

91 (58)

КАДЕМИЯ НАУК СССР

7-136

НАУЧНЫЕ ИТОГИ
**ТАДЖИКСКО
ПАМИРСКОЙ
ЭКСПЕДИЦИИ**



1936

THE ACADEMY OF SCIENCES OF USSR
THE GROUP OF GEOLOGY

THE SCIENTIFIC RESULTS
OF THE WORKS
OF TADJIKO-PAMIRIAN
EXPEDITION

АКАДЕМИЯ НАУК СОЮЗА ССР
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ГРУППА

НАУЧНЫЕ ИТОГИ РАБОТ
ТАДЖИКСКО-ПАМИРСКОЙ
ЭКСПЕДИЦИИ



PUBLISHING HOUSE, THE ACADEMY OF SCIENCES OF USSR
MOSCOW 1936 Leningrad

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА 1936 Ленинград

Напечатано по распоряжению Академии Наук СССР
Непременный секретарь
акад. *Н. П. ГОРБУНОВ*

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР
акад. *А. Д. АРХАНГЕЛЬСКИЙ*

Ответственный редактор
проф. *М. В. Баярунас*

Редактор английского
текста *А. В. Пэк*

1933

№ 8. 403

Технический редактор *А. О. Далавассера*.

Ученый корректор *В. П. Михайлов*.

Сдано в набор 29/X 1935 г. Подписано к печати 30/XII 1935 г. Уполномоч. Главлита В-28357.
Формат 72 × 108^{1/2} мм. 35 лист. + вкл. + табл. В печ. л. 47 000 зн. Тираж 2 200. АНИ № 52. Заказ 3335.

1-я Образцовая типография Издана РСФСР треста «Полиграфкинг». Москва, Валовая, 28.

СБОРНИК, предлагаемый вниманию читателей, является результатом работ особой сессии Геологической группы АН СССР, посвященной отчетным научным докладам руководящих научных сотрудников Таджикско-Памирской экспедиции, состоявшейся в конце марта 1935 г.

Осуществляя научное руководство Экспедицией в области геологического цикла исследований, Геологическая группа поставила на разрешение Экспедицией ряд ведущих для Средней Азии геологических проблем, которые должны были явиться базой для выявления полезных ископаемых южных районов Средней Азии. К числу важнейших из них относились проблемы связи оруденения с циклами вулканизма и тектоническими процессами, проблема связи Тянь-шаня и Урала, проблема малых и редких металлов.

Печатаемые доклады показывают, что Экспедиция широко поставила работы по геологической съемке, в результате которой была составлена почти сплошная десятиверстная карта юговосточной части Средней Азии, детально разработаны наиболее актуальные вопросы стратиграфии Памира и даны новые схемы тектонического строения Средней Азии. Работы по петрологии широко охватили изверженные породы Средней Азии и позволили наметить ряд особенностей их залегания, состава и установить проявления различных вулканических циклов. Наконец, в области связи рудных проявлений с определенным типом изверженных пород сделаны наблюдения, позволяющие наметить определенные группировки некоторых химических элементов, области их распространения и специфические черты оруденения

Средней Азии. Большое значение имеют гравиметрические работы Экспедиции, которые, с одной стороны, указывают на единство структуры Памира и Тянь-шаня, и намечают подходы к решению некоторых основных вопросов тектоники, а с другой — дают весьма ценные указания на способы применения гравиметрии для поисков нефтяных месторождений.

Широко развернувшееся изучение геологического строения и петрологии южных районов Средней Азии явилось основой для познания ее горных богатств и привело к установлению ряда месторождений полезных ископаемых, приобретающих по мере их разведки промышленное значение. К числу таких, в первую очередь, относятся сурьмяно-ртутные месторождения, плавиковые месторождения, каменный уголь. Экспедиция правильно наметила широкое развитие рудных проявлений: полиметаллических, оловоносных, урано-ванадиевых, мышьяковых, вольфрамовых. Значительное внимание было также ей уделено комплексу полезных ископаемых, связанных с осадочным мезокайнозойским циклом, в особенности с солями. Особо нужно отметить первые находки бокситов североуральского типа.

Считая правильным направление работ Экспедиции, Геологическая группа АН отмечает значительный эффект ее деятельности, в результате которой в короткий срок продвинулось вперед познание геологического строения, петрологии и геохимии Средней Азии.



АКАД. Н. П. ГОРБУНОВ и Д. И. ЩЕРБАКОВ
**ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИДЕИ В ПРАКТИКЕ
ТАДЖИКСКО-ПАМИРСКОЙ ЭКСПЕДИЦИИ**

Геологическое строение Таджикистана

Таджикистан, природные богатства которого уже несколько лет под ряд изучаются Таджикско-Памирской экспедицией, отличается сложностью своего геологического строения. Более чем на три четверти его территория занята мощными горными хребтами, сложенными в значительной мере палеозойскими породами и отчасти мезокайнозойскими осадками. Палеозойские толщи прорваны разнообразными интрузивными и эффузивными породами. Преобладают представители семейства гранитов. Исключительная обнаженность коренных пород облегчает исследования взаимоотношений отдельных толщ и связи процессов минералообразования с различными геологическими и геохимическими факторами, но зато известные затруднения представляют крутизна рельефа и сложное тектоническое строение.

Детальные стратиграфические, петрологические и тектонические исследования Таджикско-Памирской экспедиции показали, что среди горных сооружений Таджикистана можно выделить четыре структурных единицы: 1) центральные и южные дуги Тянь-шаня, 2) Ферганскую плиту, 3) памирские дуги и 4) южнотаджикскую депрессию. Эти же работы опровергли ранее господствовавшее противопоставление Тянь-шаня Памиру, основанное, главным образом, на дугообразном изгибании этих двух горных систем во взаимно противоположных направлениях, и идю о существовании резкой границы между ними. На самом деле оказалось, что переходы одной системы в другую постепенны и что каждое из этих горных сооружений неоднородно и обладает сложным строением. В Тянь-шане были выделены северная зона, центральная и южная. Северная зона, согласно наблюдениям В. А. Николаева, отделенная большой линией разлома от централь-

ной, характеризуется участием в ее строении нижнепалеозойских отложений, испытавших каледонские горообразовательные движения, и своеобразным развитием аркозово-конгломератовой фации среднего палеозоя. Она совершенно не участвует в строении Таджикистана.

Центральная и южная зоны идут далеко на юг и юго-запад, охватывая Северный Памир, Туркестанский, Зеравшанский и Гиссарский



хребты. Они характеризуются мощным развитием известняковых фаций домена и карбона, а по геологическому возрасту преобладающих тектонических процессов и циклам вулканизма являются типично «варисцийскими». Местами, как напр. в Северном Таджикистане, в строении центральных дуг главная роль принадлежит гранодиоритам и эффузивным толщам порфирирового состава.

Памир также неоднороден и схематично может быть разделен на три зоны: северную, о которой уже было сказано, затем центральную, сложенную в значительной части морскими осадками перми, триаса и нижней юры, и, наконец, южную — мраморно-гнейсовую. Центральная зона Памира представляет собой варисцийский остов, на котором расположены породы иных более высоких стратиграфических горизонтов, с характерными для них складчатыми явлениями киммерийской и альпийской эпох.

Ферганская плита лишь частично охватывается территорией Северного Таджикистана. Она представляет собой опущенное древневарисцийское основание, частью обнажающееся из-под перекрывающих осадков мезозоя и кайнозоя.

Южнотаджикская депрессия в пределах Таджикской ССР представляет собой сильно дислоцированную область, сложенную мезозойско-третичными отложениями, расположенную между Гиссарским хребтом, р. Пяндж и Дарвазом, уходящую за западные границы Республики. Толщи этой депрессии характеризуются широким развитием континентальных и лагуинно-морских отложений, образовавшихся в условиях сухого и жаркого климата.

Развитие поисковых работ

Вся описываемая выше территория в 132 000 кв. км и отчасти прилегающие части Южной Киргизии, Узбекистана, Каракалпакии и Восточной Туркмении были охвачены в период с 1932 по 1935 гг. включительно поисковыми отрядами Таджикско-Памирской экспедиции. Первоначально отдельные отряды вели первичные поиски на огромных площадях. Их техническая вооруженность была слабой, а регулярная связь с базами и научным руководством почти отсутствовала. Затем по мере развития работ отряды расширили свои функции, включив в программы исследований элементы опробования и разведок. С главными отрядами была налажена постоянная двусторонняя радиосвязь. Они опирались на ряд баз, причем основная база в г. Ходженте имела шлиховую и химическую лаборатории, шлифовальную мастерскую, петрографический или минерографический кабинеты. Отряды были обеспечены научным руководством, осуществляемым на местах научными консультантами.

В 1932 г. поисковые работы сконцентрировались преимущественно на Памире и на южных склонах Гиссарского хребта. Они осуществлялись 10 отрядами.

В 1933 г. уменьшается удельный вес Памирского направления, где сохраняются, главным образом, поиски золота и редких элементов. Расширяются работы в Южном Таджикистане. Начинаются поиски полиметаллов, слюянного камня, бериллов в Северном Таджикистане. Всего работает 20 поисковых отрядов. 1934 г. идет под знаком широко развернувшихся поисков оловянного камня. Изучается почти весь бассейн р. Зеравшан. С другой стороны, работы выходят за пределы территории ТаджССР и распространяются на Чаткальский и Алайский хребты. Начинаются поиски бокситов. Разворачиваются исследования соляных богатств. Поисковые работы ведутся 33 отрядами. В 1935 г.

все поисковые партии имеют уже точно определенные специализированные задания. Их работы сосредоточиваются в Центральном Таджикистане — в Каратегине, Ягнобе, бассейне Среднего Зеравшана, в западных отрогах Гиссарского хребта. Некоторое внимание уделяется северным предгорьям Туркестанского и Алайского хребтов, а также северным дугам Тянь-шаня. В поле работало 10 поисковых и поисково-разведочных отрядов.

Начальные данные

Приступая к организации поисковых работ руководство экспедиции должно было считаться с фактом очень слабой изученности горных богатств Таджикистана в прошлом и малым количеством опубликованных научных трудов по геологии этой Республики. Тем не менее, на основании учета уже выявленных полезных ископаемых, их типов, а также некоторых теоретических сопоставлений явлений оруденения с геологическими особенностями строения и обобщений, было уже возможно дать большинству поисковых отрядов руководящие указания. При этом полностью оправдалось положение, ярко выдвинутое акад. А. Е. Ферсманом в его „Геохимии“, говорящее о том, что „Поисковая работа должна уметь предвидеть наиболее верные пути отыскания новых месторождений“, а поиски будут успешны лишь там, где поставлена твердая и вполне определенная задача.¹

Таким образом, в основу работ были положены: 1) данные литературных источников по полезным ископаемым и геологии Таджикистана, 2) опыт прошлых работ сотрудников Экспедиции, 3) некоторые геохимические идеи.

Основные литературные источники сводились к известному перечню полезных ископаемых Средней Азии В. Н. Вебера, статье о горных богатствах Таджикистана И. И. Бездека, работам С. Ф. Машковцева и Б. Н. Наследова, посвященных Кара-мазару, статье Д. В. Никитина о золоте на Саук-сае, геологическим статьям Д. В. Наливкина и заметкам минералого-геохимического характера Д. И. Щербакова. Эти работы фиксировали внимание на золоте, полиметаллах, сурьме и ртути, уране, каменном угле, солях. Здесь не упоминаются более старая литература и некоторые специальные узко геологические труды.

Опыт предыдущих работ дал возможность учесть, с одной стороны, ряд совершенно новых фактов распространения металлов и нерудных ископаемых, а с другой — познакомиться с некоторыми характерными для Таджикистана процессами минералообразования.

Впервые были получены сведения о находке одного кристалла оловянного камня в миаролитовой полости пегматитовой жилы из верховий долины р. Харангон. Г. Л. Юдин обратил внимание на первые зерна оловянного камня в тяжелых шлихах с р. Кудары на Памире, на шеелит и молибденовый блеск в верховьях р. Бартанг. В. И. Попов отметил вероятность существования второй, более южной зоны золотоносных пород на Памире. Привлекали внимание указания на находки полиметаллов на южных склонах Гиссарского хребта. А. Е. Ферсман и Д. И. Щербаков указывали на закономерности распространения эпитеpmальных сурьмяно-ртутных месторождений и необходимость их поисков к западу от уже известных точек, на вероятное продолжение Карамазарской полиметаллической провинции к востоку, а также на роль редких элементов в Средней Азии.

Геохимические идеи. Уже самые ранние обобщения данных поисковых работ экспедиции в предгорьях Алайского хребта, носившие сначала чисто эмпирический характер, наметили определенную зональность минеральных процессов, связанную с особенностями геологического строения горной цепи. Оказывается, что ряд месторождений металлов располагается в пределах широтно вытянутых, иногда дугообразно изогнутых полей, образуя так называемые рудные пояса, которые в своем распространении отражают закономерности геологического строения горных хребтов. В зависимости от преобладающих концентраций того или иного металла можно было выделить пояса: сурьмяно-ртутный, золотой, оловянный. При этом одни пояса чередуются с другими, частично накладываясь друг на друга. Раз намеченные они значительно облегчают поисковые работы, позволяя заранее выделять определенные площади для поисков на них совершенно определенных металлов.

Так был установлен Д. И. Щербаковым южноферганский сурьмяно-ртутный пояс „телетермальных“ месторождений. Проявляясь на всем протяжении в виде более или менее однотипных оруденелых полей кремнистой брекчии с вкраплениями и прожилками антимонита, киновари и плавикового шпата, эти месторождения оказались обычно приуроченными к сводовым частям брахиантиклинальных складок и связанными с периферическими зонами разломов и опусканий.

Следующим поясом, намеченным впервые Д. В. Наливкиным, являлся Памиро-Дарвазский золотой пояс, начинавшийся метаморфическими зелеными сланцами под пиком Ленина. Было известно, что на широте селения Алтын-мазар эти сланцы распространялись по обоим берегам р. Мук-су. Учитывая закономерное загибание всех Памирских свит к юго-западу и распространение рассыпного золота

¹ Акад. А. Е. Ферсман. Геохимия т. II, Химтеорет, Ленинград, 1934, стр. 208.

по речным долинам, а также в конгломератах Дарваза, надо было думать, что так называемая Сауксайская золотоносная свита спадает значительную часть хребта Петра I и где-то, пересекая р. Хингоу, скрывается под конгломератами Дарваза. Делалось допущение о связи золотоносности с внедрениями гранитов в сланцевую свиту, которая, вероятно, была сложена в антиклинальную складку, и о возможном влиянии химического состава сланцев на процессы выпадения золота из гидротермальных растворов.

Довольно отчетливо был намечен пегматитовый оловоносный пояс, протягивающийся по широтной, а затем слабо изогнутой к северо-западу дуге. Он начинался в центральной части Алайского хребта, шел через верховья р. Зеравшан, раздваиваясь далее на ветвь Туркестанского хребта и ветвь Зеравшанского хребта, затем исчезал и появлялся вновь южнее г. Пенджикента, потом в Нура-тинских горах и в Кызыл-кумах. Его наиболее рудоносная часть была открыта на основании теоретических предпосылок о вероятной аналогии пегматитовых жил Туркестанского хребта с Забайкальскими оловоносными пегматитовыми жилами. Стимулом к поискам в этом районе послужила первая находка кристалла оловянного камня в пегматите Харангона к северу от г. Сталинабада и первые зерна его в тяжелых шлихах с восточного склона гранитного массива Каратюбе, к югу от г. Самарканда.

Такие же закономерности зонального распространения отдельных элементов были констатированы для осадочных процессов. Первоначально привлекало внимание повышенное содержание ванадия в сланцевых свитах силура и определенная приуроченность своеобразных аморфных ванадий- и урансодержащих скоплений алофанового типа, так называемых „коловратитов“, к кремнистым сланцам, которые протягивались цепочкой вдоль северных предгорий Алайского хребта. Значительно позднее была установлена в тех же северных предгорьях Туркестанского и Алайского хребтов полоса бокситовых месторождений, приуроченная к границе нижне- и среднекаменноугольных известняков.

Раз установленные закономерности, приуроченные к определенным вулканическим породам и литологическим зонам, повторяющиеся на некотором расстоянии, позволили применить принцип непрерывности напластования и делать выводы, основанные на интерполяции или экстраполяции. Таким образом, в основе первоначального выделения контуров зон лежат эмпирические обобщения, сравнительный анализ и принцип непрерывности. Дальнейшим этапом являлись подробные наблюдения над особенностями процессов минералообразования, сопровождаемые изучением геологической обстановки. Узвязка хими-

ческой и геологической сторон явлений позволяла уже научно объяснить наблюдаемые закономерности территориального распределения химических элементов.

Не менее плодотворно было применение учения о закономерностях **рудных концентров**, располагающихся вокруг магматических очагов. Эмпирически установленная Линдгреном и Эммонсом последовательность отложения элементов по глубине непосредственно вверх от очага кислой магмы и идеи выпадения некоторых членов в боковых частях были приложены к многим массивам магматических пород, залегающих в Алайском хребте и в цепях Тянь-шаня. При этом были выделены среди ряда магматических внедрений куполовидные массы „активных“ пород, сопровождавшихся интенсивными контактными ореолами и проявлениями рудных процессов. Обычно рудные концентраты, с ними связанные, выражены рудными телами разного состава, пространственно разобщенными и отличающимися последовательностью своего образования во времени. Наиболее распространенными оказались концентры вокруг монцититовых и гранодиоритовых массивов, с их приконтактовыми пирротин-арсенопиритовыми гипотермальными телами, полиметаллическими жилами, с бурнонитом и блеклыми рудами на некотором расстоянии и телотермальными сурьмяно-ртутно-флюоритовыми месторождениями. Тот или иной характер вмещающей осадочной свиты и тектонических явлений создавал более или менее благоприятную обстановку для концентрации металлов. Известняки, мергеля или конгломераты с преобладающей известняковой галькой способствовали обособлению арсенопиритовых залежей метасоматического характера, сопровождаемых скарнами. В последних весьма обычен шеелит, нередко встречается также молибденовый и висмутовый блеск.

Идеи концентрической зональности были также с успехом приложены к пегматитовым полям Туркестанского хребта. Здесь ясно наметилась горизонтальная и вертикальная зональность в расположении пегматитов разных типов. Более высокотемпературные шерловобиотитовые пегматиты, приуроченные обычно к гранитной интрузии, сменялись в зоне метаморфических сланцев сначала мусковитовыми микроклин-берилловыми жилами, а на большем расстоянии альбитизированными жилами с литиевыми минералами, оловянным камнем и фосфатами. Еще дальше появлялись многочисленные кварцевые жилы: то безрудные то типичные пневматолиты с оловянным камнем в крайне незначительной концентрации, арсенопиритом и золотом. Соображения о возможном переходе пегматитового типа оловорудных месторождений в пневматолитовый или гидротермальный в районах погружения гранитных штоков под осадочные свиты легли в основу

поисков гидротермальных оловоносных рудных жил в бассейне р. Зеравшан.

Изучая распространение полиметаллических месторождений в Средней Азии В. М. Крейтер подметил определенную их локализацию в виде нескольких групп, что заставило его высказать мысль о существовании **рудных узлов**. Под этим названием он подразумевает такие районы, где благоприятное сочетание ряда геологических факторов способствовало образованию и выявлению на поверхности ряда месторождений. Связывая их с более или менее хорошо дифференцированными магматическими очагами, В. М. Крейтер полагал, что имеются все основания ждать появления поблизости и иных скопленных металлов так как, вероятно, каждый более или менее крупный очаг несет в себе всю совокупность тех элементов, которые в постмагматическую стадию выделяются вокруг него в виде закономерных концентров. Эти соображения объясняли в значительной мере старую поговорку рудокопов „руда руду ищет“ и заставляли ставить в районе намечавшихся рудных узлов поисковые работы на разные металлы, в том числе на олово.

Так, в пределах Тяньшанид определенно намечаются рудные узлы: Такмакский (рр. Б. и М. Кебин, пер. Кастек), Таласский, Карамазарский, Караказыкский в Алайском хребте, Южногиссарский. Около них имеется много оснований концентрировать различные поисковые работы.

Последовательно выдвигавшиеся поисковые задания

В 1932 г. главное внимание поисковых партий было направлено на Памир, где были поставлены широкие шлиховые работы в связи с поисками оловянного камня, а также поиски новых золотоносных площадей. Кроме того, были посланы партии для первоначальной рекогносцировки Гиссарского хребта, так как этот район, тяготеющий своей южной частью к г. Сталинабаду, а северной — к г. Пенджикенту, оставался почти неразведанными в отношении горнорудных богатств. Следующий 1933 г. характеризуется усилением поисковой деятельности, причем значительное внимание наряду с Памиром уделяется Северному и Южному Таджикистану. Вместе с тем, продолжается рекогносцировочное обследование северозападных склонов Гиссарского хребта. На Памире продолжают работы по золоту и ставятся специальные поиски редких элементов. В Северном Таджикистане впервые производятся поиски олова и обследование пегматитовых жил. Кроме того, проспекторские работы охватывают Северовосточный Карамазар и несколько южнее расположенную площадь левобережья

р. Сыр-дарьи. Целевая установка этих партий — найти полиметаллы. В Гиссарском хребте на базе находок 1932 г. производится более углубленное изучение мышьяковых и плавиковых месторождений. Особое внимание уделяется мезокайнозойской толще южнотаджикской депрессии с ее солями, горючим, фосфоритами.

В 1934 г. поисковые работы достигают максимального развития. Поисковыми партиями широко охватываются все геологические структуры Таджикистана и частично прилегающие районы. Внимание привлекают разнообразные полезные ископаемые. Некоторые из них, намеченные прошлыми работами, как напр. золото, переходят почти полностью в ведение специальных хозяйственных организаций. Развернутым фронтом производились поиски олова и его спутников в пегматитовом типе месторождений — берилла, колумбитов. Охватывается почти весь оловоносный пояс Югозападных Тяньшанид. Начинаются рекогносцировки оловоносности центральных зон Тяньшаня. Изучается наметившийся мышьяковый тип оруденения в Гиссарском хребте. Ставятся поиски и исследования в пределах сурьмяно-ртутной зоны Южной Ферганы и ее югозападного продолжения. Углубляются работы по изучению соляных богатств Средней Азии — ее соляных озер, залежей каменной соли и селитренников. Полиметаллические поисковые партии продолжают продвигаться к востоку по Чаткальскому хребту. В Гиссарском хребте и его отрогах ставятся поиски и обследования угленосных бассейнов. Ставятся поиски алюминиевых руд. Изучаются скарны как возможные источники шеелита.

1935 г. характеризуется, с одной стороны, переходом к разведкам, опробованию ранее выявленных объектов, а с другой — некоторым сужением объема поисковых работ за счет большей целеустремленности партии. Их усилия сосредоточивались на поисках оловянных, мышьяковых, сурьмяно-ртутных и бокситовых месторождений.

Методика поисков

Основным видом работ были **визуальные поисковые работы** маршрутного характера. В их основу было положено тщательное изучение минералогических процессов, характерных для исследуемой территории. Эти процессы сопоставлялись с геологической обстановкой. Сделанные в поле выводы о связи концентрации тех или иных химических элементов с определенными процессами минералообразования, с определенной химической обстановкой или геологическим положением позволяли в дальнейшем пользоваться **методами аналогии** и обращать преимущественное внимание на отдельные участки обследуемых площадей. На одного работника приходилось, в среднем,

в день от 5 до 15 км маршрута. Их густота зависела от степени детальности поисков. В большинстве случаев они сопровождалась глазомерной литологической съемкой и взятием образцов горных пород, минералов, которые по возможности исследовались в лаборатории и кабинетах Ходжентской базы еще в полевой период.

Практика работы поисковых отрядов экспедиции показала, что обычно первоначальные наблюдения чаще исходили из минералогической обстановки, а не из геологической. Неоднократно последняя подсказывалась определенными сочетаниями минералов. Однако, разгаданная она позволяла в дальнейшем оперировать с поисками определенных геологических структур, а в их пределах отыскивать признаки тех или иных процессов. Можно привести несколько интересных примеров. Долгое время неясен был вопрос о происхождении так называемых коловратитов, которые всегда неизменно были приурочены к прерывисто залегающим черным кремнистым сланцам типа лиддитов. Высказывались предположения о сингенетическом характере их образования. Однако, внимательные минералогические наблюдения показали, что коловратиты появляются в виде примазок на метасоматически замещенных углистых или битуминозных известняках, что они всегда сопровождаются обильными сульфатами — ярозитом, гипсом, баритом, и что нередко кремнистые породы подстилаются осветленными сланцами. Таким образом, налицо были: процессы окремнения, процессы выбеливания сланцев и явления образования сернокислых растворов, действовавших на окружающие породы. Вместе с тем, химические исследования показали, что некоторые свиты углистых сланцев и подчиненные им пропластки известняков содержат повышенные количества ванадия — до 0.1—0.2% V_2O_5 . Этих фактов было достаточно для того, чтобы искать связи между образованием коловратитов и вероятной ролью магматических очагов, внедрившихся в определенные свиты сланцев. Действительно, в 1935 г. удалось найти разрез на западном берегу оз. Маргузор, в основании которого обнажался гранодиоритовый апофиз, выше наблюдалась пиритизация и обесцвечивание сланцев, а еще выше залегали линзы известняков, в главной своей массе метасоматически замещенных кремнекислотой. Среди них наблюдались типичные алофановые зеленовато-желтые примазки.

Другим примером может служить история поисков сурьмяно-ртутных месторождений. Первоначально при поисках руководствовались своеобразными кремнистыми брекчиями, с плотной роговиковой структурой обломков, которые обычно связывались халцедоновидным или гребенчатым кварцем с вкраплениями антимонита и киновари. Все внимание проспекторов было обращено на распространение процесса

окремнения, который обыкновенно локализовался на границе известняков и сланцев палеозойского возраста. Лишь значительно позднее была установлена связь проце сов окремнения с некоторыми участками куполовидных складок. Развитие идей связи гидротермальных явлений с определенными тектоническими процессами привели к выделению нескольких типов рудных залежей, отличающихся друг от друга морфологически и отчасти по времени образования. Эти идеи помогли отыскать в ранее известных районах новые седловидные, межпластовые рудные тела с хорошим содержанием сурьмы и ртути. Вместе с тем, они наметили новые районы поисков и привели к открытию новых рудных точек.

В Карамазарских горах поисковики-полиметаллисты ориентируются в своих первых шагах на обесцвеченные зоны среди вулканических пород и железные шляпы, которые хорошо заметны уже издали. Следующие шаги связаны обычно с внимательным изучением минералогического состава окисленной зоны, так как он позволяет до известной степени судить о вероятном составе сульфидных руд. Уже затем появляется необходимость сопоставить закономерности распространения железных шляп или осветленных зон с особенностями геологического строения.

В Алайском хребте всегда привлекают внимание большие рыжие пятна, связанные с окислением сульфидов в приконтактных линзах и жилах, окружающих куполовидные внедрения некоторых гранодиоритов. Раз обнаруженные они заставляют проспектора исследовать все контактное поле, перенося поиски в соседние районы с аналогичными выходами магматических пород.

Таким образом, намечается тесная увязка минералогических и геологических наблюдений. Первые часто дают во возможность подметить роль геологических факторов, а последние раз понятые и установленные, в свою очередь, способствуют правильному направлению поисков.

Грамадную помощь в поисковой работе оказал шлиховой метод. Систематический сбор и изучение тяжелых шлихов аллювиального и элювиального происхождения, а также тяжелой отмытой фракции раздробленных пород, позволил выявить поисково-шлиховым партиям Гаджикес-Памирской экспедиции ряд ценных полезных ископаемых и сделать интересные геохимические выводы. Первоначально шлиховые партии работали отдельно от обычных поисковых, опираясь на центральную полевую лабораторию. Затем постепенно шлиховое опробование стало применяться каждой поисковой партией как существенный элемент ее работ. Образовалась постоянная стационарная шлиховая лаборатория при базе, а под конец дополнительно

1933

1935

1933

1935

2989

к ней все более крупные партии имели небольшие походные лаборатории, позволявшие производить первоначальные исследования шлиха в полевой обстановке. В начале работ брались только обыкновенные ковшовые или лотковые пробы весом в 3,5 кг, затем в некоторых партиях стали применяться небольшие переносные бутары системы Денъгина и даже более солидные разборные вашгерды. Они стали снабжаться чугунными ступками и ситами, позволявшими оперировать с коренными породами как в целях качественного, так и количественного опробования. Количество проб на партию за сезон работы, определявшееся вначале несколькими десятками, стало измеряться сотнями. Большинство партий еще в полевой период получали по радио с основной базы результаты определения шлихов в лаборатории и могли руководствоваться ими в дальнейшей работе.

Изучение аллювиальных шлихов и их тяжелой фракции намечало достаточно четко отдельные области распространения искоемых элементов — олова, золота, вольфрама, ртути и выявляло иногда новые объекты. Например, можно отметить выявленную оловоносность верховий р. Зеравшан, р. Карагуш-хана в Каратегине, речек Надак и Чадак в Северовосточном Таджикистане или распространение рассыпного золота по некоторым левым притокам р. Мук-су, по правым притокам р. Караджилга на Памире, в верховьях рр. Ягноб, Канияз и Гориф, в верхней части р. Кассан в Чаткальском хребте. Вольфрам в виде шеелита был обнаружен по р. Кассану и восточнее по р. Узкун-ахмату, а еще раньше — в устье р. Кокуй-бель-су и по Кударе на Западном Памире. Ртуть в виде киновари оказалась широко распространенной в бассейне р. Ягноб, по р. Карагуш-хана южная и в Восточном Дарвазе. Среди новых объектов надо назвать монацит и циркон по р. Баш-гумбезу и соседним притокам р. Гунт, а также по оврагам гранитного массива Кара-тюбе к югу от г. Самарканда, ортит из ряда притоков р. Нарын в Тянь-шане.

Особенно интересным и важным для геохимической характеристики оказались шлихи элювиальные и из коренных пород. Наилучшие результаты получались при обследовании небольших площадей и значительной густоте сети опробования. В данном случае широкий региональный охват оказался неплодотворным.

Метод дробления коренных пород привел к открытию на Памире первоисточника циркона и монацита в гнейсифицированных породах, к установлению оловоносности красных аляскитовых гранитов и фельзитовых порфиров Тянь-шаня, к выделению особого типа ортитовых гранитов, к находке шеелита в скарнах с Зеравшанского хребта. Этим способом производилось также иногда количественное опробование оловоносности пегматитовых жил, шеелитоносности некоторых скар-

новых жил, золотоносности кварцевых жил верховий р. Зеравшан и содержания киновари в рудных телах Чувая.

Детальное опробование элювия гор Могол-тау у г. Ходжента привело И. А. Островского к расчленению массива на два отличающихся друг от друга гранитных очага. При этом им была установлена значительная шеелитоносность центральных и восточных гранитов, связанная не с контактной зоной, как это предполагали раньше, а с своеобразной альбитизацией отдельных участков гранитного массива. Этот же метод позволил наметить существование цирконовых гранитов, а также различных краевых фаций гранитов и гранодиоритов — сфеновых, ортитовых и т. д.

Большое значение для успешного проведения поисковых работ имела тесная увязка полевых исследований с химическими лабораторными и минералогическими исследованиями. Чем детальнее изучались взятые в поле образцы и чем скорее полученные результаты передавались в отряды, тем плодотворнее были их выводы. Известную помощь оказали предварительные спектроскопические исследования образцов руд и пород. Благодаря им впервые в плотных мелкокристаллических скарнах Зеравшанского района были обнаружены: висмут, молибден, вольфрам. Эти же исследования заставили обратить внимание на присутствие вульфенита в церусситовых рудах Кан-сая. Спектроскопический анализ слюд и грейзенов из пегматитовых жил привел С. А. Боровика к выделению разновидностей обогащенных галлием. В некоторых случаях появление литиевых линий говорило об усилении пневматолитового процесса. Линии олова заставили обратить внимание на грейзенизированные граниты Алтын-тау в Кызыл-кумах. Химические анализы мышьяковых руд высокотемпературных метасоматических жил (Такфон, Уч-имчак) привели к открытию мышьяковых колчеданов разных генераций, причем одной более низкотемпературной, данаитового типа, обуславливающей присутствие в этих рудах до 0,1% кобальта. Высокая серебристость некоторых золотосодержащих образцов позволила отнести найденные жилы к эпитермальным; а в другом случае серебристость полиметаллических руд привела к установлению в жилах минералов типа фрейбергита.

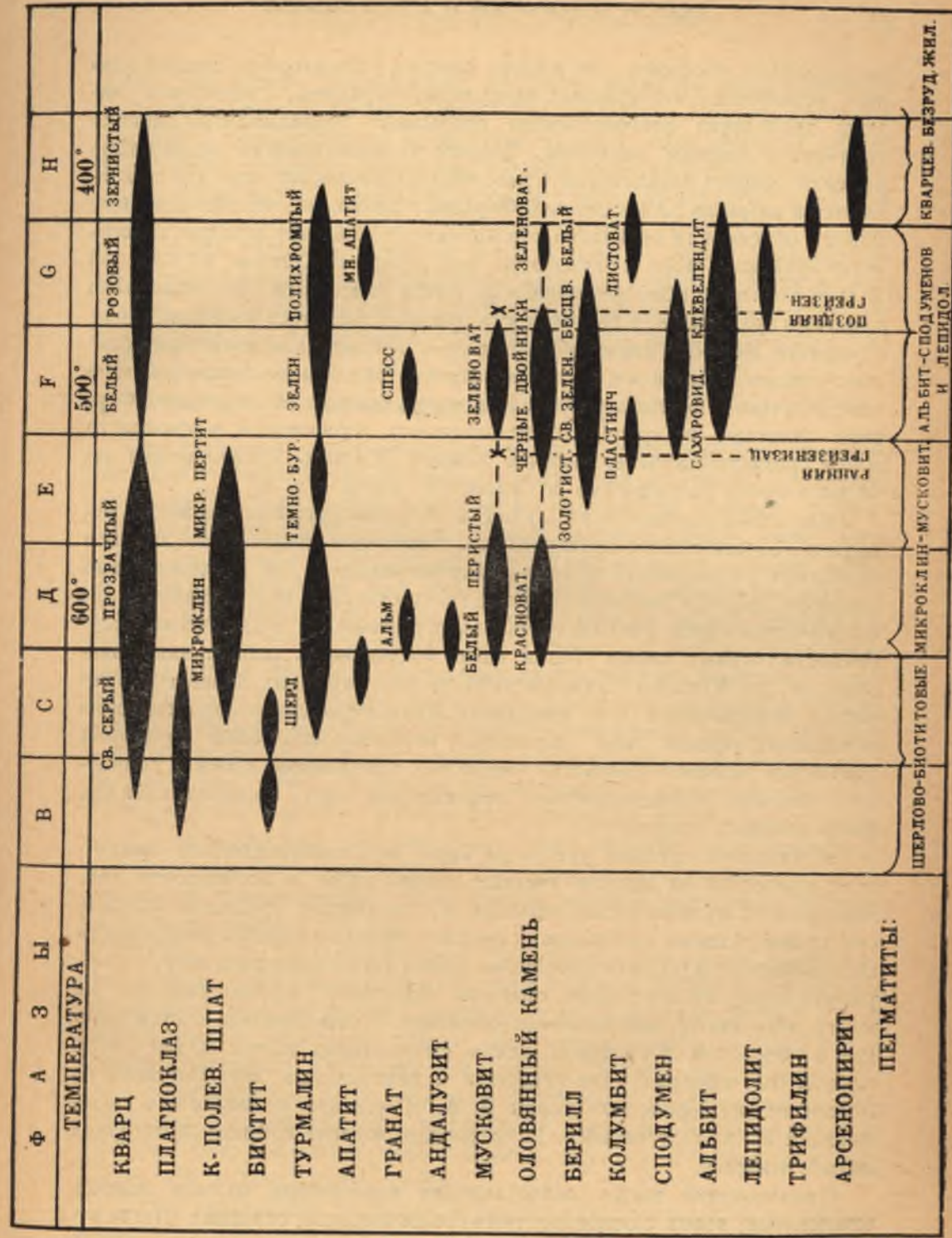
При детальных поисках значительную помощь оказывало графическое изображение последовательности процессов минералообразования в виде так называемых геохимических диаграмм, в особенности в тех случаях, когда различные фазы процесса, изображенные на них, были увязаны во времени с тектоническими явлениями. Они позволяют графически условным способом изобразить последовательность выделения минералов, связанную, в основном, с понижением температуры процесса, отметить „типomorphic“ особенности одних и тех же хими-

ческих соединений, образовавшихся в разной физико-химической обстановке и, наконец, что особенно важно, отнести каждый минерал к определенной фазе, свойственной ему в данном процессе¹.

В качестве примера можно привести геохимическую диаграмму для сурьмяно-ртутных месторождений Южной Киргизии, помещенную в статье В. Э. Пояркова. Она указывает на то, что наиболее промышленно выгодное сочетание минералов связано с некоторыми тектоническими процессами и ими обусловленными структурными формами рудного тела. Ниже приводимая геохимическая диаграмма оловянного пегматитового процесса подсказывает, какие минеральные ассоциации можно ждать в каждом данном участке жилы, намечает оптимальные фазы выпадения оловянного камня, а вместе с тем, ясно намечает неблагоприятную особенность пегматитовых жил Туркестанского хребта. Содержащийся в них оловянный камень выпадает на громадном интервале от 600 до 400° и ниже. Это указывает на отсутствие факторов, способствующих его быстрой фиксации, и подтверждает наблюдения о рассеянном характере оловоносности. В особенности ценны те диаграммы, где наряду с изменением внешних особенностей того или иного минерала отмечаются изменения его химического состава.

Неоднократно также делались попытки увязки тех или иных процессов минералообразования с геологическим возрастом вызывавших их факторов. Полное проведение хронологического принципа классификации всех рудных процессов является конечной задачей и идеалом геохимических исследований. Осуществление его наталкивается на большие трудности и требует исключительно хорошо подготовленной геологической базы в виде достаточно подробной геологической съемки. Эту задачу Таджикско-Памирская экспедиция осуществляла планомерно за всю свою деятельность, подготавливая геологическую карту всего Таджикистана в масштабе 1:400 000.

В особенности трудно установить абсолютный возраст, а подчас даже правильный относительный возраст магматических и постмагматических процессов. Довольно точно удалось наметить возраст «активных монзонитов» и некоторых гранитов Алайского, Туркестанского и Гиссарского хребтов. Доказано, что они прорывают верхнепалеозойские отложения и что на их размытой поверхности залегают нижнемеловые осадки. Вместе с тем, поблизости находящиеся юрские толщи также не несут никаких следов контактного метаморфизма или рудных процессов. Сопоставляя эти наблюдения с геологическими разрезами верхнепалеозойских и мезозойских толщ Ферганы, можно прийти к выводу о вероятном нижнепермском возрасте процессов внедрения



¹ См. акад. А. Е. Ферсман. Геохимия. Т. II. Химтеор. 1934, стр. 82-85.

описываемых массивов. На южных склонах Чаткальского хребта удалось установить, что красные аляскитовые граниты, с которыми связаны проявления оловоносности, прорывают гранодиориты, дающие контакты с нижним карбоном. Хорошо устанавливается верхнесилурийский возраст базальтовых придонных излияний, которые устанавливаются в разрезах Юговосточной Ферганы. Возможно, что эти основные породы обусловили несколько повышенное содержание ванадия в верхнесилурийском море и некоторых его осадках. Однако, до сих пор далеко не часты примеры подобные выше описанным. И редко пока удается в практической деятельности руководствоваться соображениями о возрасте. Конечно, иначе обстоит дело с полезными ископаемыми сингенетического генезиса в осадочных свитах. Они обычно локализованы в определенных участках разреза. Например, бокситы Югозападной Ферганы залегают на границе бисульфатного горизонта и московского яруса среднего карбона, горючие сланцы Южного Таджикистана находятся почти повсеместно в Сузакском ярусе и т. д.

Возрастные соотношения лучше всего фиксируются обычными методами геологического картирования. Некоторые специальные приемы позволяют использовать **методику картирования и для геохимических выводов.** Первым приближением к геохимической карте является литологическая карта, учитывающая петрографические и химические особенности горных пород. Такая карта составляется работниками экспедиции для Южного Таджикистана на базе широких палеогеографических исследований. Она учитывает закономерности распространения угленосных юрских свит; соленосных верхнеюрских толщ; некоторых отложений мелового возраста — медистых песчаников, слоев с свинцовым блеском; нижнетретичных нефтеносных свит, горючих сланцев, фосфоритовых горизонтов.

Значительно труднее учесть на карте все закономерности химических процессов на данном участке земной коры, в особенности там, где развиты вулканические явления и гипергенные процессы. Трудности самой техники изображения сложной функциональной зависимости заставляют идти по пути упрощения наблюдаемых соотношений и изображать лишь их отдельные стороны. Например, удобно наносить на карту результаты шлихового опробования и сопоставлять состав шлихов с возрастом и составом одних интрузивных пород. Опыт такой работы был проделан для северных и центральных дуг Тянь-шаня на основе петрографической карты В. А. Николаева и шлихового опробования И. А. Островского. В настоящий момент собранный материал обрабатывается.

Производятся также сопоставления намечаемых рудных поясов, концентров, узлов с особенностями геологического строения. Легче от-

ражать на картах сравнительно крупного масштаба закономерности распространения различных химических элементов. Прототипом таких локальных геохимических карт, облегчающих практическую работу разведчиков, являются известные купрометрические карты поверхностей месторождений порфириновых медных руд. По этому же типу возможно составление плумбометрических карт. Желательно сделать опыты составления стибнометрических и ртутных карт. Более сложные соотношения намечаются при изучении химических особенностей состава рудных тел месторождений, учитывающих не только металлические компоненты, но и изменения состава жильной массы и вмещающих пород.

Специальные научные работы

Вышеуказанная последовательность применения поисковых методик зависела в значительной степени от отсутствия достаточно детальных геологических карт. Для перехода на следующую высшую ступень изучения минеральных богатств Таджикской республики была совершенно необходима геологическая карта Таджикистана, которая позволила бы в дальнейшем при выборе объектов и районов поисков исходить из особенностей геологического строения данной территории. Вместе с тем, такая карта позволяла решать и другие практически важные задачи инженерной геологии, гидрогеологии, сельского хозяйства. Поэтому руководство Таджикско-Памирской экспедиции организовало в составе экспедиций мощный геологический сектор, осуществлявший геолого-съёмочные и тематические работы. Для обслуживания геологических работ неоднократно снаряжались геодезические и топографические партии и широко использовались фототеодолитные работы в высокогорных районах. Было также создано специальное картографическое бюро, составившее картографическую основу всего Таджикистана, прилегающих к нему южных районов Киргизии и Узбекистана в масштабе 1:500.000.

В 1932 г. на Памире работала специальная Памирская геологическая группа Д. В. Наливкина в составе 8 отрядов. В 1933 г. эта группа продолжала свои работы на Памире в составе 9 отрядов. В 1934 г. геолого-съёмочные отряды не только продолжали работы на Памире, но охватили частично Туркестанский хребет, Дарваз, западные отроги Гиссарского хребта. Всего работало 12 отрядов. В 1935 г. геологические работы осуществлялись 15 отрядами, которые заканчивали съёмку Памира, верховий Зеравшанской долины, некоторых площадей в Туркестанском и Гиссарском хребтах.

Всеми указанными отрядами осуществлена сплошная геологическая съёмка всего Таджикистана в масштабе 1:400.000.

Кроме того, были организованы специальные тематические геологические исследования: стратиграфии, тектоники, петрологии. Также были осуществлены специальные вспомогательные геофизические исследования по изучению силы тяжести на Памире, в Туркестанском и Гиссарском хребтах, в Кызыл-кумах.

Таким образом, был создан научный фундамент для дальнейших практических и научных работ, связанных с освоением недр Таджикистана, с изучением геохимии его территории, с инженерным искусством и сельским хозяйством.

Организационные принципы

Сложность многолетних работ экспедиции, охват ею значительных территорий и разнообразие состава требовали чрезвычайно четкой организации и в то же время большой гибкости. Экспедиция была построена на основе привлечения к ее работам целого ряда научных учреждений Академии Наук и Наркомтяжпрома СССР, в составе которых, естественно, выделились постоянные группы научных работников, специализировавшихся на изучении Таджикистана под руководством видных специалистов и крупных ученых. Постепенно в процессе экспедиционной работы выросли высококвалифицированные кадры, которые и обеспечили успех. Задачи экспедиции были распределены между научными учреждениями следующим образом: все региональные геологические работы проводил ЦНИГРИ, геохимические исследования вел Ломоносовский институт, работы по бокситам — Геологический институт АН, по плавнику — Институт минерального сырья, геофизические работы — Астрономический институт и т. д. Только более тяжелые разведочные партии приходилось организовывать, как правило, самостоятельно. Для руководства работами в поле приглашались крупные консультанты, как А. Е. Ферсман, Д. В. Наливкин, И. Ф. Григорьев, В. И. Лучицкий, В. М. Крейтер и др.

Громадное значение в работах экспедиции имело строгое планирование. Эволюция геохимических идей, разработка крупной проблематики, итоги геологической съемки, задания промышленности, нужды развивающегося хозяйства Таджикистана — все это учитывалось при составлении ежегодного плана экспедиционных исследований. Планирование не только давало правильное направление работам экспедиции, но и обеспечивало систематический наиболее полный и всесторонний охват исследуемой территории.

Геологическому изучению определенных площадей предшествовало их географическое обследование и топографическая съемка.

Геологическая съемка планомерно охватила весь Памир, неизученные территории кайно-мезозойских отложений Югозападного и Центрального Таджикистана и палеозойские массивы Туркестано-Зеравшанско-Гиссарской системы. Поиски полезных ископаемых были развернуты по геохимическим зонам на основе некоторых установленных взаимоотношений металлогенического процесса с геологическим строением, тектоникой и вулканизмом. Работы по поискам олова проводились с особой последовательностью, причем руководящим указанием служила связь оловоносности с гранитами определенного типа.

Установление путей использования полезных ископаемых было невозможно без изучения энергетических ресурсов. Отсюда вытекало обследование гидроэнергетических ресурсов Таджикистана и определение возможных пунктов постройки плотин электрических станций.

Исследование рек увязывались с метеорологическими работами и изучением ледников. Народнохозяйственные задачи самого Таджикистана с его развивающимся хлопковым хозяйством ставили проблему удобрений и инсектофунгицидов и направляли внимание экспедиции на поиски и изучение таких элементов, как фосфор, мышьяк, фтор, сера и т. д. Огромное изобилие энергетических ресурсов, естественно, выдвигало вопрос об объектах применения дешевой электроэнергии — отсюда энергичные поиски бокситов. Ряд работ ставился для разрешения проблем широкого охвата и больших обобщений. Так, например, гравиметрические работы в Кызыл-кумах были произведены для установления связи уралитов и тьяншанидов.

Опыт первого же года работ экспедиции показал, что совершенно необходимо поднять на более высокий уровень ее техническую вооруженность. Для руководства отрядами, разбросанными друг от друга на сотни километров, потребовалась прочная двусторонняя связь, что было достигнуто при помощи радиостанций. Караванный, чрезвычайно медленный способ передвижения, где это возможно по состоянию дорог, заменялся автомобильным транспортом, для чего при базах были организованы довольно мощные автоколонны. Для быстрого объезда и инструктирования отдаленных партий применялись самолеты. Снабжение отрядов продовольствием и оборудованием осуществлялось в централизованном порядке через базы при помощи также автотранспорта. Наибольшие трудности возникли на пути приближения лабораторного обслуживания отрядов к полевым условиям. Организовывать лаборатории даже походного типа при каждом отряде было очень дорого и не достигало цели, так как работа такой лаборатории в сложных условиях комплексных месторождений Средней Азии была бы явно недостаточна и несовершенна. Пришлось организовать центральную серьезно оборудованную лабораторию (Геохис), которая могла гарантиро-

вать точность и быстроту анализов и пропускать их за сезон работ в количестве, удовлетворявшем нужды экспедиции — около четырехсот за месяц. Быстрая автосвязь для доставки образцов в лаборатории и возможность сообщения отрядам результатов анализов по радио обеспечили возможность маневрировать работой отрядов, перестраивать их на ходу и перебрасывать из одного района в другой в зависимости от данных аналитических, минералогических и шлиховых определений. Это позволило уплотнить время нормального цикла экспедиционных работ и совместить до известной степени камеральные работы с полевыми, что дало не менее 30% выигрыша во времени.

Опыт показывает, что между научным достижением или открытием и его практическим использованием проходит часто довольно значительный промежуток времени и требуется большая активная и часто напряженная работа, чтобы добиться практических результатов. Экспедиция, задачей которой являлось изучение природных богатств Таджикистана в интересах социалистического строительства, должна была и положила одним из своих принципов доведение дела до конца, т. е. до передачи каждого важного объекта промышленности и установление путей его освоения. Она не остановилась перед организационными трудностями постановки проблем освоения и проводила в необходимых случаях более глубокую разведку, чтобы доказать промышленное значение той или иной точки, опытную добычу и технологическое исследование. Эти работы всегда вознаграждали экспедицию тем, что давали более полное представление о генезисе и типовой структуре тех или иных месторождений и обеспечивали более полные научные результаты.

Этот принцип доведения работ до практических результатов применен экспедицией и в отношении чисто исследовательских работ. Так, например, геологические региональные работы завершаются составлением и предстоящим изданием полной геологической карты всего Таджикистана. Топографические работы и изучение всех предыдущих исследований будет завершено изданием генеральной карты Таджикистана и Узбекистана. Обширные материалы, собранные экспедицией, будут общедоступно изложены в подробном атласе Таджикистана. Научные труды экспедиции не закладываются в научных фондах институтов, а широко и систематически публикуются, являясь основой для дальнейших работ.

Такие работы проводятся экспедицией на Такфонском оловянно-мышьяковом месторождении, на Маргузорских сурьмяных месторождениях, на Арчамайданском мышьяковом месторождении, на соляных месторождениях. Там, где это было возможно, месторождения передавались промышленности уже сразу после окончания поискового пе-

риода — так, например, были переданы Нуратинское шеелитовое месторождение, Варзобское плавиковое месторождение, Исфаринские оловянные точки, Памирское золото.

Некоторые научные выводы

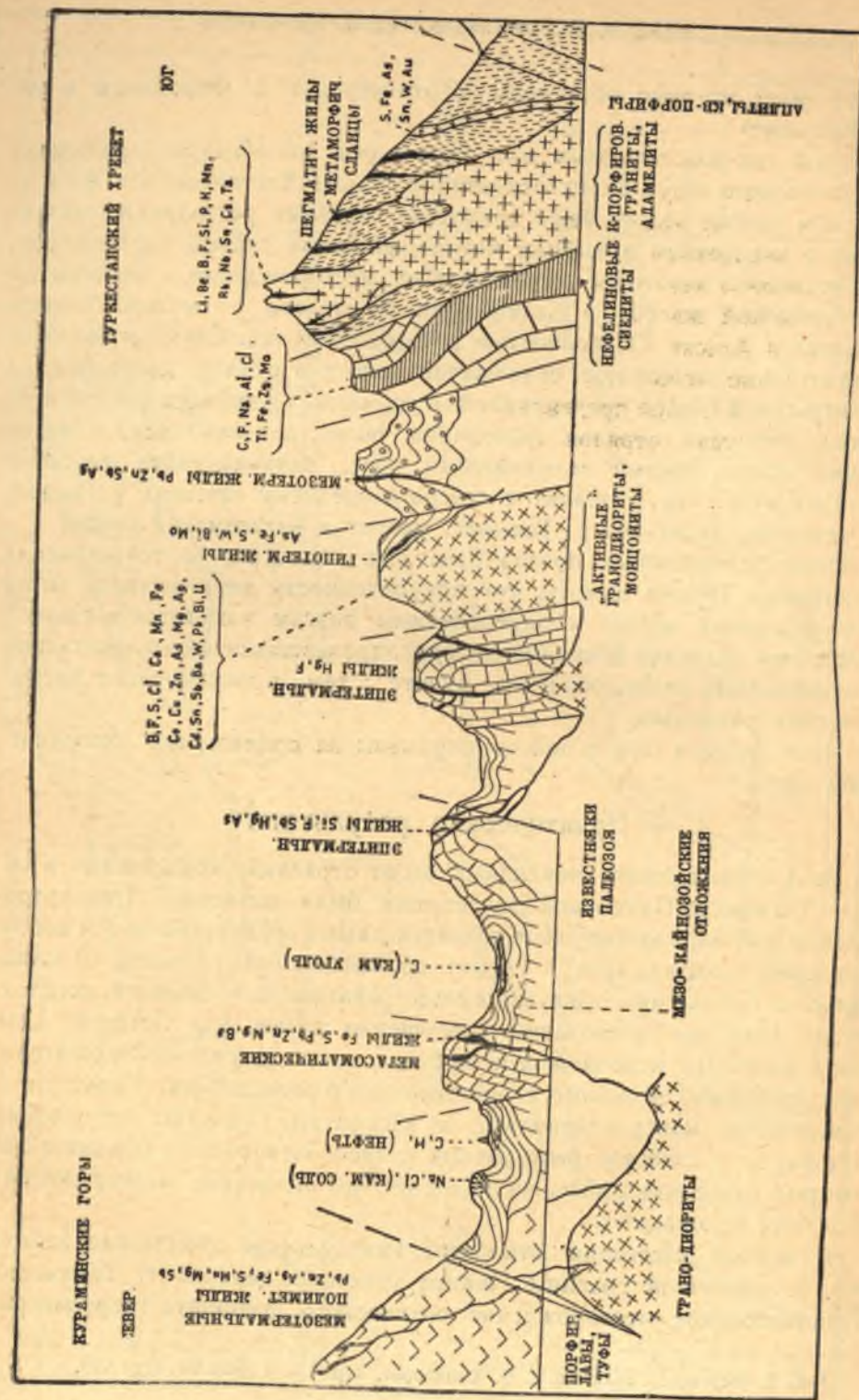
Первоисточниками так называемых малых, редких и благородных металлов Таджикистана были магматические очаги, являющиеся закономерными продуктами дифференциации магмы. Расплавы внедрялись в толщи пород или изливались на земную поверхность в определенные фазы тектонических процессов. Главным фазам складчатых явлений и вертикальных перемещений отвечали инъекции и излияния магмы, находящейся в разных стадиях дифференциации, сопровождавшиеся последующим концентрическим отложением различных химических элементов или их выносом на поверхность. Обособившимся фациям магматических пород — глубинной, гиппоабиссальной или эффузивной соответствуют в дальнейшем свои различные пути эволюции и свои с ними связанные химические элементы. Таким образом, существует сложная зависимость между тектоническими процессами, вулканизмом и явлениями оруденения. Она усложняется последующими процессами размывания, выветривания, уничтожающими целые горные хребты, вместе с тем, перемещающими или концентрирующими те или иные химические элементы.

Наблюдения над отдельными стадиями этих процессов позволили обобщить ряд явлений, казавшихся независимыми друг от друга. Долгое время было непонятно тесное соседство щелочных пород в Алайском и Туркестанском хребтах с гранитными массивами, пересеченными пегматитовыми жилами и монцонитами. Также неясна была генетическая связь обильных выделений бора в турмалинах этих пегматитов с бором в обычных аксинитовых контактах вокруг „активных“ монцонитов или выделениями фтора в виде флюорита в сиенитах и монцонитах с фтором в сурьмяно-ртутных месторождениях Южной Ферганы. Родственные геохимические связи различных минеральных проявлений были тем более непонятны, что по недостатку точных наблюдений они относились к процессам разного геологического возраста. Гранитные и монцонитовые внедрения относились к нижнему или среднему карбону, некоторые свинцовые проявления также считали варисцийскими. Щелочные породы считались более молодыми, а сурьмяно-ртутные месторождения рассматривали как отголоски альпийских горообразовательных и вулканических процессов. Повышение возраста гранитов и монцонитов до поздневарисцийского и снижение его по отношению к времени образования сурьмяно-ртутных залежей позво-

ляет установить единую металлогеническую провинцию, носящую некоторые общие черты с рудным Забайкальем.

Расщепление магмы на гранитную, сиенитовую и монцитонитовую происходило в одну и ту же геологическую эпоху, о чем свидетельствуют тесные взаимоотношения этих пород, наблюдаемые в естественных обнажениях, и контакты их с верхнепалеозойскими отложениями. Вокруг некоторых гранитных очагов, как напр., в горах Кара-тау у с. Канибадама наблюдались полиметаллические жилы, залегающие в верхнепалеозойских конгломератах, а также арсенопиритовые линзы в приконтактных зонах. В более отдаленных месторождениях у с. Лякан, залегающих также в верхнепалеозойских песчаниках, было установлено значительное количество бурнонита и сурьмянистых блеклых руд, связывающих этот переходный тип эпитермальных жил с сурьмяно-ртутными месторождениями. Для последних, как уже излагалось выше, В. Э. Поярковым на основании анализа взаимоотношений тектонических явлений и рудных процессов также устанавливается вероятный нижнепермский возраст, а наблюдения Д. И. Щербакова говорят о вероятной их связи с активными монцитонитами и гранодиоритами. Ряд сходных геохимических черт позволяет перебросить мост между полиметаллическими проявлениями левобережья р. Сыр-дарьи и месторождениями Кара-мазара. Все эти соотношения представлены ниже на идеальном схематическом меридиональном профиле через Ферганскую долину.

В особенности интересны соображения о вероятной связи золоторудных месторождений Туркестанского хребта с теми же гранитными очагами, которые сопровождаются проявлениями оловоносности. Золоторудные жилы в верховьях Зеравшана находятся гипсометрически ниже и в большем удалении от гранитных штоков, чем оловоносные пегматиты. Они связаны с аплитовыми или порфировыми жилами большой протяженности и мощности, как это установлено Рыковым и Соседко. Представляют поперечно расположенные кварцевые прожилки, сопровождаемые иногда ослюденелыми зальбандами и пиритизацией вмещающей породы. В жилах вкраплены: золото, арсенопирит, графит, иногда PbS и ZnS. В тяжелых шлихах элювия, взятого поблизости от жил, констатированы пластинки золота, арсенопирита, шеелит и следы зеленоватого оловянного камня. Геологическая обстановка и минералогическая ассоциация говорят о типичном случае бокового рудного концентрата, характеризующегося выпадением некоторых членов и некоторым несоответствием состава пегматитов и сопутствующим им пневматолитов. Иначе говоря, мусковитовому и литиевому типу пегматитов соответствуют гипотермальные жилы со следами бериллия, олова и выделениями шеелита, арсенопирита и золота. Закономерности



этого рода впервые объяснены и отмечены А. Е. Ферсманом в его „Геохимии“¹.

Иной тип золоторудных жил характерен для Памиро-Дарвазского золотоносного пояса. По исследованиям геолога Дингельштедта, в Сауксайском районе золото было принесено горячими растворами, связанными с внедрением в зеленые метаморфические сланцы кератофинов. Он установил некоторое сходство этих месторождений с знаменитой „материнской жилой“ в Калифорнии и отчасти с месторождением Тредвел в Аляске. Особенностью золотоносных жил Саук-сая является сравнительно небольшое содержание золота в рудной массе при их значительной общей протяженности и громадных площадях распространения. Работами отрядов экспедиции также довольно ясно намечен второй более южный золотоносный пояс, начинающийся севернее оз. Ранг-куль. Он проходит с севера к среднему течению, р. Пшарт, и, вероятно, пересекая р. Танымас, уходит в Язгулемский хребет.

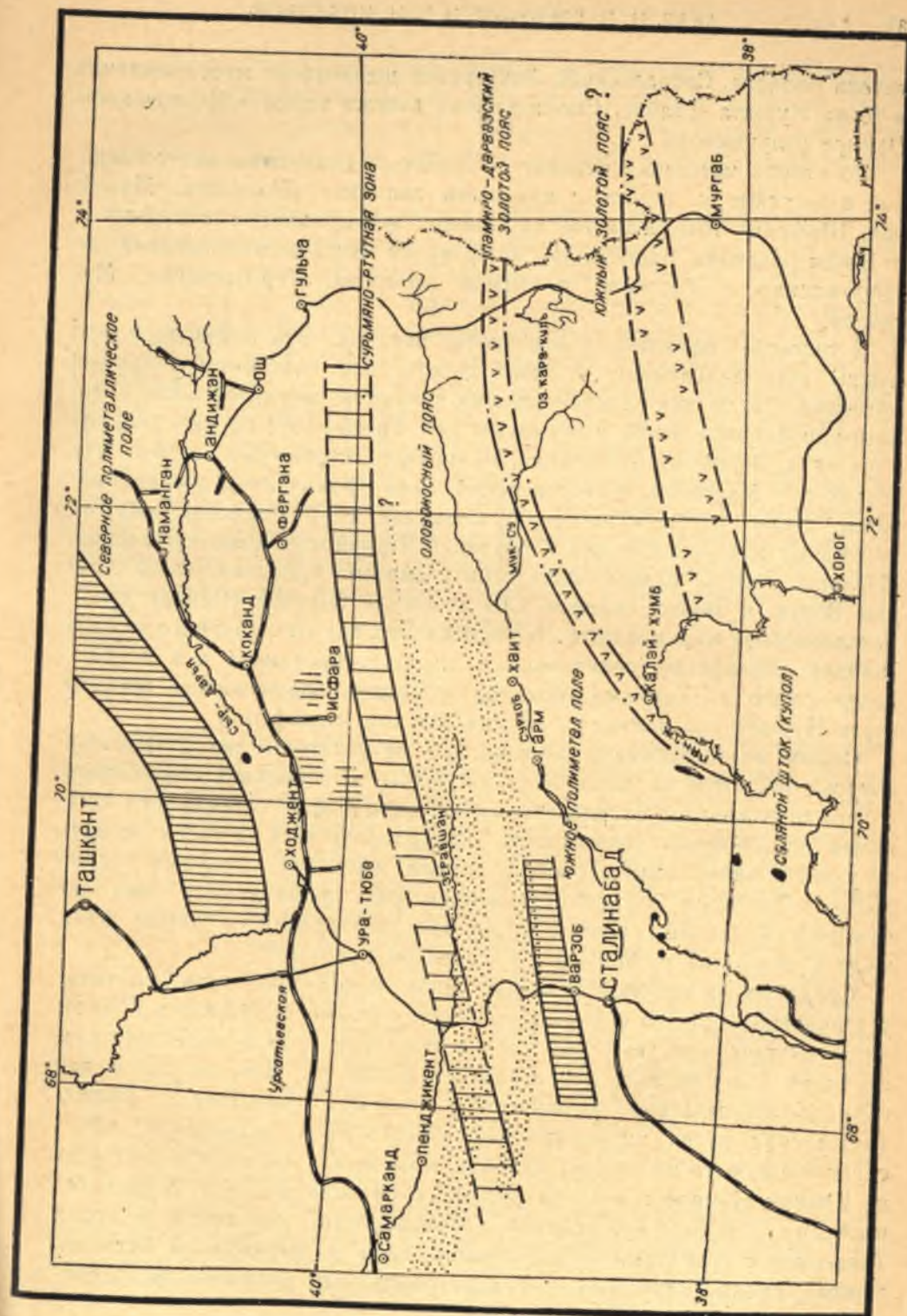
Идея золотоносных поясов пока еще недостаточно теоретически обоснована. Нужно думать, что приуроченность значительного числа месторождений золота к определенным поясам находится в связи с явлениями разломов земной коры, группировавшихся преимущественно в ослабленных зонах, облегчая, вместе с тем, проникновение магматических расплавов.

Идеи рудных зон и поясов отражены на прилагаемой схематической карте.

Практические результаты

За 4 летних сезона поисковых работ отрядами, входившими в состав Таджикско-Памирской экспедиции были выявлены: 1) месторождения, уже эксплуатируемые хозяйственными организациями, 2) месторождения, находящиеся в стадии промышленных разведок, 3) минеральные проявления, заслуживающие разведок или опытной эксплуатации. Ими же установлены совершенно новые для Средней Азии виды полезных ископаемых и подняты новые научно-исследовательские проблемы, связанные с рудными месторождениями. Кроме того, специальные консультационные и экспертные бригады экспедиции выдвинули в качестве разведочных и эксплуатационных объектов некоторые ранее известные, но недостаточно оцененные месторождения полезных ископаемых.

К первой категории относятся: Рангкульское россыпное золото вблизи восточной границы Памира (открыто партией т. Таежного), Кульиколонское месторождение оптического флюорита (первооткры-



¹ А. Е. Ферсман. Геохимия, т. II. Химтеорет., стр. 172 и фиг. 98, стр. 199.

На территории Таджикистана зарегистрировано не менее 60 химических элементов менделеевской таблицы. Однако, лишь некоторые из них образуют промышленно важные концентрации. Большая же часть еще мало изучена. Среди первых можно назвать в порядке их хозяйственного значения: углерод (уголь, горючие сланцы, нефти), хлор (каменная и самосадочная соль), свинец, золото, уран и радий, фтор, мышьяк, вольфрам, сурьма, висмут, фосфор. Вторая группа обнимает: алюминий, олово, бериллий, серу, молибден, азот, литий, тантал, и ниобий, торий, цирконий. И те и другие требуют еще неустанного внимания и забот. Далеко еще не налажено широкое промышленное использование даже уже более или менее изученных объектов. В большинстве случаев лишь намечены возможные пути освоения. При дальнейшем изучении может также перемениться вышенамеченная последовательность и, несомненно, ряд новых объектов выдвинется в разряд промышленных. Но для этого нужно настойчиво продолжать и развивать исследовательскую деятельность, разведочные работы, опыты по технологии и добыче. Дальнейшая задача экспедиции заключается не только в выявлении новых объектов, но и в энергичнейшей работе над уже выявленными месторождениями для их скорейшего освоения промышленностью.



Д. В. НАЛИВКИН

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Предстоящая автору задача дать сводку стратиграфического материала значительно облегчается тем, что он мог воспользоваться томами „Геологии СССР“, посвященными Средней Азии, издаваемыми Главным геологическим управлением.

Наличие этих томов позволяет автору возможно сократить детали и остановиться, главным образом, на общих вопросах.

Основные геологические области Средней Азии

В 1926 г. автор предложил подразделение Средней Азии на три геологические области: северные дуги, центральные дуги и южные дуги. Слово „дуги“ было предложено для того, чтобы подчеркнуть дугообразную, закономерную изогнутость основных морфологических и тектонических элементов и, в первую очередь, горных хребтов.

Работы последующих лет вполне подтвердили существование этих трех областей. Остановимся кратко на их основных отличиях.

Северные дуги обладают следующими особенностями тектоники и вулканизма: 1) сильное проявление каледонской складчатости и значительное развитие каледонских гранитов; 2) сильное проявление варисцийской складчатости и варисцийского вулканического цикла; 3) слабое развитие киммерийской и альпийской складчатости и вулканических циклов; на севере альпийские складкообразовательные движения отсутствуют; вулканические циклы в северных дугах представлены мало развитыми эффузиями; мезозойские и кенозойские интрузии неизвестны.

В связи с проявлениями тектоники стоит и распространение морей и суши.

В северных дугах широко развит нижний палеозой, особенно ордовичий. Морской силур мало развит. Морские нижний девон и низы среднего девона отсутствуют. Верхний палеозой на севере — континентальный, за исключением Джунгарии.

Центральные дуги. Докембрийские и каледонские складчатости неизвестны. Основная, наиболее сильная складчатость — варисцийская. Киммерийская и альпийская складчатости ясные, но сравнительно слабые.

Соответственно, докембрийские и каледонские интрузии неизвестны. Все интрузии являются варисцийскими. Сравнительно с северными дугами площадь интрузий значительно меньше. Мезозойский и кенозойский циклы представлены только очень редкими и небольшими юрскими, меловыми и третичными эффузиями.

Весь палеозой представлен морскими осадками. Неизвестна только морская пермь. Морские триас, юра и нижний мел отсутствуют.

Южные дуги. Основными складчатостями являются альпийская и киммерийская. Ясно, но сравнительно слабо проявляется варисцийская складчатость. Более древние складчатости замаскированы.

Наиболее характерной особенностью является значительное развитие киммерийских интрузий на ряду с не менее развитыми варисцийскими интрузиями. На Памире встречены и альпийские интрузии.

Широко распространен морской мезозой — нижний и верхний триас, нижняя, средняя и верхняя юра, мел. Палеоген на севере морской, на юге отсутствует. Неоген везде континентальный, кроме района, прилегающего к Каспийскому морю.

Резкие границы между северными, центральными и южными дугами отсутствуют и они постепенно переходят друг в друга.

Границу между северными и центральными дугами можно провести по долине Сырь-дарьи и Нарына (рис., стр. 37). Граница между центральными и южными дугами на севере проходит по нижнему течению Аму-дарьи, затем по р. Зеравшану до его верховья. Дальше на восток границу условно можно провести по Алайской долине к Кашгару и по окраине таримской депрессии. Исследования последних лет показали, что Заалайский хребет занимает промежуточное положение, обладая рядом особенностей центральных дуг.

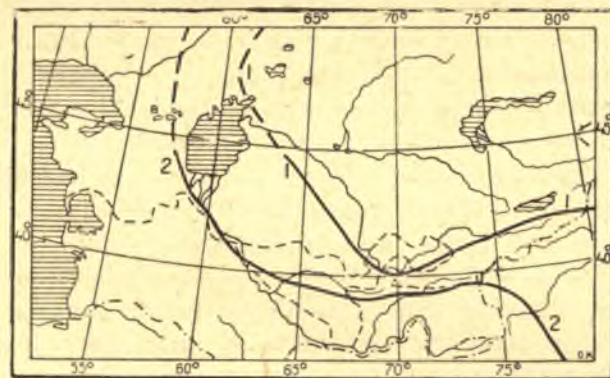
Докембрий

Памир и Дарваз. Наибольшее внимание в настоящее время привлекают к себе древние метаморфические и кристаллические толщи Дарваза и Памира.

Существуют две точки зрения на их возраст: первая, сторонником которой является автор, считает наиболее вероятным докембрийский

возраст этих толщ; другая, защищаемая В. А. Николаевым и С. И. Клуниковым, считает кристаллические толщи нижнепалеозойскими. К сожалению, несомненных доказательств нет в пользу ни той, ни другой точки зрения. Поэтому в настоящее время наиболее правильно называть эти толщи метаморфическими толщами неопределенного возраста.

Наибольшего развития эти толщи достигают в южной метаморфической зоне Памира (рис., стр. 39). Они сложены мощными свитами гнейсов, кристаллических сланцев и мраморов. Реже встречаются квар-



Дуги Средней Азии.

The arcs of Central Asia

1 — граница между северными и центральными дугами; 2 — граница между центральными и южными дугами.

1 — the boundary between the northern and central arcs. 2 — the boundary between the central and southern arcs.

циты. С. И. Клуниковым найден прослой конгломерата с галькой кварца, гнейсов и кристаллических сланцев, повидимому, залегающий в середине толщи. Общая мощность достигает нескольких тысяч метров. Мощность некоторых свит мраморов достигает 500—600 м.

Органические остатки неизвестны. С. И. Клуниковым найдены проблематические образования, напоминающие замковые брахиоподы, но принадлежность их к брахиоподам, по меньшей мере, сомнительна.

С другой стороны, поражает глубокая, региональная и однообразная метаморфизация, нередко дающая полную перекристаллизацию пород. Несмотря на большую площадь распространения метаморфических свит они везде одинаково и сильно изменены. Участки с более слабой метаморфизацией, где сохранились бы слабо измененные породы типа глинистых сланцев, песчаников, известняков, нормальных эффузивов, туфов, отсутствуют.

В этом отношении южная метаморфическая зона резко отличается от области распространения метаморфических пород в Гиссарском

хребте, которая на геологической карте Туркестана, изданной Геологическим комитетом в 1925 г., отнесена к докембрию. Исследования А. П. Марковского показали, что в Гиссарском хребте метаморфизация связана с интрузиями варисцийских гранитов и что по простиранию гнейсы и кристаллические сланцы довольно быстро переходят в нормальные девонские и нижнекаменноугольные сланцы, песчаники и известняки с фауной. Ничего подобного на Южном Памире не наблюдается.

В северной метаморфической зоне Памира метаморфические породы также достигают значительного распространения. По степени метаморфизации и литологическому составу они значительно отличаются от аналогичных толщ Южного Памира. Степень метаморфизации более слабая, мощные мраморы Южного Памира отсутствуют и их заменяют не менее мощные толщи кварцитов.

Другой особенностью является тесная связь с палеонтологически охарактеризованным нижним палеозоем. В долине Танымас В. И. Поповым в известняках среди метаморфической толщи найдены образования, по мнению А. Г. Володина, близкие к археоциатам. К ордовичию относятся кремнистые сланцы с *Basilicus*, развитые у устья р. Язгулем, и известняки с трилобитами, найденные у перевала Акбайтал. В непосредственной близости к метаморфическим толщам в Дарвазе и на Северном Памире широко распространены мощные силурийские отложения, представленные граптолитовыми сланцами и песчаниками и известняками с *Halysites*.

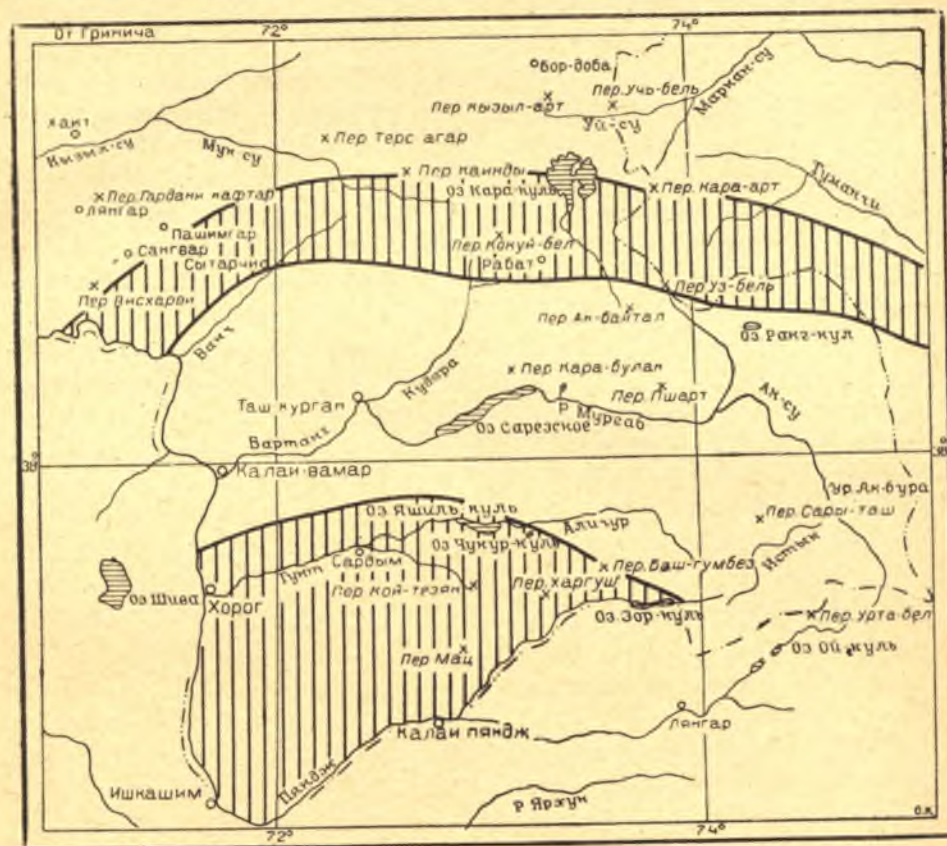
К сожалению, и здесь благодаря интенсивной тектонике точные взаимоотношения между палеозоем и метаморфическими толщами не удалось установить. Можно отметить только, что переходы по простиранию палеозоя в метаморфические толщи не наблюдались. Имеется ряд указаний на то, что нижний палеозой и, в частности, силур и ордовичий лежат на метаморфических толщах и, возможно, книзу постепенно переходят в них.

Намечается предположение, что верхние горизонты метаморфических толщ соответствуют кембрию, а нижние — уже протерозою. При этом кембрий постепенно переходит в протерозой и перерыв и несогласия между ними отсутствуют.

Различие в степени метаморфизации и составе между метаморфическими толщами Северного и Южного Памира, возможно, объясняется тем, что первые относятся к протерозою, а вторые — к археозою.

Центральные дуги Средней Азии. На громадном протяжении от хребта Нура-тау на западе через Туркестанский, Гиссарский, Алайский, Кокшальский хребты и до массива Хан-тенгри на востоке докембрийские отложения неизвестны. Однако, нахождение в Алайском

и в Туркестанском хребтах в ряде пунктов кембрийских отложений, в том числе и относящихся к нижнему отделу, делает весьма вероятным нахождение и протерозоя. В случае отсутствия гуронской складчатости протерозой и нижний кембрий должны залегать согласно и сравнительно мало отличаться по степени метаморфизации.



Метаморфические зоны Памира
(заштрихованы)

The Metamorphic zones of the Pamirs
(shaded)

Северные дуги Средней Азии. В Кара-тау, Чаткальских горах, Таласском Алатау, Киргизском Алатау, Сусамырских горах, Заилийском, Кунгей и Терской Алатау широко распространены ордовичские отложения, палеонтологически охарактеризованные. Под ними иногда несогласно, иногда без видимого несогласия залегают чрезвычайно мощные, метаморфизованные толщи, достигающие мощности во много тысяч метров. Верхние свиты менее метаморфизованы и сложены филлитами, филлитовидными сланцами, кварцитами, метаморфизованными

известняками. В нижних свитах развиты: слюдяные сланцы, гнейсы, кварциты, слюдяные мраморы, амфиболиты.

В 1926 г. мною все эти толщи были отнесены в докембрию: позднее высказывалось мнение, что они относятся к нижнему палеозою и, в частности, к кембрию. В настоящее время наиболее вероятно принадлежность верхних свит к кембрию и протерозою, залегающим согласно, а нижних свит — к археозою.

Наиболее ясны взаимоотношения в Чу-Илийских горах, расположенных на юго-запад от оз. Балхаш. По данным Д. И. Яковлева, древнейшей является свита гнейсов и кристаллических сланцев. Она сложена: разнообразными гнейсами, гранатовыми породами, габбро, амфиболитами, слюдяными сланцами и светлыми мраморами. Вся свита интенсивно дислоцирована и простирается на северо-запад.

На ней залегает свита зеленых метаморфических пород, состоящая из: глинисто-филлитовых, хлорито-серицитовых, серицитовых и тальковых сланцев, красных и зеленых кремнистых сланцев, туфогенных, слюдяных и хлорито-серицитовых песчаников и мраморовидных известняков.

Выше несогласно лежит палеонтологически охарактеризованный ордовичий. В его базальном конгломерате найдены гальки обеих метаморфических свит.

Проводя аналогию с более южными районами, для зеленой метаморфической свиты намечается кембрийский и протерозойский возраст, а для свиты гнейсов и кристаллических сланцев — археозойский.

Нижний палеозой

Салаирская складчатость. Для нижнего палеозоя — кембрия и ордовичия — наиболее интересным вопросом является вопрос о салаирской складчатости.

Изучение разрезов нижнего палеозоя обнаружило очень важный факт. Оказалось, что в Средней Азии в ряде районов как и в северных, так и в центральных и в южных дугах, встречены среднекембрийские и ордовичские отложения. Гораздо реже встречается нижний кембрий; верхний же кембрий совершенно отсутствует.

В северных дугах выпадение из разреза верхнего кембрия сопровождается угловыми несогласиями и следами размывания между средним кембрием и ордовичием. Особенно ясно это выражено в северной части Кара-тау, где зеленоватые ордовичские песчаники несогласно залегают на массивных известняках среднего кембрия, отделяясь от них базальным конгломератом с гальками среднекембрийских известняков.

Выпадение верхнего кембрия, следы размыва и угловые несогласия между средним кембрием и ордовичием объясняют проявлением особой фазы складчатости — салаирской складчатости. Салаирская складчатость впервые была установлена в Салаирском кряже в 1928 г. А. М. Кузьминым.

Кембрий. Нижний кембрий найден только А. П. Марковским в Туркестанском хребте. Он представлен темными сланцами с археоциатами, среди которых встречен род *Coscinoptycha* Taylor. Этот род до сих пор был встречен только в нижнем кембрии Австралии.

Средний кембрий — светлые и розоватые известняки с археоциатами и темные битуминозные известняки с брахиоподами и трилобитами довольно широко распространен в центральных дугах. В северных дугах в Кара-тау встречены массивные известняки с известковыми водорослями. В южных дугах найдены известняки с проблематическими образованиями, напоминающими археоциаты.

Ордовичий. Ордовичские (нижнесилурийские) отложения пользуются значительным распространением в северных дугах. Они представлены мощными зеленоватыми или темными известковистыми песчаниками с ортидами, строфоменидами и азафидами. В верхних горизонтах развиты известняки, иногда массивные, мощные. Общая мощность весьма значительна, достигая нескольких тысяч метров.

В центральных дугах ордовичий встречается более редко и представлен сланцевыми и известняковыми толщами.

В южных дугах ордовичская фауна найдена в кремнистых сланцах у устья р. Язгулем и в слоистых известняках в центре Памира, к северо-западу от перевала Ак-байтал.

Нижнепалеозойские отложения везде сильно дислоцированы и изменены. Изученность их небольшая, и, нет сомнения, что дальнейшие исследования расширят данные о их распространении.

Средний палеозой

В областях, сложенных палеозоем, наибольшим распространением пользуется средний палеозой. К среднему палеозою мы относим силур (верхний силур — в прежнем понимании), девон и нижний карбон, включая в последний намюрский ярус.

Раньше считалось, что среди среднепалеозойских отложений резко преобладает девон, но исследования последних лет показали, что не менее, а местами и более, распространен силур. Нижний карбон значительного развития достигает в южных хребтах северных дуг и северных хребтах центральных дуг.

Арало-Джунгарский перешеек. Изучая историю распространения среднепалеозойских морей, можно наметить две эпохи.

Первая эпоха — это силур, нижний девон и средний девон. Она отличается сравнительно небольшим распространением морей (рис., стр. 43). Берег моря (точнее говоря, граница развития морских отложений) проходит в почти широтном направлении, захватывая Кавказ, Туар-кыр, Кызылкумские возвышенности, всю Южную Фергану, по долине Нарына, уходя на восток к массиву Хан-тенгри. К северу от этой линии морские нижнедевонские и среднедевонские отложения отсутствуют, морской силур местами встречается в виде небольших свит, указывающих на кратковременность трансгрессий и их небольшое распространение. В основном же, вся область к северу от границы моря была сушей.

Вторая эпоха — верхний девон и нижний карбон — характеризуются тем, что эта суша постепенно опускается и море все более и более трансгрессирует на север. Границы трансгрессий, соответствующих верхнему девону, турнейской и визейским эпохам, показаны на рис., стр. 43. Наибольшего развития море достигло в визейскую эпоху.

Повсеместное распространение верхнедевонской, турнейской, и особенно визейской трансгрессий, ярко подчеркивает существование какой-то суши, на которую эти трансгрессии надвигались.

Этой суше автор и предлагает название Арало-Джунгарского перешейка.

Наибольших размеров Арало-Джунгарский перешеек достигал в конце силура, нижнем девоне и начале среднего девона. Южная граница перешейка уже была намечена раньше; северная граница проходила по северовосточной окраине Казакской степи (Киргизской степи) (рис., стр. 43).

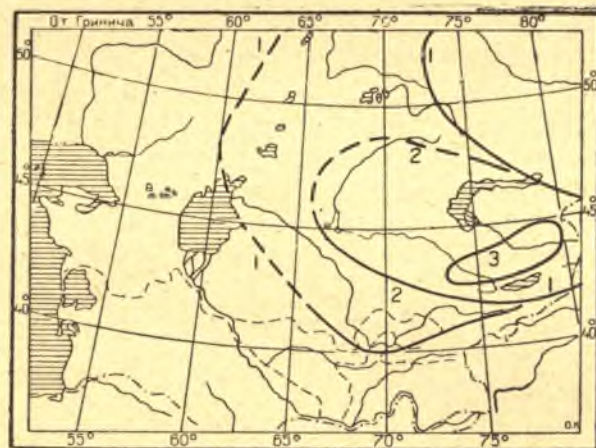
Несколько неясен вопрос о соединении силурийского и нижнедевонского морей Урала с аналогичными морями Средней Азии и Кавказа. Громадное сходство, почти тождество фауны этих бассейнов указывает на их тесную связь, вероятнее всего, не в виде открытого моря, а в виде ряда проливов, располагавшихся между островами.

Гораздо более ясно и, несомненно, непосредственное соединение Арало-Джунгарского перешейка с Сибирским континентом, включавшим в себя большую часть Западносибирской равнины и весь Сибирский массив. Это соединение объясняет резкое различие фауны нижнего и среднего девона Средней Азии, Урала и Кавказа, с одной стороны, и Казакской степи, Тарбагатая, Алтая и Кузбасса — с другой стороны. Для последних фаун интересно присутствие значительного количества североамериканских форм, отсутствующих в первых фаунах, носящих западноевропейский характер.

Где и как заканчивается Арало-Джунгарский перешеек на юго-востоке, пока еще сказать трудно.

Судя по своеобразию фауны монгольского девона, весьма вероятно его продолжение до Ордоса.

Силур. Новые данные по силурийским отложениям накапливались в двух направлениях. Для северных дуг все более и более подчеркивалось отсутствие морских отложений. С другой стороны, для центральных и южных дуг число новых выходов с морской силурийской



Границы среднепалеозойских отложений

Между линиями 1—1 располагается область, где морские девонские отложения отсутствуют; внутри контура 2—2 отсутствуют верхнедевонские морские отложения. Внутри контура 3 отсутствуют визейские морские отложения. Схема показывает развитие среднепалеозойской трансгрессии, достигнувшей максимума в визейскую эпоху.

The limits of Middle Paleozoic deposits

Between the lines 1—1 area without marine Devonian deposits; 2—2—area without marine Upper Devonian deposits; 3—area without marine Viséan deposits; the figure shows the development of the Middle Paleozoic transgression with its maximum in the Viséan epoch.

фауной все более и более увеличивалось. Для ряда районов удалось установить региональное распространение силурийских отложений; напр., силуром сложена вся долина р. Зеравшан в ее горной части, значительная часть Мазарских альп в Дарвазе, большие площади на южном склоне Алайского хребта, широко распространен силур и в северном Памире.

Для Туркестанского и Алайского хребтов В. Н. Вебером и А. П. Марковским были составлены сравнительно детальные разрезы. Определение фауны, произведенное В. Н. Вебером, автором, О. И. Никифоровой, Б. Н. Аверьяновым и др., позволило установить присутствие всех ярусов, начиная от лландовери и кончая даунтоном. Интересно нахождение переходных слоев между силуром и девонном, содержащих смешанную силурийскую и девонскую фауну.

Везде переход от силура к девону постепенен, без всяких следов перерыва.

Для нижних ярусов силура характерно развитие мощных сланцево-песчаниковых толщ с прослоями граптолитовых сланцев. Верхние ярусы (лудлоу и даунтон) сложены преимущественно известняками, иногда рифовыми, массивными.

Из отдельных находок заслуживает быть отмеченным нахождение Н. П. Лупповым в 1934 г. глыб светлых, зернистых брахиоподовых известняков в конгломератах пермского возраста в Туар-кыре, у юго-восточной части Карабугаза. Определение фауны, произведенное автором, показало, что она по возрасту относится к верхам даунтона и очень близка к фаунам этого возраста Средней Азии, Урала и отчасти Кавказа.

Девон. Девонские отложения представлены весьма полно, всеми шестью ярусами, начиная с жединского и кончая фаменским и даже этренским. Брахиоподовая фауна и стратиграфия девона монографически описаны автором. Трилобиты описаны В. Н. Вебером.

В течение нижнего и среднего девона береговая линия моря была стационарной, сохраняя, в общем, то же положение, что и в силуре. Начиная с конца среднего девона, море начинает трансгрессировать дальше и дальше на север (рис., стр. 43). Фаменское море проникает до средних частей Кара-тау, Таласского Алатау, южных склонов Сусамырских гор и Терской Алатау. Интересно, что на западе границы нижнедевонского и среднедевонского морей значительно удалены друг от друга. На востоке же, в районе Хан-тенгри, они почти совпадают. Это, повидимому, объясняется тем, что опускания девонской суши — Арало-Джунгарского перешейка — происходили только на западе; на востоке же он был почти неподвижен.

Из новых находок интересно нахождение в Центральном Памире двух основных типов нижнего девона — спириферового песчаника у устья р. Язгулем и герцинских известняков к югу от оз. Ранг-куль. Оба выхода лежат по простиранию одних и тех же толщ. Можно отметить также и находку глыбы верхнедевонских темных известняков с фауной центрального типа в флювиогляциальных отложениях нижнего течения р. Памир, в области сплошного развития древних кристаллических толщ.

Нижний карбон. Нижнекаменноугольные отложения тесно связаны с верхнедевонскими и в разрезах постепенно сменяют их, без всякого перерыва. В связи с этим в ряде пунктов были встречены отложения переходного, этренского типа, со смешанной каменноугольной и девонской фауной.

Трансгрессия моря на север, которую мы отмечали для верхнего девона, в нижнем карбоне проникает еще дальше. Максиму раз-

вития море достигает в средневизейскую эпоху. В эту эпоху среднеазиатское и казакское моря соединяются и Арало-Джунгарский перешеек, опускаясь, превращается в архипелаг островов.

Своеобразной особенностью верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений северных дуг является их мощность и литологический состав. Они сложены темными и серыми слоистыми известняками, достигающими громадной мощности в 2500—3000 м. Эти цифры указывают на размеры опускания, которое испытала западная часть Арало-Джунгарского перешейка.

Мощные толщи слоистых известняков северных дуг нередко дислоцированы сравнительно слабо и заключают в себе обильную и разнообразную, преимущественно брахиоподовую и коралловую фауну. Для многих районов составлены детальные и полные стратиграфические разрезы. Из них можно отметить работы О. И. Сергуньковой по карбону гор Джабаглы-тау, западной оконечности Таласского Алатау, и работы Н. В. Дикаревой, Л. А. Коловой и Е. В. Иванова по карбону Чаткальских гор.

В центральных дугах своеобразны известняковые массивы, но уже сложенные массивными, рифовыми известняками. Изучение фауны этих рифовых массивов показало, что в их состав входят все отложения, начиная с лудлоуского яруса и кончая визейским ярусом. Соответственно и время образования этих рифовых массивов, достигавших мощности в несколько тысяч метров, было весьма продолжительным. Этот факт указывает и на столь же продолжительное, постоянное и медленное опускание области, где располагались рифы, т. е. области всех центральных дуг.

В южных дугах, в Дарвазе и на Памире, нижний карбон развит очень мало и пока известны только два выхода известняков с нижнекаменноугольной фауной — в Дарвазе и у пер. Ак-байтал. Ак-байтальская фауна очень своеобразна, значительно отличается от ферганских фаун; по своему составу она более близка к индийским фаунам.

Эта особенность, а также тождество верхнедевонских фаун Памира и Читрала, указывает на непосредственную связь верхнедевонских и нижнекаменноугольных морей Средней Азии и Индии.

Верхний палеозой

Палеогеография. Если для нижнего карбона отчетливо намечается картина постепенного наступания моря, то для верхнего палеозоя не менее ясно вырисовывается картина быстрого и повсеместного отступления моря с севера на юг. Только местами, в особенности на востоке, местные верхнепалеозойские трансгрессии нарушают пра-

вильность и непрерывность регрессивных движений береговой линии.

На севере Средней Азии, в районе Чу-Илийских гор, Кара-тау, Киргизского Алатау, регрессия начинается уже в конце визейской эпохи и морские среднекаменноугольные отложения отсутствуют.

Далее к югу регрессия начинается позже — в конце среднего карбона, поэтому там средний карбон — морской, верхний же — континентальный. К этим районам относится южная часть Чаткальских гор, включая всю Северную Фергану, затем южная часть Сусамырских гор и Терской Алатау. Граница распространения морских среднекаменноугольных отложений показана на рис., стр. 47.

Еще дальше к югу регрессия начинается только в конце верхнего карбона, средний и верхний карбон — морские и только пермь — континентальная. К таким районам относятся северные склоны Туркестанского, Алайского и Кокшальского хребтов.

На южном склоне Гиссарского, Алайского и Кокшальского хребтов поднятия начинаются только в конце перми.

Наконец, в Дарвазе и на Северном Памире даже верхняя пермь морская.

Картина постепенного смещения на юг границ распространения морских отложений различных горизонтов верхнего палеозоя хорошо видна на рис., стр. 47.

Правильность этого смещения нарушается двумя явлениями.

Первое явление — джунгарская верхнекаменноугольная трансгрессия, образовавшая залив, вдававшийся далеко на север в Джунгарский Алатау.

Второе явление — флишевые толщи в основании разреза верхнего палеозоя Центрального и Южного Памира, указывающие на какие-то поднятия вблизи этого района, происходившие уже в среднем и, возможно, верхнем карбоне.

Средний карбон. В северных дугах морской средний карбон отсутствует, за исключением самых южных окраин. Среднекаменноугольные отложения, вероятно, представлены или песчано-сланцево-конгломератовыми, немymi континентальными толщами, или нижними горизонтами мощных эффузивно-туфовых толщ, или совершенно отсутствуют.

По южной окраине северных дуг, в Нура-тау, Кураминских горах, по южному склону Чаткальских гор, средний карбон трансгрессивно и несогласно залегает на более древних отложениях. Он начинается базальными песчаниками и конгломератами, затем идет чередование известняков, сланцев и песчаников с морской фауной; выше снова лежат немые песчаники и конгломераты.

В центральных дугах средний карбон представлен наиболее полно. Его взаимоотношения с более древними толщами, по видимому, раз-

личны. Местами, напр. в юговосточной Фергане, в долине р. Араван, он несогласно залегает на среднем палеозое, в данном случае на силурийских сланцах и песчаниках. Местами же, как, напр. в Туркестанском хребте, нижний карбон постепенно переходит в средний карбон без видимого перерыва. На средневизейских известняках с *Gigantella* лежат темные, мощные, слоистые, глинистые известняки со сравнительно бедной фауной, среди которой характерен *Spirifer bisulcatus* Sow. Известняки со *Sp. bisulcatus* Sow., относящиеся частично



Границы верхнепалеозойских отложений

The limits of Upper Paleozoic deposits.

1 — визейский остров (для сравнений); 2 — граница среднего карбона; 3 — граница нижней перми; 4 — граница верхней перми. К северо-востоку от этих линий соответствующие морские отложения отсутствуют.

1 — Viséan island; 2 — limit of Middle Carboniferous; 3 — limit of Lower Permian; 4 — limit of Upper Permian. To the northeast of these lines the corresponding marine deposits are absent.

к намюрскому ярусу, постепенно переходят в такие же темные известняки, сланцы и песчаники среднего карбона уже с типичными *Choristites*.

В южных дугах, начиная с Дарваза и Северного Памира, наблюдается очень интересный факт, а именно: почти полное отсутствие среднекаменноугольных фаун. Типичные хориститовые брахиоподовые фауны неизвестны совершенно, и только местами есть указания на нахождение фораминиферных фаун среднекаменноугольного возраста. В Центральном и Южном Памире к среднему карбону, вероятно, относятся нижние горизонты мощных, немых, темных известняково-сланцевых толщ. Эти толщи литологически весьма напоминают меловой и третичный флиш; и, вероятно, подобно флишу являются прибрежными дельтовыми и лагунными отложениями.

Подобная картина наблюдается и на Кавказе, где средний карбон также представлен лагунно-континентальной угленосной толщей. На-

личие подобных лагунно-континентальных толщ на Южном Памире и на Северном Кавказе, т. е. уже в центральных частях средиземноморской геосинклинали, идет в разрез с точкой зрения Ога на геосинклиналь как область накопления только глубоководных отложений. Автор уже неоднократно указывал на ошибочность этой точки зрения. Средний карбон Памира и Кавказа лишней раз подтверждает правильность этого мнения.

Верхний карбон. В северных дугах верхний карбон представлен континентальными, терригенными, песчано-сланцевыми или эффузивно-туфовыми толщами, иногда достигающими значительной мощности.

Только на самом востоке советской Средней Азии, к востоку от оз. Иссык-куль, в Кетменском хребте и на юге Джунгарского Алатау, в толще континентальных песчаников и сланцев, с растительными остатками, встречаются прослой глинистых сланцев и известняков, местами с богатой и разнообразной морской фауной.

В центральных дугах верхний карбон почти всегда представлен морскими фациями как терригенными, так и известняковыми. На ряду с морскими фациями нередко континентально-лагунные отложения, эффузивы и туфы.

Подобный характер верхний карбон сохраняет и в Дарвазе и Северном Памире.

Однако, для Дарваза приходится отметить, что, по данным Б. К. Лихарева, светлые, массивные брахиоподовые и швагериновые известняки, ранее относившиеся к верхнему карбону, вероятнее всего, являются нижнепермскими.

Наконец, в Центральном и Южном Памире верхний карбон подобно среднему карбону выражен своеобразно. Брахиоподовые фации почти неизвестны и преобладают тонкослоистые известняки, вверху с фузулинидами, а внизу немые.

Нижняя пермь. В северных дугах и в северных частях центральных дуг пермь представлена исключительно континентальными отложениями или отсутствует (рис., стр. 47). К перми, вероятно, относятся верхние горизонты некоторых эффузивных толщ.

Морские нижнепермские отложения появляются только в южных частях центральных дуг, в Гиссарском хребте и на южных склонах Алайского и Кокшальского хребтов.

Наиболее полно они развиты в Дарвазе и на всем Памире. В Дарвазе и на Северном Памире нижняя пермь отличается необыкновенным разнообразием фаций. Мы встречаем массивные рифовые известняки, слоистые, фораминиферовые известняки и разнообразные терригенные осадки, туфы и эффузивы.

В Центральном и Южном Памире нижняя пермь более однообразна, но и там разрез ее исключительно полон. Преобладают фораминиферовые фации. Значительный интерес представляют известняки с многочисленными и разнообразными аммонейми.

Нижнепермские разрезы Памира детально изучены и описаны Г. А. Дуткевичем и А. В. Хабаковым.

Верхняя пермь. Морские верхнепермские отложения выделены только за последние годы работами Г. А. Дуткевича. Детальное описание дано в его статье, помещенной в настоящем сборнике.

Они встречены пока только на Памире, но весьма вероятно нахождение их в Дарвазе, поскольку мы там имеем морскую нижнюю пермь и морской нижний триас.

На Памире наиболее северный пункт нахождения морской верхней перми — долина р. Баянд-киик. Более широко верхняя пермь развита в Центральном и Южном Памире. Она представлена сланцеватыми и кремнистыми сланцами, почти исключительно с фораминиферовой фауной. Фауна фораминифер значительно приближается, по данным Г. А. Дуткевича, к фауне Индо-Китая.

Взаимоотношения верхней перми с нижним триасом пока еще не вполне выяснены. В большинстве разрезов на верхней перми непосредственно и трансгрессивно лежит верхний триас.

Мезозой и кенозой

Нижний триас. Наиболее важным выводом по нижнему триасу является установление тесной связи его с пермскими отложениями.

Морской и лагунный нижний триас развит почти в тех же районах, где развита пермь (рис., стр. 51). Нижнетриасовая фауна встречена в верхних горизонтах толщ, нижние горизонты которых относятся к перми. Эти толщи сложены обычно пестроцветными и красноцветными песчаниковыми отложениями, нередко гипсоносными, в основном, континентальными и лагунными, нередко совершенно немymi. Морская фауна встречается местами и в прослоях сравнительно небольшой мощности.

В Дарвазе В. И. Попов в мергелистых известняках, ранее относимых к перми и залегающих под красноцветными песчаниками с *Meekeoceras* и над гипсоносной толщей, нашел фауну, которая, по определению Л. Д. Кипарисовой, относится к нижнему триасу. Таким образом, мощность нижнетриасовых отложений увеличилась еще более и достигает свыше 600 м.

Граница распространения нижнетриасовых морских отложений совпадает с границей распространения морской перми. Она проходит

у южного подножия Гиссарского, Алайского и, вероятно, Кокшальского хребтов.

Заслуживает быть особо отмеченным нахождение нижнетриасовой флоры с *Pleuromeia*, описанной М. И. Брик. Эта флора найдена в районе Шурабского каменноугольного месторождения, в югозападной части Ферганской долины. Она заключена в песчано-глинистой угленосной толще, залегающей несогласно на девоне. Флора с *Pleuromeia* найдена в Средней Азии впервые. До сих пор она была известна только в Южноуссурийском крае.

Среднетриасовая фаза складчатости. Среднетриасовые морские и континентальные отложения в Средней Азии неизвестны и, повидимому, отсутствуют.

Верхний триас несогласно залегает на различных горизонтах пермских и других палеозойских отложений. Насколько нижний триас тесно связан с пермскими отложениями, настолько верхний триас тесно связан с юрой.

Области распространения нижнего и верхнего триаса резко отличаются друг от друга, и вообще между нижним и верхним триасом какая-либо связь отсутствует.

Все эти факты указывают на то, что между нижним и верхним триасом происходили крупные проявления складчатости. Эта своеобразная фаза складчатости не имеет своего названия и ее можно назвать дарвазской.

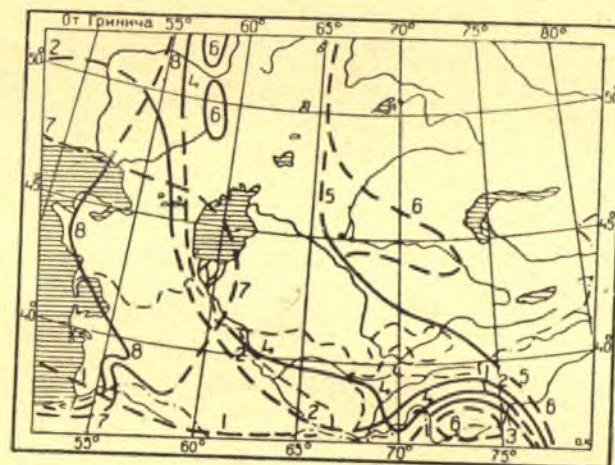
Дарвазская фаза вызывает резкие несогласия между верхним триасом и различными горизонтами палеозоя. Неясным остается ее связь с другими складчатостями. Ее можно считать и конечной фазой вариссийской складчатости или первой фазой киммерийской складчатости. Она заполняет тот промежуток, который до сих пор существовал между последними проявлениями вариссийской складчатости и первыми проявлениями киммерийской складчатости.

Верхний триас. Морской верхний триас известен только в Центральном и Южном Памире. В этих областях он пользуется значительным распространением. Исследования последних лет дали ряд новых пунктов нахождения морской верхнетриасовой фауны. Преобладают глинистые и кремнистые сланцы с прослоями песчаников и глинистых известняков. Среди фауны наиболее характерны *Halobia* и *Pseudomonotis*, изредка встречаются и аммоны. Фауна находится в монографической обработке. Граница распространения морского верхнего триаса приблизительно совпадает с долиной Бартанга и Мургаба, на востоке проходя уже вне пределов СССР за Сарыкольскими горами (рис., стр. 51).

К северу от этой границы известны только континентальные верхнетриасовые отложения. Они представлены весьма мощными темными

сланцево-песчаниковыми толщами, достигающими 2 000—3 000 м мощности. Возраст определяется найденной в ряде пунктов флорой, определенной М. И. Брик и В. Д. Принада.

На Северном Памире верхний триас постепенно переходит в нижнеюрские континентальные отложения, без угловых несогласий.



Границы мезозойских и кенозойских отложений.

Limits of Mesozoic and Cenozoic deposits.

1—верхняя пермь; 2—нижний триас; 3—верхний триас; 4—верхняя юра; 5—верхний мел; 6—палеоген; 7—сармат; 8—акчагыл. К востоку и северу от этих линий соответствующие морские отложения отсутствуют. Начиная с верхнего триаса, трансгрессия моря постепенно увеличивается, достигая максимума в палеогене. Затем идет быстрое отступление моря, достигающее максимума в современную эпоху.

1—Upper Permian; 2—Lower Triassic; 3—Upper Triassic; 4—Upper Jurassic; 5—Upper Cretaceous; 6—Paleogene; 7—Sarmatian; 8—Akchaghyllan. To the north and east of these lines the corresponding marine deposits are absent. From the Upper Triassic there has been an increasing transgression of the sea reaching its maximum during the Paleogene. The succeeding rapid regression of the sea reached its maximum in present times.

В Югозападном Таджикистане, по склонам Гиссарского хребта, верхнетриасовые угленосные отложения отделяются от нижнеюрских неясным угловым несогласием.

В более северных районах и, в частности, в Ферганской долине в основании отложений, ранее относившихся к юрской угленосной толще, почти везде выделяется свита с верхнетриасовой (рэтской) флорой. В связи с этим все большее и большее распространение получает название „рэт-юрская угленосная толща“. Резкие угловые несогласия между рэтом и нижней юрой, повидимому, отсутствуют.

Нижняя юра и байос. Распространение морских лейасовых и байосских отложений, в основном, совпадает с распространением морских верхнетриасовых отложений.

Морской лейас найден только в Центральном и Южном Памире. Он представлен темной сланцевой толщей с подчиненными прослоями песчаников и известняков с аммонитами и другой морской фауной.

Почти так же выражен и там же распространен морской байос. Для него можно отметить местную трансгрессию, проникнувшую к западным подножиям Гиссарского хребта. Отложения, связанные с этой трансгрессией, представлены небольшой свитой глинистых сланцев, песчаников и известняков с аммонитами, залегающей среди континентальной угленосной толщи.

Во всех районах, лежащих к северу от вышеупомянутых, лейас и байос сложены исключительно мощными сланцево-песчаниковыми, темными и бурыми угленосными отложениями. Они распространены по всей Средней Азии, давно известны и хорошо изучены.

Из результатов последних работ интересным является вывод М. И. Брик, которая на основании изучения флоры ферганских угленосных толщ пришла к мнению, что эти толщи все относятся к нижней юре.

Типичные среднеюрские и верхнеюрские флоры, повидимому, отсутствуют.

Этот вывод подтверждается и наблюдениями Н. В. Шабарова, установившего инструментальными наблюдениями в ферганских угольных месторождениях трансгрессивное и несогласное залегание красноцветных песчаниково-конгломератовых нижнемеловых толщ на различных горизонтах нижней юры.

Работы М. И. Брик позволили установить в рэт-юрской угленосной толще центральных дуг ряд флористически охарактеризованных горизонтов.

Верхняя юра и бат. В конце батской эпохи начинается первая значительная мезозойская трансгрессия. Она достигает максимума в верхнеюрскую эпоху и поэтому носит название верхнеюрской.

Верхнеюрская трансгрессия проникает далеко на север. Ее границей послужили варисийские хребты, существовавшие тогда на месте центральных хребтов современных центральных дуг. На севере это был хребет на месте Мугоджар, затем хребет на месте Арала и Кызылкумских возвышенностей, возвышенности, располагавшиеся на месте современной долины Зеравшана. На меридиане Нурека граница верхнеюрского моря резко заворачивала к югу, огибая Дарваз и затем Северный Памир (рис., стр. 51).

Начиная с Байсун-тау и южного склона Гиссарского хребта и переходя к Центральному Памиру, везде разрез имеет, в основном, одинаковый характер. В основании залегают песчаники и сланцы средней юры. Переслаиваясь, они постепенно переходят в плитняковые изве-

стияки и мергеля, с довольно богатой и разнообразной батской и келловейской фауной. Главную часть разреза слагают залегающие выше мощные, нередко массивные, темные или светлые, розоватые известняки, достигающие мощности 500—500 м и более. По возрасту основная часть этих известняков относится к оксфорду и лишь самые верхи к лузитанскому ярусу.

Верхнеюрские массивные известняки являются типичными рифовыми образованиями, точнее говоря, — рифами и связанными с ними фациями. Эти рифы были образованы известковыми водорослями и гидрондами. Мадрепоровые кораллы играют второстепенную роль. Нередко встречаются толстостенные.

Распространение рифовых известняков и их мощность, выдерживающаяся на расстоянии во много сот километров, указывают на то, что мы имеем дело с мощным, громадной протяженности барьерным рифом. Сравнительно небольшая мощность известняков (всего 500—600 м) объясняется сравнительно коротким сроком существования рифа.

Титон. В области распространения морской верхней юры титон является свитой наиболее интересной в фациальном отношении и наиболее важной в промышленном отношении. С ним связано крупнейшее месторождение серы — Гаурдак, расположенное в юговосточной части Туркмении, к северу от г. Калиф, а также месторождения калийной соли.

В Югозападном Таджикистане с титонской толщей связаны иногда колоссальные месторождения поваренной соли.

На юго-востоке Памира титон начинается красноцветными песчаниками и конгломератами, небольшой мощности, несогласно налегающими на различные горизонты более древних отложений. Выше залегают мощные темные известняки, иногда массивные, рифового характера. Вверху они постепенно переходят в слоистые известняки с валанжинской фауной.

По направлению к северу мощность титонских известняков быстро уменьшается. Уже в Центральном Памире известняки выклиниваются и на лузитанских известняках несогласно лежат красноцветные песчаники и конгломераты.

Они условно относятся к нижнему мелу, но весьма вероятно нижние горизонты красноцветных песчаников и конгломератов являются титонскими.

Далее к северо-западу, вдоль береговой линии, в Югозападном Таджикистане титон представлен уже соленосной толщей, лежащей в Восточном Дарвазе на песчано-глинистой угленосной толще нижней юры, а в более западных районах — на лузитанских известняках. При-

крывается она красноцветными песчаниками, нижние горизонты которых условно относятся к титону, а верхние—к нижнему мелу.

Континентальные верхнеюрские отложения в центральных лугах неизвестны. Красноцветные немые конгломерато-песчаниковые толщи, условно относимые к нижнему мелу, несогласно налегают на различных горизонтах нижней и, возможно, средней юры.

Только на севере северных дуг, в хребте Кара-тау, известны наземные и пресноводные верхнеюрские отложения, залегающие на угленосных средне- и нижнеюрских отложениях.

Нижний мел. Фациальный характер и распространение нижнемеловых отложений, в основном, такие же, как и у верхнеюрских.

На Южном Памире на титонских известняках согласно залегают слоистые известняки и известковистые сланцы с валанжинскими аммонитами.

В Югозападном Таджикистане разрез нижнего мела уже значительно отличается. В его состав входят как континентально-лагунные красноцветные песчаники и конгломераты, так и морские серые и зеленоватые глинистые известняки и сланцы. Морские отложения по мощности значительно уступают континентально-лагунным и представляют сравнительно маломощные свиты. Это указывает на кратковременность морских трансгрессий, наступавших с юга. Найденная фауна определяет возраст этих трансгрессий как нижний альб. Восточной границей альбского моря являлся меридиан Курган-тюбе.

В районах, лежащих к северу от линии распространения морских осадков, нижний мел представлен более или менее мощной толщей немых красноцветных песчаников и конгломератов, с подчиненными прослоями глин и мергелей. Подобные красноцветные толщи развиты в Центральном и Северном Памире, Восточном Дарвазе и во всех центральных и южных дугах. Органические остатки обычно совершенно отсутствуют и только в северных районах найдены кости динозавров.

Отсутствие фауны и флоры делает определение возраста красноцветных толщ условным. Для западных районов точно определяется верхняя граница налеганием морского сеномана. В районе Ташкента морская сеноманская фауна встречена даже в прослоях в верхних горизонтах красноцветной толщи.

Для восточных районов, где морские верхнемеловые отложения отсутствуют, точное определение возраста красноцветных толщ еще более затруднительно. Известно только, что они несогласно лежат на темной угленосной нижней юре и покрываются, повидимому, согласно континентальными третичными отложениями. Поэтому возраст красноцветных толщ колеблется в пределах от верхней юры включительно до верхнего мела. Местами значительные трудности представляет обо-

собление красноцветных мезозойских толщ от таких же красноцветных третичных отложений.

Верхний мел и палеоген. Морские верхнемеловые и палеогеновые отложения образуют единый, неразрывный комплекс осадков, резко отличающийся как от подстилающих красноцветных нижнемеловых толщ, так и от покрывающих мощных песчаниково-конгломератовых толщ неогена. Так же тесно связаны между собой и континентальные верхнемеловые и палеогеновые осадки. Граница распространения морских верхнемеловых и палеогеновых осадков показана на рисунке, стр. 51. На юге большим распространением пользуются верхнемеловые осадки; на севере же — палеогеновые.

На Южном Памире неизвестны ни верхнемеловые, ни палеогеновые осадки. В Центральном Памире развит морской верхний мел, представленный рудистовыми известняками, мергелями и глинами, морской палеоген отсутствует. В Северном Памире в Заалайском хребте значительной мощности достигают и морской верхний мел, и морской палеоген; только верхи олигоцена сложены континентально-лагунными красноцветными песчаниками и конгломератами.

В обширной области, включающей в себя Северный Памир, Дарваз, Югозападный Таджикистан, Зеравшанский район, Ферганскую долину и Ташкентский район, характер верхнемеловых и палеогеновых отложений, в основном, один и тот же. Они состоят из циклического чередования морских и лагунно-прибрежных осадков. Разрезы их уже давно известны. Работы последних лет дали значительное уточнение этих разрезов и их более полную палеонтологическую характеристику. Для Ферганской долины можно отметить работы О. С. Вялова, для Югозападного Таджикистана — работы А. В. Бурачка и Б. А. Борнемана, для Заалайского хребта — работу В. П. Ренгартена. Своеобразие фауны, носящей южный тропический облик, затрудняет параллелизацию с западноевропейскими разрезами.

В районе Аральского моря палеогеновые морские отложения распространяются на восток значительно дальше, чем верхнемеловые. В результате экспедиций Д. И. Яковлева установлено развитие морского палеогена в нижней части долины р. Чу (рис., стр. 51).

Весьма своеобразен разрез северных склонов Копет-дага. По данным И. И. Никшича, нижний и верхний мел выражены очень полно и представлены рядом горизонтов с богатой морской фауной, эоцен же и олигоцен сложены немymi, повидимому, континентальными отложениями, достигающими мощности 1500 м. Внизу преобладают глины и песчаники, вверху — песчаники и конгломераты.

Интересна природа юговосточной границы верхнемелового палеогенового моря. В Ферганской долине такой границей является Ферган-

ский хребет. Изучая юрские отложения в Ферганской долине, Ферганском и Нарынском крае, можно установить, что они неразрывно связаны друг с другом и, в основном, одинакового характера. Это позволяет сделать вывод, что в нижнеюрскую эпоху Ферганского хребта не было.

В то же время этот хребет является преградой для распространения верхнемелового моря. Сопоставляя эти два факта, становится ясным, что Ферганский хребет является типичным киммерийским хребтом, возникшим в конце юрского периода.

Еще далее к югу границей верхнемелового — палеогенового моря служит окраина таримской депрессии. Здесь интересно обратное соотношение рельефа той эпохи и современного. В верхнем мелу и палеогене на западе было море, на востоке, — на месте таримской депрессии — была возвышенная суша. Сейчас же, наоборот, на западе, — на месте моря — располагаются высокие горы, на востоке же образовалась депрессия.

Неоген и четвертичная эпоха. Во второй половине олигоцена, в областях современных хребтов начинаются первые поднятия. Эти поднятия быстро достигают значительных размеров и распространяются на большую площадь. Уже в начале миоцена море сильно сокращается в размерах, отступая в арало-каспийскую депрессию. Во всех горных областях Средней Азии все отложения, начиная с верхнеолигоценовых и моложе, представлены исключительно континентальными отложениями. Поднятия палеозойских массивов продолжаются в течение всего палеогена и четвертичной эпохи. Одновременно с поднятием происходит интенсивное разрушение поднимающихся хребтов. Продукты разрушения выносятся горными реками и отлагаются на равнине у подножия горных хребтов в виде гигантских конусов выноса. Эти конусы выноса сливаются друг с другом, образуя сплошную зону осадков подножий, тянущуюся вдоль хребтов на сотни и тысячи километров.

Осадки зоны поднятий представляют толщи местами красноцветных, местами бурых, палевых и серых конгломератов, песчаников, реже глины и мергелей. Они достигают громадной мощности до 2000—3000 м, а местами и больше.

Общепринято мнение, что образование этих мощных толщ возможно только благодаря опусканию предгорных равнин и образованию предгорных впадин. Это мнение нельзя считать правильным. Для образования километровых толщ осадков подножий вполне достаточно одних многокилометровых поднятий горных хребтов.

Поднятия хребтов отнюдь не сопровождаются, как правило, прогибом, опусканием равнин, располагающихся у их подножия. Наоборот, ряд наблюдений над высотами залегания морских верхнемеловых и палеогеновых отложений показывает, что они в предгорных равнинах под-

няты по сравнению с пустынными областями, удаленными от горных хребтов. Таким образом, поднятия горных хребтов обычно сопровождаются поднятием и предгорных равнин. Конечно, в этом случае ни о каком образовании предгорных впадин говорить не приходится.

Примером подобных явлений может служить Ферганская долина. Нередко она рассматривается как область депрессии, прогиба, образовавшегося под влиянием давления накопившихся громадных толщ неогеновых конгломератов. На самом же деле, в Ферганской долине морские верхнемеловые и палеогеновые отложения залегают на больших высотах, чем в основной области их распространения, т. е. в Кызылкумах, Аральской впадине, Усть-урте.

Это указывает на то, что Ферганская долина не только не опускалась, но даже поднималась одновременно с поднятием окружающих ее хребтов.

Одновременно происходило все большее и большее сокращение площади, занимаемой морскими бассейнами.

Сарматское море было последним морским бассейном, распространившимся в район современного Арала. По данным А. В. Данова, граница развития морских сарматских отложений проходит по западному берегу Арала (рис., стр. 51), затем, идя почти по меридиану, она доходит до подножия Копет-дага, несколько западней Ашхабада. Круто заворачивая на запад, она проходит вдоль подножия Копет-дага и, огибая его с запада, уходит на юг к подножию Эльбруса.

Акчагыльское море занимает значительно меньшую площадь, чем Сарматское море. На востоке оно не заходит дальше подножия чинка Усть-урта и западного склона Туар-кыра, достигая только самой западной оконечности Копет-дага (рис., стр. 51). Ни на поверхности Усть-урта и Заунгузского плато, ни в район современного Арала Акчагыльское море не проникало.

Древнекаспийское море распространяется на восток еще меньше, чем Акчагыльское. Оно только заполняет впадины и долины в послекачагыльском рельефе. Никаких данных о соединении Каспия с Аралом нет. Осадки с древнекаспийской фауной отсутствуют как в бассейне Арала, так и в долине Узоя и к северу от Усть-урта. Соответственно, предположение о тесной и недавней связи Каспия и Арала приходится считать ошибочным.

Также лишено всякого основания и предположение о связи Арала с Северным Ледовитым океаном через Тургайский пролив и долину рр. Оби и Иртыша. На всем этом протяжении отсутствуют как осадки с аральской фауной, так и осадки с бореальной фауной. На морском палеогене лежат только пресноводные и наземные отложения, неогеновые и четвертичные.

Аральское море. Террасы Аральского моря поднимаются только на 4 м над его уровнем и развиты сравнительно недалеко от его берегов. Только вдоль южного низменного берега они уходят далеко в глубь суши.

Незначительное распространение аральских осадков, своеобразный состав его фауны, состав солей в его воде отмечались еще давно Л. С. Бергом. Сопоставляя эти факты с полным отсутствием связи с четвертичными древнекаспийскими отложениями, можно сделать вывод о весьма юном возрасте Аральского моря. Образование Аральского моря приходится относить к послеледниковой или даже к современной эпохе.

Вероятнее всего, эпейрогенические поднятия района Сарыкамышской впадины и Узбоя вызвали изменение течения р. Аму-дарья и, возможно, р. Сыр-дарья. Вместо того чтобы впадать в Каспийское море, они заполнили плоскую депрессию и образовали современное, почти пресное Аральское море.

Заканчивая на этом очерк истории морских бассейнов, мы остановимся еще на двух явлениях из истории континентов, а именно: на Средиземноморском макроперешейке и на Фергано-Саянском поясе глыбовых поднятий.

Средиземноморский макроперешеек. Большое палеогеографическое значение этого поднятия уже отмечалось автором. Средиземноморский макроперешеек — своеобразное географическое явление. В настоящее время оно не имеет аналогов.

Его размеры, форму и рельеф лучше всего представить следующим образом.

Предположим, что орогенические поднятия вызовут непрерывное соединение Камчатки с Японией и Японии с Индо-Китаем. Образуется гигантский перешеек длиной во много тысяч километров, но сравнительно узкий и гористый. Он будет состоять из отдельных высокогорных орогенических и вулканических массивов, соединенных сравнительно низкими перемычками. Подобные гигантские перешейки в настоящее время отсутствуют. Они настолько своеобразны, что заслуживают особого названия. В качестве такого я предлагаю название макроперешеек.

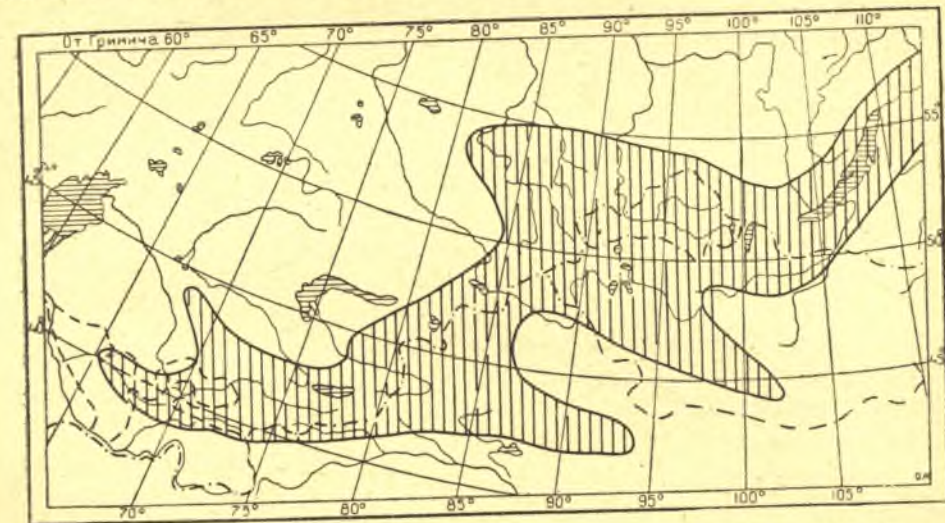
Средиземноморский макроперешеек начал образовываться в конце олигоцена и окончательно сформировался в середине миоцена. Начинаясь на Памире, он включал в себя Хоросанские горы, Копет-даг, Эльбрус, Закавказье, Малую Азию, Балканы, уходя далеко на запад.

Очертания Средиземноморского макроперешейка намечаются с юга распространением морского верхнего миоцена; с севера — сарматских морских отложений. Он представлял очень длинную, местами узкую полосу

гористой суши, обособлявшую открытый океан от замкнутого, опресненного Сарматского моря. Протяжение Сарматского моря (от Вены до Арала) намечает и протяжение Средиземноморского макроперешейка.

Фергано-Саянский пояс глыбовых поднятий впервые намечен автором в 1932 г. (рис., стр. 59).

Наблюдения над условиями залегания морских верхнемеловых и палеогеновых отложений показали, что эти отложения в горных массивах значительно подняты по сравнению с равнинными областями. Особенно



Границы фергано-саянских глыбовых поднятий (заштрихована область поднятий). The limits of the Ferghana-Sayan zone of block uplifts (the uplifting area is shaded).

интересны данные по условиям залегания морского палеогена в Чаткальских горах, к северу от Ферганской долины. Здесь морской палеоген встречен отдельными участками, на различных высотах до 2 000 м и больше. Эти участки местами почти не изогнуты и имеют вид плоских плато. Примером их может служить плато Тавак, в Кармазарском районе.

Изучение строения палеозоя в этих районах показало, что он разбит многочисленными разрывами продольного и поперечного направления на ряд глыб. Размеры этих глыб весьма различны; нередко они достигают в длину многих десятков километров. Эти глыбы испытывают большие или меньшие поднятия, достигающие иногда до 3 000—4 000 м.

Глыбовые поднятия детально изучены Б. Н. Наследовым для Кармазарского рудного района, где они нередко разрывают рудные место-

рождения, то уничтожая их, то, наоборот, поднимая их на поверхность и делая доступным для эксплуатации.

Обычно движения глыб палеозоя почти вертикальны. При этом глыбы палеозоя увлекают с собой покрывающие их верхнемеловые и палеогеновые отложения, образуя высокоподнятые плато — типа плато Тавак.

Нередко, однако, поднятия палеозойских глыб сопровождаются их наклоном и сдвижением вбок. При этом палеозойские глыбы надвигаются на соседние, менее поднятые глыбы, вызывая надвигания палеозоя на верхнемеловые, палеогеновые, а иногда и неогеновые отложения, покрывающие менее поднятые глыбы. Это надвигание доказано детальным наблюдением и бурением (в Кармазарском районе).

Надвигание твердых глыб палеозоя на рыхлые пласты кенозоя сопровождается очень сильным смятием последних. В зоне надвига образуются сложные тектонические структуры-надвиги, опрокинутые и разорванные складки и т. п. Основной особенностью этих структур является их локальность. Они приурочены только к зоне контакта, к краям надвигающихся палеозойских глыб. На небольшом расстоянии от зоны контакта они совершенно исчезают. Кенозой вне зоны контакта залегает совершенно спокойно, иногда почти горизонтально. Локальность краевых складок и нарушений легко отличает их от гораздо более спокойных, но широко распространенных региональных складок.

В северных дугах глыбовые поднятия палеозойских массивов, достигающие громадных размеров, создали современный высокогорный рельеф. Доказательством этого служит давно отмеченный пенепленизированный профиль горных хребтов и остатки наклоненных пенепленизированных поверхностей отдельных палеозойских массивов.

В связи с этим высокогорный рельеф северных дуг приходится считать омоложенным в отличие от молодого рельефа южных дуг — Памира и Дарваза.

В центральных дугах в образовании рельефа принимали участие как глыбовые движения, так и орогенические складкообразовательные движения.

Время глыбовых движений определяется возрастом свит, участвовавших в движениях. Нижняя граница определяется тем, что палеоген везде нарушен, разорван, и захвачен поднятиями и надвигами.

Таким образом, начало глыбовых движений происходит не ранее начала миоцена. Иногда палеозой надвигается на неогеновые конгломераты, что указывает на четвертичные движения. На это указывает и роль глыбовых поднятий в образовании террас, указанная Ю. А. Скворцовым.

Наконец, сейсмические явления, столь обычные в северных дугах и примером которых является Верненское землетрясение 1911 г., указывают на то, что движения происходят и в настоящее время.

Наиболее вероятно начало глыбовых движений в самом раннем миоцене и проявление их в течение всего неогена, четвертичной эпохи и в настоящее время.

Область развития глыбовых движений весьма обширна (рис., стр. 59). На западе впервые сравнительно слабые проявления их начинаются в Кара-тау. В Таласском и Киргизском Алатау и Чаткальских горах они достигают весьма значительных размеров, создавая современный высокогорный рельеф. Неменьших размеров глыбовые поднятия достигают в Кунгей, Заилийском и Джунгарском Алатау. Глубокая впадина Иссык-куля является примером обратных глыбовых движений — глыбовым опусканием.

Дальше на восток и северо-восток поднятия захватывают весь Тяньшань, Тарбагатай, Алтай, Салаир, Кузнецкий Алатау, Саяны и Прибайкалье. Байкал же подобно Иссык-кулю является системой глыбовых опусканий.

В совокупности все эти районы и образуют Фергано-Саянский пояс молодых глыбовых движений.

Заканчивая на этом краткий очерк данных по стратиграфии Средней Азии, автор считает своим долгом указать, что несмотря на очень большие достижения последних лет все же геология Средней Азии далеко еще не может считаться детально изученной. Зная общую картину геологического строения Средней Азии, мы должны перейти к детальным работам и, в первую очередь, к детальной геологической съемке важнейших горнопромышленных районов.





D. NALIVKIN

THE PALEOGEOGRAPHY OF CENTRAL ASIA

The summarizing of all the data, presently available, on the stratigraphy of Central Asia, which the writer has undertaken, was much facilitated by the possibility of using the corresponding volumes of the "Geology of the USSR" published by the State Geological Service of USSR. The existence of these volumes permitted the writer to reduce so far as possible the description of details and to dwell chiefly upon the examination of general problems.

The main geological regions of Central Asia

In 1926 the writer proposed a division of Central Asia into three geologic regions: those of the northern, central and southern arcs. The term "arcs" has been proposed in order to emphasize the regular, arcuate character of the main morphological and tectonic elements of the region and chiefly of the mountain ranges.

The works of recent years wholly confirmed the existence of these three regions.

In the following their brief characteristics are given:

The northern arcs are distinguished by the following peculiar characters of tectonics and vulcanism:

1) an intense manifestation of the Caledonian folding and a considerable development of Caledonian granites; 2) a vigorous Variscian folding and intense manifestation of the Variscian volcanic cycle; 3) a weak development of the Cimmerian and Alpidian foldings and volcanic cycles.

In the north the Alpidian orogenic movements are absent.

The volcanic cycles in the northern arcs are represented by little developed effusives, while Mesozoic and Cenozoic intrusions are unknown.

There is a distinct relation between the tectonic movements and the distribution of land and sea.

In the northern arcs the Paleozoic, especially the Ordovician is widely developed. The marine Silurian is but little developed. The marine Lower Devonian and the basal parts of the Middle Devonian are absent. The Upper Paleozoic is represented in the north, except for the territory of Djungaria by continental deposits.

The central arcs. Pre-Cambrian formations and the Caledonian folding are unknown. The main and most intense folding is the Variscian. The Cimmerian and Alpidian foldings are clearly pronounced, yet rather weak.

Consequently, pre-Cambrian and Caledonian intrusions are unknown, all the intrusions being Variscian. As compared with the northern arcs the area covered by intrusions is much less extensive. The Mesozoic and Cenozoic cycles are represented only by rare Jurassic, Cretaceous and Tertiary effusions.

The whole of the Paleozoic is represented by marine deposits, but the marine Permian deposits being unknown. The marine Triassic, Jurassic and Lower Cretaceous are absent.

The southern arcs. The main foldings are the Alpidian and Cimmerian ones. Hence it is clear that the Variscian folding is relatively weakly revealed.

The earlier foldings are obscured. The most typical character of this region is a considerable development of Cimmerian intrusions besides not less strongly developed Variscian ones. Alpidian intrusions have also been met with in the Pamirs.

Widely developed is the marine Mesozoic, i. e. the marine Lower and Upper Triassic, the Lower, Middle and Upper Jurassic, and Cretaceous. The Paleogene is marine in the north, and is absent in the south. The Neogene is continental throughout except for the region adjoining the Caspian Sea.

There are no sharp boundaries between the northern, central and southern arcs, and they are gently grading into each other.

A boundary between the northern and central arcs can be drawn along the valleys of the Syr-Daria and Naryn rivers. (see fig., p. 39) The boundary between the central and the southern arcs passes along the lower course of the Amu-Daria River and, further, along the Zeravshan up to its head parts. Farther east this boundary can be tentatively drawn along the Alai Valley toward Kashgar, and along the borders of the Tarym Depression. Explorations of recent years proved the Transalai Range to occupy an intermediate position, showing a number of characters proper to the central arcs.

Pre-Cambrian

The Pamirs and Darvaz. The most close attention is presently given to the ancient metamorphic and crystalline series of the Pamirs and Darvaz. There are two viewpoints concerning their age: according to the first, which is also adopted by the writer, a pre-Cambrian age of these series is considered to be most probable; according to the other, supported by V. Nikolaev and S. Klunnikov, to the crystalline series a Lower Paleozoic age is assigned. Unfortunately, however, there are no direct evidence in favour of either of these viewpoints. And it should therefore be most correct, for the present, to term these formations as „metamorphic series of undefined age“.

These series reach their most wide development in the southern metamorphic zone of the Pamirs (see fig. p. 39). They are made of mighty gneiss, crystalline schist and marble beds. Quartzites are of rarer occurrence. By S. Klunnikov the discovery was made of a conglomerate interbed with a quartz, crystalline schist and gneiss pebbles, apparently located at the middle of the section. The total thickness of the section attains several thousands meters, that of certain marble series reaching 500-600 m.

Organic remains are unknown. Problematic bodies reminding articulate brachiopods have been detected, by S. Klunnikov but their very appartenence to the brachiopods is extremely doubtful.

On the other hand, striking is a deep, regional and uniform metamorphism, not unfrequently resulting in a complete recrystallisation of the rocks. Despite of the wide area of distribution of the metamorphic series, they everywhere show a uniform and strong alteration. Areas preserving weakly altered rocks of the type of shales, sandstones, limestones, normal effusives and tuffs, are absent.

In this respect the southern metamorphic zone sharply differs from the area of distribution of metamorphic rocks in the Ghissar Range which, in the géologic map of the Central Asia published by the Geological Committee in 1925 has been referred to the pre-Cambrian. The explorations of A. Markovski showed that in the Ghissar Range the alteration of rocks is depending on the intrusions of Variscian granites and that laterally the gneisses and crystalline schists are rather rapidly grading into fossiliferous Devonian and Lower Carboniferous shales, sandstones and limestones. Nothing of the kind is to be observed in the South Pamirs.

In the northern metamorphic zone of the Pamirs metamorphic rocks also reach a rather high development. In the grade of metamorphization and their lithologic composition they are widely differing from analogous series of the South Pamirs. The grade of metamorphizm is weaker.

The mighty marble series of the South Pamirs are absent; in their place not less thick quartzite beds are observed.

Another peculiarity is their close connection with paleontologically characterized Paleozoic rocks. Thus, in the Tanymas Valley, in limestones occurring among the metamorphic series V. Popov made the discovery of problematic bodies which, according to the opinion of A. Vologdin, are close to the Archaeocyathinae. Quite doubtlessly belonging to the Ordovician are the silicious schists with *Basilicus nobilis* Barr., developed at the mouth of the Yazgulem River and the limestones with trilobites discovered at the Ak-Baital Pass. In direct vicinity of the metamorphic series in the North Pamirs and Darvaz mighty Silurian deposits are developed; these deposits are represented by graptolite schists, as well as by sandstones and limestones with *Halysites*.

Unfortunately, here, too, due to the intense tectonics the exact interrelations between the Paleozoic and the metamorphic series could not be established. It may only be noted that no lateral gradation of the Paleozoic into the metamorphic series have been observed. There is a number of indications of geologists, as to the Lower Paleozoic, and in particular, the Silurian and Ordovician resting upon the metamorphic series and, possibly, continuously grading into them.

The supposition is suggested that the upper horizons of the metamorphic series correspond to the Cambrian, and the lower ones to the Proterozoic; the Cambrian, moreover, continuously grading into the Proterozoic without any discontinuity or unconformity between them.

The difference in the grade of metamorphization and composition of the metamorphic series developed in the North and the South Pamirs might possibly be explained by the fact of the former belonging to the Proterozoic, and the latter, to the Archaeozoic.

The central arcs of Central Asia. Throughout the enormous extent from the Nura-Tau Range in the west, through the Turkestan, Ghissar, Alai and Kokshal ranges, as far as the massif of Khan-Tengri in the east, pre-Cambrian deposits are unknown. But the occurrence in a number of localities of Cambrian deposits, inclusive of Lower Cambrian ones, makes the presence there of the Proterozoic, as well, highly probable. If the Huronian folding be absent, the Proterozoic and the Lower Cambrian ought to lie conformably and relatively little to differ from one another in the grade of their metamorphizm.

The northern arcs of Central Asia. In the Kara-Tau, the Chatkal Mountains, the Talass Alatau, the Kirghiz Alatau, the Sussamyr Mountains, the Zailiyski (Transili), Kunghei and Terskei Alatau ranges fossiliferous Ordovician deposits are widely distributed. They are underlain at times unconformably, at others, conformably, by an extremely mighty

series of metamorphic rocks reaching many thousands meters in thickness. The uppermost series are less strongly metamorphosed, and are represented by phyllites, phyllite-like schists, quartzites and altered sandstones. In the lower series mica-schists, gneiss, quartzites, micaceous marbles and amphibolites are developed.

In 1926 all these series have been referred by the writer to the pre-Cambrian; later on, the opinion has been advanced, as to their appurtenance to the Lower Paleozoic, and in particular, to the Cambrian. At present appearing to be most probable is the appurtenance of the upper series to the Cambrian and Proterozoic which lie conformably, and of the lower series, to the Archaeozoic.

The interrelations are most clearly shown in the Chu-Ili Mountains situated to the southwest of Lake Balkhash. According to D. Yakovlev's data the series of gneisses and crystalline schists is the oldest in age. It is represented by various gneisses, garnet rocks, gabbro, amphibolites, mica schists and light-colored marbles. The entire series is intensely dislocated and shows a northwest strike.

It is overlain by a series of green metamorphic rocks consisting of argillaceous-phyllite, chlorite-sericite, sericite and talc schists, red and green silicious schists, tuffaceous, micaceous and chlorite-sericite sandstones, and marble-like limestones.

Higher in the section lies unconformably a paleontologically characterized Ordovician. In its basal conglomerate pebbles of both the metamorphic series have been met with. From analogy with the more southern regions a Cambrian and Proterozoic age is tentatively assigned to the green metamorphic series, and an Archeozoic age, to the gneiss and crystalline schist series.

The Lower Paleozoic

The Salairian folding. With regard to the Lower Paleozoic, i. e. the Cambrian and Ordovician, the most interesting problem is that of the Salairian folding.

The study of the Lower Paleozoic section revealed a highly interesting fact, namely that in Central Asia, both in the northern, central and southern arcs, Middle Cambrian and Ordovician deposits were found to occur. Much rarer the Lower Cambrian is met with, while the Upper Cambrian is quite absent.

In the northern arcs the disappearance of the Upper Cambrian from the section is accompanied by an angular unconformity and traces of erosion on the boundary of the Middle Cambrian and Ordovician. This is particularly clear in the northern part of Kara-Tau, where the greenish

Ordovician sandstones are resting unconformably upon the massive sandstones of the Middle Cambrian, being separated from them by a basal conglomerate with pebbles of Cambrian limestones.

The absence of the Upper Cambrian, the traces of erosion and unconformity between the Middle Cambrian and the Ordovician are to be explained by the manifestation of a particular phase of folding,—the Salairian folding. The Salairian folding has for the first time been established in 1928 by A. Kuzmin in the Salair Range (Kuznetsk Basin).

The Cambrian. The Lower Cambrian has been discovered (by A. Markovski) in the Turkestan Range only. It is represented by dark schists with *Archaeocyathinae*, among which representatives of the genu *Coscunoptycha* Taylor have been met with. This genus has thus far been recorded only from the Lower Cambrian of Australia.

The Middle Cambrian, represented by light and pinkish limestones with *Archaeocyathinae* and by dark bituminous limestones with trilobites, brachiopods and gastropods, is rather widely distributed in the central arcs. In the northern arcs, in Kara-Tau, massive limestones carrying calcareous algae have been discovered. In the southern arcs limestones with problematic bodies reminding *Archaeocyathinae* were met with.

The Ordovician. Ordovician (Lower Silurian) deposits are rather widely distributed in the northern arcs. They are represented by thick beds of greenish and dark calcareous limestones with *Orthidae*, stromatoporoids, and *Asaphidae*. In the Upper horizons are developed limestones, sometimes massive and thick. The total thickness is very great, reaching several thousands meters.

In the central arcs the Ordovician is of rarer occurrence, and is represented by shale and limestone series.

In the southern arcs an Ordovician fauna was met with in silicious schists at the mouth of the Yazgulem River and in stratified limestones to the northwest of the Ak-Baital Range.

The Lower Paleozoic rocks are everywhere highly dislocated and altered. Our knowledge of them is insufficient and future explorations will no doubt, afford new data concerning their distribution.

The Middle Paleozoic

In the regions which are made up of Paleozoic rocks it is the Middle-Paleozoic which shows a widest distribution. To the Middle Paleozoic the writer is referring the Silurian (the Upper Silurian in its former comprehension), the Devonian and Lower Carboniferous, inclusive of the Namurian stage.

Heretofore, the Devonian was considered to be sharply predominating among the Middle Paleozoic, but explorations of recent years proved that the Silurian shows a not less wide and at places even a much wider distribution as compared with the Devonian. The Lower Carboniferous reaches a considerable development but in the Tian-Shan, i. e. in the southern ranges of the northern arcs and the northern ranges of the central arcs.

The Aral-Djungarian Isthmus. In studying the history of the distribution of the Middle Paleozoic seas, two epochs may tentatively be established.

The first epoch comprises the Silurian, the Lower Devonian and the Middle Devonian and is distinguished by a relatively restricted distribution of seas (see fig., p. 43). The shore line (or, more precisely, the limit of distribution of marine deposits) runs in a nearly latitudinal direction, embracing the Caucasus, Tuar-Kyr, the Kyzylkum Heights, the whole of South Ferghana, and further passing eastwards along the Naryn Valley up to the massif of Khan-Tengri. To the north of that line marine Lower and Middle Devonian deposits are absent. The marine Silurian is locally met with as a series of insignificant development pointing to the short duration of transgressions and their restricted distribution. But, on the whole, the entire region to the north of the mentioned shore line has been land.

The second epoch is that of the Upper Devonian and Lower Carboniferous; it is characterized by a gradual subsidence of the land and a transgression of the sea towards the north. The limits of the transgressions corresponding to the Upper Devonian, Tournaisian and Viséan epochs are shown in fig., p. 43. Its maximum development the sea has reached in the Viséan.

The everywhere observed transgression of the Upper Devonian, Tournaisian and, especially, Viséan is a vivid evidence of the existence of a certain land surface, upon which here transgressions have advanced.

And it is for this land that the writer proposes the name of the Aral-Djungarian Isthmus.

Its maximum extensions the Aral-Djungarian Isthmus did reach by the close of the Silurian, in the Lower Devonian and at the outset of the Middle Devonian. The southern limit of the isthmus has already been marked previously. The northern limit did pass along the northeastern outskirts of the Kazak Steppe (the Kirghiz Steppe) (see fig., p. 43).

Somewhat obscure is the question of the junction of the Silurian and Lower Devonian seas of the Urals with analogous seas of Central Asia and of the Caucasus. The strikingly close affinity, nearly identity of the faunas from these basins points to their close connection most probably not through an open-sea, but through a series of straits separated by islands.

Much clearer and more doubtless is the direct connection of the Aral-Djungarian Isthmus with the Siberian continent which did embrace the major part of the West Siberian Plain and the whole of the Siberian massif. This connection accounts for the difference in the Lower and Middle Devonian faunas of Central Asia, of the Urals and the Caucasus, on the one hand, and of the Kazack Steppe, Tarbagatai and Altai ranges, and of the Kuznetsk Basin, on the other. The latter contains a number of North American forms which are absent from the former faunas, bearing a West European character.

Where and how the Aral-Djungarian Isthmus terminates in the south-east, it is difficult to say as yet. But judging from the peculiar character of the fauna from the Devonian of Mongolia, its continuation as far as Ordos is highly probable.

The Silurian. New data concerning the Silurian accumulated in two directions. On the one hand, for the northern arcs the absence of marine deposits was emphasized with increasing strength. On the other, for the central and southern arcs the number of new sections yielding a marine Silurian fauna rapidly increased. For a number of localities a regional distribution of the Silurian deposits could be ascertained. Thus, for instance, constituted by Silurian rocks are the whole of the valley of the Zeravshan River in its mountainous part, the major part of the Mazarian Alps in Darvaz, extensive areas on the southern slope of the Alai Range, the Silurian being also widely distributed in the North Pamirs.

For the Turkestan and Alai ranges rather detailed sections have been composed by V. Weber and A. Markovski. The identification of the fauna by V. Weber, the writer, Mrs. O. Nikiforova, B. Averianov, etc. permitted to establish the presence of all the stages of the Silurian, beginning with the Llandovery and ending with the Daunton. Of interest is the presence of passage beds between the Silurian and the Devonian, enclosing a mixed Silurian-Devonian fauna. The transition from the Silurian to the Devonian is everywhere gradual, without any traces of discontinuity.

Typical of the lower parts of the Silurian is the development of mighty shale and sandstone series with interbeds of graptolite slates. The upper members of the Silurian, — the Ludlow and Daunton are prevalently made of limestones, occasionally massive reef limestones.

Among separate discoveries, may be mentioned that made by N. Luppov in 1934, of blocks of light granular brachiopod limestones enclosed in conglomerates of Permian age, in Tuar-Kyr, in the southeast of Karabugaz. The fauna identified by the writer proved to belong, as to its age, to the top parts of the Daunton stage, and to be very close to the faunas of similar age of Central Asia, the Urals and, in part, of the Caucasus.

The Devonian is represented very fully, by all of its six stages, beginning with the Gedinnian and ending with the Famennian, even with the Etrun stage. The brachiopod fauna and the stratigraphy of the Devonian are described in a monograph by the writer. The trilobites have been described in a monograph by V. Weber.

During the Lower and Middle Devonian the shore line of the sea has been stationary, maintaining, on the whole, the same direction as in the Silurian. From the close of the Middle Devonian the sea begins to transgress gradually farther, and still farther northwards (see fig., p. 43). The Famennian sea encroaches upon the central parts of the Kara-Tau, of the Thalassic Alatau Range, of the southern slopes of the Sussamyr Mountains and of the Terskey Alatau Range. It is interesting that in the west the limits of the Lower and Middle Devonian seas lie rather widely apart, whereas on the east, in the region of Khan-Tengri they are nearly coinciding. That fact seems to be explained by the subsidence of the Devonian land, i. e. the Aral-Djungarian Isthmus took place only on the west, while on the east it has been almost immobile.

Among recent discoveries interesting is the establishment in the Central Pamirs of two types of the Lower Devonian, — the *Spirifer* limestone of the mouth of the Yazgulem River, and the Hercynian limestones to the south of lake Ranch-Kul. Both outcrops occur along the strike of the same series. To be noted moreover is the discovery of a block of dark Upper Devonian limestones with a fauna of the Chitral type among the fluvio-glacial deposits of the lower course of the Pamir-River, in a region of continuous development of ancient crystalline formations (D. Nalivkin, 1932).

The Lower Carboniferous. The Lower Carboniferous deposits are closely linked with the Upper Devonian, succeeding these latter in the sections without any discontinuity. In connection with this, in a number of localities, deposits of a transitional, Étroeungt, type, carrying a mixed Devonian-Carboniferous fauna have been met with.

The transgression of the sea toward the north which has been noted above for the Upper Devonian, spreads still farther in the Lower Carboniferous, the sea reaching its maximum development in the Middle Viséan epoch. In that epoch the Central Asiatic and Caucasian seas unite and the Aral-Djungarian Isthmus, in sinking, is converted into an archipelago of islands. The limits of distribution of the marine Tournaisian and Viséan deposits are shown in fig., p. 43.

A peculiar character of the Upper Devonian and Lower Carboniferous of the northern arcs is their thickness, as well as their lithologic composition. They are represented by dark and grey bedded limestones reaching the enormous thickness of 2500-3000 m. These figures are indica-

tive of the compass of the subsidence to which the western part of the Aral-Caspian Isthmus has been subject. The mighty series of the bedded limestones of the northern arcs are not seldom dislocated, — rather weakly, — and are found to carry an abundant and varied fauna, chiefly of brachiopods and corals. For a rather great number of localities detailed and complete stratigraphic columns have been erected. Of these, worthy of mention are the works of Miss O. Sergunkova on the Carboniferous of the Djebagly-Tau Mountains, the western terminus of the Thalassic Alatau Range, as well as those by Miss N. Dikareva, Miss A. Kolova, and E. Ivanov concerning the Carboniferous of the Chatkal Mountains.

Peculiar of the central arcs are limestone massifs which, this time, are made of massive reef limestones. A study of the fauna from these reef limestones showed that into their compositions enters the entire succession of strata beginning with the Ludlow, and ending with the Viséan.

In dependence of this, the time required for the formation of these reef massifs having reached a thickness of several thousand meters has been a very lasting one. This fact points also to an equally lasting, constant and slow subsidence of the region in which these reefs were lying, i. e. of the region of all the central arcs.

In the southern arcs, in Darvaz and in the Pamirs, the Lower Carboniferous is very little developed, only two outcrops of limestones with a Lower Carboniferous fauna being thus far known to us, — in Darvaz and near the Ak-Baital Pass. The Ak-Baital fauna is very peculiar and differing widely from the Ferghanian faunas; in its composition it is very close to the Indian faunas.

This peculiarity, as well as the identity of the Upper Devonian faunas of the Pamirs and Chitral are an evidence of a direct connection having existed between the Upper Devonian and Lower Carboniferous seas of Central Asia and India.

The Upper Paleozoic

Paleogeography. If for the Lower Carboniferous the picture of a gradual transgression of the sea is distinctly marked, then for the Upper Paleozoic the picture of a rapid and continuous regression of the sea from north to south stands out with similar sharpness. And it is only at places, particularly in the east, that local Upper Paleozoic transgressions disturb the regularity and continuity of the regressive movement of the shore line.

In the north of Central Asia, in the region of the Chu-Ili Mountains, of Kara-Tau and Kirghiz Alatau the regression already begins by the close

of the Viséan epoch, and marine Middle Carboniferous (Moscovian) deposits are absent (see fig. p. 47).

Farther south the regression begins later, — at the close of the Middle Carboniferous (Moscovian), owing to which the Middle Carboniferous (Moscovian) is represented there by marine, and the Upper Carboniferous (Uralian), by continental deposits. Among such regions belong: the southern part of the Chatkal Mountains, inclusive of the whole of North Ferghana, the southern part of the Sussamyr Mountains and of the Terskei Alatau Range. The limit of distribution of the marine Middle Carboniferous (Moscovian) deposits is shown in fig., p. 47.

Still farther south the regression begins only at the close of the Upper Carboniferous (Uralian), both the Middle Carboniferous (Moscovian) and the Upper Carboniferous (Uralian) being marine and only the Permian — continental. Among such regions belong the northern slopes of the Turkestan, Alai and Kokshal ranges.

On the southern slopes of the Ghissar, Alai and Kokshal ranges the uplifts begin only by the close of the Permian.

Lastly, in Darvaz and in the North Pamirs the Upper Permian is marine.

The general picture of the gradual southward migration of the limit of distribution of the marine deposits belonging to the different horizons of the Upper Paleozoic is clearly shown in fig., p. 47.

The regularity of this migration is disturbed by two phenomena. The first of them is the Djungarian Upper Carboniferous (Uralian) transgression having formed a gulf that did spread far to the north, into the region of the Djungarian Alatau.

The second phenomenon are the flysh series at the base of the Upper Paleozoic section of the Central and North Pamirs, pointing to some uplifts in the vicinity of this region, having taken place already in the Middle Carboniferous (Moscovian), possibly even in the Upper Carboniferous (Uralian).

The Middle Carboniferous. (Moscovian). In the northern arcs the marine Middle Carboniferous is absent, for the exception of their southernmost outskirts. The Middle Carboniferous is probably there represented either by unfossiliferous arenaceous shaly and conglomerate continental series, or by the lower horizons of mighty effusive series, or else are altogether absent.

Along the southern outskirts of the northern arcs, — in Nura-Tau, in the Kurama Mountains, along the southern slope of the Chatkal Mountains, the Middle Carboniferous (Moscovian) rests transgressively and unconformably upon older deposits. Its section begins at base with basal sandstones and conglomerates followed by an alternation of limestones,

shales and sandstones with a marine fauna; higher in the section unfossiliferous sandstones and conglomerates reappear.

In the central arcs the Middle Carboniferous (Moscovian) is the most fully represented. Its interrelations with the older series appear to be different in different parts of the region.

At places, for instance in South Ferghana, in the Aravan Valley, it rests unconformably upon the Middle Paleozoic, namely, upon Silurian shales and sandstones. At others, for instance, in the Turkestan Range, the Lower Carboniferous passes gradually without any apparent discontinuity into the Middle Carboniferous (Moscovian).

Upon the Middle Viséan limestones with *Productus giganteus* Mart. and *Productus striatus* Fisch. rest mighty argillaceous, bedded limestones with a rather scanty fauna characteristic of which is *Spirifer bisulcatus* Sow. The limestones with *Spirifer bisulcatus* Sow. partly belonging to the topmost members of the Viséan, partly to the Namurian stage, gently grade upwards into similar dark limestones, shales and sandstones of Middle Carboniferous (Moscovian) age already holding typical representations of *Choristites*. In their turn, the *Choristites* limestones and shales gradually pass into limestones carrying a more varied brachiopod fauna of the Upper Carboniferous (Uralian).

In the southern arcs beginning with Darvaz and the North Pamirs, a highly interesting fact is to be observed, namely — a nearly absolute absence of Middle Carboniferous (Moscovian) faunas. Typical brachiopod *Choristites* faunas are quite unknown, and it is but from a few localities that foraminiferal faunas of Middle Carboniferous (Moscovian) age have been recorded. In the Central and South Pamirs the lower members of the mighty, unfossiliferous, dark limestone and shale series are probably belonging to the Middle Carboniferous (Moscovian). These series closely remind of the Cretaceous and Tertiary flysh and, like this latter, probably present littoral, delta and lagoonal deposits.

The same is to be observed in the North Caucasus where the Middle Carboniferous (Moscovian) is likewise represented by a lagoon-continental coal-bearing series.

The presence of such lagoon-continental series in the South Pamirs and in the North Caucasus, i. e. already in the central parts of the Mediterranean geosyncline sharply disagrees with the standpoint of Haug, conceiving a geosyncline as a region of accumulation exclusively of deep-water sediments.

The present writer has already repeatedly noted the erroneousness of this viewpoint.

The Middle Carboniferous of the Pamirs and Caucasus affords a new confirmation of the writer's views.

The Upper Carboniferous (Uralian). In the northern arcs the Upper Carboniferous (Uralian) is represented by continental, terrigenous,—sandstone and shale, or effusive—tuff series, reaching a very great thickness at places.

And it is but in the easternmost parts of Soviet Central Asia, to the east of lake Issyk-Kul, in the Ketmen Range and in the southern part of the Djungarian Alatau that among the series of continental sandstones and shales with plant remains, there occur shale and limestone partings enclosing at places a rich and varied marine fauna.

In the central arcs the Upper Carboniferous (Uralian) is nearly always represented by marine, both terrigenous and limestone facies. Beside the marine facies, continental facies represented by lagoon deposits, effusives and tufts are of no seldom occurrence.

A similar character of the Upper Carboniferous (Uralian) is maintained in Darvaz and in the North Pamirs, as well. But as concerns Darvaz, it is to be noted that, according to B. Likharev's data, the light, massive brachiopod and schwagerina limestones which have heretofore been referred to the Upper Carboniferous (Uralian) are most probably of Lower Permian age.

Lastly, in the Central and South Pamirs the Upper Carboniferous (Uralian), like the Middle Carboniferous (Moscovian) bears a peculiar character. The brachiopod facies are nearly unknown; predominating are thin bedded limestones and shales carrying Fusulinae at top and being unfossiliferous, at base.

The Lower Permian. In the northern arcs and in the northern parts of the central arcs the Permian is represented exclusively by continental deposits, or else is absent. To the Permian are probably belonging the upper horizons of certain effusive series.

The marine Lower Permian appears exclusively in the southern parts of the central arcs, in the Ghissar Range and on the southern slopes of the Alai and Kokshal ranges.

It reaches its fullest development in Darvaz and throughout the whole of the Pamirs. In Darvaz and in the North Pamirs the Lower Permian is distinguished by an exclusive diversity of facies. Thus, there occur massive reef limestones, stratified Foraminifera limestones and various terrigenous sediments, tufts and effusives.

In the Central and the South Pamirs the Lower Permian is more uniform, yet there, too, its section is exclusively full. Foraminiferal facies prevail. A rather high interest present limestones carrying numerous and varied ammonites.

The Lower Permian sections of the Pamirs are studied and described with detail by G. Dutkevich and A. Khabakov.

The Upper Permian. Marine Upper Permian deposits have been distinguished only recently, by the works of G. Dutkevich. Their detailed description is given in a paper forming part of the present symposium.

Thus far, they have been stated only in the Pamirs, but their presence in the Darvaz is highly probable, in so far as the marine Lower Permian and marine Lower Triassic are known from there.

In the Pamirs the northernmost point of occurrence of the marine Upper Permian is the valley of the Baland-Kyik River. A wider development of the Upper Permian is observed in the Central and the South Pamirs. It is represented by shaly limestones, argillaceous and silicious shales nearly exclusively with a fauna of *Foraminifera* which, according to G. Dutkevich, approaches that of Indo-China.

The interrelations of the Upper Permian and Lower Triassic are still not wholly cleared up. In most of the sections the Upper Permian is transgressively overlain directly by the Upper Triassic.

The Mesozoic

The Lower Triassic. The most important conclusions concerning the Lower Triassic consist in the establishment of its close connection with the Permian deposits.

The marine and lagoonal Lower Triassic is developed in the same regions where the Permian is developed (see fig., p. 51). A Lower Triassic fauna has been discovered in the upper horizons of series whose lower horizons belong to the Permian. These series are, as a rule, represented by variegated and red-colored sandstone deposits, not infrequently gypsiferous, chiefly continental and lagoonal, not seldom absolutely unfossiliferous. A marine fauna occurs but at places and in partings of rather insignificant thickness.

In Darvaz, in marly limestones heretofore referred to the Permian and occurring below the red-colored sandstones with *Meekoceras* and above the gypsiferous series, V. Popov discovered a fauna which, according to the identification of L. Kiparisova, belongs to the Lower Triassic. The thickness of the Lower Triassic is, thus, still increased and reaches above 600 m.

The limit of distribution of the marine Lower Triassic coincides with that of the marine Permian. It passes at the southern foot of the Ghissar and Alai ranges, as well as, probably, of the Kokshal Range.

Deserving special mention is the occurrence of a Lower Triassic flora with *Pleuromela*, described by M. Brick. This flora has been discovered in the region of the Shurab coal deposit in the southwestern part of the Ferghana Valley. It is enclosed in an arenaceous-argillaceous coal-bearing series resting unconformably upon the Devonian. This is the first discovery of

a *Pleuromeia* flora in Central Asia. Up to the present it was known exclusively from the Ussuri Land.

The Middle Triassic phase of folding. Marine and continental Middle Triassic deposits are unknown in Central Asia and, apparently, are absent.

The Upper Triassic rests unconformably upon different horizons of the Permian and of other Paleozoic formations. As the Lower Triassic is closely linked to the Permian deposits, so is the Upper Triassic to the Jurassic ones.

The areas of development of the Lower and Upper Triassic sharply differ from one another, and in general there is no connection whatever between the Lower and the Upper Triassic.

All these facts show that between the Lower and the Upper Triassic an intense folding has made itself manifest. This peculiar phase of folding has received no special name up to now, and it might be termed the Darvazian phase of folding.

The Darvazian phase results in a series of unconformities between the Upper Triassic and different horizons of the Paleozoic. Still obscure to us remains its relation with the other foldings. It may with equal grounds be regarded as the final phase of the Variscian folding, and the initial phase of the Cimmerian folding. It is filling that interval which has heretofore existed between the last manifestation of the Variscian folding and the first manifestation of the Cimmerian folding.

The Upper Triassic. The marine Upper Triassic is known to occur exclusively in the Central and Southern Pamirs. In these regions it shows a rather wide distribution. Explorations of recent years revealed a number of new finding localities of a marine Upper Triassic fauna. Prevailing are argillaceous and silicious shales with partings of sandstones and argillaceous limestones. Among the fauna, the most typical forms are *Halobia* and *Pseudomonotis*; ammonoids being also now and then met with. The fauna is at present studied monographically.

The limit of distribution of the marine Upper Triassic coincides approximately with the Bartang and Murzab valleys, passing farther east beyond the confines of the USSR, on the other side of the Sary-Kol Mountains (see fig., p. 51).

To the north of this limit exclusively continental Upper Triassic deposits are known. These latter are represented by extremely thick, dark, shale and sandstone series attaining a thickness of 2000-3000 m. Their age is defined by a flora discovered in a number of localities and identified by M. Brick and W. Prinada.

In the North Pamirs the Upper Triassic is gradually and without any angular unconformity, passing into Lower Jurassic continental deposits-

In the Southwestern Tadzhikistan, along the slopes of the Guissar Range the Upper Triassic coal-bearing deposits are separated from the Lower Jurassic by a distinct unconformity.

In more northern regions and, in particular, in the Ferghana Valley, at the base of a series of deposits previously referred to the Jurassic coal-bearing series, beds enclosing an Upper Triassic (Rhaetic) flora are nearly everywhere to be distinguished. In connection with this the term "Rhaet-Jurassic coal-bearing series" gradually gains currency among geologists.

Sharp unconformities between the Rhaetic and the Lower Jurassic seem to be absent.

The Lower Jurassic and Bajocian. The distribution of the marine Liassic and Bajocian, in the main, coincides with that of the marine Upper Triassic deposits.

The marine Liassic has been discovered exclusively in the Central and South Pamirs. It is represented by a dark shale series with subordinate sandstone and limestone interbeds carrying ammonites and other marine fauna.

About similarly represented and distributed is the marine Bajocian. For it a local transgression having penetrated far to the northwest toward the foot of the Ghissar Range may be noted. The deposits connected with this transgression are represented by a moderately thick series of argillaceous shales and limestones with ammonites, enclosed among a continental coal-bearing series.

In all the regions lying to the north of those mentioned above, the Liassic and Bajocian are made of exclusively thick shale and sandstone series, dark and brown coal-bearing formations. They are distributed throughout the whole of the territory of Central Asia, are long since known and thoroughly explored.

Among the results of the works of recent years interesting is the conclusion of M. Brick who, basing upon the study of the flora from the coal-bearing series of Ferghana came to the opinion, as to all of them belonging to the Lower Jurassic. Typical Middle and Upper Jurassic floras seem to be absent.

This conclusion is also confirmed by N. Khabakov's observations having established by compass surveying of the Ferghanian coal-deposits a transgressive and unconformable superimposition of the Lower Jurassic red-colored sandstone and conglomerate series upon different horizons of the Lower Jurassic.

The works of M. Brick permitted to establish among the Rhaet-Jurassic coal-bearing series of the central arcs a number of horizons characterized by flora.

The Upper Jurassic and Bathonian. At the close of the Bathonian epoch the first considerable Mesozoic transgression begins. It attains its maximum development in the Upper Jurassic and is therefore termed the Upper Jurassic transgression.

The Upper Jurassic transgression is spreading far to the north. Its limits are defined by the Variscian ranges which have existed in those times in the site of the central arcs.

On the north they were represented by the Mugodjar Mountains, then, by a mountain range occupying the area of the present Caspian Sea and Kyzylkumy Heights, and a mountain height in the site of the present Zeravshan Valley.

From Baisun-Tau and the southern slope of the Guissar Range and passing further toward the Central Pamirs, the section of the Upper Jurassic bears, in essentials, the same character. At its base occur sandstones and shales of Middle Jurassic age. Higher in the section they gently grade, by alternating with them, into dark or variegated flaggy limestones and marls with a rich and varied Bathonian and Callovian fauna. The main part of the section is made of higher-seated thick, not infrequently massive, dark or light pinkish limestones, reaching a thickness of 500—600 m and above. In age, the main part of these limestones belongs to the Lusitanian stage.

The Upper Jurassic massive limestones are typical reef formations, more precisely, — they present reefs and a number of associated facies. These reefs have been formed by calcareous algae and hydroids. Madreporal corals play but a secondary part. Not infrequently thick-walled *Nerineidae* and *Diceras* occur.

The distribution of these limestones and their thickness which is steadily maintained for many hundreds of kilometers are an evidence of that we have to deal with a mighty barrier reef of enormous extension. The relatively insignificant thickness of the limestones — 500—600 m only, — is accounted for by the relatively short period of existence of that reef.

The Tithonian. In the region of distribution of the marine Upper Jurassic the Tithonian is a series which is the most interesting as regards facies and the most important industrially: to this series is confined the largest sulphur deposit of the region, that of Gaurdak, situated in the southeastern part of Turkmenia, to the north of the town Kemir. In Southwestern Tadjikistan colossal salt deposits are sometimes confined to the Tithonian salt-bearing series.

In the southeast of the Pamirs the Tithonian section begins at base with red-coloured sandstones and conglomerates of insignificant thickness, resting unconformably upon different horizons of the older formations. They are overlain by thick, dark limestones, sometimes massive, at times bea

ring the character of reef limestones. At top they are gradually passing into stratified limestones with a Valanginian fauna.

In northward direction the thickness of the Tithonian limestones rapidly decreases. In the Central Pamirs these limestones already wedge out, and the Lusitanian limestones are found to be unconformably overlain by red-coloured sandstones and conglomerates. These rocks are tentatively referred to the Lower Cretaceous, but it is highly probable that the lower members of the red-coloured sandstone and conglomerate series are of a Tithonian age.

Farther to the northwest, along the shore-line, in Southwestern Tadjikistan the Tithonian is represented already by a saliferous series resting upon Lusitanian limestones and overlain by red-coloured Lower Cretaceous sandstones. Confined to this saliferous series are deposits of gypsum, potash salts, sulphur and oil.

Continental Upper Jurassic deposits are unknown in the central arcs. The red-coloured unfossiliferous conglomerate and sandstone series conditionally referred to the Lower Cretaceous rest unconformably upon different horizons of the Lower and, possibly, Upper Jurassic.

It is only in the north in the region of the northern arcs, in the Kara-Tau Range that land and fresh-water Upper Jurassic deposits resting upon the Middle and Lower Jurassic coal-bearing deposits are known.

The Lower Cretaceous. The facies, character and distribution of the Lower Cretaceous is in essentials about the same as that of the Upper Jurassic.

In the South Pamirs, the Tithonian limestones are conformably overlain by bedded limestones and calcareous shales with Valanginian ammonites.

In the Southwestern Tadjikistan the section of the Lower Cretaceous is already sharply different. It comprises continental-lagoonal red-coloured sandstones and conglomerates, as well as marine grey and greenish clayey limestones and shales. In thickness, the marine deposits are much inferior to the continental-lagoon deposits, presenting series of rather insignificant vertical development.

This is an evidence of the short duration of the marine transgressions which have been advancing from the south.

In regions lying to the north of the limit of distribution of marine deposits the Lower Cretaceous is represented by a more or less thick complex of unfossiliferous red-colored sandstones and conglomerates with subordinate partings of clays and marls. Similar red-rock series are developed in the Central and North Pamirs, in East Darvaz and in all the central and southern arcs. Organic remains are usually totally absent, and it is only in the northern regions that the discovery was made of dinosaurian bones, chiefly *Triceratopsidae*.

The absence of fauna and flora makes the definition of the age of the red-rock formations conditional. In the western region their upper boundary is strictly defined by the superimposition upon them of the marine Cenomanian. In the region of Tashkent a marine Cenomanian fauna has been met with even in partings enclosed among the upper horizons of the red-rock series.

In the eastern regions, where marine Upper Cretaceous deposits are absent the exact determination of the age of the red-rock series is still more difficult. It is but known to us that the red-rock series are resting unconformably upon the dark coal-bearing Lower Jurassic series and are overlain, apparently conformably, by continental Tertiary deposits. The possible age of the red-rock formations is therefore lying in the limits from the Upper Jurassic, inclusively, to the Upper Cretaceous. In some localities great difficulties are met with in discriminating between the red-rock Mesozoic series and externally similar red-rock Tertiary formations.

The Upper Cretaceous and Paleogene. Marine Upper Cretaceous and Paleogene deposits form a single continuous complex of sediments differing sharply both from the underlying red-rock Lower Cretaceous series and from the overlying mighty sandstone and conglomerate neogene formations. A similar intimate connection show also the continental Upper Cretaceous and Paleogene deposits. The limit of distribution of the marine Upper Cretaceous and Paleogene deposits is shown in fig., p. 51. In the south the Upper Cretaceous is widely distributed, in the north — the Paleogene formations.

In the South Pamirs neither the Upper Cretaceous, nor the Paleogene are known. In the Central Pamirs the marine Upper Cretaceous is developed, being there represented by rudistal limestones, marls and clays; the marine Paleogene is absent. In the North Pamirs, in the Transalai Range both the marine Upper Cretaceous and the marine Paleogene are developed to a rather considerable thickness, only the top parts of the Oligocene being represented by continental-lagoony red-coloured sandstones and conglomerates.

Throughout the vast area, embracing the North Pamirs, Darvaz, Southwestern Tadjikistan, the Zeravshan region, the Ferghana Valley and the Tashkent region, the character of the Upper Cretaceous and Paleogene deposits is essentially the same. They are represented by a cyclic alternation of marine and lagoony-littoral deposits. Their sections have been studied long since. By the works of recent years much precision was gained with respect to these sections and their fuller paleontological characteristics was obtained. For the Ferghana Valley the works of O. Vialov are to be noted; for Southwestern Tadjikistan — those of A. Burachek and B. Bornemann; for the Transalai Range that of V. Renngarten. The peculiar character of the fauna

bearing a southern, tropical habit, makes correlation with West European sections difficult.

In the region of the Aral Sea the marine Paleogene is spreading much farther east than the Upper Cretaceous. In the result of D. Jakovlev's expedition the development of the marine Paleogene has been ascertained in the lower parts of the Chu Valley (see fig., p. 51).

Highly peculiar is the section of the northern slopes of Kopet-Dagh recorded by J. Nikshich. The Lower and Upper Cretaceous are very fully represented by a series of horizons with a rich marine fauna, whereas the Eocene and Oligocene are made up of unfossiliferous, apparently continental deposits reaching a thickness of 1500 m. At base clays and sandstones prevail, at top — sandstones and conglomerates.

Of interest is the nature of the southeastern limit of the Upper Cretaceous-Paleogene sea. In the Ferghana Valley it is the Ferghana Range which represents this limit. In studying the Jurassic deposits in the Ferghana Valley, the Ferghana Range and Naryn Land it may be established that they are continuous throughout and bear essentially the same character. This fact permits to conclude that in Lower Jurassic times the Ferghana Range did not exist. But in the same time the Ferghana Range is an obstacle preventing the further advance of the Upper Cretaceous sea. From the comparison of these two facts it is clear that the Ferghana Range is a typical Cimmerian mountain range which arose by the close of the Jurassic period.

Still farther south the limit of distribution of the Upper Cretaceous-Paleogene sea is marked by the Tarim depression. Interesting here are the converse relations of the former and actual reliefs. In Upper Cretaceous and Paleogene times a sea was spreading on the west, while in the east, in the site of the Tarim depression there has been an elevated land area. At the present time, on the contrary, lofty mountains are rising in the west in place of the sea, while on the east a depression has formed.

The Neogene and the Quaternary epoch. In the second half of the Oligocene, in the site of the modern mountain ranges the first uplifts begin. These uplifts soon reach a considerable development and spread over a vast area. Already by the outset of the Miocene the sea is greatly reduced in size, retreating into the Aralo-Caspian depression. In all the mountain regions of Central Asia all the deposits from the Upper Oligocene upwards are represented exclusively by continental deposits. The uplifts of the Paleozoic massifs continue during the whole of the Neogene and the Quaternary epoch. On a pace with the uplift a vigorous destruction of the rising mountain ranges is going on. The products of destruction are carried away by mountain streams to be deposited in the plain at the foot of the mountain ranges as gigantic alluvial cones. These alluvial

cones merge into one another forming a continuous belt of piedmont deposits spreading for hundreds and thousands of kilometers along the ranges.

The deposits of the piedmont zone are represented by series of, at places red-coloured, at others, brown, bay coloured or grey conglomerates, sandstones, rarer-clays and marls. They attain the enormous thickness of 2 000—3 000 m, locally even more.

The current view is that the formation of so mighty thicknesses of alluvial deposits is possible only thanks to a subsidence of the piedmont plains and the formation of so-called „Vortiefen“, or piedmont depressions. This view cannot be regarded as correct. For the formation of many kilometers thick series of piedmont deposits the many kilometers high uplifts of the mountain ridges are quite sufficient.

As a rule, the uplifting of mountain ranges is not in the least accompanied by a subsidence of the plains spreading at their foot. On the contrary, a number of observations of the heights of location of marine Upper Cretaceous and Paleogene deposits shows that in the foreland regions they are raised relative to the desert areas removed from the mountain crests. Hence it ensues that, as a rule, the uplifting of mountain ranges is usually accompanied by a rise of the foreland plains. And, of course, we cannot speak here of the formation of any „Vortiefen“ or piedmont depressions.

An example of such phenomena may serve the Ferghana Valley. It is not seldom considered to be a region of depression or downfold formed under the weight of the enormous masses of Neogene conglomerates accumulated in it.

But in reality the marine Upper Cretaceous and Paleogene deposits prove to lie in the Ferghana Valley on greater heights than in the main region of their distribution, i. e. — in the Kyzil-Kums, the Aralian depression and the Ust-Urt. This is an evidence of that the Ferghana Valley did not subside, but even rose on a pace with the uplift of the surrounding mountain ranges.

The accumulation of sediments in the piedmont zone went on during the whole of the Neogene. Accordingly, during the whole of the Neogene the uplifting of the mountain ranges has also been going on.

In the same time the area occupied by marine basins was gradually reduced.

The Sarmatian sea has been the last marine basin which did spread into the region of the modern Aral Sea. According to A. Danov's data the limit of distribution of marine Sarmatian deposits passes along the western coast of the Aral Sea (fig., p. 51), extending further along the meridian, it reaches the foot of the Kopet-Dagh Range, some little distance west of Ash-

khabad. Bending sharply westwards it further passes along the foot of the Kopet-Dagh and, on sweeping about the latter on the west, runs to the south, toward the foot of the Elburz.

The Akchaghylian sea covers a much less great area as compared with the Sarmatian sea. In the east it does not extend beyond the foot of the „chink“¹ of the Ust-Urt and the western slope of Tuar-Kyr, reaching but the westernmost extremity of the Kopet-Dagh (fig., p. 51). But the Akchaghylian sea does not spread either on to the Surface of the Ust-Urt, and of the Transunguz Plateau, or in the region of the modern Aral Sea.

The Ancient Caspian Sea is still more restricted in its eastward distribution than the Akchaghylian sea. It only fills the depressions and valleys in the post-Akchaghylian relief and there are no data whatever concerning the junction of the Caspian and Aral seas. Deposits enclosing an ancient Caspian fauna are absent both from Aral and the Uzboi Valley, as well as to the north of the Ust-Urt. Consequently, the supposition as to an intimate and most recent connection of the Caspian and Aral seas is to be considered as erroneous.

Likewise absolutely groundless is the supposition as to the connection of the Aral Sea with the Arctic Ocean through the Turgai Strait and the valleys of the Ob and Irtysh rivers. All over this area deposits carrying an Aralian fauna, as well as deposits with a boreal fauna are absent. The marine Paleogene is overlain exclusively by fresh-water, fluviatile, lacustrine, and land deposits both of Neogene and Quaternary age.

The Aral Sea. The terraces of the Aral Sea are raised to a height of but 4 m above its level and are developed at a rather short distance from its shores. And it is but along its low southern shore that they spread far inland.

The insignificant distribution of the Aralian deposits, the peculiar composition of its fauna, the composition of the salts contained in solution in its waters have long ago been noted by L. Berg. Comparing these facts with the absolute absence of any connection with the Quaternary Ancient Caspian deposits we may draw the conclusion, as to a very young age of the Aral Sea.

The formation of the Aral Sea must be referred to the Postglacial or even to the recent epochs.

It appears to be most probable that epeirogenetic uplifts of the region of the Sary-Kamysh depressions and of Uzboi have caused a change in the course of the Amu-Daria River, and, possibly, of the Syr-Daria. Instead of emptying into the Caspian they filled up a flat depression and formed the modern Aral Sea with its nearly fresh waters.

¹ Local term for.

Concluding this sketch of the history of marine basins the writer gives some attention to two events from that of the ancient continents, namely, — to the Mediterranean macroisthmus and to the Ferghano-Sayanian zone of block uplifts.

The Mediterranean macroisthmus. The great paleogeographic importance of that uplift has already been noted by the writer. The Mediterranean macroisthmus is a peculiar geographic phenomenon. At the present time it has no analogues. An idea of its dimensions, shape and relief is most easily gained in the following way: let us imagine that orogenic uplifts should produce a continuous connection of Kamchatka with Japan, and of Japan with Indo-China.

A gigantic isthmus is thus formed, extending in length for many thousands kilometers, yet being relatively narrow, and mountainous. It should be composed of separate alpine orogenic and volcanic massifs linked by relatively low strips of land. Such kind of isthmuses do not exist. They are so peculiar as to deserve a special name. As such the writer proposes the term „macroisthmus“.

The Mediterranean macroisthmus began to form by the close of the Oligocene and took its definite shape at the middle of the Miocene. As it is obvious from fig., p. 59, taking rise in the Pamirs, it did comprise the Khorasan Mountains, the Kopet-Dagh, Elburz, Transcaucasia, Asia Minor, the Balcans and extended still farther westwards.

The outlines of the Mediterranean macroisthmus are marked in the south by the limit of distribution of the marine Miocene; on the north — of the Sarmatian marine deposits. It has been a very long, at places narrow strip of mountainous land which separated the open ocean from the closed and freshened Sarmatian sea. The extension of the Sarmatian sea from Vienna to the Aral Sea defines also that of the Mediterranean macroisthmus.

The Ferghana-Sayan zone of block uplifts. First outlined by the writer in 1932).

Observations of the attitude of the marine Upper Cretaceous and paleogene deposits showed that in the mountain massifs these deposits are rather highly upraised as compared with the lowland areas. Of especial interest are the data concerning the attitude of the marine Paleogene in the Chatkal Mountains, to the north of the Ferghana Valley. Here the marine Paleogene has been found to occur as isolated areas lying on different heights, up to 2000 m and above. These areas are not folded or bent in any way, but present nearly flat platforms. As an example may serve the Tavak Plateau in the Kara-Mazar region.

Studies of the structure of the Paleozoic in these regions showed it to be broken up by numerous faults of longitudinal and transverse

direction, to form a number of isolated blocks. The dimensions of these blocks are highly varying; not infrequently they reach a length of many scores of kilometers. These blocks are more or less strongly uplifted, sometimes to heights of from 3000 to 4000 m.

The block uplifts have been studied in detail by B. Nasledov, for the Kara-Mazar ore district, where the ore deposits are often disrupted through which they are either destroyed, or, on the contrary, lifted to the surface to make their exploitation quite easy.

The movements of the Paleozoic blocks are usually nearly vertical. In rising, the Paleozoic blocks dragged along with them the overlying Upper Cretaceous and Paleogene deposits, forming elevated plateaux of the type of the Tavak Plateau.

Not seldom, however, the uplift of the Paleozoic blocks is accompanied by their tilting and lateral displacement. In such cases the Paleozoic blocks are thrust upon the adjacent less strongly uplifted blocks, causing an overthrusting of the Paleozoic upon the Upper Cretaceous, Paleogene and, sometimes, even the Neogene deposits mantling the less raised Paleozoic blocks. This overthrusting is proved by observations and borings in the Kara-Mazar district.

The thrusting of the rigid Paleozoic blocks upon the loose Cenozoic beds is accompanied by a very intense crumpling of these latter. In the thrust zone complex tectonic structures obtain: thrusts, reversed and disrupted folds, etc. The chief peculiarity of these structures is their local character. They are exclusively confined to the contact zone, i. e. to the edges of the thrusting Paleozoic blocks. At a distance of some kilometers from this zone of contact they totally disappear. The Cenozoic, being intensely crumpled in the contact zone, rests absolutely undisturbed, sometimes even quite horizontally beyond this zone. The local character of the marginal folds and disturbances distinguishes them from the by far gentler, yet widely distributed regional folds.

In the northern arcs the block uplifts of the Paleozoic rock masses reaching gigantic dimensions did create the modern alpine relief of the region. As evidence of this serves the long since stated peneplained profile of the mountain crests and the rests of inclined peneplained surfaces of the separate Paleozoic massifs.

In connection with this the alpine relief of the northern arcs is to be regarded as a rejuvenated one, in contradistinction from the juvenile relief of the southern arcs — the Pamirs and Darvaz. In the Central arcs the relief is ruled both by block dislocations and by orogenic folding movements.

The age of the block displacements is defined by that of the series involved in these movements. The lower boundary is defined by this,

that the Paleogene is everywhere disturbed, disrupted and involved into the uplifts and overthrusts. The block dislocations thus began not prior than the outset of the Miocene. Sometimes the Paleozoic is thrust upon the Neogene conglomerates, this being an evidence of Quaternary movements. This is also evidenced by the role of the block uplifts in terrace formation pointed out by J. Skvortsov. Lastly, seismic phenomena which are so common in the northern arcs and whose example may serve the earthquake of Verny in 1911, point to that these movements continue nowadays.

Most probable is the commencement of the block uplifts at the outset of the Miocene, their manifestation during the whole of the Neogene, of the Quaternary epoch and at the present time.

The region of development of the block dislocations is very extensive. On the west, for the first time, their rather weak manifestations begin in Kara-Tau. In the Talass and Kirghiz Alatau and the Chaikal Mountains they reach very large dimensions, creating the modern alpine relief of these regions. Not less intense are the block uplifts observed in the Kungei Alatau, Transily and Djungarian Alatau. The deep depression of lake Issyk-Kul is an example of converse block dislocations,—block subsidences.

Farther east and northeast the block uplifts embrace the whole of the Tian-Shan, Tarbagatai, Altai, Salair, Kuznetsk Alatau and Sayan ranges, as well as the Baikal land, whereas the Baikal, like Issyk-Kul, presents a system of block subsidences.

Taken as a whole all these regions form the Ferghana-Sayan zone of young block dislocations.

Concluding with this his brief summary of the data concerning the stratigraphy of Central Asia the writer is compelled to acknowledge that despite of our extremely great successes in recent years, the geology of Central Asia can by far not be yet regarded as being studied in detail. Being now acquainted with the general outlines of the geologic structure of Central Asia, we must now pass to detailed works, and first of all, to a detailed geologic surveying of its most important mining districts.



Г. А. ДУТКЕВИЧ

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОГО ПАМИРА

Последние два года деятельности Таджикско-Памирской экспедиции СНК СССР (1933 и 1934 гг.) ознаменовались проведением значительных и планомерных работ по изучению стратиграфии верхнего палеозоя Восточного Памира.

В течение этих двух лет геологам экспедиции удалось осмотреть и изучить почти все основные верхнепалеозойские разрезы обширной области Юговосточного, Известнякового Памира, расположенной к югу от широты поста Памирского.

Немало результатов также получено и в северной половине Восточного Памира, где исследователи занимались верхнепалеозойскими разрезами попутно с проведением там золотопоисковых работ.

Все эти исследования дали весьма интересный новый материал, позволяющий уже сейчас в ряде случаев совершенно по-новому подходить к трактовке некоторых основных проблем стратиграфии и палеогеографии восточнопамирского верхнего палеозоя, которые наметились в итоге проработки фактического материала, скопившегося в наших руках к концу 1932 г. [4]¹.

В настоящей статье делается попытка дать сводку главных результатов работ последних лет и наметить в свете новейших данных пути разрешения ряда указанных основных проблем. Следует помнить, однако, что данное сообщение не может претендовать на исчерпывающую полноту изложения всех достигнутых результатов с полным описанием всего фактического материала. Для создания такой работы многое еще не закончено, во многих наблюдениях существуют еще весьма ощутительные пробелы. Будем надеяться, что в последний год

¹ Цифры в прямых скобках соответствуют порядковым номерам списка „Литература“

полевых работ и последующие полтора года камеральных исследований все эти недочеты будут исправлены и окончательное полное описание стратиграфии верхнепалеозойских толщ этой интереснейшей страны сердца Азии будет своевременно закончено к предстоящему Международному геологическому конгрессу.

Судя по имеющимся в настоящее время данным, едва ли будет ошибкою сказать, что роль верхнепалеозойских отложений в сложении Восточного Памира значительна.

Особенно справедливым кажется это замечание для южной половины рассматриваемой области, где верхнепалеозойские отложения слагают многочисленные и притом иногда довольно широкие полосы, пересекающие всю страну в широтном или юговосточном направлении.

На севере, в районе южного склона Заалайского хребта и бассейна оз. Кара-куль нам также известен ряд выходов верхнего палеозоя, которые свидетельствуют, что и здесь эти отложения также широко распространены.

Единственная область, где наблюдается резкое сокращение количества выходов верхнего палеозоя, отвечает центральной части Восточного Памира; примерно она совпадает с районом Музкольского хребта, где, за исключением нескольких изолированных выходов верхнего карбона у перевала Ак-байтал¹ и несколько восточнее, по р. Ак-байтал², да одного выхода перми в районе Ташкольского массива³, верхнепалеозойские отложения совершенно отсутствуют.

В общем же, характер распространения выходов верхнепалеозойских отложений на Восточном Памире не отличается особой равномерностью, и это хорошо видно при рассмотрении прилагаемой карточки их распространения (рис., стр. 88—89).

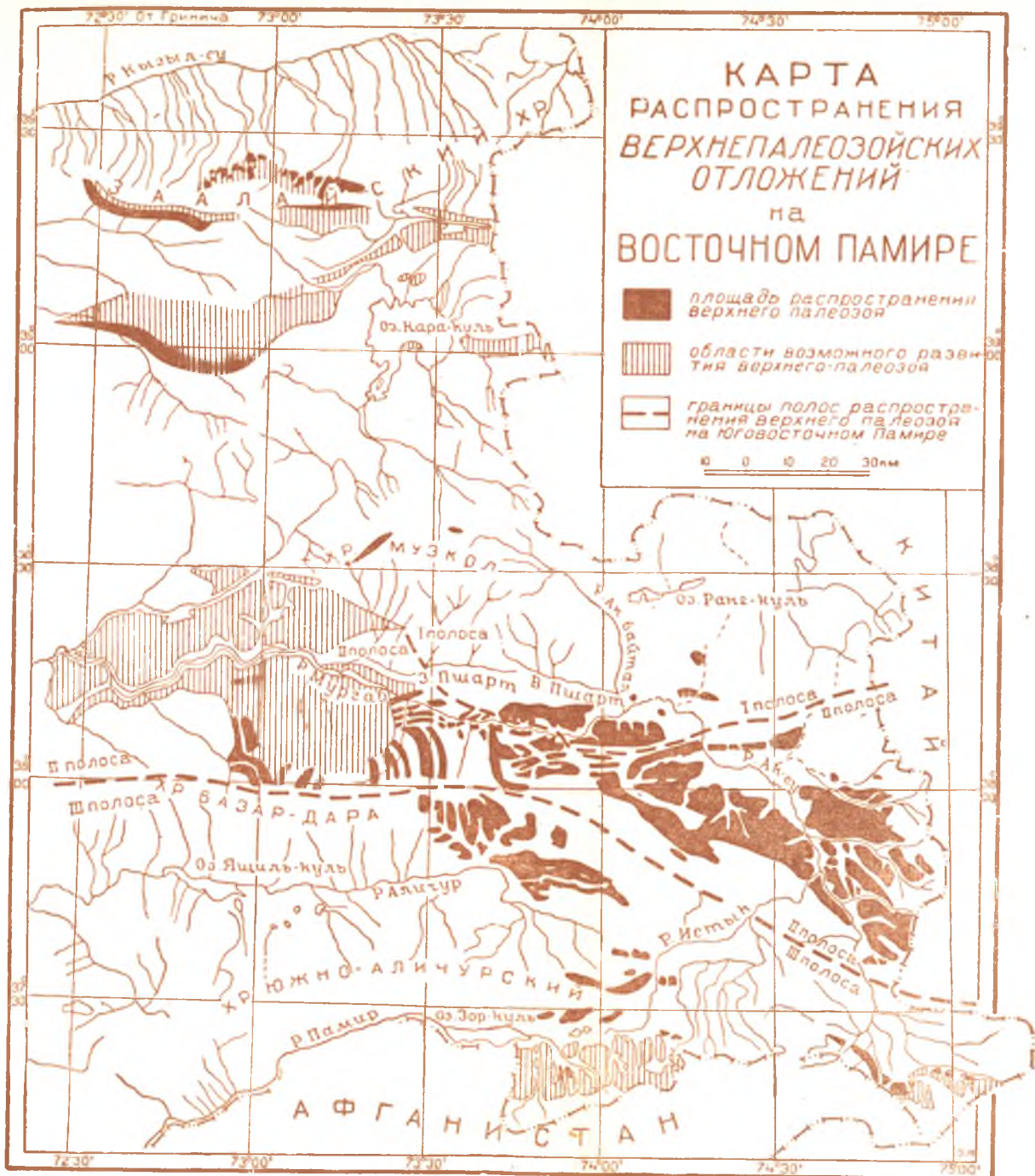
I

Ключом к расшифровке трудно доступных и сильно запутанных тектоникой разрезов верхнего палеозоя Северовосточного Памира, без сомнения, является прекрасный разрез перми на р. Ат-джайляу, расположенной в непосредственной близости от северной границы Памира, на северном склоне Заалайского хребта. Относительно легкая доступ-

¹ Впервые обнаружены Д. В. Наливкиным и П. П. Чуенко [14] и позже изучены А. В. Хабаковым [4].

² Находка Hayden [45].

³ [4, стр. 27—28]; Наливкин и др. [14, стр. 22] указывают также на находку в несколько более северном участке Ташкольского массива, именно в долине Зорташкола, валуна серого известняка с мшанко-брахиоподо-пелициподовой фауной нижнепермского типа.



ность его при великолепной обнаженности, естественно, привели к тому, что он оказался первым разрезом верхнего палеозоя Заалая, который был детально изучен участниками экспедиции 1932 г. [4].

Подробное описание разреза с детальной характеристикой взаимоотношений между отдельными, здесь выходящими горизонтами впервые было дано А. В. Хабаковым по материалам, собранным им и И. Г. Барановым [4]. Обстоятельность этого описания, несмотря на некоторые неточности, обусловленные неверным толкованием возраста некоторых свит, исключает необходимость повторного изложения обстоятельств залегания отдельных горизонтов и позволяет непосредственно перейти к краткой характеристике сводного разреза этих осадков, широко используя при этом новые данные, полученные в результате двукратного посещения этих мест нами в 1933 и 1934 гг.

Схематически разрез верхнепалеозойских отложений по р. Ат-джайляу рисуется в следующем виде. В самом основании видимой части обнажающейся здесь верхнепалеозойской толщи залегают массивные, светлые швагериновые известняки до 80—100 м видимой мощности. Эти известняки слагают ядро сильно сжатой, двойной, сложной (из-за появления мелких разрывов, изгибов и дополнительных складочек второго порядка) антиклинальной складки, опрокинутой на север и несколько надвинутой на расположенные севернее более молодые терригенные толщи пермской фиолетовой свиты; в свою очередь, с юга на швагериновые известняки по большому разрыву надвинута очень мощная немая серия зеленоватых и темносерых хлоритово-серпичитовых сланцев, относимая А. П. Марковским и рядом других исследователей к среднему палеозою.

Вследствие таких тектонических взаимоотношений нормальная последовательность отложений ниже швагериновых известняков и характер залегания последних на более древних породах в разрезах Ат-джайляу не видны. Те темные известняково-сланцевые породы, которые А. В. Хабаков в 1932 г. — в разрезах левого и, особенно, правого борта долины — видел лежащими ниже швагериновых известняков и которые поэтому им принимались за более древние, на самом деле (как это показали наблюдения последних лет), являются осадками более молодыми, относящимися к серозеленой свите (см. ниже). Их же положение под швагериновыми известняками обусловлено в данном месте опрокинутым залеганием всего разреза.

По литологическому составу среди швагериновых известняков намечается несколько разностей. С одной стороны, это будут охристые желтоватосерые или розоватожелтые известняки; с другой — светлосерые и почти белые, иногда брекчиевидные известняки с глинистым, зеленобурым или светлооливковым цементом.

Встречаются, наконец, и совершенно белые сахаровидные массивные известняки, к которым, между прочим, приурочены большие скопления крупных швагерин.

В распределении отдельных разновидностей известняков по разрезу особой закономерности не проявляется и они незаметно сменяют друг друга как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении. Единственным местом с хорошо видимой последовательностью в смене первой разности второю, является верхняя часть левого борта долины р. Ат-джайялу, против средней части ледника; как уже указывал в свое время А. В. Хабаков, здесь наблюдается преобладание розово-желтых известняков в нижней части швагериновой толщи и светлосерых брекчиевидных известняков — в верхней. Но поскольку эта закономерность отсутствует в более восточных и южных выходах, нет основания придавать отмеченному литологическому различию пород какое-либо стратиграфическое значение и пользоваться им для выделения горизонтов. К тому же и микропалеонтологический анализ также говорит о полном тождестве всех этих разновидностей.

Светлые швагериновые известняки Ат-джайялу заключают своеобразную фауну, в которой на первом месте по частоте стоят швагерини и псевдофузулины.

Из швагерин здесь встречаются крупные сферические *Schwagerina princeps* Ehr., неотличимые от типичных *Schw. princeps* из нашего северного или уральского верхнего карбона. Вместе с типичной *Schw. princeps* присутствует также оригинальная *Schw. aff. princeps* (sp. nov.?), которая по своим исключительно крупным размерам, более сжатой по оси навивания форме раковины, слабее выраженной тритицитоподобной юношеской стадии, более быстрому раскручиванию спирали и более тонкой теке, безусловно, представляет более специализированную форму. Несколько реже попадает третья форма швагерин — толстостенная *Schwagerina* n. sp., с довольно крупной эмбриональной камерой и почти отсутствующей тритицитоподобной юношеской стадией; по своему строению она очень близка к индокитайской верхнекарбонной или нижнепермской *Schw. amelaei* Deprat, с которой, однако, целиком отождествлена быть не может.

Псевдофузулины представлены вздутыми толстостенными *Pseudofusulina japonica* G ü m b e l,¹ почти сферическими *Ps. globosa* Schellw.

¹ В Индо-Китае встречается только в нижней перми (горизонты Ban Na Theut и Song Thuong); в Акасаке (остров Хонсю, Япония) — в нижней перми и в низах верхней перми (зоны *Cancellina nipponica*, *Neoschwagerina craticulifera* и *N. margaritae*); в Южном Китае — в нижнепермском горизонте Swine.

et Dyhr., характерными *Ps. krafftii* Schellw. et Dyhr.¹ и довольно разнообразными *Ps. ex gr. exilis* Schw. Среди тритицитов обнаружен *Triticites contractus* Schellw. et Dyhr. Из примитивных фузулинид встречаются мелкие фузиеллы, оробисы (*Orobias* ex. gr. *bradyi* Möller), штаффелы (*Staffella* aff. *deprati* Yabe?) и фузулиеллы (*Fusulinella giraudi* Deprat). Довольно разнообразны мелкие фораминиферы, но они попадаются в породе редко. (*Pachyphloia* aff. *multiseptata* Lange, *Spandelina* ex. gr. *ovata* Lange, *Palaeotextularia* sp., *Climacammina* sp., *Tetrataxis* sp.)²

Из макрофауны в описываемых швагериновых известняках, по данным А. В. Хабакова, встречаются гониатиты и брахиоподы, причем среди первых обращают на себя внимание «образцы широко инволютных форм, по структуре напоминающих *Thalassoceras* и крупных, с высокими узкими оборотами, с продольной ребристой скульптурой типа *Paragastrioceras suessi* Karp» [4, стр. 12]. К сожалению, сборы А. В. Хабакова и И. Г. Баранова погибли в 1932 г. при перевозке их в г. Ош и потому точный видовой состав аммоней этой толщи остается неизвестным. При посещении Ат-джайялу нами (летом 1933 г. и осенью 1934 г.) несмотря на тщательные и достаточно продолжительные поиски сделать новые находки гониатитов не удалось. Также не удалось найти и удовлетворительных по сохранности брахиопод. Нам думается, что эта неудача свидетельствует о весьма неравномерном распределении в породе остатков макрофауны, что, между прочим, для гониатитов в известняковых фациях наблюдается очень часто.

На светлые швагериновые известняки без заметного углового несогласия налегает изменчивой мощности (до 120—180 м и более) толща темносерых или синеватосерых сланцеватых известняков, синесерых, зеленоватосерых и почти черных мергелей и серых, либо зеленоватых известковистых серицитизированных сланцев. В верхней части свиты³ появляются довольно мощные, но быстро выклинивающиеся пачки известняковых конгломератов, чередующиеся с зеленоватосе-

¹ В Индо-Китае встречается только в основании нижней перми (горизонт Ban Na Theut); в Акасаке — в верхах зоны *Cancellina nipponica* и низах зоны *Neoschwagerina craticulifera*.

² В валунах швагеринового известняка, собранных Д. В. Наливкиным и А. В. Хабаковым в моренах устьевой части долины Саук-тур (левый приток р. Кызыл-арт, в которую также впадает и р. Ат-джайялу) и которые, несомненно, образовались за счет разрушения той же полосы выходов швагериновой толщи, что и на р. Ат-джайялу, нами была обнаружена богатая микрофауна, местами сплошь переполняющая породу. Кроме выше перечисленных видов, в этих валунах были встречены: *Schwagerina* n. sp. ex gr. *fusulinoides* Schellw., *Pseudofusulina anderssoni* Schellw., *Ps. aff. ambigua* Deprat, *Ps. ex. gr. chihsiensis* Lee, *Ps. aff. tenuissima* Schellw., *Ps. n. sp. ex gr. prisca* Ehr., *Triticites* n. sp. ex gr. *truncatus* Chen.

II

Рассматривая разрез верхнепалеозойских отложений Ат-джайляу, мы видели, что там вся серия осадков расчленяется на три основных горизонта — швагериновые известняки, серозеленую свиту и фиолетовую свиту — которые отчетливо сменяют друг друга в вертикальном направлении и которые по возрасту все относятся к нижней перми.

С несколько менее ясными стратиграфическими взаимоотношениями эти же горизонты развиты и южнее, в пределах уже, собственно, Северного Памира, на южном склоне Заалайского хребта. Но здесь несмотря на менее отчетливо устанавливаемую последовательность отложений верхнепалеозойская толща зато представлена значительно полнее. К указанным трем горизонтам прибавляется чрезвычайно мощная серия более древних темных сланцевых пород и эффузивов. Повидимому, эти новые члены верхнепалеозойской толщи составляют самые нижние члены ее разреза.

На южном склоне Заалайского хребта отложения верхнего палеозоя слагают одну довольно широкую полосу, протягивающуюся с небольшими перерывами от места пересечения нашей границей долины Маркан-су (на востоке) и до средней части бассейна Саук-дары (на западе). В восточной части этой полосы наиболее полные разрезы верхнего палеозоя приурочены к бассейну р. Уй-су — правому притоку р. Маркан-су. На западе хорошие разрезы были обнаружены по правым притокам Саук-дары на рр. Чакмак-таш и Сасык-теке. Как в одном так и в другом месте верхнепалеозойскую толщу особенно детально изучал Н. Н. Дингельштедт: основываясь преимущественно на его данных, мы и опишем эти разрезы¹.

Разрез верхнепалеозойских отложений на р. Уй-су начинается свитой зеленых и темносерых, сильно рассланцеванных эффузивных кварцевых альбитофиров, которые непосредственно залегают на весьма мощной серии зеленоватых метаморфизованных хлоритовых сланцев, возможно, среднепалеозойского возраста. Выше следует небольшая до 100—150 м толща зеленоватых основных туфов. На туфах располагается характерная 170-метровая пачка зеленоватых толстослоистых, мраморизованных известняков с большим количеством члеников криноидей и нацело перекристаллизованными, почти неопределимыми остатками фораминифер (*Climacostoma*?).

¹ Нам из этих разрезов в 1934 г. удалось осмотреть лишь один разрез — по р. Уй-су. К сожалению, беглость наблюдений не позволила особенно детально с ним познакомиться и поэтому каких-либо новых данных (кроме находок микрофауны) по сравнению с данными Н. Н. Дингельштедта нами не получено.

Далее по разрезу следует весьма мощная полуторакилометровая толща черных аспидных глинистых и известковистых сланцев, чередующихся с редкими и тонкими прослойками черных же плотных рассланцованных известняков. Сланцы этой толщи сильно пиритизированы; отдельные рассеянные в породе кубические кристаллы пирита достигают 2—3 см величины. Как в сланцах, так и в известняках фауна совершенно отсутствует и потому возраст этой свиты точно определен быть не может.

Выше разрез уйсуйской верхнепалеозойской толщи становится весьма схожим с атджайляуским. Непосредственно и согласно на черных сланцах залегают 100-метровая свита светлых (то слегка желтоватых, то розоватых) массивных толстопластующихся известняков с очень неясными и сильно перекристаллизованными остатками швагерины. Со всей очевидностью эта толща отвечает свите швагериновых известняков Ат-джайляу. Еще выше располагается пачка темносерых, чаще зеленоватых туфов, туфогенных песчаников и, реже, сланцев, почти неотличимых от некоторых разновидностей атджайляуской серозеленой толщи.

Затем следует свита темных известняков без фауны, которая своих аналогов в разрезе Ат-джайляу, повидимому, не имеет. Слагающие эту свиту известняки — темносерого цвета, мелко- или среднезернистые, иногда плотные. В них, как уже говорилось выше, никаких органических остатков не содержится и это исключает возможность точного определения времени их образования. Заканчивается верхнепалеозойский разрез Уй-су мощной свитой фиолетовобурых песчаников, краснофиолетовых сланцев и лиловых конгломератов, которые, очевидно, соответствуют фиолетовой свите Ат-джайляу. Так как на Уй-су эта толща выходит лишь в самых верховьях левых мелких притоков, в непосредственной близости от водораздельной линии Заалая, то в силу исключительно трудной доступности этих мест, требующих для своего достижения альпинистических приемов, разрез этой толщи не мог быть изучен непосредственно и все наблюдения над ней Н. Н. Дингельштедтом производились издали, используя также материал из осыпей.

Несколько иначе выглядит разрез верхнепалеозойских отложений западнее, по Чакмак-ташу и Сасык-теке. Он начинается мощной 700-метровой толщей светлых серых слоистых, мраморизованных известняков, чередующихся местами с прослоями зеленоватых туфогенных пород. В основании толщи кое-где наблюдается базальный конгломерат; он состоит из галек нижележащих среднепалеозойских метаморфических сланцев и порфиридов, на которые мраморовидные известняки, видимо, ложатся трансгрессивно. Как в известняках, так и в туфовых прослоях этой толщи, кроме многочисленных и разнооб-

разных члеников от криноидей, никакой определенной фауны не встречено; однако, крупные членики криноидей (переполюющие местами породу) обнаруживают очень большое сходство с таковыми из зеленоватых известняков Уй-су — тех самых, которые там подстилают черную сланцевую свиту.

Выше светлых криноидных известняков в разрезе Чакмак-таша следует 300-метровая свита немых сероватозеленых туфовых песчаников и зеленоватых туфов, на которые, в свою очередь, ложится мощная пачка черных сланцеватых известняков. По литологическому составу последние обнаруживают очень большое сходство с известняками из черной сланцевой свиты Уй-су. Возможно, что эти две свиты и представляют между собой синхроничные образования, хотя полному их отождествлению мешает отсутствие на Чакмак-таше среди черных известняков прослоев сланцев, а также сравнительно небольшая общая мощность всей толщи (по сравнению с Уй-су), порядка 400—500 м. Из фауны в описываемой толще Н. Н. Дингельштедтом был обнаружен только один одиночный коралл, до сего времени не определенный.

Следующая свита рассматриваемого разреза представлена светлыми массивными известняками до 600—700 м мощности с очень редкой фауной брахиопод, гастропод и кораллов верхнекаменноугольного облика (по определению Г. Н. Фредерикса: *Productus punctatus* Mart., *Pr. inflatus* Mc. Chesn., *Spirifer tibetanus* Dien., *Spiriferellina cristata* Schloth., *Squamularia perplexa* Mc. Chesn., *Dielasma gilligense* Girty, *D. aff. rara* Neisch., *D. dubium* Tschern., *Enteletes* sp., *Athyris* sp. etc.).

Выше эти известняки сменяются очень близкими по составу светлыми массивными же кристаллическими разностями, но в которых вместо брахиопод, кораллов и гастропод появляются значительные скопления швагерин. Этот швагеринный горизонт известняков литологически очень близок породам швагериновой толщи Ат-джайляу и Уй-су и, судя по совершенно тождественной фауне (крупные тонкостенные сжатые по оси наививания *Schwagerina* aff. *princeps* Ehr.), должен быть им параллелен. Мощность швагеринных известняков на Чакмак-таше (устное сообщение Н. Н. Дингельштедта) не поддается точному замеру; примерно их здесь около 200—300 м.

Над швагеринным горизонтом непосредственно располагается мощная серия различных эффузивных и терригенных осадочных пород, окрашенных в разнообразные цвета фиолетового оттенка. В нижней части этой серии (имеющей суммарную мощность на Чакмак-таше порядка 500 м, а западнее, на Сасык-теке—свыше 1000 м) развиты красноватофиолетовые, реже зеленые сланцы. Судя по микроскопическим исследованиям Н. Н. Дингельштедта, первые из них предста-

вляют собой, по преимуществу, необычайно сильно рассланцованные эффузивы; вторые же являются метаморфизованными глинистыми сланцами. Зеленые и фиолетовые разности в самом основании толщи сланцев довольно часто чередуются между собой, но с движением кверху количество зеленых сланцев быстро падает, уступая место фиолетовым. В средней части толщи получают большое распространение пачки характерных зеленых конгломератов с разнообразной известняковой и туфовой галькой; на Сасык-теке в этих конгломератах встречается много известняковых галек, состоящих из швагеринового известняка. Наконец, в самом верху описываемой свиты снова появляются в большом количестве фиолетовые сланцы; на Чакмак-таше к ним прибавляются прослои фиолетовых же мелкозернистых песчаников, а на Сасык-теке, кроме того, пропластки туфов и покровы из тровых кислых эффузивов.

В целом, фиолетовая серия Чакмак-таша и Сасык-теке очень сходна с фиолетовыми свитами Ат-джайляу и Уй-су. Но отвечает ли она целиком или только частично фиолетовым толщам названных областей — в настоящее время не совсем ясно. Дело в том, что на Чакмак-таше между швагериновыми известняками и фиолетовыми сланцами совершенно отсутствуют породы, аналогичные серозеленой туфогенной известняково-песчано-конгломератовой толще. Можно было бы предположить конечно, что эта толща тут уничтожена и, как это имело место в одном пункте на Ат-джайляу, фиолетовая свита трансгрессивно ложится на швагериновую толщу. Но вся трудность решения проблемы при условии почти полного отсутствия фауны в сопоставляемых свитах заключается в том, что конгломератовые пачки средней части чакмакташской фиолетовой толщи по литологическому составу, структуре и даже окраске чрезвычайно схожи с конгломератами верхов серозеленой свиты Ат-джайляу. Если на основании этих, правда, не слишком убедительных признаков пытаться параллелизовать данные конгломератовые толщи между собой, то окажется, что фиолетовая толща Чакмак-таша только верхней своей третью соответствует фиолетовым свитам Уй-су и Ат-джайляу, а средние и нижние ее части, возможно, отвечают нижележащей серозеленой туфогенной известняково-песчано-конгломератовой толще указанных двух районов. Словом, фиолетовая свита Чакмак-таша не может быть в настоящее время точно сопоставлена с фиолетовыми толщами более восточных разрезов, хотя весьма близкий возраст всех этих образований нам кажется несомненным.

Выше фиолетовой толщи в разрезе Чакмак-таша залегает изменчивой мощности пачка светлых, часто совершенно белых мраморов, лишенных каких бы то ни было органических остатков. Необычайно трудная доступность района распространения этой толщи не дала воз-

возможности Н. Н. Дингельштедту осмотреть непосредственно выходы данных мраморов и произвести точный замер их мощности. При их осмотре издали Н. Н. Дингельштедт смог только убедиться, что выходы этих пород носят характер абрадированных реликтов, сохранившихся местами под трансгрессивно налегающей на них красноцветной толщей. В силу отсутствия в мраморах фауны¹ и некоторой неопределенности во взаимоотношениях между непосредственно подстилающей их фиолетовой свитой и нижнепермскими фиолетовыми толщами более восточных разрезов возраст этих мраморов совершенно неясен. Совершенно условно можно считать их принадлежащими к самым низам верхней перми, но столько же данных, сознаемся прямо, отнести их и к более высоким горизонтам пермской системы. Еще более условен возраст самого верхнего, по Дингельштедту, члена верхнепалеозойского разреза Чакмак-таша, представленного очень мощной красноцветной толщей всевозможных эффузивов, туфов и, наконец, конгломератов с гранитной галькой. Эта серия трансгрессивно, с резким угловым несогласием налегает на более древние осадки и также совершенно лишена органических остатков.

Возвращаясь в заключение обзора верхнепалеозойских отложений Югозападного Заалая снова к вопросу о возрасте развитой здесь фиолетовой свиты, для внесения большей ясности в эту проблему, может быть, полезно отметить один крайне любопытный разрез, наблюдаемый Н. Н. Дингельштедтом по р. Сасык-теке. Разрез этот начинается мощной серией известняков, внизу криноидных, сверху брахиоподовых, которые непосредственно залегают на среднепалеозойских метаморфических сланцах. По Дингельштедту, это будут аналоги светлых криноидных и брахиоподо-гастроподовых известняков Чакмак-таша.² В верхней части своего разреза известняки сменяются конгломератовидными разностями с обломками однородного известняка, заключающего раковины *Chonetes* sp. и *Productus* sp. очень плохой сохранности. Еще выше конгломератовидные известняки постепенно переходят в мощную толщу известняковых зеленоватых конгломератов с галькой швагериновых известняков.

По литологическому составу цемента и галек, характеру залегания и своеобразной зеленоватой окраске породы эту толщу Н. Н. Дингельштедт считает возможным сопоставить с конгломератами средней части чакмакташской фиолетовой свиты. Далее вверх по разрезу наблюдается налегание на конгломераты мощной серии серых и темносерых мелко-

¹ Поиски фауны производились в осыпях.

² Действительно, встреченные здесь брахиоподы — того же верхнекаменноугольного типа, что и из светлых массивных известняков Чакмак-таша.

зернистых песчаников, на которые, в свою очередь, ложатся венчающие данный разрез плотные, немые, белые известняки и мраморы, неотличимые от мраморов верхней части Чакмак-таша.

Самым интересным в описываемом разрезе является то обстоятельство, что в одном из прослоев темносерого песчаника, приуроченного к указанной темносерой песчаниковой свите, Н. Н. Дингельштедтом был найден обломок раковины довольно крупной *Medlicottia* sp. нижнепермского облика. Если параллелизация известняковых конгломератов и верхних мраморов описываемого сасыктекинского разреза с указанными выше толщами Чакмак-таша Н. Н. Дингельштедтом произведена верно, то эта находка является серьезным аргументом в пользу нижнепермского возраста фиолетовой свиты Югозападного Заалая — того самого возраста, к которому по встреченной ассоциации фораминифер нами отнесена фиолетовая свита Ат-джайляу. На этом кратком примере видно, что и в западной части Северного Памира имеющийся фаунистический материал несмотря на всю свою скудость не дает никаких оснований относить фиолетовую свиту к пермо-триасу или к верхней перми и свидетельствует скорее о значительно большей ее древности. Учитывая же присутствие над фиолетовой свитой на Чакмак-таше и Сасык-теке еще одной мраморной и известковой толщи, явствует, что, как и в Дарвазе (см. ниже), северопамирские фиолетовые терригенные толщи не завершали собой окончательно весь верхнепалеозойский цикл осадкообразования, и позже их отложения, в самом конце перми, море еще раз посетило указанные страны, оставив после себя довольно мощную толщу известковых отложений.

III

В свете высказанных представлений о характере осадкообразования в самом конце верхнего палеозоя на Северном Памире совершенно особый интерес приобретают последние находки К. Н. Паффенгольца и М. И. Шабалкина (1934) фаунистически характеризованных морских отложений на р. Балянд-киик [18], по возрасту относящихся к самым верхним горизонтам пермской системы.

Занимаясь геологическим картированием восточной половины „Белого пятна“ Памира, охватывающего район ледника Федченко, в 40—60 км к западу от оз. Кара-куль, на правом берегу средней и верхней части долины р. Балянд-киик, а также по мелким правым притокам последней (Кайнды, Кара-джилга, Зулум-арт), названные исследователи обнаружили многочисленные выходы черных известняков и сланцев, в которых ими была собрана характерная верхнепермская микрофауна. Эти сланцы и известняки слагают довольно мощную толщу до 900 м

мощности, перекрытую пестроцветной конгломерато-песчано-сланцевой свитой, вероятно, нижнетриасового возраста. В виду совершенно исключительного интереса, который представляют эти наиболее северные выходы фаунистически охарактеризованной верхней перми, мы позволим себе привести полностью описание обстоятельств залегания здесь интересующих нас слоев и порядка их чередования, составленное М. И. Шабалкиным [18а]:

„Нами бегло был просмотрен разрез по р. Каинды (правый приток р. Баянд-киик) от устья реки до перевала Каинды.

„Пермские (и нижнетриасовые?) отложения падают здесь на север 350° под углом 80°. Ущелье р. Каинды прорезает слои почти вкрест их простираения. Вверх по реке и снизу вверх стратиграфически, последовательность отложений здесь следующая:

- у выхода реки в долину р. Баянд-киик
- а) серые филлитовидные сланцы; выше по реке]
 - б) черные, сланцеватые, пахучие известняки с члениками криноидей и неясными другими органическими остатками;
 - в) переслаивание белых полосчатых известняков с черными сланцеватыми, черными и серыми плитчатыми; в черных плитчатых известняках обнаружена фауна *Fusulinidae*;
 - д) переслаивание черных сланцеватых известняков с зеленоватосерыми и желтоватосерыми известковистыми сланцами; общая мощность свит а — д не менее 400 м далее встречены
 - е) малиновые и зеленые шелковисто-блестящие сланцы; горизонты конгломератов из плоской (сплюсненной) гальки белых известняков;
 - ж) черные, листоватые, рыхлые, известковистые сланцы с редкими прослоями черных известняков;
 - з) черные, рыхлые, известковистые сланцы с прослоями черных конгломератов из известняковой, хорошо окатанной редкой гальки; мощность 15 м
 - и) черные плотные известково-песчаные сланцы;
 - й) пласт черных, битуминозных известняков с кораллами; мощность 10 м
 - я) черные плотные известково-песчаные сланцы с редкими прослоями черных известняков; общая мощность свит е — я не менее 500 .

„Выше по ущелью р. Каинды выходит массив габбро-диоритов, окаймленный зоной контактово-метаморфизованных пород. В этой зоне наблюдались разрывы, сопровождаемые брекчиями трения. Последовательность описанного разреза нарушена. Но далее к северу, сразу выше устья р. Кумыш-джилга, за толщей зеленых и красноватых сланцев и песчаников, выходит темноцветная толща, литологически сходная с описанными выше свитами е — я. Кроме черных сланцева-

тых известняков, в ее состав входят черные, марающие „углистые“ сланцы с включениями гипса.

„Если считать эту толщу вполне аналогичной свитам е — я (что весьма условно), то выше разрез следующий:

- к) пестрые, узловатые известковистые сланцы, выше переходящие в серые известково-песчаные;
- л) зеленые и малиновые шелковистые сланцы;
- м) мощная толща малиновых известково-песчаных сланцев с редкими прослоями зеленых известковистых песчаников.

„Выше по ущелью пестроцветная свита образует тектонический контакт с метаморфическими сланцами истоков р. Каинды. Но на гребне правого борта долины р. Каинды к югу от перевала разрез заканчивается:

- н) переслаиванием малиновых песчаников и сланцев с серыми и зелеными песчаниками и конгломератами; общая мощность свит к — п не менее 700 м (вероятно значительно больше).

„Второй разрез пермских (и нижнетриасовых?) отложений был просмотрен по первому (считая снизу) боковому саю р. Зулум-арт, в 15 км к востоку от первого разреза. Эти отложения образуют здесь антиклиналь широтного простираения с падением крыльев под углом 70—80°. По направлению от ядра антиклинали (в средней части сая) к устью сая здесь наблюдался следующий восходящий разрез:

- а) черные, пахучие, плитчатые и сланцеватые известняки с фауной *Fusulinidae*; мощность не менее 300 м
- б) переслаивание черных известковистых сланцев с черными сланцеватыми известняками;
- в) толща черных, блестящих фиолетовидных сланцев с прослоями плитчатых известковистых песчаников;
- д) переслаивание черных известковистых сланцев с черными сланцеватыми известняками; общая мощность свит б — д около 300 .
- е) черные тонкоплитчатые и сланцеватые известняки без фауны 200 .
- ж) трещиноватые, окварцованные, черные, с поверхности желтые известняки с редкими прослоями сланцев 20 .
- з) черные, жилковатые, плитчатые и сланцеватые известняки 60 .
- и) белые мраморовидные, толстослойные известняки с члениками криноидей; наблюдались неопределимые разрезы раковин брахиопод 80 .
- й) черные филлитовидные сланцы и известковистые песчаники.

„В верховьях сая отчетливо наблюдается вторая антиклиналь, отделенная от первой разрывом.

„В 1 км, у водораздела долин рр. Зулум-арт и Кара-джилга (Западная) в ядре этой антиклинали были обнаружены известняки, аналогичные черным известнякам предыдущего разреза (свиты е — г).

- h) выше залегают белые мраморовидные известняки;
- и наконец, разрез венчается более молодой свитой
- j) фиолетовокрасные и грязнозеленые блестящие сланцы и известковистые песчаники.

Таким образом, в разрезе пермских (и триасовых?) отложений р. Баянд-киик можно выделить следующие три свиты (снизу вверх):

- 1) черные и серые, сланцеватые и плитчатые известняки с *Fusulinidae*; включает свиты а—d разреза по Каинды и свиту а зулумартского разреза; мощность порядка 400 м
- 2) черные известковистые сланцы, переслаивающиеся с черными плитчатыми и сланцеватыми известняками; в разрезе по р. Каинды: малиновые и зеленые сланцы и известняковые конгломераты; включает свиты е—j разреза по р. Каинды и свиты f—j зулумартского разреза; мощность не менее 500 м
- 3) серые, зеленые и малиновые шелковистые филитовидные сланцы с прослоями песчаников и конгломератов; включает свиты к—п разреза по р. Каинды и свиту j зулумартского разреза; мощность не менее 700 м

Общая мощность пермских (и нижнетриасовых?) отложений превышает 1600 м. Их взаимоотношение с более древними и более молодыми толщами неясно, так как границы области развития этих отложений со всеми остальными породами долины р. Баянд-киик — тектонические.

Как видно из приведенного описания, фауна форзминифер в баянд-киикском верхнепермском разрезе приурочена к нижней свите. Среди фораминифер здесь присугствуют, преимущественно, высоко специализированные фузулиниды. Своеобразный отпечаток на весь комплекс накладывает появление большого количества особей вербекии. Всего отсюда нам удалось определить 15 форм [из них часть только до рода или группы; перечень встреченных видов приведен в графе 19 сводной таблицы распространения микрофауны (табл. I.)].

По находке *Sumatrina* ex. gr. *annae* Volz, *Sumatrina* cf. *pesulienensis* Ozawa et Tobler, *Verbeekina verbeeki* Gein., *Pseudofusulina* cf. *gigantea* Derprat, *Staffella deprati* Yabe можно с достаточной степенью вероятности считать обнаруженную микрофауну если не тождественной, то во всяком случае чрезвычайно близкою к микрофауне верхнепермских отложений Акиёши (Японии) и Греции [54, 56]. В Индо-Китае, по данным Фромаже [33], ассоциация из *Verbeekina verbeeki* Gein., *Sumatrina annae* Volz, *Pseudofusulina gigantea* Derprat также свойственна верхам перми, причем по ней выделяют предпоследний горизонт пятичленного пермского разреза (горизонт Con Linh). В другом японском разрезе перми — акасакском, — по данным Озава [55], *Sumatrina annae* Volz тоже занимает очень высокое положение, встречаясь в самом последнем верхнепермском горизонте зоны *Yabeina-*

globosa. Такое же высокое положение эта форма, а вместе с нею и *Orobias terebrus* Lange, повидимому, занимают и на Суматре. Все это, вместе взятое, кажется достаточно убедительным, чтобы признать за черными морскими известняками Баянд-киика верхнепермский возраст и полагать их более молодыми, чем любая из известных фаунистически охарактеризованных толщ северного и южного склонов Заалая.

Совершенно особым и на сегодняшний день пока окончательно не разрешенным кажется нам вопрос о возрасте покрывающей фузулиновые известняки верхней черной известняково-сланцевой пачки и, в особенности возраст ее перекрывающих пестроцветных пород. Единственная находка фауны, сделанная М. И. Шабалкиным в черных сланцеватых известняках верхней пачки, представляет собой несколько обломков очень дурно сохранившихся кораллов *Cyathophyllidae*. По мнению осматривавшей их Н. П. Грек, сохранность этих кораллов такова, что они не могут быть точно определены даже до рода; однако, верхнепалеозойский облик их вряд ли вызывает сомнение. Вместе с кораллами встречаются сравнительно редкие, совершенно не определяющие возраста толщи фораминиферы — *Tetrataxis* n. sp. и *Endothyra* sp.

Еще неопределеннее обстоит дело с выяснением времени образования пестроцветной толщи. На основании непосредственного налегания ее на верхнепермские породы и известного литологического сходства с отложениями красноцветной нижнетриасовой толщи Дарваза К. Н. Паффенгольц и М. Н. Шабалкин [18] считают возможным условно относить эту толщу также к нижнему триасу. Но пока не будут получены какие-либо убедительные палеонтологические доказательства, высказанное соображение несмотря на всю большую его вероятность следует считать лишь рабочей гипотезой, которая, быть может, заставит исследователей в дальнейшем заняться детальнее ее разрешением.

Если предположение о нижнетриасовом возрасте красноцветной толщи Баянд-киика подтвердится, то в таком случае разрез верхнепалеозойских отложений этого района, очевидно, завершится уже рассмотренной выше пачкой черных известняково-сланцевых пород. При такой трактовке нельзя не отметить появления известного сходства в строении самых верхних частей рассматриваемого разреза с верхами верхней перми некоторых других более южных восточно-памирских районов, напр. бассейна р. Кара-дара (Базардаринский хребет) или верхнего течения р. Ак-су (окрестности Кызыл-рабата, см. ниже). Как и на Баянд-киике, там также разрез верхней перми завершается довольно мощной пачкой черных сланцев и сланцеватых известняков, лежащих на известняках с суматринами. Не является ли это сходство некоторым подтверждением приведенных стратиграфических построений?

К сожалению, тектонические условия залегания черных известняков с фузулинидами на р. Баянд-киик таковы, что в настоящее время мы совершенно не знаем характера осадков, их подстилающих. Это почти исключает возможность сопоставления разрезов баяндкиикской верхнепалеозойской толщи с заалайской. Вместе с тем, если бы под фузулиновыми известняками Баянд-киика были найдены фиолетовые породы аналогичные уйсуйским или чакмакташским, тогда возраст всех верхних немых пермских горизонтов Южного Заалая сильно бы разъяснился. При таком обстоятельстве мы могли бы достаточно убедительно доказывать сейчас лишь предполагаемую синхроничность отложения фузулиновых известняков Баянд-киика и верхних мраморов района Чакмак-таш — Сасык-теке, установили бы вполне точно верхнюю границу образования фиолетовой толщи, выяснили бы надежнее границы распространения верхнепермской трансгрессии и т. д. Нам кажется, что все эти вопросы для геологии Северного Памира являются настолько актуальными и важными, что ради их одних безусловно необходимо значительно детальнее изучить этот любопытнейший район и попытаться найти там такие ненарушенные структуры, где был бы виден состав толщ подстилающих известняки с суматринами.

При этих условиях разрез Баянд-киика в полной мере был бы тем основным связующим звеном между разрезами Юговосточного и Северного Памира и Северного Памира и Дарваза, каким его и сейчас не без некоторого основания считают Паффенгольц и Шабалкин.

IV

Теперь нам остается рассмотреть верхнепалеозойские разрезы Юговосточного Памира. Как уже было упомянуто в начале, именно там, южнее широты поста Памирского или, если говорить точнее, южнее широты рр. Западный и Восточный Пшарт, верхнепалеозойские отложения достигают наибольшего распространения, и легко доступные, прекрасно обнаженные разрезы их тут наиболее многочисленны.

На Юговосточном Памире выходы верхнепалеозойских осадков концентрируются в пределах трех основных полос широтного или юговосточного простираения, разделенных между собой довольно широкими иногда интервалами, занятыми мезозоем (главным образом, верхним триасом и юрой).

Первая, самая северная из названных полос развита в ближайших окрестностях поста Памирского. По своему протяжению, не превышающему 40—45 км в длину, это — самая короткая из всех полос. На западе крайней точкой ее распространения следует считать долину

Игри-сай (правый приток Мургаба, впадающий в последний чуть выше устья р. Буз-тере); по направлению на восток выходы этой полосы доходят всего лишь до низовьев долины Сенустанын-сай. На юге в своем развитии эта полоса ограничивается северными склонами массива Зоу-таш. Таким образом, в ширину она также весьма невелика, не превышая 12—14 км.

Вторая полоса выходов верхнего палеозоя рассматриваемой области из всех здесь развитых полос по праву может быть названа главной. От первой полосы она отделяется узкой полоской триасовых, юрских и нижнемеловых пород, слагающих водораздельную гряду массива Зоу-таш. В своем распространении на запад эта вторая полоса захватывает почти целиком все верхнепалеозойские выходы в северной части Базардаринского хребта, а также выходы перми и карбона, развитые в долине Мургаба, западнее устья Буз-тере. Восточнее, в более центральных частях Известнякового Памира в нее попадают все разрезы перми и карбона по обеим Буз-тере, оврагу Мамазаир-булак, по р. Кара-су, долине Куталь, р. Кара-белес и Шур-булак-сай и по левобережью Ак-су между устьями Кунтей-сая и Ак-буры. Самые восточные ее выходы констатированы на правобережье р. Ак-су — на южных склонах массива Мын-хаджир, на водоразделе между рр. Бердыш-су и Балгын, по Дун-кельдыку, на Окширяке и, наконец, в долинах Западная Шинды и Кок-чаги, где выходы фузулиновых пермских известняков были впервые констатированы в 1914 г. Гайдном [35а]. В целом, в пределах одного только Восточного Памира эта полоса достигает свыше 150 км длины при 15—45 км ширины. Весьма вероятно, что полная протяженность ее окажется много большей, так как между перевалами Дун-кельдык и Найза-таш верхнепалеозойские отложения сплошной полосой почти без заметного уменьшения пересекают границу и уходят далеко на восток — в бассейн Восточной Шинды.

Третья, самая южная полоса выходов верхнепалеозойских пород еще более косо пересекает с северо-запада на юго-восток южную часть Известнякового Памира и, раздвоившись в пределах среднего течения р. Тегермен-су, одной своей ветвью спокойно уходит в Афганистан, а другой — в Китай. Ее западной границей служат многочисленные выходы перми и условного верхнего карбона в верхней части бассейна р. Куберганды — правого притока Аличура. Юговосточнее она захватывает обширные выходы перми к югу и юго-востоку от перевала Найза-таш (Западного) и в районе восточного окончания Южно-аличурского хребта (Урта-буз, Кук-джигит, Тетер-су и пр.); к ней же относятся выходы перми между Джарты-гумбесом (на Истыке) и р. Айдын-куль. Наконец, на самом востоке выходы фаунистически охарактеризованных пермских и немых каменноугольных (?) пород по

р. Ак-су, выше Кызыл-рабата, в равной мере, как и выходы перми по Бахмыру и Бенку, должны быть также отнесены к этой третьей полосе.

В настоящее время представляется несколько неясным вопрос об отнесении к той же третьей полосе выходов перми, констатированных С. И. Клунниковым по р. Мукур-чиль-об, на северном склоне Ваханского хребта (к юго-востоку от оз. Зор-куль). Беглость наблюдений в этом крайне трудно доступном районе исключает возможность параллелизации обнаруженных здесь свит с таковыми из типичных разрезов третьей полосы. И потому нам кажется, что пока до производства новых дополнительных работ вопрос об отнесении этих выходов к указанной третьей полосе или выделении их в самостоятельную четвертую полосу следует считать открытым. Это рационально тем более, что до настоящего времени у нас нет точных данных относительно распространения верхнепалеозойских пород в пределах афганских участков северного склона Ваханского хребта к западу от Зоркуля, так же как в областях к востоку от перевала Бендерского. Находка там интересующих нас пород, быть может, послужит толчком к выделению еще одной — четвертой самостоятельной полосы выходов верхнепалеозойских пород на самом юге Памира; однако, сейчас веских данных для такого выделения на основании одной единственной достоверной находки перми по Мукур-чиль-обу у нас, повторяю, нет.

Характер разрезов верхнепалеозойских осадков в пределах выделенных нами трех полос далеко не одинаков, и это придает каждой полосе свою специфическую особенность. В основном, эти отличия сводятся к различному распределению туфогенных фаций в середине и в самом верш пермского разреза, затем — к колебаниям мощностей отдельных горизонтов и преобладанию в них тех или иных литологических разностей. Но все эти изменения не настолько значительны, чтобы они исключали возможность рассмотрения всех разрезов совместно. Поэтому в последующем изложении все намеченные стратиграфические горизонты для всех трех полос описываются одновременно.

Верхнепалеозойские отложения Юговосточного Памира в настоящее время могут быть расчленены на 9 более или менее самостоятельных свит, слагающих совместно чрезвычайно мощный комплекс около 3.5 км мощности.

Идя по разрезу снизу вверх, эти горизонты будут следующие:

- 1) сланцево-кварцитовая свита ($C_2^?$) — до 400 м,
- 2) сланцево-мраморная свита ($C_2 - C_3^?$) — 500—800 м,
- 3) песчано-сланцевая свита (свита аспидных сланцев) ($C_3^? - P_1^?$) — до 1500 м,

- 4) известняково-сланцевая свита (P_1^{2a}) — до 250—300 м,
- 5) кремнисто-известняковая свита (P_1^{2b}) — до 40 м,
- 6) нижняя фиолетовозеленая кремнистая свита (P_1^{2c}) — до 80 м,
- 7) свита конгломератовидных известняков (P_2^{1a}) — до 95 м,
- 8) верхняя фиолетовозеленая кремнистая свита (P_2^{1b}) — до 40 м,
- 9) туфогенная порфирито-песчано-сланцевая свита (P_2^2) — до 300 м.

Из всех перечисленных горизонтов фаунистически охарактеризованными оказываются лишь верхние восемь свит; самая нижняя свита никакой определенной фауны не содержит и потому отнесение ее к верхнему палеозою производится условно на основании тесной связи и в ряде случаев даже постепенного перехода между этими осадками и вышележащими отложениями.

1) Сланцево-кварцитовая свита ($C_2^?$). Разрез древнейшей 400-метровой сланцево-кварцовой свиты, лежащей в основании изученных разрезов, не отличается большим разнообразием слагающих ее пород. Здесь получают наибольшее распространение серые и желтоватосерые, обычно полосчатые кварциты с гранобластической, равномернозернистой структурой. Отдельные толщи кварцитов чередуются с более редкими пачками темносерых кремнистых пород или роговиков. В верхней части свиты к этим породам присоединяются кварцитовые сланцы с карбонатами, образующие маломощные прослои.

Производивший детальное петрографическое изучение всех этих пород В. П. Ренгартен [21] отмечает, что минералогический состав кварцитов характеризуется преобладанием кварца, к которому в меньших количествах присоединяются зерна полевых шпатов, мусковита, серицита, хлорита и рудных минералов; в виде более редкой примеси здесь обнаружены также циркон, сфалерит и апатит. Вблизи гранитных интрузий, прорывающих эту свиту на южном склоне Пшартского гребня, непосредственно к северу и северо-западу от поста Памирского, в описываемых породах, кроме указанных выше минералов, встречается также роговая обманка и эпидот. По наблюдениям того же автора, всюду развит заметный катаклиз. В текстурном отношении кварциты отличаются сланцеватой текстурой с расположением зон раздавливания и грануляции более или менее параллельно сланцеватости.

Петрографическая обработка пород сланцево-кварцовой толщи привела В. П. Ренгартена к заключению, что первоначальный состав рассматриваемой свиты определялся преобладанием обычных кварцевых песчаников и, отчасти, глинистых сланцев, которые лишь впоследствии под влиянием некоторого общего дислокационного метаморфизма (не выходящего из пределов эпизоны), превратились в кварциты и кварцитовые сланцы. Кроме динамометаморфизма, на изменение пород повлиял также контактовый метаморфизм, действию которого следует

приписать возникновение участков роговиков с типичной мостовидной структурой, в равной мере как и появление в других местах минералов типа роговой обманки, цоизита и эпидота.

Сильная метаморфизация пород, значительная измятость пластов и частые мелкие разрывы при условии отсутствия фауны и каких-либо отличительных опорных горизонтов, делают попытку сопоставления детального разреза этой свиты бесплодной. Даже общая полная мощность ее не может быть точно подсчитана, так как ее низы в исследованных разрезах замещены гранитами. Отмеченная выше цифра в 400 м представляет собой лишь максимальную видимую мощность сланцево-кварцевитовой толщи. Насколько же эта цифра отличается от действительной полной мощности, сказать по имеющемуся материалу не представляется возможным.

2) **Сланцево-мраморная свита ($C_2 - C_3^1$?)**. Непосредственно на сланцево-кварцевитовой свите без заметного углового несогласия в районе правобережья Мургаба (откуда только и известны заведомые выходы последней толщи) залегает вторая свита верхнепалеозойского разреза Юговосточного Памира — сланцево-мраморная толща. Благодаря меньшей степени метаморфизации и большему площадному распространению литологический характер и разрез этой толщи известен много лучше.

Основными породами, играющими главнейшую роль в сложении этой свиты, являются темносерые кремнистые сланцы и серые или темносерые, иногда тонкополосчатые мраморы. В верхних частях толщи наряду с кремнистыми сланцами встречаются также кремнисто-глинистые сланцы, которые представляют собой уже переход от филлитов к обыкновенным глинистым сланцам. При микроскопическом исследовании последних пород В. П. Рейнгартен обнаружил, что основная глинистая масса этих сланцев в значительной мере превращена в очень тонкозернистый кварц, причем местами возникают скопления серицита.

Граница между сланцево-кварцевитовой и сланцево-мраморными свитами не является резкой. Ее можно даже назвать постепенной. Впечатление о незаметном постепенном переходе сланцево-кварцевитовой толщи в сланцево-мраморную создают самые первые, сравнительно редкие прослои мрамора до 5—6 м мощности, которые встречаются на самой границе обеих свит среди пачки кварцитов и кремнистых сланцев, петрографически неотличимых от нижележащих. Выше число и мощность мраморных прослоев довольно быстро увеличивается. В нижней половине сланцево-мраморной толщи наблюдаются прослои до 60 м мощности. В верхней же половине свиты мощность мраморных прослоев снова сокращается (до 3—5 м иногда до 12 м) и одновременно с этим чередование мраморов со сланцами становится более редким. Следует отметить, что, кроме более или менее мощных одно-

родных пачек, мраморы образуют также отдельные тонкие пропластки, рассеянные среди сланцевых интервалов, отделяющих указанные мраморные пачки. Обычно эти тонкие пропластки сложены более мелкозернистой разновидностью мрамора, чем та, которая встречается в более мощных пачках. Подчеркнем, что несмотря на совершенно полную перекристаллизацию мраморов этой свиты только в непосредственной близости от гранитных интрузий здесь встречаются крупнокристаллические разновидности. Как правило же, всюду развиты средне- и даже мелкокристаллические мраморы.

В одном случае, на левобережье Мургаба в начале 425-го км автомобильного шоссе Ош—Хорог, перед подъемом последнего на террасу в устье Кара-су, в небольших выходах верхов описываемой свиты мраморы замещаются лишь слабо мраморизованными известняками. Благодаря более слабой перекристаллизации здесь удается различить первоначальную структуру породы, слагающей тут указанную часть свиты. По определению И. К. Никитина встреченный мраморизованный, средне-до мелкозернистого известняк оказался нечистым, содержащим значительную примесь туфогенного материала в виде имеющих форму крошечных лапилли обломков карбонатизированных порфиринов (с микролитами полевых шпатов). На ряду с этими обломками пирокластического материала среди кристаллов кальцита, составляющих основную массу известняка, кое-где удалось найти довольно сильно разрушенные остатки микрофауны. Подвергнутые микроскопическому исследованию они дали возможность установить присутствие в породе: *Nodosaria* sp., *Agathammina* aff. *pusilla* Gein., *Archaediscinae*, небольшой веретенообразной *Fusulinella* sp. с сильно развитыми (по типу *F-lla bocki* Müller) хоматами, одной биконической *Fusulinella* sp., несколько напоминающей (но не тождественной) *F-lla rhomboides* Lee et Chen и, наконец, одного весьма архаического, маленького, сильно вздутого *Triticites* n. sp., по общей конфигурации раковины очень напоминающего *F-lla giraudi* Deprat, но отличающегося присутствием кериотеки в последнем полуобороте. Из других остатков тут же встречены перекристаллизованные членики от стеблей *Crinoidea* и, кроме того, один проблематический обломок, в сечении несколько схожий с известковой водорослью *Mizzia velebitana* Schubert. К сожалению, полное отождествление найденного обломка с указанной водорослью провести не удастся из-за значительно меньшего размера этого ископаемого (наружный диаметр 0,43 мм), большей тонкости его стенок (толщина 0,10—0,11 мм) и более густому расположению ячеек в стенке.¹

¹ Разрез встреченной *Mizzia*?, если не считать маленьких размеров, особенно схож с сечением *Mizzia velebitana* Schubert из Западной Сербии, изображенной в работе Смяича [5] на табл. IX, фиг. 1.

Еще более разрушенные и сильнее перекристаллизованные остатки фауны были обнаружены В. П. Ренгартеном и автором этих строк в мраморах, выступающих на склонах небольшой седловинки, служащей перевалом из долины, спускающейся с южного склона Пшартского гребня непосредственно к посту Памирскому в более крупную долину, первую к западу от поста. Здесь в мраморах были обнаружены многочисленные членики от криноидей, которые иногда достигают довольно крупных размеров. Такие же членики криноидей, но в еще более худшем состоянии были встречены в третьем известном пункте выхода сланцево-мраморной толщи — на правом берегу р. Ак-су, вблизи устья широкой сухой долины Сенустанын-сай. Одновременно с ними тут были также обнаружены мелкие, неясные, совершенно перекристаллизованные ядра брахиопод (?). Сохранность этих ядер такова, что даже определение класса ископаемых, к которым они относятся, не может быть произведено с большой уверенностью.

Скверная сохранность всей встреченной фауны не позволяет точно судить о возрасте заключающих ее осадков. Но присутствие, с одной стороны *Fusulinella* ex gr. *bocki* Möller и *F-lla* ex gr. *rhomboides* Lee et Chen, а с другой — весьма архаичного *Triticites* n. sp. делает как-будто наиболее правдоподобной мысль об отнесении этой свиты к самым верхам среднего карбона или низам верхнего. Нам кажется, что факт нахождения известковой водоросли близкой к типично пермской *Mizzia velebitana* Schubert не противоречит этому определению, так как наблюдения над верхнепалеозойскими отложениями Урала показывают, что и там аналогичные образования встречаются в гораздо более древних, чем пермь, отложениях и, в частности, в осадках среднего и низов верхнего карбона.

Мощность сланцево-мраморной свиты подвержена значительным колебаниям. Для ближайших окрестностей поста Памирского замеры, произведенные В. П. Ренгартеном, дают величину ее мощности равной 500—800 м. По направлению к востоку мощность, повидимому, довольно быстро падает. Во всяком случае, в устье долины Сенустанын-сай, всего в 27 км к востоку от поста Памирского, мощность мраморной свиты не превышает 300—350 м. Попутно с уменьшением мощности, в этом месте изменяется и литологический состав толщи: сланцевые пропластки сильно утончаются, многие из них исчезают вовсе и в основном почти весь разрез представлен одними мраморами.

3) **Песчано-сланцевая свита** ($C_3^2 - P_1^1$?). Третья свита описываемого верхнепалеозойского разреза характеризуется исключительным развитием сланцев и песчаников. В этой толще, по литологическому характеру чрезвычайно близкой к флишевым образованиям Кавказа и Альп, сланцы решительно преобладают над песчаниками. Они —

глинистые или аспидные, обычно темносерой или, чаще, черной окраски, в большей или в меньшей степени подверженные кливажу, который часто весьма совершенен.



Характер выветривания аспидных сланцев Character of weathering of slates in the Southwestern Pamirs.

Счень интересной разновидностью являются черные аспидные сланцы с шестоватой и игольчатой отдельностью. При выветривании и разрушении пачек, сложенных этой разновидностью, возникают значительные осыпи, образованные скоплением тонких шестоватых или иглоподобных обломков сланцев, которые иногда достигают до полуметра

и даже более в длину. Прилагаемая фотография иллюстрирует характер выветривания этих сланцев (стр. 113).

На ряду с глинистыми или аспидными сланцами в этой свите значительное распространение получают также известково-алевроитовые сланцы. Эти сланцы обычно интенсивной черной окраски. Местами они отчетливо ожелезнены. Черный или интенсивный темный цвет всех сланцев этой толщи зависит от содержания в породе углистого вещества. По данным В. П. Ренгартена, глинистая масса аспидных сланцев под микроскопом является пятнистой вследствие легкого окварцевания и развития серицита.

Петрографический состав песчаников, чередующихся с аспидными сланцами, довольно однообразный. Основной разностью здесь являются темносерые, иногда буроватые, кварцевые, железистые, мелко-, средне- и даже крупнозернистые песчаники с хорошо окатанными песчинками. Сортировка песчинок обычно хорошая. Преобладающий состав их кварцевый; в подчиненном количестве встречаются песчинки из кремнистых или глинисто-кремнистых пород и из полевых шпатов (главным образом микроклина). Цемент песчаников мелкопесчанистый, иногда алевролитовый, с глинистым материалом; в цементе встречаются серицит, карбонаты, железистый материал; при большей метаморфизации появляются вторичный кварц, слюды и хлорит.

В нижних частях свиты количество цемента в песчаниках увеличивается. Тут уже отчетливо бросается в глаза хорошая, иногда совершенная окатанность более крупных кварцевых песчинок и худшая — более мелких. На ряду с этим здесь местами проявляется разъедание кварцевых песчинок. Метаморфизация кварцевых песчаников, как правило, очень слабая, нарастающая по мере приближения к гранитным интрузиям. В местах же, удаленных от изверженных масс, метаморфизация подчас отсутствует вовсе или сказывается на отдельных участках в виде легкого изменения одного лишь цемента.

Выше было уже отмечено, что в количественном отношении внутри песчано-сланцевой толщи песчаники заметно уступают сланцам. Обычно они слагают сравнительно маломощные (до 0.5 и 0.75 м) прослои, чередующиеся со значительно более мощными пачками аспидных сланцев; при этом само распределение песчаниковых прослоев в разрезе неравномерное. Примером сказанному может служить один из наиболее полных разрезов песчано-сланцевой толщи, обнажающийся в нижней части долины р. Северный Агалхар на северном склоне хребта Базардара. Здесь отчетливо видно, как наибольшее количество песчаных прослоев падает на нижнюю и верхнюю части 1.5-километровой толщи, в то время как средние ее горизонты сложены почти исключительно одними сланцами. Любопытно, что прослои песчаников в верх-

ней части этой толщи группируются внутри отдельных пачек в 20—25—30 м мощности, а разделяющие их сланцевые интервалы до 40—55 м почти вовсе лишены их.

Примерно такая же картина наблюдается и в более восточных выходах песчано-сланцевой толщи, например, на участке к югу и юго-востоку от массива Мын-хаджир, на правобережье Ак-су вблизи р. Тохтамыш, в бассейне Западной Шинды, в окрестностях Кызыл-рабата и т. д. Во всех этих местах особой равномерности в распределении песчаниковых прослоев не наблюдается, и здесь также часто песчаниковые прослои скапливаются внутри отдельных пачек.

Из других разностей пород, присутствующих в составе песчано-сланцевой толщи, надлежит отметить очень редкие линзы кварцитов и темносерых железистых мергелей. Последние, по наблюдениям В. П. Ренгартена, в окрестностях поста Памирского развиты только в верхах свиты аспидных сланцев. Кроме них, в районе к западу от поста Памирского также в верхах толщи аспидных сланцев встречаются небольшой мощности пачки (до 10—12 м) желтовато или буроватосерых, мелкозернистых, очень сильно рассланцованных известняков без фауны. Совершенно особый интерес представляет находка В. П. Ренгартена в устье Южного Агалхара среди черных аспидных сланцев прослоев песчано-глинистых сланцев с реликтами довольно крупных кристаллов окварцованных полевых шпатов и листочков биотита. Эта находка указывает, что первоначальная примесь туфогенного материала к нормальным осадочным породам не прекращалась и в момент отложения песчано-сланцевой толщи. Как будет видно дальше, это обстоятельство оказывается весьма существенным в деле сравнения верхнекаменноугольных и нижнепермских осадков Восточного Памира и Дарваза и позволяет устанавливать единство вулканических проявлений для указанных обеих стран.

Мощность песчано-сланцевой толщи — порядка 1 000—1 500 м. К сожалению, во многих разрезах, как западных (Куберганды, Дейре, Агалхар), так в особенности восточных (массив Мын-хаджир, урочище Ранг, окрестности Тохтамыша, р. Шинды и т. д.), полную мощность песчано-сланцевой свиты сосчитать невозможно за необнаженностью самых нижних ее горизонтов. Поэтому трудно сказать, в каких вообще пределах колеблется ее действительная мощность и существует ли какая-либо закономерность в этих изменениях.

Заканчивая на этом описание песчано-сланцевой свиты, следует только указать, что в фаунистическом отношении она является почти совсем немою. Единственные находки, сделанные в этой толще В. П. Ренгартеном и нами, заключаются в одном полуразрушенном, а потому точно не определимом *Dentalium* sp. и двух маленьких

гладких брахиопод, по наружному облику весьма похожих на молодые *Martinia*. В верхах и средней части песчано-сланцевой толщи встречаются еще проблематические растительные остатки и проблематические же образования, напоминающие следы ползания животных. К сожалению, все эти остатки не определяют с точностью возраст песчано-сланцевой свиты, и ее положение в разрезе устанавливается лишь на основании учета ясных стратиграфических взаимоотношений с выше- и нижележащими, фаунистически охарактеризованными толщами. Эти же данные позволяют считать песчано-сланцевую толщу Юговосточного Памира по возрасту отвечающей середине и верхам верхнего карбона и самым низам нижней перми.

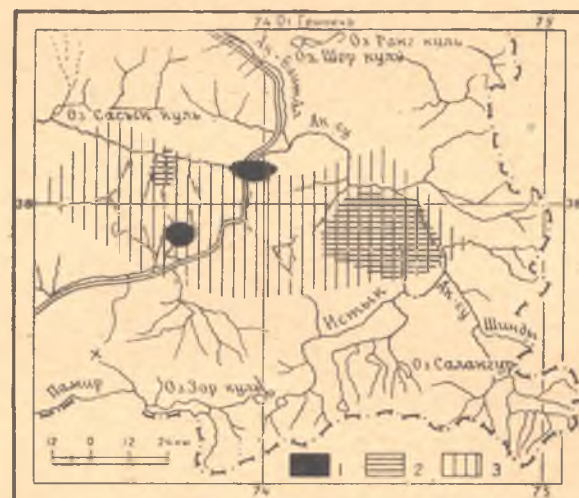
4. Известняково-сланцевая свита (P^{2a}). Свитой аспидных сланцев заканчивается разрез нижней части верхнепалеозойской толщи, отличающейся весьма скудной палеонтологической характеристикой. Начиная с четвертой, известняково-сланцевой толщи (согласно налегающей на песчано-сланцевую и связанной с ней¹ постепенным переходом), разрез верхнепалеозойских отложений Юговосточного Памира фаунистически охарактеризован значительно полнее. Благодаря этому в нем удается выделить ряд более мелких свит и горизонтов, которые достаточно подробно расчленяют вышележащую серию осадков.

В своем основании разрез известняково-сланцевой толщи начинается чередованием темносерых или синеватосерых глинистых, известковистых и мергелистых сланцев с менее мощными и более редкими прослойками известняков. Обычно в самом основании толщи известняки либо среднекристаллические, либо детритусовые; в последнем случае для породы характерно большое содержание обломков члеников криноидей, обрывков веточек мшанок и несколько перемытых или переломанных раковин фораминифер. Окраска известняков в этой части толщи варьирует от серой до темносерой; при выветривании порода приобретает легкий желтоватый оттенок. Известняки отчетливо слоистые, ясно пластующиеся, в редких случаях несколько рассланцованные. Местами порода пиритизирована.

Количественные отношения между сланцами и известняками таковы, что в нижней части описываемой толщи известняки уступают сланцам. Пласты известняков здесь редко превышают 4—5 м мощности (обычно тоньше — порядка 0.80—1.30 м); пачки же сланцев достигают 7—10 и даже 12 м. По направлению вверх мощность отдельных сланцевых прослоев довольно ощутительно падает, почему количественные соотношения между ними изменяются в сторону преобладания известняков.

¹ За исключением нескольких участков к югу от поста Памирского.

Начиная со второй четверти разреза, среди известняков этой свиты появляется более грубодетритусовая разность, характеризующаяся органическими обломками до 3—4—5 и даже 10 мм в поперечнике. На ряду с этим здесь встречаются также первые маломощные прослойки обломочного известняка, роль которого, однако, в этой толще второстепенная. Среди грубодетритусового известняка появляются также первые, довольно крупные кремневые стяжения караваеподобной, линзовидной



Карта распределения туфогенных фаций в верхнепалеозойских отложениях Юговосточного Памира.

Map showing the distribution of tuffaceous facies in the Upper Palaeozoic deposits of the Southeastern Pamirs.

1 — туфогенные фации верхнего карбона и начала нижней перми; 2 — туфогенные фации конца нижней перми; 3 — туфогенные фации конца верхней перми.

1. — tuffaceous facies of the Upper Carboniferous and early Lower Permian; 2. — tuffaceous facies of the late Lower Permian; 3. — tuffaceous facies of the late Upper Permian.

или пластообразной формы. С движением вверх число этих стяжений растёт и в верхних частях свиты встречаются уже прослойки, нацело замещенные кремнем.

В пределах двух участков, отвечающих: один — долине р. Северный Агалхар (северный склон Базардаринского хребта), а другой — бассейну рр. Кур-истык и Шурбулак-сай 2-й (левые притоки Ам-су), разрез известняково-сланцевой толщи существенно меняется. Здесь чистые кристаллические или органогенно-обломочные известняки нижней половины свиты почти нацело замещаются буроватыми или слегка зеленоватыми известковыми туфами с большим количеством пирокластического материала; при этом обломки изверженных пород в них состоят преимущественно из основных порфиритов. Эти облом-

ки почти повсеместно сильно разложены, карбонатизированы или ожелезнены. Иногда вокруг них появляются своеобразные бурые каемки железных окислов. Появление туфогенных пород в низах известняково-сланцевой толщи P_1^{2a} приурочено исключительно ко второй полосе распространения верхнепалеозойских осадков (рис., стр. 117).

В наиболее восточных разрезах характер известняково-сланцевой толщи также значительно изменен, но тут различие сводится либо к исчезновению большинства глинистых сланцевых прослоев (Ак-су), либо, наоборот, к выклиниванию известняковых пачек (Истык)¹. Одновременно происходит сильное общее сокращение мощности толщи. Сокращение мощности в отдельных разрезах к востоку от долины Ак-су столь велико, что вся известняково-сланцевая толща, вместо обычных на западе 200—240 м мощности, в целом не превышает 20—25 м.

Для более полной характеристики всех особенностей строения известняково-сланцевой толщи в различных участках Юговосточного Памира рассмотрим некоторые особенно типичные ее разрезы, изученные нами на р. Мургаб по Северному Агалхару, по р. Кара-су, в окрестностях массива Мын-хаджир, по р. Кок-чаги, на р. Куберганды, на р. Истык, по р. Ак-су у Кызыл-рабата (массив Тешик-таш) и т. д. (табл. 5). Из всех этих разрезов первые два иллюстрируют строение известняково-сланцевой толщи в первой выделенной нами полосе развития верхнего палеозоя, 7-й, 10-й и 11-й (по порядку, считая слева) — во второй и, наконец, 13-й, 15-й, 16-й, 17-й, 18-й и 20-й — в третьей, самой южной полосе.

В палеонтологическом отношении известняково-сланцевая толща является первой свитой, заключающей достаточно богатую и разнообразную фауну. Едва ли не самым характерным является то, что в ней присутствуют почти исключительно одни фораминиферы и аммоны. Остальные группы ископаемых отходят на второй план и даже исчезают вовсе. В смысле распределения фауны в разрезе наблюдается выдерживающаяся закономерность, заключающаяся в приуроченности аммонитов к сланцевым толщам, а фораминифер — к известняковым. В верхних частях свиты количество аммоней сильно падает. Сохранность их обычно скверная; их раковины измяты, передавлены, иногда разломаны на мелкие обломки.

Наиболее богатая ассоциация головоногих известна из нижней трети толщи. Отсюда происходят около 30 форм, найденных нами на р. Куберганды и изученных и описанных О. Г. Туманской [23]. Наиболее

¹ На р. Истык в некоторых разрезах исчезают решительно все известняковые и кремнистые прослои и известняково-сланцевая толща там представлена одними темными глинистыми сланцами с аммонейми (табл. 5).

характерными видами аммоней здесь являются: *Popanoceras pamiricum* Тоум., *P. kubergandensis* Тоум., *P. pygmeum* Тоум., *Stacheoceras discoidale* Тоум., *Medlicottia trautscholdi* Gemm. var. *pamirica* Тоум., *Artinskia mediterranea* Тоум., *Sicanites mojsisovicsi* Gemm., *Sundaites dutkevitchi* Тоум., *Propinacoceras karpinskyi* Тоум., *P. naliivikini* Тоум., *P. kubergandensis* Тоум., *P. longus* Тоум., *Paraceltites edelsteini* Тоум., *Agathiceras asiaticum* Тоум., *Adrianites elegans?* Gemm., *A. aff. insignis* Gemm., *A. permicus* Тоум., *A. planus* Тоум., *Glyphioceras (Nomismoceras) meneghini* Gemm. etc. По мнению Туманской эта фауна со всей очевидностью указывает на необходимость отнесения известняково-сланцевой толщи к верхам нижней перми и возможность параллелизации ее с пермо-карбоном Крыма, пермскими отложениями Сицилии и Word formation Тексаса. По сравнению с пермской фауной Тимора обнаруженная на р. Куберганды ассоциация аммоней носит как бы промежуточный характер между комплексами, присущими Vitauni и Basleo.

Повидимому, к самому основанию известняково-сланцевой свиты приурочена находка И. Г. Баранова в 1934 г. на р. Буз-тере своеобразной аммонитовой фауны в серых мелкозернистых известняках, тектонически зажатых среди более молодых пермских отложений. К сожалению, по данным Баранова в этом месте известняки с аммонейми отделены от всех остальных пород крупными тектоническими разрывами и поэтому точное положение их в разрезе неизвестно. Здесь встречены: *Parapronotites timorensis* Haniel, *Popanoceras busterensis* Тоум., *P. haniell* Smith, *Stacheoceras (Marathonites) sp.*, *Thalassoceras asiaticum* Тоум., *Medlicottia busterensis* Тоум., *Propinacoceras baranowi* Тоум., *Agathiceras sp.*, *Adrianites busterensis* Тоум., *Perrinites subcumminsi* Haniel, *P. subcumminsi* Haniel var. *pamiricum* Тоум. etc. По сравнению с кубергандинской эта фауна является несколько более древней и, по мнению О. Г. Туманской, определявшей и эту фауну, должна быть сопоставлена с фауной Vitauni Тимора (средняя часть нижней перми). В средних и верхних частях разреза известняково-сланцевой толщи аммониты, как уже говорилось выше, встречаются реже, и сохранность их значительно более худшая. Из этих горизонтов на р. Куберганды и по р. Северный Агалхар нам удалось добыть лишь несколько разрушенных раковин, оказавшихся: *Propinacoceras karpinskyi* Тоум. (?), *Propinacoceras sp.*, *Agathiceras sp.*, *Adrianites sp.* и, наконец, *Glyphioceras (Nomismoceras) sp.* (определения О. Г. Туманской).

Значительно более разнообразна в рассматриваемой толще микрофауна. Она представлена целым рядом семейств фораминифер, среди которых преобладают *Nodosariidae*, *Palaeotextulariinae* и в особенности

Fusulinidae (табл. 1, графа 13). Из последних здесь встречаются как примитивные формы, относящиеся к родам *Schubertella*, *Staffella* и *Fusulinella*, так и высокоспециализированные — *Doliolina*, *Cancellina* и даже *Neoschwagerina*. Находка руководящих форм — *Fusulinella simplex* Lange, *F-lla phairayensis* Colani, *Pseudofusulina krafftii* Schellw. et Dyhr., *Cancellina primigena* Hayden, *Doliolina claudiae* Deprat и только в самых верхах толщи — *Neoschwagerina craticulifera* Schwager заставляет параллелизовать эту свиту с зоной *Cancellina nipponica* акасаковского разреза Японии и с горизонтами Ban Na Theut и Song Thuong Тонкина и Лаоса (Индо-Китай). Мелкие фораминиферы, здесь обнаруженные, во многом сходствуют с таковыми из „средней“ перми Суматры [41]. Некоторые формы тождественны с найденными в пермо-карбоне Крыма, нижней перми Далмации, Ирана, Сицилии и т. д. В целом, микрофауна подтверждает определение возраста известняково-сланцевой толщи, сделанное на основании изучения аммонитов.

5. Кремнисто-известняковая свита (P_1^{2b}). Непосредственно на известняково-сланцевой свите располагается пятая выделенная нами толщина верхнепалеозойских отложений Юговосточного Памира — кремнисто-известняковая. В противоположность предшествующей толще этот горизонт не отличается резко выраженной самостоятельностью и в ряде разрезов вследствие исключительно тесной связи и незаметного перехода его невозможно отделить от известняково-сланцевой толщи. Наиболее типично он развит в западной части интересующей области, в бассейнах рр. Куберганды, Дейре, Северный Агалхар, Кара-су и т. д.

В сложении этой свиты принимают участие серые или слегка желтоватые детритусовые известняки, мелкозернистые плотные и кремнистые известняки и, наконец, кремнистые и известковистые сланцы. Темно-серые глинистые и мергелистые сланцы, столь сильно развитые в нижележащей толще, здесь почти совершенно отсутствуют; также отсутствуют и грубодетритусовые известняки. Обычные же детритусовые известняки здесь неотличимы от нижележащих, разве лишь уступая им в мощности отдельных прослоев. В детритусовых известняках развивается большое количество кремневых стяжений, которые достигают крупной величины. Из всех перечисленных выше разностей на ряду с детритусовыми известняками главенствующее положение в сложении свиты играют кремнистые породы — серые кремнистые сланцы и светлосерые, иногда слегка голубоватые тонкоплитчатые известняки. По преобладанию в свите детритусовых известняков и кремнистых пород нами и предложено именовать ее „кремнисто-известняковой“.

Интересной породой, также часто встречающейся здесь совместно с кремнистыми сланцами, являются очень плотные, тонкоплитчатые, серые или более темные фтаниты.

В самых верхах свиты местами появляются тонкие пропластки зеленоватых, буроватых или фиолетовых мергелей и кремнистых сланцев, которые предопределяют постепенный переход от кремнисто-известняковой толщи к вышележащей нижней фиолетовозеленой кремнистой свите. Чередование пластов внутри кремнисто-известняковой толщи довольно частое; оно определяется мощностью отдельных прослоев до 0.5—1.0—1.5 м. Мощность всей свиты, в целом, не превышает 35—40 м.

Для иллюстрации деталей сложения кремнисто-известняковой толщи рассмотрим несколько типичных разрезов ее, составленных на р. Куберганды по р. Кара-су, на Истыке, в окрестностях Кызыл-рабата и т. д. (табл. 5).

Из рассмотрения этих разрезов вытекает некоторое общее сокращение мощности свиты в восточном направлении, т. е. в том направлении, в котором происходит изменение ее литологического состава и исчезновение резкой границы между нею и нижележащей толщей.

По сравнению с известняково-сланцевой толщиной фауна кремнисто-известняковой свиты испытывает довольно резкое сокращение видового состава. Здесь исчезают целиком все аммониты. Число фораминифер также уменьшается. Наибольшему сокращению среди последних подвергаются мелкие корненожки, в первую очередь — нодозарии, денталины, шпанделины, криброденерины и аммописциды. Из фузулинид исчезает большинство шубертелл, фузиеллы, оробисасы, почти все фузулиеллы, ряд псевдофузулии и вербеикины. Некоторый расцвет испытывают лишь пахифлоиды (*Pachyphloia*), которые обогащаются тремя новыми видами. Из фузулинид существенно подчеркнуть присутствие тут в большом количестве особей *Neoschwagerina craticulifera* Schwager (руководящая форма горизонта Song Thuong нижней перми Индо-Китая, зоны *N. craticulifera* нижней же перми Японии и „среднепермской“ толщи Маокон Южного Китая), чем это имело место в верхах известняково-сланцевой свиты. Кроме того, в одном разрезе кремнисто-известняковой толщи на р. Кара-су была встречена одна маленькая, сильно разрушенная раковина, несколько напоминающая суматрину. Сохранность встреченного ископаемого такова что даже точное родовое определение его невозможно, хотя наличие маленьких, повидимому гомогенных, спиральных и аксиальных септул и заставляет отнести эту форму скорее именно к указанному роду. Список всех встреченных корненожек приведен в графе 14 уже упоминавшейся выше табл. 1.

6. Нижняя фиолетовозеленая кремнистая свита (P_1^{2c}). Шестая свита верхнепалеозойского комплекса Юговосточного Памира по принятой нами номенклатуре носит название „нижней фиолетовозеленой кремнистой толщи“.

И действительно, большое развитие в ней фиолетовых или зеленоватых кремнистых сланцев, тонко перемежающихся с более светлыми, серыми, голубоватосерыми или желтоватыми тонкоплитчатыми плотными и также кремнистыми известняками, придает всей толще в целом весьма своеобразный тонкополосчатый вид, в котором господствуют отмеченные выше оттенки. Кроме известняков и сланцев, немалую роль в сложении этой толщи приобретают и фтаниты — плотные тонкоплитчатые, иногда тонкослоистые кремневые породы серого или желтоватосерого цвета, при выветривании несколько светлеющие и дающие остроугольную, очень твердую щебенку. В фтанитах под микроскопом кое-где удается обнаружить очень неясные следы разрушенных радиолярий. Учитывая полное отсутствие какой-либо иной фауны в этой толще, эти радиолярии свидетельствуют об установлении особого фациального режима в момент отложения фтанитов, может быть, связанного с обогащением в определенный момент водной среды большим количеством кремнекислоты. Последняя могла в нее попасть при мощных подводных извержениях, по-видимому, часто имевших место на Памире (особенно в северной его половине) в нижней верхнепермскую эпоху.¹

Чередование прослоев фтанитов, кремнистых известняков и сланцев внутри описываемой толщи очень частое. Оно обусловлено крайне малой мощностью отдельных слоев, не превышающей для фтанитовых известняковых пластов 4—5 см, а для сланцевых прослоев 2—3 см. Более или менее однородный литологический состав сланцев и фтанитов сказывается в том, что при выветривании и разрушении пластов порода не расщепляется по обособленным тонким прослойкам и, таким образом, даже в обломках сохраняется пестрый, тонкополосчатый облик породы.

В распределении фиолетовых и зеленых разностей сланцев внутри кремнистой толщи очень часто наблюдается определенная закономер-

¹ Для лиц, знакомых с Уралом, невольно возникает желание сопоставить условия осаднения фиолетовозеленой кремнистой свиты Юговосточного Памира с фациальной обстановкой отложения нижедевонских яшмовых толщ восточного склона Южного Урала. Как и кремнистые пермские осадки на Памире, южноуральские яшмовые толщи нижнего девона отлагались в момент достаточно интенсивной подводной вулканической деятельности, сопровождаемой значительными излияниями основных лав и накоплением мощных туфовых толщ. Для яшмовых толщ Урала тесная генетическая связь между ними и основными излияниями в последнее время неоднократно подчеркивалась рядом исследователей (напр. [6]).

ность, сказывающаяся в преобладании зеленых сланцев в нижней половине свиты, а фиолетовых — в верхней. Бывает, однако, и обратное расположение фиолетовых и зеленых разностей. Наконец, в двух-трех случаях (на р. Куберганды и на р. Истык) наблюдается переслаивание отдельных пачек небольшой мощности, содержащих то фиолетовые, то зеленые сланцы. Последнее, однако, не мешает очень легко распознавать данную свиту в поле и благодаря этому пользоваться ею при картировании в качестве опорного горизонта. Мощность нижней фиолетовозеленой кремнистой толщи обычно колеблется в пределах от 5 до 35—40 м, причем колебания эти не подчинены какой-либо общей закономерности и часто происходят на коротких расстояниях. В одном случае, в бассейне р. Куберганды, мощность нижней фиолетовозеленой свиты сильно увеличивается и достигает 70—80 м.

7. Свита конгломератовых известняков (P_1^{2a}). Седьмая толща верхнепалеозойского разреза интересующей области, — свита конгломератовидных известняков, — отличается особым разнообразием пород, входящих в ее состав. Как уже явствует из ее названия, доминирующими породами здесь являются различного типа обломочные известняки, иногда переходящие в настоящие известняковые конгломераты. Реже встречаются детритусовые, мелкообломочные и среднезернистые известняки; кое-где попадаются пачки тонкоплитчатых плотных кремнистых и чистых микрозернистых известняков, которые переслаиваются с кремнистыми и известковистыми сланцами. Своеобразными породами являются фиолетовые или красноватобурые мергели с довольно крупными, обычно вытянутыми параллельно слоистости обломками белых или светлосерых мраморизованных известняков. Окатанность обломков в этих мергелях очень слабая. Иногда известняковые обломки вовсе не окатаны и порода приобретает брекчиевидный характер.

Среди обломочных известняковых пород преобладают серые или желтоватосерые, иногда слегка буроватые, массивные или толстопластующиеся конгломератовидные известняки со средними размерами относительно редко рассеянных галек, которые сидят в детритусовом или мелкообломочном, местами несколько доломитизированном цементе. Окатанность более крупных галек — средняя или слабая; более мелкие обломки, как правило, окатаны очень слабо или вовсе не окатаны. Обращает на себя внимание, что большинство обломков состоит из той же породы, что и основная масса (цемент) известняка. Местами же обломки носят определенно иной характер, и в таком случае петрографический состав их чаще всего в точности совпадает с таковым отдельных разностей нижней фиолетовозеленой кремнистой или кремнисто-известняковой свит. Все это с достаточной определенно-

стью свидетельствует о наличии некоторого небольшого размыва и переотложения осадочного материала в момент образования описываемой толщи. В пользу этого говорит также быстрая изменчивость мощности нижней фиолетовозеленой кремнистой толщи, возникающая местами на столь коротких расстояниях, что исключает возможность объяснения ее простыми фациальными причинами.

Судя по тому обстоятельству, что почти во всех разрезах Юговосточного Памира нижняя фиолетовозеленая кремнистая толща все же согласно подстилает свиту конгломератовидных известняков и почти нигде не исчезает полностью, следует признать, что за редким исключением¹ размыв осадков на границе между указанными двумя свитами был в достаточной степени слаб. Очень вероятно его тесная связь с мелкими подвижками морского дна, которые выводили то один, то другой участок данной поверхности из более глубокой и спокойной области моря в зону прибоя, где и происходили размыв и переотложение материала. Совершенно несомненно, что в главной своей части и в первую очередь этот размыв сказывался на разрушении свежееотложенных осадков. Тождество состава большинства обломков описываемых известняков с составом цементирующей их массы служит хорошим доказательством сказанному. Следует также отметить, что разрушению и переотложению подвергались не только обломки пород, но также и раковины тех ископаемых, которые заключены в основной массе породы. Почти повсеместно раковины здесь встречающихся крупных фораминифер — вербеекин, неошвагерин и ябеин — разломаны, отдельные куски их вовсе отсутствуют и места разломов зачастую имеют округленные, обмытые очертания, которые служат верным признаком их окатанности и переотложения. Мелкие корненожки, как подоцарииды, палеотекстуляриины, фузулинеллы и, в меньшей степени сферические долиолины по причине их малых размеров такому сильному разрушению не подвергались; вероятно, это объяснялось защитой их от разрушения более крупными обломками, между которыми они укрывались.

Повидимому, в связи с беспокойными условиями образования осадков свиты конгломератовидных известняков стоит также и довольно разнообразный характер разреза всей свиты в целом. Очень часто пачки детритусового известняка или переслаивающихся кремнистых сланцев и фтанитов вклиниваются значительными прослоями

¹ Единственное место, где нами был констатирован более сильный размыв верхнепермским морем отложений нижней перми, соответствует долине р. Кок-чаги. Здесь конгломератовидные известняки P_2^{1a} непосредственно залегают на сильно уменьшенных в мощности детритусовых известняках P_1^{2a} с полным исчезновением кремнисто-известняковой и нижней фиолетовозеленой свит на контакте (табл. 5).

в массу конгломератовидного известняка и нарушают его непрерывность. Еще чаще эти породы слагают довольно крупные обособленные линзы до 2—3 м толщиной и 5—15—20 м в поперечнике. Как правило, эти линзы беспорядочно рассеяны среди обломочного известнякового материала. В северных и северо-восточных разрезах, вблизи поста Памирского и на Мын-хаджире, количество нормальных, не грубообломочных известняков (детритусовых, среднезернистых, микрозернистых) настолько сильно увеличивается, что они сильно сокращают развитие конгломератовидных и брекчиевидных разностей, и последние здесь иногда образуют лишь изолированные линзоподобные тела, едва ли превышающие несколько метров мощности каждое.

В более южных и югозападных разрезах, соответствующих западным частям второй и третьей полосы распространения верхнего палеозоя на Юговосточном Памире, намечается наиболее резко выраженная группировка всех детритусовых, кремнисто-известняковых и сланцевых прослоев в одну пачку ограниченной мощности, тяготеющую к средней части свиты. Вследствие этого создается впечатление относительно расчленения в указанных местах толщи конгломератовидных известняков на два обособленных горизонта обломочных пород, разделенных между собой промежуточным интервалом, лишенным последних. В качестве иллюстрации такого типа строения толщи можно сослаться на разрез обн. № 138 на южном склоне массива Мын-хаджир или обн. № 21 на р. Кара-су, приведенные в табл. 5. В этих местах верхняя и нижняя пачки конгломератовидных известняков отделены друг от друга интервалами в 38 и 30 м, сложенными тонкоплитчатыми фтанитами, кремнистыми сланцами и микрозернистыми, среднезернистыми и детритусовыми известняками. Общая мощность всей толщи, в целом, при этом достигает около 85 м. При появлении промежуточной прослойки необломочных известняков нижняя пачка конгломератовидных известняков обычно значительно уступает в мощности верхней. Это не мешает ей, однако, заключать в себе главную массу органических остатков, попадающихся в данной свите.

Мощность толщи конгломератовидных известняков колеблется от 12 до 95 м. Эти колебания не подчинены какой-либо определенной закономерности. Можно только отметить, что в пределах первой полосы распространения верхнепалеозойских осадков мощность обычно меньше, чем в более южных.

Во второй полосе очень условно намечается возрастание мощности конгломератовидных известняков по направлению к востоку (на Кок-чаги снова падает).

Отличительной особенностью палеонтологической характеристики рассматриваемой толщи является обогащение ее значительным коли-

чеством крупных высокоспециализированных фораминифер семейства *Fusulinidae*, при почти полном исчезновении макрофауны. В этой свите впервые встречаются многие наиболее прогрессивные виды швагерин, ябеины и суматрины. Мелких фораминифер также много, но все же их меньше, чем в известняково-сланцевой толще. Среди последних преобладают туберитины, нодозарины и палеотекстулярины. Из более примитивных фузулинид обращает на себя внимание наличие большого числа особей фузулинелл и псевдофузулин. Среди псевдофузулин доминируют толстостенные массивные формы, преимущественно относящиеся к группе *Pseudofusulina japonica* G ü t h e l (табл. 1, графа 16).

Находка ассоциации: *Sumatrina annae* Volz, *Yabeina*, *Neoschwagerina* cf. *katoii* Ozawa, *N. colaniae* Ozawa, *Verbeekina verbeekii* Gein., *Pseudofusulina bactriana* Dut. и некоторых других форм дает основание параллелизовать толщу конгломератовидных известняков Юговосточного Памира с зоной *Neoschwagerina margaritae* (и, может быть, отчасти с зоной *Yabeina globosa*?)¹ пермского разреза Акасаки (остров Хонсю, Япония), с горизонтом Louong Nhuan Индо-Китая, „среднепермскими“ отложениями Суматры, пермью Афганистана „средней“ пермью Греции и т. д. В трех первых местах указанные горизонты располагаются в средней части перми, начиная собой разрез верхней ее половины. В восточно-памирских разрезах стратиграфическое положение свиты конгломератовидных известняков совершенно такое же: она залегает в средней части фаунистически охарактеризованного пермского разреза и, будучи чрезвычайно тесно связанной с вышележащими осадками в единый комплекс, венчающий верхнепалеозойский разрез, ею также приходится начинать разрез отложений, относимых к верхней перми.

Уже указывалась выше исключительная бедность конгломератовидных известняков макрофауной. Несколько плохо сохранившихся брахиопод, определенных Б. К. Лихаревым (по сборам В. П. Ренгартена) как *Notothyris multilinata* Waag. var. *minuta* Broili (non Waag.) *Productus* sp., несколько почти неопределенных кораллов, убогая фауна мшанок (*Rhombopora* sp., *Fenestella* sp., *Cystodictya* sp.) — вот, в сущности говоря, и все, что известно из макрофаунистических остатков в этой толще. Значительно больший интерес представляют находки известковых водорослей, довольно часто попадающихся наряду с фораминиферами. Большая часть этих водорослей принадлежит к роду *Mizzia*; встречаются формы неотличимые от типичной *M. velebitana* Schuberl. Любопытно отметить, что указанная водоросль в акасаком разрезе приурочена также к верхнепермским отложениям и характе-

¹ По находке *N. cf. katoii* Ozawa.

ризует собой нижние слои зоны *Yabeina globosa* — те самые, откуда происходит *N. katoii*. Другой вид-мицций, *M. japonica* Кагр., встречается там в несколько более древних отложениях — в верхах зоны *Neoschwagerina margaritae*. Все это очень хорошо сопоставляется с результатами, получаемыми на основании сравнения фаун фораминифер Юговосточного Памира и Японии, и подтверждает выводы, сделанные в результате их сопоставления. Для сравнения восточнопамирских разрезов с европейскими появление мицций также представляет большой интерес, поскольку в южноевропейских разрезах — сербских, далматских и пр. — эти ископаемые занимают определенное стратиграфическое положение, будучи приуроченными к верхней перми [36, 47, 52].

К сожалению, точное сопоставление микрофауны толщи конгломератовидных известняков с таковой из указанных европейских разрезов не может быть произведено с надлежащей полнотой из-за плохой изученности верхнепалеозойских микрофаун Южной Европы. Единственными группами, которые в самое последнее время получили некоторое освещение, являются палеотекстулярины и некоторые роды фузулинид [36, 47, 50]. Однако, среди описанных мелких фораминифер, за исключением одной лишь *Cribrogenerina sumatrana* Volz [36], мы не находим каких-либо тождественных видов;¹ что же касается фузулинид, то единственная недавно вышедшая монография по микрофауне пермских отложений Сицилии [50] настолько неудовлетворительна, что, по нашему мнению большинство описанных там форм (за исключением *Schwagerina yabei* Staff, *Neoschwagerina craticulifera* Schwager и нового вида — *Sumatrina gemellaroi* Silvestri требует коренного переопределения.²

¹ Следует иметь в виду, что Ф. Герич, описавший в 1934 г. фауну верхнепермских беллерофоновых известняков из Шашара и Врденека, под наименованием *Bigennerina* (*Climacammina*) *sumatrana* Volz, в сущности говоря, описал два разных вида, относящихся к разным родам: *Cribrogenerina sumatrana* Volz (табл. II, фиг. 12, 13 и 15), тождественную с суматрским голотипом этого вида (ср. указанные экземпляры Горича с рис. 5 на фиг. № 26 в работе Вольца [57] и *Climacammina* n. sp. (табл. II, фиг. 19, 20 и, может быть, фиг. 4 в тексте), — близкую, но не тождественную *Climacammina valouinoides* Lange (экземпляры *Climacammina*? изображенные автором на фиг. 5 в тексте и на табл. II фиг. 14, по нашему мнению, не могут получить точного видового определения).

² Чтобы не быть голословным укажем, что описанные А. Силвестри „*Fusulina cylindrica* Fischer“ по внутреннему своему строению, форме раковины и размерам решительно отличается от типичных среднекаменноугольных *Fusulina cylindrica* Fischer, широко распространенных в Подмосковном бассейне, на Урале и в Донбассе; эта форма, очевидно, тождественна с *Pseudofusulina krafftii* Schellwet. Dühr. с которой у ней общая характерная субцилиндрическая форма раковины со слегка приплюснутыми полюсами, одинаковая степень развития аксиальных уплотнений, сход-

8. Верхняя фиолетовозеленая кремнистая свита (P_2^{1b}). Согласно на конгломератовидных известняках P_2^{1a} залегает толща до 40 м мощности, сложенная породами, литологически очень схожими с теми, которые образуют нижнюю фиолетовозеленую кремнистую толщу. Здесь также преобладают фиолетовые и зеленые кремнистые сланцы, часто чередующиеся с ними серые, желтоватосерые или слегка буроватые кремнистые известняки и фтаниты и серые тонкоплитчатые микрозернистые известняки. На ряду с этими породами (отличие от нижней фиолетовозеленой свиты) встречаются редкие тонкие пропластки красноватобурого или фиолетового известнякового конгломерата и брекчиевидного известняка с относительно редко рассеянной микрофауной. Прослои обломочных пород обычно маломощны (до 0.80—1.0 м). В верхней части свиты преобладают кремнистые сланцы, окрашенные в довольно интенсивный фиолетовый цвет. Как показывают микроскопические исследования этих пород, фиолетовая окраска их обязана загрязнению породы значительным количеством железных окислов. Кроме фиолетовых кремнистых сланцев, в верхах разреза встречаются также сланцеватые мергели и фиолетовые же мягкие глинистые сланцы. Эти породы образуют отдельные пачки не свыше 3—4 м мощности, которые, как правило, приурочены к самой границе данной свиты с вышележащей.

ные по форме и характеру арочки и одинаковая степень складчатости септ в аксиальной зоне. Следующая сицилийская форма — *Fusulina prisca* Ehrenberg*, также не имеет ничего общего с настоящей *Pseudofusulina prisca* (Ehrenberg) — руководящей формой низов верхнего карбона Урала и Северного края. К сожалению, автор приводит только один парааксиальный разрез сицилийский *F. prisca** и это затрудняет ее точное видовое определение. Однако, интенсивность септальной складчатости, образование массивных, довольно высоких, часто трапециoidalных арочек при общей веретенообразной форме раковины (с некоторой тенденцией к субцилиндрическим очертаниям в медиальной части с несомненностью доказывает необходимость отнесения этой псевдофузулины к группе *Pseudofusulina japonica* Gumbel. Третья форма из сицилийских фузулин со складчатыми септами — *Fusulina montipara* (Ehrenberg)* определена еще менее верно. Вместо присущей русским *Triticites montiparus* (Ehrenberg) правильной веретенообразной формы раковины, слабоскладчатых септ и значительно развитых хомат, у сицилийской *Fusulina montipara** мы встречаемся с необычайной сильно выдутой, близкой к шарообразной форме раковины, очень сильной повсеместно развитой септальной складчатостью и полным отсутствием хомат. Не предвещая окончательного видового (и даже родового) определения этой формы (как и в случае с *F. prisca** автор не дает для нее ориентированных сечений), нам кажется все же наиболее вероятным, что в данном случае имеем дело с новым видом. Во всяком случае, в известной нам литературе мы не нашли ни одной формы, с которой можно было бы отождествить данное ископаемое.

Последним сицилийским видом, требующим переопределения, является *Fusulinella bocki* Möller*, хорошо ориентированный аксиальный разрез которой приведен Silvestri на табл. III фиг. 6 своей монографии. По большому количеству оборотов

Присутствие прослоев обломочных пород с микрофауной значительно облегчает составление палеонтологической характеристики этой толщи. Как видно из рассмотрения графы 17 табл. 2 тут встречается небольшая фауна корненожек, представленная почти исключительно одними мелкими фораминиферами.

В большинстве случаев это — те же формы, которые встречаются в конгломератовидных известняках P_2^{1a} . Полное отсутствие высокоспециализированных фузулинид, по которым производится корреляция пермских отложений Восточной Азии, исключает возможность точного определения возраста этой свиты, пользуясь японским или индокитайским стандартом. По своему стратиграфическому положению в разрезе она должна считаться более молодой, чем отложения Loung Nuan и зона *Neoschwagerina margaritae* указанных стран; однако, действительно ли она соответствует зоне *Yabeina globosa* Японии или горизонту Con Linh или Van Gioi Индо-Китая — в настоящее время сказать невозможно. Нам думается, что резкое сокращение числа ископаемых, произошедшее при переходе от свиты конгломератовидных известняков к верхней фиолетовозеленой кремнистой толще, должно объясняться местными фациальными причинами, несомненно родственными тем, которые привели к почти полному исчезновению фауны при соответствующем переходе от кремнисто-известняковой толщи P_1^{2b} к нижней фиолетовозеленой кремнистой свите. И тут и там резкое сокращение фауны тесно связано с началом широкого площадного распространения кремнистых осадков — кремнистых известняков, кремнистых слан-

спирали (10) при сохранении резко выраженной веретенообразной формы раковины и очень интенсивному развитию хомат, достигающих почти повсеместно полюсов, а также по ряду других признаков эту форму, видимо, надлежит отнести к выделенному в 1933 г. J. S. Lee роду *Yangchienina*, причем из сравнительного анализа остальных признаков видно, что сицилийская форма стоит очень близко к генотипу этого рода — *Y. iniqua* Lee, с которым она, тем не менее не тождественна. Очевидно, и эта форма представляет собою новый вид. Таким образом, в результате рассмотрения данных, приведенных у Сильвестри, до новой переработки сицилийской микрофауны список фораминифер из указанной области должен выглядеть следующим образом:

Определения A. Silvestri	Новые определения
<i>Fusulinella bocki</i> Möller	= <i>Yangchienina</i> n. sp. ex gr. <i>Y. iniqua</i> Lee
<i>Fusulina cylindrica</i> Fischer	= <i>Pseudofusulina krafftii</i> Schellw. et Uyr.
<i>Fusulina prisca</i> Ehr.	= <i>Pseudofusulina</i> ex gr. <i>japonica</i> Gumbel
<i>Fusulina montipara</i> Ehr.	= <i>Pseudofusulina</i> n. sp. (? <i>Parafusulina</i> n. sp.)
<i>Schwagerina yabei</i> Staff	= <i>Schwagerina yabei</i> Staff
<i>Verbeekina verbeeki</i> Geinitz	= <i>Verbeekina verbeeki</i> Geinitz
<i>Neoschwagerina craticulifera</i> Schwager	= <i>Neoschwagerina craticulifera</i> Schwager
<i>Sumatrina gemmellaroi</i> Silvestri	= <i>Sumatrina gemmella oi</i> Silvestri

8. Верхняя фиолетовозеленая кремнистая свита (P_2^{1b}). Согласно на конгломератовидных известняках P_2^{1a} залегает толща до 40 м мощности, сложенная породами, литологически очень схожими с теми, которые образуют нижнюю фиолетовозеленую кремнистую толщу. Здесь также преобладают фиолетовые и зеленые кремнистые сланцы, часто чередующиеся с ними серые, желтоватосерые или слегка буроватые кремнистые известняки и фтаниты и серые тонкоплитчатые микрозернистые известняки. На ряду с этими породами (отличие от нижней фиолетовозеленой свиты) встречаются редкие тонкие пропластки красноватобурого или фиолетового известнякового конгломерата и брекчиевидного известняка с относительно редко рассеянной микрофауной. Прослои обломочных пород обычно маломощны (до 0.80—1.0 м). В верхней части свиты преобладают кремнистые сланцы, окрашенные в довольно интенсивный фиолетовый цвет. Как показывают микроскопические исследования этих пород, фиолетовая окраска их обязана загрязнению породы значительным количеством железных окислов. Кроме фиолетовых кремнистых сланцев, в верхах разреза встречаются также сланцеватые мергели и фиолетовые же мягкие глинистые сланцы. Эти породы образуют отдельные пачки не свыше 3—4 м мощности, которые, как правило, приурочены к самой границе данной свиты с вышележащей.

ные по форме и характеру арочки и одинаковая степень складчатости септ в аксиальной зоне. Следующая сицилийская форма — *Fusulina prisca* Ehrenberg*, также не имеет ничего общего с настоящей *Pseudofusulina prisca* (Ehrenberg) — руководящей формой низов верхнего карбона Урала и Северного края. К сожалению, автор приводит только один парааксиальный разрез сицилийский *F. prisca** и это затрудняет ее точное видовое определение. Однако, интенсивность септальной складчатости, образование массивных, довольно высоких, часто трапециoidalных арочек при общей веретенообразной форме раковины (с некоторой тенденцией к субцилиндрическим очертаниям в медиальной части с несомненностью доказывает необходимость отнесения этой псевдофузулины к группе *Pseudofusulina japonica* Gumbel. Третья форма из сицилийских фузулин со складчатыми септами — *Fusulina montipara* (Ehrenberg)* определена еще менее верно. Вместо присущей русским *Triticites montiparus* (Ehrenberg) правильной веретенообразной формы раковины, слабоскладчатых септ и значительно развитых хомат, у сицилийской *Fusulina montipara** мы встречаемся с необычайной сильно выдутой, близкой к шарообразной форме раковины, очень сильной повсеместно развитой септальной складчатостью и полным отсутствием хомат. Не предприняв окончательного видового (и даже родового) определения этой формы (как и в случае с *F. prisca** автор не дает для нее ориентированных срезов), нам кажется все же наиболее вероятным, что в данном случае имеем дело с новым видом. Во всяком случае, в известной нам литературе мы не нашли ни одной формы, с которой можно было бы отождествить данное ископаемое.

Последним сицилийским видом, требующим переопределения, является *Fusulinella bocki* Möller*, хорошо ориентированный аксиальный разрез которой приведен Silvestri на табл. III фиг. 6 своей монографии. По большому количеству оборотов

Присутствие прослоев обломочных пород с микрофауной значительно облегчает составление палеонтологической характеристики этой толщи. Как видно из рассмотрения графы 17 табл. 2 тут встречается небольшая фауна корненожек, представленная почти исключительно одними мелкими фораминиферами.

В большинстве случаев это — те же формы, которые встречаются в конгломератовидных известняках P_2^{1a} . Полное отсутствие высокоспециализированных фузулинид, по которым производится корреляция пермских отложений Восточной Азии, исключает возможность точного определения возраста этой свиты, пользуясь японским или индокитайским стандартом. По своему стратиграфическому положению в разрезе она должна считаться более молодой, чем отложения Loung Nuan и зона *Neoschwagerina margaritae* указанных стран; однако, действительно ли она соответствует зоне *Yabeina globosa* Японии или горизонту Con Linh или Ban Gioi Индо-Китая — в настоящее время сказать невозможно. Нам думается, что резкое сокращение числа ископаемых, произошедшее при переходе от свиты конгломератовидных известняков к верхней фиолетовозеленой кремнистой толще, должно объясняться местными фациальными причинами, несомненно родственными тем, которые привели к почти полному исчезновению фауны при соответствующем переходе от кремнисто-известняковой толщи P_1^{2b} к нижней фиолетовозеленой кремнистой свите. И тут и там резкое сокращение фауны тесно связано с началом широкого площадного распространения кремнистых осадков — кремнистых известняков, кремнистых слан-

спирали (10) при сохранении резко выраженной веретенообразной формы раковины и очень интенсивному развитию хомат, достигающих почти повсеместно полюсов, а также по ряду других признаков эту форму, видимо, надлежит отнести к выделенному в 1933 г. J. S. Lee роду *Yangchienina*, причем из сравнительного анализа остальных признаков видно, что сицилийская форма стоит очень близко к генотипу этого рода — *Y. iniqua* Lee, с которым она, тем не менее не тождественна. Очевидно, и эта форма представляет собою новый вид. Таким образом, в результате рассмотрения данных, приведенных у Сильвестри, до новой переработки сицилийской микрофауны список фораминифер из указанной области должен выглядеть следующим образом:

Определения A. Silvestri	Новые определения
<i>Fusulinella bocki</i> Möller	= <i>Yangchienina</i> n. sp. ex gr. <i>Y. iniqua</i> Lee
<i>Fusulina cylindrica</i> Fischer	= <i>Pseudofusulina krafftii</i> Schellw. et Uyr.
<i>Fusulina prisca</i> Ehr.	= <i>Pseudofusulina</i> ex gr. <i>japonica</i> Gumbel
<i>Fusulina montipara</i> Ehr.	= <i>Pseudofusulina</i> n. sp. (? <i>Parafusulina</i> n. sp.)
<i>Schwagerina yabei</i> Staff	= <i>Schwagerina yabei</i> Staff
<i>Verbeekina verbeeki</i> Geinitz	= <i>Verbeekina verbeeki</i> Geinitz
<i>Neoschwagerina craticulifera</i> Schwager	= <i>Neoschwagerina craticulifera</i> Schwager
<i>Sumatrina gemellaroi</i> Silvestri	= <i>Sumatrina gemella oi</i> Silvestri

цев и фтанитов. Не исключена возможность, что эти осадки свидетельствуют об установлении на площади Юговосточного Памира более или менее спокойных условий осадкообразования в среде, очень богатой кремнекислотой, затруднявшей и даже вовсе исключавшей развитие всех известковых организмов и, наоборот, способствовавшей более пышному развитию радиолярий. Не исключен, конечно, и другой вариант о некотором кратковременном опускании области Юговосточного Памира до и после момента отложения главной массы конгломератовидных известняков свиты P_2^a , причем эти опускания вызывали исчезновение мелководного бентоса и накопление остатков одного лишь планктона. Но так или иначе, изменение фациального режима с переходом от конгломератовидных известняков к верхней фиолетово-зеленой, кремнистой свите был, несомненно, резким, и каковы бы ни были его причины, именно оно обусловило столь резкое сокращение ассоциации фораминифер и, в первую очередь, исчезновение всех наиболее специализированных фузулинид, труднее всего приспособившихся к новым жизненным условиям.

Характер изменения разрезов верхней фиолетово-зеленой толщи в отдельных полосах распространения верхнепалеозойских осадков на Юговосточном Памире показан на сводной табл. 5.

9) **Туфогенная порфирито-песчано-сланцевая свита (P_2^b).** Наиболее резкое различие в строении верхнепалеозойских толщ отдельных полос Юговосточного Памира проявляется в сложении самой верхней свиты этой серии, венчающей ее разрез. В основном это различие сводится к появлению на определенной площади, захватывающей почти всю вторую и значительную часть (западную) третьей полосы, довольно мощных туфогенных толщ, в то время как в остальных местах Юговосточного Памира взамен туфогенных пород развивается еще более мощная свита чередующихся глинистых сланцев и песчаников. Взаимоотношения туфогенной и песчано-сланцевой свиты в местах развития первой таковы, что со всей очевидностью можно говорить о фациальном замещении низов песчано-сланцевой толщи туфами, туфогенными песчаниками и эффузивными порфиритами.

Распространение туфогенной фации P_2^b на Юговосточном Памире показано на прилагаемой карточке (фиг. 3). Из рассмотрения ее явствует, что туфогенные породы распространяются лишь в пределах одной не очень широкой изогнутой полосы, обращенной выпуклостью к югу. Любопытно, что площадь распространения туфогенных пород в верхах пермского разреза не вполне совпадает с распространением туфов в известняково-сланцевой толще P_2^a . Это указывает на иное распределение очагов излияний в конце перми по сравнению с среднепермскими.

Разрез туфогенной фации P_2^b , как и многих других более древних пермских свит Юговосточного Памира, подвержен значительным изменениям. Наиболее полно она представлена в центральной и восточных частях второй полосы (бассейн р. Кара-су, Мын-хаджир и пр.), где благодаря хорошей обнаженности имеется возможность достаточно подробно изучить всю последовательность напластования.

В самом основании туфогенной толщи обычно залегает небольшой мощности пачка (2—5 м мощности) зеленых сланцев и полимиктовых, мелко-, средне- и даже грубозернистых песчаников, в которых уже присутствует некоторая небольшая примесь пирокластического материала. Здесь обычно песчаников меньше, чем сланцев; мощность отдельных прослоек песчаника колеблется от 0.15 до 0.30 м, сланцев — от 0.20 до 1.00 м. Эта пачка всюду связана очень постепенным переходом с фиолетовыми и зелеными сланцами верхов верхней фиолетово-зеленой кремнистой толщи и потому нижняя ее граница часто проводится довольно условно.

Выше по разрезу количество сланцевых прослоев резко сокращается; преобладающими породами становятся зеленые или зеленовато-серые туфогенные песчаники различной степени зернистости. Пирокластического материала в песчаниках становится много. Туфогенная природа их резко выражена. На ряду с песчаниками в некоторых разрезах в этой толще появляются более мощные пласты серозеленых туфобрекчий и зеленоватых или светлооливковых туфогенных конгломератов, а также темнозеленых эффузивных порфиритов и спилитов до 11—12 м мощности. В туфо-брекчиях и туфовых конгломератах вместе с большим количеством обломков изверженных пород присутствуют также обломки различных известняков, типов, встречающихся ранее. Тут же попадают и редкие органические остатки в виде мелких раковин фораминифер (список их см. в табл. I, графа 18), очень редких, неопределимых обрывков мшанок и раздробленных членников криноидей. С движением кверху количество туфобрекчиевых прослоев несколько увеличивается и в некоторых разрезах (Кара-су, Мын-хаджир) они приобретают большое значение.

Петрографический состав пирокластического материала для туфобрекчий и туфовых конгломератов довольно однообразен. Это по преимуществу основные эффузивные породы порфиритового состава с пилотакситовой, витрофировой или долеритовой структурой (определения И. К. Никитина). Иногда подавляющая часть пирокластического материала в упомянутых породах представлена одними обломками спилитов. Наконец, в одном-двух случаях встречены обломки базальтового порфирита со свойственной этому типу пород интерсертальной

структурой. Почти повсеместно пирокластический материал в породе сильно разложен и карбонатизирован.

В самой верхней части туфогенной толщи наблюдается снова увеличение числа сланцевых прослоев и появление большого количества сравнительно тонких прослоев мелкозернистых зеленоватых туфогенных песчаников. Сланцы, развитые в этой части (как, впрочем, и ниже), — нечистые, песчаные. Под микроскопом в них отчетливо наблюдается значительная примесь мелкого пирокластического материала, который имеет вид обломков кристаллов полевых шпатов, песчинок порфирита и т. д. В самом верху этой пачки сланцы становятся слегка мергелистыми, число песчаных прослоев падает, в песчаниках сокращается количество пирокластического материала и вся толща в целом без резкого перехода сменяется верхами песчано-сланцевой свиты P_2^2 , фаціальным видоизменением низов которой и является туфогенная толща.

В тех случаях, когда размыв на границе перми и триаса был велик, верхние горизонты туфогенной толщи обычно оказываются смытыми и тогда разрез ее сильно сокращается (вплоть до полного исчезновения). Вообще же, в тех местах, где мы можем наблюдать полную (Кара-су) или почти полную (Мын-хаджир) ее мощность, она достигает 115—170 м.

Как уже говорилось выше, в местах отсутствия туфогенных пород разрез последней верхнепалеозойской свиты характеризуется развитием сланцев и песчаников с редкими и очень тонкими (0.005—0.02 м) прослойками плотных тонкозернистых глинистых известняков. Сланцы здесь глинистые, мягкие, листоватые, довольно светлой зеленоватой и реже красноватой серой окраски. Отдельные прослойки их не достигают большой мощности, колеблясь от 0.2 до 3 м. Песчаники тонкослоистые, известковистые, иногда ожелезненные, с преобладанием карбонатных песчинок. Кверху прослойки песчаников становятся более мощными, но не превышают 1—1.5 м. В песчаниках туфогенный материал отсутствует.

В самых западных разрезах исследованной площади разрез песчано-сланцевой свиты P_2^2 существенно меняется. Так, в бассейне р. Кара-дара в пределах этой свиты песчаники и известняки исчезают совершенно и весь разрез 150-метровой толщи P_2^2 слагают темные, почти черные, твердые, слегка филлитизированные сланцы. Примерно такой же характер свиты наблюдается в одном из самых юговосточных разрезов верхнего палеозоя на р. Ак-су, южнее Кызыл-рабата (массив Тешик-таш). Но тут видимая мощность черных сланцев P_2^2 , лежащих непосредственно на 20—40-метровой пачке кремнистых известняков и сланцев верхней фиолетовозеленой кремнистой свиты P_1^b , не превышает 100 м.

Наибольшая мощность песчано-сланцевой толщи P_2^2 наблюдалась в пределах первой полосы на северном склоне массива Зоу-таш. Здесь она достигает 300 м. Южнее, на р. Кара-су вблизи мазара Тахта-булат, в области развития туфогенной фации, замещающей низы этой свиты (вторая полоса), видимая мощность собственно песчано-сланцевой толщи падает до 37—38 м. Это утончение ее несомненно связано не только с одним фаціальным замещением нижней половины свиты туфогенными породами. Немалую роль в этом деле следует приписать также размыванию толщи верхнетриасовой трансгрессией, отложившей известковые и терригенные осадки непосредственно на песчано-сланцевой толще P_2^2 . Доказательством энергичной абразионной деятельности верхнетриасового моря служит тот факт, что еще южнее, в области верхней части долины Кара-су верхнетриасовые известняки непосредственно ложатся на верхнюю фиолетовозеленую кремнистую толщу и даже на конгломератовидные известняки P_1^a с полным уничтожением песчано-сланцевой и туфогенной толщ. Для иллюстрации степени размывания верхнетриасовым морем пермских отложений Юговосточного Памира в верхней части сводной таблицы двадцати основных разрезов верхнего палеозоя показаны также и верхнетриасовые — карнийско-норийские отложения, которые, как видно из рассмотрения колонок, ложатся на разные горизонты верхней перми (табл. 5).

Очень слабая палеонтологическая характеристика песчано-сланцевой толщи P_2^2 не позволяет с уверенностью отнести ее целиком к верхней перми. Дело в том, что вся определяемая микрофауна обнаружена только в туфогенной фации низов этой свиты, и верхние ее горизонты оказываются совершенно немymi. Поэтому не исключена возможность, что эти более высокие горизонты в дальнейшем окажутся не пермскими, а нижнетриасовыми¹. К сожалению, в настоящее время за отсутствием фауны этот вопрос решить нельзя и отнесение верхов песчано-сланцевой свиты к тому или иному горизонту следует признать совершенно условным. Учитывая всю эту условность, в нашем отнесении данных осадков к самым верхам верхней перми следует видеть лишь подчеркивание тесной связи и постепенного перехода существующих между этими отложениями и нижележащими.

Обращаясь к рассмотрению микрофауны туфогенной толщи, первое на чем следует заострить внимание, это на необычайном своеобразии комплекса ископаемых. Его можно назвать специально приспособленным к существованию в беспокойной, постоянно движущейся мелко-

¹ Это предположение уже высказывалось нами ранее (Г. А. Дуткевич. Геологические исследования в бассейне Мургаба и Аличура. Сб. Тадж.-Памирская эксп. 1933, 1934 гг., стр. 333—368).

водной среде, подверженной действию волн и течений. В самом деле, если познакомиться детальнее с присутствующими здесь формами, то в первую очередь поражает глаз массивность конструкции раковин большинства из них (*Pachyphloia* с большими боковыми утолщениями, толстостенные *Glomospira* и *Hemigoridius*), сложность структуры внутренних укрепляющих скелетных элементов (*Orobias* с большим количеством септ, *Fusulina* с очень сложной септальной складчатостью, *Doliolina* с многочисленными парахорматами) или, наоборот, стремление некоторых форм к максимальному сокращению своих размеров (крошечные *Nodosaria*, мелкие *Tuberitina*), при которых появлялась возможность животному легче укрыться в пространстве, отделяющем отдельные более крупные обломки породы. Особый отпечаток на весь комплекс микрофауны накладывает присутствие значительного числа особей *Pyramis* (n. sp.?), тоже с массивной, хорошо сопротивляющейся внешним изламывающим усилиям раковинной. Этот своеобразный род фораминифер является одним из наиболее редко встречающихся специфически пермских родов, известным лишь из перми Индо-Китая [28], Северного Кавказа [10] и Памира. Плохая изученность затрудняет выяснить даже систематическое положение его, не говоря уже о достаточно верных сведениях насчет его вертикального распространения. На Памире представители рода *Pyramis* в настоящее время известны как из туфогенной порфирито-песчано-сланцевой толщи, так и из более древних отложений, относящихся к верхам нижней перми [известняково-сланцевой толщи P_1^{2a} (табл. 12)]. Таким образом, судя по памирским данным, в своем распространении род *Pyramis* ограничен временем P_1^2 — P_2^2 . Если в дальнейшем не будут найдены его остатки в более древних отложениях, то тогда для осадков, соответствующих указанному возрастному интервалу, его можно будет считать руководящим. Кавказские и индокитайские находки этому заключению не противоречат: представители рода *Pyramis* там встречаются совместно с формами, возраст которых может быть определен так же, как верхи нижней или низы верхней перми [9, 10, 22, 28].

Появление раковин *Pyramis* на Памире в обоих случаях их нахождения было приурочено к прослоям, в которых количество остальной микрофауны резко падало. Судя по тому, что и в Индо-Китае одновременно с *P. parva* Col. ничего, кроме *Fusulina prisca* Derpat и *Bigenerina* sp., найдено не было, есть основание предполагать, что ее появление вообще связано с исчезновением большинства корненожек, до этого обильно населявших дно моря.

Из остальных фораминифер заслуживают внимания находки фузулин. Среди них встречаются весьма немногие виды, относящиеся к родам *Orobias*, *Staffella*, *Fusulina*, *Pseudofusulina* и *Doliolina*. Са-

мыми оригинальными из них являются представители *Fusulina*. Это, повидимому, новые виды, близкие к *F. prisca* Derpat, впервые описанной в 1913 г. из Лаоса [30, также 28]. Степень септальной складчатости у этих форм очень велика. У них развиваются сложные складки септ, приводящие к возникновению у полюсов нескольких этажей арок в каждом обороте. Сложная септальная складчатость их свидетельствует о стремлении организма максимально упрочнить конструкцию своей раковины с целью наилучшего сопротивления внешним усилиям.

Для выяснения всех особенностей комплекса микрофауны, включающего упомянутых фузулин, следует отметить, что в пермских отложениях р. Лабы и горы Гефо на Северном Кавказе родственная этим фузулинам *Fusulina nana* Lich. (относящаяся к той же группе *F. prisca* Derpat), по данным Лихарева [10], встречается также совместно с *Pyramis*, которая, в свою очередь, обнаруживает большое сходство с памирской. В Индо-Китае слои *F. prisca* Derpat тоже характеризуются присутствием пирамисов. Все это указывает, что во всех трех отмеченных областях в определенные моменты возникал одинаковый, очень специфичный комплекс микрофауны. Являлись ли эти моменты для Памира, Кавказа и Индо-Китая одновременными, в настоящее время сказать невозможно, так как в Индо-Китае стратиграфическое положение слоев с *Fusulina prisca* и *Pyramis parva* до сего времени точно неизвестно, а на Памире в рассматриваемой толще отсутствуют высшие фузулиниды, по которым только и возможно с точностью коррелировать верхнепермские разрезы Центральной и Восточной Азии.

V

Мы рассмотрели основные, наиболее полные и наиболее интересные верхнепалеозойские разрезы Восточного Памира. Ряд соображений о возрасте и связи между некоторыми свитами был дан непосредственно при описании отдельных горизонтов. Сейчас поэтому нам осталось лишь сопоставить в целом все описанные разрезы между собой и произвести сравнение их с разрезами синхроничных отложений соседних стран.

Из последних особый интерес для сравнения представляют разрезы верхнего палеозоя Дарваза. Эти разрезы, получившие первоначальное свое освещение в результате классических работ Я. С. Эдельштейна [26] и в последнее время несколько детальнее вновь исследованные Б. А. Борнеманом и В. И. Поповым [19, 20], также отличаются большой полнотой, охватывая почти непрерывную серию осадков от низов верхнего карбона и до нижнего триаса включительно. Сравняя

восточно-памирские разрезы с дарвазскими и устанавливая между ними те или иные сходства и различия, мы тем самым легче и ближе подходим к правильному разрешению основных проблем палеогеографии юга Средней Азии конца палеозойского времени, столь интересующих сейчас многих исследователей. В самом деле, имея достаточно полные и подробные разрезы Дарваза и Заалая, с одной стороны, и Южного Памира — с другой, нетрудно проследить ход эволюции морских верхнепалеозойских бассейнов, заливавших эту часть Центральной Азии, и наметить главные этапы последних стадий великой верхнепалеозойской центральноазиатской регрессии, охватившей эту страну лишь почти на самом рубеже палеозоя и мезозоя.

Сравнение памирских разрезов с дарвазскими интересно еще и с чисто методической стороны. Не следует забывать, что в одной и в другой из этих областей большинство горизонтов охарактеризовано одной лишь микрофауной. Поэтому параллелизацию свит можно производить, только применяя микропалеонтологический метод исследования отложений. А так как до сего времени при изучении верхнепалеозойских толщ Средней Азии этим методом в полной мере еще никто не пользовался, проверить применимость его на данном примере представляется крайне любопытным и важным в смысле дальнейшего, более широкого его использования при корреляции верхнепалеозойских осадков Средней Азии.

Несмотря на довольно обширные работы, проведенные названными выше исследователями за последние годы в Дарвазе, до настоящего дня, к сожалению, мы не имеем ни одной опубликованной, отвечающей современному уровню знаний полной сводки по верхнему палеозою этой интереснейшей страны. То, что имеется, представляет собой краткие, часто не относящиеся непосредственно к нашей теме мелкие заметки и статьи, либо же это материал, уже требующий в настоящее время значительных добавлений. Поэтому, дабы наши сопоставления с Дарвазом читателям были наиболее понятны, мы вынуждены, несколько уклонившись на время от основной темы этой главы, вкратце описать сводный разрез верхнего палеозоя Дарваза. Его описание составлено при широком использовании любезно переданных нам В. И. Поповым и Б. А. Борнеманом своих неопубликованных рукописей и материалов, за что мы пользуемся случаем выразить здесь указанным авторам свою искреннюю признательность.

Разрез дарвазских верхнепалеозойских отложений сейчас рисуется в следующем виде.

В самом его основании несогласно на более древних дислоцированных отложениях среднего палеозоя и нижнего карбона залегает пачка базальных конгломератов и темносерых известняков 50—400 м

мощности с ругозами, брахиоподами и фузулинами. Находка Я. С. Эдельштейном удлиненных, довольно примитивных *Triticites* совместно с малоспециализированными *Pseudofusulina*¹ определяет несомненный верхнекаменноугольный возраст этой свиты.

Выше следует характерная и очень важная для сопоставления дарвазских разрезов с памирскими толща черных аспидных сланцев и серых и серозеленых кварцевых песчаников. Кроме сланцев и песчаников, в сложении этой толщи принимают участие также туфы и покровы пироксенового порфирита, конгломераты, значительно более редкие прослойки известняков с фораминиферами и, наконец, углистые породы с проблематическими растительными отпечатками (в низах свиты). Особенно большого развития конгломераты, туфы и эффузивы достигают в южной части Дарвазского хребта, в бассейне р. Оби-ниоу, где пачка пирокластических пород достигает свыше 1 км мощности. Вся же свита в целом доходит до 2,5 км, причем намечается определенное возрастание мощностей в югозападном направлении.

На основании согласного залегания этой свиты между известняками верхнего карбона и вышележащими известняковыми же породами самых низов нижней перми В. И. Попов относит ее к верхам верхнего карбона. Найденная в известняковых прослойках микрофауна (*Dentalina* sp., *Spandelina* sp., *Lingulinopsis?* sp., *Ammodiscus* sp., *Glomospira* sp., *Permodiscus* sp., *Staffella* sp., *Pseudofusulina* sp.) этому определению не противоречит, хотя, с другой стороны, и не может подтвердить вследствие невозможности точного определения отдельных форм. Литологически эта толща почти неотличима от свиты аспидных сланцев и песчаников Юговосточного Памира и черных известняков и сланцев бассейнов Уй-су и Чакмак-таша.

На свите аспидных сланцев, песчаников, туфов, и конгломератов располагается очень характерная, неоднократно описывавшаяся в литературе под наименованием сафетдаронской известняковой свиты толща светлосерых, сверху темных или даже черноватосиних, массивных, слоистых, местами оолитовых известняков с исключительно богатой и разнообразной фауной брахиопод, гастропод, фораминифер, мшанок, кораллов и губок. Как уже заметил недавно перерабатывавший сафетдаронскую фауну брахиопод Б. К. Лихарев [7, 8], местами известняк приобретает типичную рифовую структуру. Начиная с верховьев р. Сары-об и далее к юго-западу, среди известняков появляется пачка основных туфов до 100 м мощности, которая возрастает и в северо-восточном направлении за счет верхней пачки известняков.

¹ Все определения фораминифер Дарваза, за исключением особо оговоренных списков, произведены нами.

Мощность всей свиты возрастает также в северо-восточном направлении и, по данным В. И. Попова, доходит до 1200 м.

В распределении фауны внутри сафетдаронской толщи местами намечается определенная последовательность. Еще А. В. Нечаев, изучивший в 1908 г. выходы этой толщи в бассейне р. Оби-ниоу, обратил внимание на преобладание одиночных кораллов и мшанок в нижней части толщи, а швагерии, фузулии и брахиопод — в верхней. Работавший 22 года спустя в том же районе Б. А. Борнеман подтвердил это наблюдение, подчеркнув, что к верхней пачке приурочены собранные им *Schwagerina princeps* Ehr.

В бассейне р. Равноу и р. Гуи-дара Я. С. Эдельштейн и В. И. Попов отметили также преобладание брахиопод в верхней пачке сафетдаронской толщи, к которым тут присоединяются колониальные кораллы.

Из всех ископаемых наибольшим распространением в сафетдаронской свите пользуются фузулиниды. К сожалению, до последнего времени они остаются полностью не описанными. Поэтому список их, составленный по данным Шелльвина, Диренфурта, Лихарева и нашим, невелик, и он ни в коей мере не отражает всего разнообразия присутствующих здесь новых форм (*Fusulinella giraudi* Deprat, *Triticites contractus* Schellw. et Dyhr., *Pseudofusulina krafftii* Schellw. et Dyhr., *Ps. vulgaris* var. *fusiformis* Schellw. et Dyhr., *Ps. globosa* Schellw., *Ps. vulgaris* Schellw. et Dyhr., *Ps. japonica* Gumbel., *Pseudofusulina* n. sp., *Schwagerina princeps* Ehr., *Schw. tumida* Lich.). Из других фораминифер к фузулинидам присоединяются значительно более редкие *Ammodiscus* sp., *Agathammina* sp., *Endothyra* (?) sp., и целый ряд своеобразных *Palaeotextulariinae*, требующих для своего окончательного определения детальной монографической обработки.

Особенно богата и разнообразна в сафетдаронской свите фауна брахиопод. Первое монографическое описание ее было сделано Ф. Н. Чернышевым [25], но оно не было закончено в виду смерти исследователя. В последнее время фундаментальную обработку этой фауны произвел Б. К. Лихарев [7,8]. В результате этой переработки Б. К. Лихарев пришел к выводу, что комплекс брахиопод Сафет-дарона очень своеобразный, содержит большое число местных, эндемичных форм и потому трудно сопоставляется с верхнепалеозойскими фаунами других стран. Тем не менее, в результате необычайно детального и осторожного анализа указанный автор приходит к заключению о принадлежности сафетдаронской толщи к самым низам нижней перми. Следует тут же отметить, что это заключение целиком и полностью подтверждается результатами микропалеонтологического анализа, который приводит, как это будет видно дальше, к совершенно аналогичному

выводу. Для демонстрации богатства и разнообразия брахиоподовой фауны сафетдаронской толщи, с любезного разрешения Б. К. Лихарева, здесь мы приведем полностью весь список определенных им видов:

- 1) *Enteletes* sp. aff. *carniolicus* Schellw.
- 2) " *geniculatus* Lich. sp. nov.
- 3) *Neogypidula darvasica* (Tschern.)
- 4) *Chonetes* (*Chonetes*) *krafftii* Lich. sp. nov.
- 5) *Productus* (*Productus*) *darvasianus* (Tschern.)
- 6) " " sp. indet. № 4.
- 7) " " sp. indet. № 5.
- 8) " " *weyprechtii* Toula var. *uralensis* Lich. var. nov.
- 9) " " cf. *cora* d'Orb.
- 10) " " ex gr. *cora* d'Orb.
- 11) " " *framiformis* Lich. sp. nov.
- 12) " " *koninckianus* Vern. var. *rugosa* Lich. var. nov.
- 13) " " *safet-daronensis* Lich. sp. nov.
- 14) " " *adamakensis* Lich. sp. nov.
- 15) " " *stuckenbergiformis* Lich. sp. nov.
- 16) " " (*Striatifera*) *compressus* Waagen.
- 17) " " (*Avonia*) *darvasicus* Tschern.
- 18) " " (*Urushtenia*) *pseudomedusa* var. *areata* Lich. var. nov.
- 19) " " (*Pustula*) *curvirostris* Schellw.
- 20) " " (*Pustula*) *fasciatus* Kutorga
- 21) " " (*Pustula*) *juresanensisformis* Lich.
- 22) " " (*Pustula*) *tadjikiaensis* Lich. sp. nov.
- 23) " " (*Marginifera*) *tangi-gorensis* Lich. sp. nov.
- 24) " " (*Marginifera*) *involutus* Tschern. var. *concentrica* Lich. var. nov.
- 25) " " (*Marginifera*) *geniculato-curvatus* Lich. sp. nov.
- 26) " " (*Marginifera*) *carniolicus* Schellw. var. *dorsostrata* Lich. var. nov.
- 27) *Parakeyserlingina darvasica* Tschern.
- 28) *Pugnax* (vel *Wellerella*?) *edelsteini* Tschern.
- 29) " (vel *Pugnoides*?) sp. № 1 Lich.
- 30) " sp. № 2. Lich.
- 31) *Wellerella*? *arthaberi* Tschern.
- 32) *Uncinunellina darvasica* Lich. sp. nov.
- 33) " var. *laeviumbonata* Lich. var. nov.
- 34) *Rhynchonella* aff. *hofmanni* Krotow
- 35) " sp. nov. aff. *carrapezae* Gemm.
- 36) *Camarophoria huangi* Lich. sp. nov.
- 37) " *sella* Kutorga var. *angusta* Lich. var. nov.
- 38) *Spirifer* (*Spirifer*) *adamakensis* Lich. sp. nov.
- 39) " *lyraeformis* Tschern.
- 40) " aff. *holzpfeli* Tschern.
- 41) " *tangi-gorensis* Lich. sp. nov.
- 42) " (*Choristites*) *paeckelmani* Lich. sp. nov.
- 43) " *altiareatus* Lich. sp. nov.

- 44) *Martinia* (*Pseudomartinia*) *semiplana* Waag. var. *tenuiplicata* Lich. var. nov.
 45) " " aff. *semiplana* Waag.
 46) " " *planoareata* Lich. sp. nov.
 47) " " *ceras* Gemm. var. *asiatica* Lich. var. nov.
 48) " " aff. *elegans* Diener.
 49) " " *uralica* Tschern. var. *longa* Tschern.
 50) " " sp. n. № 1 Lich.
 51) " " *netschajewi* Lich. sp. nov.
 52) *Martinia* (*Pseudomartinia*) *tenuimbonata* Lich. sp. nov.
 53) " " *broili* Lich. sp. nov.
 54) " " aff. *broili* Lich. sp. nov.
 55) " " *incerta* Tschern. var. *safet-daronensis* Lich. var. nov.
 56) " " *chaoi* Lich. sp. nov.
 57) " " *trapezoidalis* Lich. sp. nov.
 58) " " *simensis* Tschern. var. *darvasica* Lich. var. nov.
 59) " " aff. *simensis* Tschern.
 60) " " *keideli* Lich. sp. nov.
 61) " " aff. *keideli* Lich. sp. nov.
 62) " " sp. nov. № 2 Lich.
 63) *Neophricadothyris* *asiatica* (Chao)
 64) " *rostrata* (Kutorga).
 65) " *rostratiformis* Lich. sp. nov.
 66) " aff. *rostratiformis* sp. nov.
 67) " cf. *pulcherrima* (Gemm.)
 68) " *reticulaformis* (Ozaki)
 69) " *elegantiformis* Lich. sp. nov.
 70) *Ambocoella* (*Crurithyris*) *orbiculaformis* Lich. sp. nov.
 71) *Spiriferina* *darvasica* Tschern.
 72) *Darvasia* *edelsteini* Lich. sp. nov.
 73) *Dielasma* aff. *itatitubense* Derby
 74) " *truncatum* Waag. var. *antecedens* Gröb.
 75) *Dielasma*? *edelsteini* Tschern.
 76) *Hemiphynchina* *juresanensisformis* Lich. sp. nov.
 77) " *aplicata* Lich. sp. nov.
 78) " *orientalis* Tschern. var. *latesinuata* Lich. var. nov.
 79) " *bucharica* Tschern.
 80) " *bucharicaeformis* Lich. nom. nov.
 81) " *dieneri* Gemm.
 82) " " var. *cuboides* Lich. var. nov.
 83) " var. *planoventrum* Lich. var. nov.
 84) *Notothyris* *nucleolus* (Kutorga)
 85) " *mediterranea* (Gemm.)
 86) " aff. *adrianensis* (Gemm.)
 87) " ? *compressa* Lich. sp. nov.
 88) " *bucharica* Tschern.
 89) *Cryptacanthia*? *darvasica* Tschern.
 90) " *orbicularis* Lich. sp. nov.
 91) Incertae sedis gen. et sp. n.
 92) *Enteleles* *nucleolus* Grabau.

- 93) *Enteleles* sp. indet. № 1.
 94) *Productus* (*Productus*) *rouxi* Mansuy var.
 95) " " *profundisinuatus* Lich. sp. nov.
 96) " (*Pastula*) *tajikiensis* Lich. sp. nov.
 97) *Camarophoria* *crumena* (Mart.) auct.
 98) *Spirifer* (*Spirifer*) *tibetanus* Diener var. *uniplicata* var. nov.
 99) " " *holzapfeli* (Tschern.)
 100) " " sp. n. aff. *tangi-gorensis* sp. nov.
 101) " (*Brachythyris*) sp. nov. № 2.
 102) " " sp. indet.
 103) " " *niouensis* Lich. sp. nov.
 104) *Martinia* (*Pseudomartinia*) *tenuimbonata* Lich. sp. nov.
 105) *Neophricadothyris* *asiatica* (Chao).
 106) *Ambocoella* (*Crurithyris*) *bucharica* sp. nov.
 107) *Spiriferina* sp. indet. (sp. nov.)
 108) " *multiplicata* Sow. var.
 109) *Dielasma* cf. *bovidens* Mart. var. *millepunctata* Hall.
 110) " *ruikashtensis* Lich. sp. nov.

К этому списку следует также прибавить список форм, которые были определены Г. Н. Фредериксом из известняков той же свиты, развитой в бассейне Оби-ниоу между кишлаками Дашти-джум и Сангонель (коллекция Б. А. Борнемана). Там были встречены: *Thomasia mammatiformis* Frcks. var., *Buxtonia darvasica* Tschern., *Echinoconchus fasciatus* Kut., *Dictyoclostus* sp., *Cora aagardi* Tschern., *Streptorhynchus altus* Hamlet, *Str.* (?) cf. *crenistris senilis* Phill., *Martinia* aff. *nucula* Rothpl., *Ella* (?) cf. *simensis* Tschern., *Spirifer* sp. cf. *abnormalis* Chao, *Sp. ravana* Diener, *Sp. darvasicus* Frcks., *Athyris royssii* Dien. non Lev., *Athyris dieneri* Frcks.

Из других групп ископаемых сафетдаронской свиты обращают на себя внимание по численности брюхоногие, мшанки и кораллы, но они до сего времени монографически совершенно не обработаны. То же касается и губок; среди них А. В. Нечаевым была определена лишь одна *Ambolisiphonella vesiculosa* Waag et Wentz, которая, кроме Дарваза, известна только из пермского продуктового известняка Индии. Из цефалопод здесь обнаружены *Temnocheilus* n. sp. и *Phenacoceras* n. sp. (определение А. В. Нечаева): в противоположность остальным группам цефалоподы встречаются очень редко.

Выше сафетдаронской известняковой свиты согласно лежит изменчивой мощности толща зеленых и серых туфогенных песчаников, чередующихся с черными глинистыми сланцами и туфами, реже с темными и зеленоватыми известняками, содержащими массу давленных мелких гастропод (беллерофонтиды), брахиопод, аммоней и пр. Благодаря большому распространению туфов и преобладающей серой окраске пород

эту свиту принято обозначать под наименованием нижней серой туфогенной толщи. По В. И. Попову, в наиболее полных разрезах ее, расположенных на северозападных склонах хребта Куги-ляур, в пределах этой свиты можно выделить три горизонта, хорошо выдерживающиеся по простиранию (снизу вверх):

- 1) зеленые и черные сланцы с пачками фузулиновых известняков и песчаников; мощность 300—350 м
- 2) серые песчаники и туфы, переходящие в конгломерат с галькой розового гранита, порфира и слюдяного сланца; мощность до 400
- 3) углистые сланцы с прослоями песчаников (прорванные большими массами порфирита); мощность до 300—400

Мощность всей свиты вследствие размыва ее и несогласного налегания вышележащей фиолетовой толщи колеблется от 0 до 800 и даже 1000 м.

К отложениям нижней серой туфогенной толщи приурочены находки весьма интересных, хотя и немногочисленных фаун гониатитов, очень близких к аммониям артинских отложений Урала. Это обстоятельство привело к тому, что еще с конца прошлого столетия возраст нижней туфогенной свиты почти всеми без исключения исследователями определялся как нижнепермский. О. Г. Туманская, изучавшая в недавнее время фауну этой свиты по сборам Б. А. Борнемана, полагает даже, что обнаруженный комплекс аммоней указывает на довольно древний артинский возраст нижней серой туфогенной свиты, поскольку ряд родов представлен здесь теми же видами, которые встречаются в более низких горизонтах артинского яруса на Урале.

Из аммоней нижней серой туфогенной толщи известны: *Pronorites* sp., *Propinacoceras Sakmarae* Karр., *P. bornemani* Toim., *Propinacoceras* sp., *Medlicottia* sp. aff. *M. artiensis* var. *timorensis* Haniel, *Proscanites edelsteini* Toim., *Popanoceras lahuseni* Karр., *Agathiceras uralicum* Karр., *Agathiceras* sp. etc.

На нижнепермский возраст рассматриваемой толщи указывают также и другие группы ископаемых, в частности фузулины. Появление в известняковых прослоях в массовом количестве *Pseudofusulina krafftii* Schellw. et Dyhr. и *Ps. japonica* Gümb., этих руководящих форм для нижней перми Японии и Индо-Китая [33, 55], придает очень своеобразный облик всей микрофауне серой туфогенной толщи и позволяет параллелизовать ее с горизонтом Ban Na Theut Тонкина, Аннама и Лаоса и, может быть, отчасти с одной из нижних пермских зон района Акасака. Кроме указанных фузулинов, здесь встречаются: *Orobias* n. sp., *Staffella* n. sp., *Fusulinella giraudi* Deprat, *F-lla* ex gr. *parva* Lee et Chen, *F-lla* n. sp., *Fusulina? chabakowi* n. sp., *Triti-*

cites contractus Schellw. et Dyhr., *Pseudofusulina vulgaris* var. *fusiformis* Schellw. et Dyhr., *Ps. vulgaris* Schellw. et Dyhr. s. str., *Ps. vulgaris* var. *globosa* Schellw. et Dyhr., *Ps. exigua* Schellw. et Dyhr., *Ps. n. sp. ex gr. moelleri* Schellw., *Ps. tschernyschewi* Schellw., *Schwagerina* n. sp. (ex gr. *Schw. fusulinoides* Schellw.). Мелкие фораминиферы представлены также богато и они носят, пожалуй, еще более резко выраженный пермский облик: *Nodosaria* sp. sp., *Pachyphloia multiseptata* Lange (встречается в „средней“ перми Суматры и в верхах нижней перми Юговосточного Памира). *Pachyphloia ovata* Lange (то же), *Spandolina chapmani* Schubert (нижняя пермь Тимора) *Deckarella* sp., *Ammodiscus* sp., *Glomospira* sp., *Tetrataxis* n. sp., *Lingulinoopsis?* sp. (близкий к *L. permiana*, описанному В. А. Чердынцевым из цехштейна бассейна р. Камы [25 а]). Из остальной фауны уместно привести: *Fenestellidae* (очень много и очень разнообразные, но не изученные), *Squamularia perplexa* Mc Chesn., *Sq. caroli* Gemm., *Spirifer* sp. indet. aff. *musakheylensis* Waag., *Sp. nikitini* Tschern., *Sp. frittschi* Schellw., *Spiriferina cristata* Schloth., *Productus* cf. *hemispaeiroidalis* Netsch., *Orthothes* *simensis* Tschern., *O. eusarcos* Abich., *Meekella* aff. *irregularis* Schellw., *M. cf. timanica* Tschern., *Naticopsis khurensis* Waag., *Modiolopsis* ex gr. *pallasi* Vern.¹

Трансгрессивно на разных горизонтах нижней серой туфогенной толщи располагается новая, также мощная (от 200 до 1200 м) свита туфов, туфогенных песчаников, сланцев и конгломератов, названная исследователями по преобладающей окраске пород „фиолетовой толщиной“. Литологический состав и характер этой толщи почти в точности сходятся с таковыми фиолетовой толщи южного склона Заалайского хребта. В основании ее преобладают очень темные основные туфы и много жил порфирита. В верхних горизонтах количество основных туфов резко сокращается и вместо них появляются более светлые туфы кислых пород. Так же, как и на южном склоне Заалая, дарвазская фиолетовая толща совершенно немая, почему возраст ее устанавливается лишь на основании стратиграфических взаимоотношений с вмещающими породами.

Выше фиолетовой толщи в разрезах по Оби-равноу, Возгина, Кафтармоль и пр. располагается следующий член верхнепалеозойской серии Дарваза — гипсоносная свита. Детальное изучение этой толщи, произведенное В. И. Поповым, привело названного исследователя к заключению о некотором небольшом несогласии между нею и нижележащей фиолетовой толщиной.

¹ Все формы, за исключением двух первых, определены А. В. Нечаевым [17]; первые две определены по материалам Борнемана Г. Н. Фредериксом.

В основном, она сложена пестрыми (красными, фиолетовыми, желтыми и зелеными) глинами и мергелями, с прослоями белого гипса и красноватой каменной соли. В нижней ее части местами появляются сравнительно редкие пачки серых известняков до 20—50 м мощности. В этих известняках на р. Возгина В. И. Попову посчастливилось обнаружить замечательную микрофауну, указывающую на принадлежность этой толщи к самым верхам нижней перми и позволяющую с большей или меньшей уверенностью параллелизовать ее с известняково-сланцевой толщей P_1^{2a} Юговосточного Памира и горизонтами Swine и Chihhsia Южного Китая [27]. Отличительной особенностью обнаруженного комплекса микрофауны служит появление характерной *Doliolina claudiae* Deprat — первой представительницы высокоспециализированных фузулинид в верхнепалеозойском разрезе Дарваза. Эта форма встречена в толще P_1^{2a} Юговосточного Памира. Она же, по словам Чена, является руководящей для средней части известняковой толщи Swine. Вместе с *Doliolina claudiae* Deprat здесь встречаются *Doliolina* sp. n., *Pseudofusulina chihhsiaensis* Lee, *Ps.* aff. *pseudochihhsiaensis* Chen, *Ps.* sp. n. (ex gr. *Ps. multiseptata* Deprat, nov. Schellw.?), *Ps.* sp. n. (ex gr. *Ps. solida* Colani, *Ps.* sp. n. ex gr. *Ps. vulgaris* var. *fusiformis* Schellw. et Dyhr, *Fusulina?* sp. (ex gr. *F.?* *chabakowi* sp. n.), *Fusiella* sp. n., *Schubertella obscura* Lee et Chen, *Sch.* sp. n. (ex gr. *Sch. obscura* Lee et Chen), *Tetrataxis* aff. *coniza* Ehr., *T.* aff. *gibba* Moll. (sp. n.), *T.* ex gr. *planolocula* Lee et Chen, *Tetrataxis* sp. n., *Globivalvulina* sp., *Climacammina* sp. n., *Spandelina* sp. n. (ex gr. *ovata* Lange), *Spandelina* sp. indet., *Dentalina* sp., *Pachyphloia multiseptata* Lange, *Nodosaria* cf. *acantha* Lange etc.

Среди перечисленных форм обращает на себя внимание *Pseudofusulina chihhsiaensis* Lee и *Ps.* aff. *pseudochihhsiaensis* Chen. В Южном Китае эти виды являются руководящими для „среднепермской“ (по последней схеме Шухерта [48]) толщи Чися (последняя непосредственно залегает на горизонте Swine). Наличие этих форм в сопровождении тоже „среднепермских“ мелких фораминифер — *Pachyphloia multiseptata* Lange и *Nodosaria* cf. *acantha* Lange (описаны из „средней“ перми Суматры), придает всему комплексу фораминифер гипсоносной толщи довольно юный нижнепермский облик, который, в целом, несмотря на появление многих новых форм, носит как бы промежуточный характер между комплексами горизонтов Swine и Chihhsia. Отсутствие среди высших фузулинид форм более специализированных, чем *Doliolina claudiae* Deprat, на наш взгляд, исключает возможность предположения о еще более молодом, верхнепермском возрасте этой свиты.

Мощность гипсоносной толщи относительно невелика; она колеблется в пределах 120—150—200 м.

Последним членом дарвазского верхнепалеозойского разреза является, по Попову, так называемая верхняя серая туфогенная свита, достигающая до 500 м мощности. Она состоит, по словам того же автора, из „тонкораспыленных обломков роговообманковых порфиров и фельзитов, с подчиненным количеством обломков роговообманковых и авгитовых дацитовых порфиров“. В ряде местностей, напр. в хребте Кугиляур, эта свита трансгрессивно ложится на разные отделы среднего и верхнего палеозоя, срезая опрокинутые складки этих пород с резким угловым несогласием. В виду полного отсутствия в ней фауны точный возраст ее устанавливается по стратиграфическим взаимоотношениям с фаунистически охарактеризованными горизонтами. В качестве одного из мест, где лучше всего видны эти взаимоотношения, В. И. Попов указывает на район р. Возгин, где хорошо видно наложение описываемой толщи на гипсоносную свиту. Выше верхней серой туфогенной толщи в разрезах Дарваза залегают сперва серые и желтоватые мшанковые известняки и мергели с *Pseudomonotis* cf. *inaequicostata* Ben., *Ps.* ex gr. *telleri* Bitt., *Ps.* ex gr. *hinnitidea*, *Ps.* aff. *reticulatus* Richt., *Avicula* sp. indet. и *Terebratula* sp. indet., а затем — красные, светлокрасные, фиолетовые и пунцовые песчаники и мелкогалечные конгломераты с *Myophoria laevigata* Goldf., *M. ovata* Goldf., *Pseudomonotis* ex gr. *venetiana* Haueer, *Pecten (Entolium)* sp. indet., *Anodontophora* sp. indet. и *Meekoceras* sp. Эти две свиты по встреченной в них фауне являются уже нижнетриасовыми, относящимися к верфенскому ярусу.

Несколько неопределенное стратиграфическое положение в верхнепалеозойском разрезе Дарваза занимают так называемые брахиоподово-мшанковые известняки Шакарсы, Ак-таша и Гун-дары, впервые обнаруженные Я. С. Эдельштейном [25]. По данным Я. С. Эдельштейна, в бассейне Шакарсы указанные серые, плотные, местами полукристаллические известняки залегают на черном туфовом мшанковом известняке, который, в свою очередь, лежит на пестрых мергельных соленосных и загипсованных глинах описанной нами выше гипсоносной толщи. Учитывая вышеописанный сводный разрез, можно, казалось бы, считать, что брахиоподово-мшанковый известняк Шакарсы отвечает части верхней туфогенной толщи или же вообще представляет один из наиболее высоких членов верхнепалеозойского разреза, залегая в качестве особого горизонта внутри (или даже на?)¹ верхней серой туфогенной толщи. Однако, на Гун-даре в горах Кабуд-ку аналогичные брахиоподово-мшанковые известняки, по свидетельству того же автора, непосредственно и согласно залегают на нижней² туфогенной толще, без всяких следов промежуточных фиолетовых гипсоносных пород на

¹ Таким он выделен и притом без всяких оговорок В. И. Поповым в 1932 г. [18].

² Судя по ее непосредственному залеганию на сафетдаронских известняках.

контакте. Каково бы ни было стратиграфическое положение этих брахиоподово-мшанковых известняков, верхнепалеозойский возраст их не вызывает никаких сомнений. Б. К. Лихарев, по сборам Н. Чаева и Эдельштейна, из этих известняков определил нижеследующий комплекс брахиопод, который, по его мнению, ближе всего стоит к фауне трогкофельских слоев Карвийских Альп: *Orthothichia cf. sinensis* Grabau *Orthothichia* n. sp., *Enteletes* sp. indet. № 3, *Productus (Productus) belleophonoides* Lich. n. sp., *Pr. (Avonia) ozakii* Lich. n. sp., *Productus (Avonia)* n. sp., *Strophalosia poyangensis* Kayser var. *occidentalis* Lich. var. nov., *Lyttonia* sp. indet., *Pugnax mutabilis* Lich. n. sp., *Athyris (Composita) reinvaldi*, Frcks var., *A. (C.) protea* Abich var. *darvasica* Lich. var. nov., *A. (C.) armenica* Abich., *Pseudoharttina ovalis* Lich. gen. et sp. nov., *Hemiptychina sublaevia* Waagen var. *darvasica* Tschern., *H. pseudoelongata* Schellwien; *H. pseudoelongata* Schellw. var. *rotundata* var. nov.,¹ *Enteletes waageni* Gemm., *Productus (Productus) weyprechtii* Toulou var. *uralensis* Lich var. nov., *Productus (Productus)* sp. indet. № 6 (sp. nov.?), *P. (Marginifera) muricataeformis* Lich. sp. nov., *P. (Marginifera) intermedius-helicus* Abich var. *septentrionalis* Lich., *Strophalosia poyangensis* Kayser var. *occidentalis* Lich var. nov., *Prorichthofenia kingi* Lich. sp. nov., *Pugnax mutabilis* Lich. sp. nov., *Terebratulioidea* aff. *dawidsoni* Waag., *T.* aff. *elegans* Gemm., *Athyris (Composita) reinvaldi* Frcks., *A. (C.) reinvaldi* Frcks. var.,² *Pugnax mutabilis* Lich sp. nov., *Wellerella ravnouensis* Lich. sp. nov., *W. ravnouensis* Lich. sp. nov. var., *Uncinunellina* aff. *posterus* Waag., *Amboloelia telleri* Schellw., *Athyris reinvaldi* Frcks., *Hemiptychina pseudoelongata* Schellw.,³ *Enteletes cf. demisus* Schellw., *Enteletes* sp. indet. № 2, *Productus (Striatifera) compressus* Waag., *Pugnax grabau* Lich. sp. nov., *P. grabau* var. *minor* sp. et var. nov., *Uncinunellina tschernyschewi* Lich. n. sp., *U.* aff. *tschernyschewi* Lich. n. sp., *Teguliferina* n. sp., *Rhynchonella gundarensis* Lich. n. sp., *Camarophoria* n. sp., *Spirifer (Spirifer) liraeformis* Tschern. n. var., *Martinia (Pseudomartinia) netschajewi* var. *sinuata* Lich. sp. et var. nov., *M. (Ps.) broili* Lich. sp. nov., *Spiriferina* sp. nov. aff. *multiplicata* Sow., *Athyris (Composita) reinvaldi* Frcks., *Rhynchonella gundarensis* Lich. n. sp., *Pseudoharttina cf. ovalis* Lich., *Hemiptychina pseudoelongata* Schellw., *H. applicata* Lich. и др.⁴

¹ Перечисленные до этого места формы происходят из Ак-таша (Оби-равноу).

² Перечисленные от предыдущей сноски до этого места формы происходят со склона горы Сафет-ку.

³ Перечисленные от предыдущей сноски до этого места формы происходят с правого склона долины Шакарсы.

⁴ Перечисленные от предыдущей сноски до конца формы происходят из бассейна Гуи-дары.

Подтверждение Б. К. Лихаревым пермского возраста брахиоподово-мшанкового известняка Дарваза стоит в резком противоречии с мнением В. И. Попова, который в последнее время относит эти известняки к нижнему триасу. Не исключена возможность, что это расхождение основано на недоразумении, заключающемся в смешении двух различных разновозрастных толщ.

Возвращаясь к основной теме настоящей заключительной главы и зная теперь в основных чертах стратиграфическую схему верхнего палеозоя Дарваза, приступим к сопоставлению различных восточно-памирских и дарвазских разрезов.

Начнем снизу. Сравнение наиболее низких членов верхнепалеозойских серий Памира, Заалая и Дарваза представляет исключительно большие трудности. Очень слабая палеонтологическая характеристика, сильная метаморфизация пород, интенсивная дислоцированность пластов — все это создает мало благоприятные условия для возможности безошибочной их корреляции и делает наши выводы в отношении этих частей разреза в достаточной мере условными. Отсутствие или недостаток фауны заставляет пользоваться при сравнении такими мало убедительными данными, как литологический состав породы, их окраска, детали условия залегания отдельных прослоев и т. д. Эти признаки, взятые сами по себе, едва ли могут послужить достаточно надежным основанием для сравнения. Однако, когда целый комплекс их совпадает и когда порядок последовательности отдельных горизонтов в сравниваемых разрезах сопоставляется в точности вплоть до отдельных мелочей, нам кажется возможным пользоваться этими признаками для наших сопоставлений и на их учете строить стратиграфическую корреляцию немых или почти немых верхнепалеозойских толщ нижней части разреза.

Одной из таких толщ, обладающих в разрезах Заалая, Юговосточного Памира и Дарваза весьма сходной литологической характеристикой, но которая при этом почти вовсе лишена фауны, является неоднократно упоминавшаяся выше свита черных аспидных сланцев, переслаивающихся с кварцевыми песчаниками, известняками и, реже, туфами.

Литологический состав аспидных сланцев и пород, с ними связанных, настолько близок в различных разрезах перечисленных выше областей (за исключением, пожалуй, лишь района р. Чакмак-таш; см. выше), что вряд ли может возникнуть сомнение в принадлежности их к одному и тому же горизонту.

Ниже толщи аспидных сланцев как в памирских, так и в дарвазских разрезах, залегает пачка известняков с очень редкой и дурно

сохранившейся фауной типа, свойственного низам верхнего карбона или слоям переходным между верхним карбоном и средним. Повидимому, эти известняковые отложения на Памире и в Дарвазе также являются синхроничными или, во всяком случае, в возрастном отношении очень близкими.

Неопределенное положение занимает известняковая пачка, подстилающая черные аспидные сланцы на южном склоне Заалая. Полное отсутствие ясной и хоть сколько-нибудь говорящей фауны исключает точное определение ее возраста. Поэтому параллелизация ее с самой нижней известняковой свитой верхнепалеозойского разреза Юговосточного Памира и Дарваза может быть произведена лишь совершенно условно. Некоторым косвенным обстоятельством, быть может отчасти подтверждающим правильность этого сопоставления, служит появление в рассматриваемой известняковой пачке Уй-су и Чакмак-таша огромного количества очень крупных члеников криноидей, которые по своим размерам, форме, наружной скульптуре ничем не отличаются от таковых, происходящих из сланцево-мраморной свиты Юговосточного Памира.

Крайне сложными и до последнего времени не вполне ясными представляются соотношения горизонтов, залегающих в Дарвазе — Заалае и Юговосточном Памире непосредственно выше черных аспидных сланцев. Если в отношении корреляции отдельных горизонтов нижней перми Заалайского хребта и Дарваза сейчас кажутся почти бесспорными соотношения швагериновых известняков Заалая — сафетдаронской свиты Дарваза, серозеленой свиты Ат-джайляу — нижней серой туфогенной толще Хингоу, Равноу и Нису и фиолетовых серий той и другой области между собой, то несравнимо труднее ответить на вопрос, какому горизонту Юговосточного Памира отвечает весь этот мощный и разнообразный комплекс осадков северных дуг Памира — Дарваза.

Мы помним, что на Юговосточном Памире над свитой аспидных сланцев непосредственно залегают известняково-сланцевая толща с достаточно многочисленной фауной верхов нижней перми. По свидетельству О. Г. Туманской, фауна аммоной из этой толщи является значительно более высоко специализированной и молодой, нежели аммоной дарвазской нижней серой туфогенной толщи. С другой стороны, микрофауна известняково-сланцевой толщи может быть сопоставлена только с таковой из гипсоносной толщи Дарваза, — той самой, которая в Дарвазе несогласно налегает на фиолетовую свиту. Из всего этого явствует, что на Южном Памире мы действительно не видим несомненных аналогов нижнепермских обломочных туфогенных и известняковых толщ, развитых в Заалайском хребте и в Дарвазе, и нам

остается предположить, что эти отложения по направлению к югу либо смыты, либо же фациально замещены иными образованиями, не отличимыми от развитых в Заалае и Дарвазе ниже по разрезу.

Из высказанных двух вариантов объяснения отсутствия рассматриваемых осадков на южном Памире нам кажется наиболее вероятным второе предположение. Хотя В. П. Ренгартен в своей исключительной по обстоятельности монографии, посвященной геологическому описанию Мургаб-Истыкского района, и приходит к заключению о некотором возможном угловом несогласии и перерыве между отложениями осадков известняково-сланцевой толщи и свиты аспидных сланцев [21],¹ но нам кажется, что эти мелкие размывы и перерывы в осадкообразовании являются чисто местными явлениями и что в основном смена отложений на границе обеих вышеперечисленных толщ была на Южном Памире постепенной и вполне нормальной. В доказательство сказанного можно сослаться хотя бы на прекрасные разрезы по Куберганды, Дейре, Северному Агалхару и Мын-хаджиру, где отчетливо наблюдаются контакты между этими двумя свитами и где ясно виден постепенный переход пород одной толщи в отложения другой.²

Итак, фактический материал, имеющийся в нашем распоряжении, указывает на большую вероятность фациального замещения к югу швагериновых известняков, серозеленых туфогенных песчаников и пород фиолетовой свиты черными аспидными сланцами с прослоями кварцевых песчаников и редкими пропластками известняков. Можно было бы, конечно, предположить, что рассматриваемая серия Заалая и Дарваза на юге частично замещается низами известняково-сланцевой толщи. Однако, появление высокоспециализированных фузулинид типа *Cancellina*, *Doliolina* и пр. в самом основании этой толщи при полном их отсутствии в более архаичном комплексе микрофауны фиолетовой толщи Ат-джайляу делает невозможным такое предположение. Оно показывает, что даже низы известняково-сланцевой толщи Юговосточного Памира являются осадками значительно более молодыми, чем самые высокие фаунистически охарактеризованные горизонты верхнепалеозойской толщи Заалайского хребта.

¹ Причем существование перерыва В. П. Ренгартен аргументирует, главным образом, более значительной региональной метаморфизацией черных аспидных сланцев.

² Что же касается более сильной метаморфизации свиты аспидных сланцев по сравнению с отложениями известняково-сланцевой толщи, то в этом отношении, вероятно, более прав В. А. Николаев, который неоднократно указывает на непосредственную зависимость большей метаморфизации пород аспидной свиты от более близкого расположения их (в окрестностях поста Памирского) к гранитным интрузиям Пшартского гребня.

Вернемся на время к нижнепермским толщам Дарваза и Заалая. Мы уже говорили выше о почти безусловном соответствии сафетдаронских известняков, нижней серой туфогенной толщи и фиолетовой толщи первой области швагериновым известнякам, серозеленой туфогенной свите и фиолетовой свите второй. Эта параллелизация несмотря на не вполне точные определения возраста отдельных горизонтов была правильно подмечена уже с самого начала работ экспедиции 1932 г., получив свое оформление в стратиграфической схеме А. В. Хабакова. Но в итоге работ 1932 г. вполне надежных фаунистических доказательств этой корреляции получено не было. Теперь же благодаря сборам последних двух лет мы в известной части обладаем этими недостававшими доказательствами и можем более уверенно на основе достаточно убедительного палеонтологического материала сопоставлять отдельные горизонты сравниваемых разрезов. При этом надо подчеркнуть, что если раньше трудность корреляции зависела исключительно от недостаточности или даже полного отсутствия палеонтологических материалов из Заалайского хребта, то теперь, наоборот, для полного сопоставления всех трех свит не хватает данных именно по Дарвазу, где в противоположность первой области самая верхняя толща интересующей нас сейчас части нижней перми (фиолетовая свита) совершенно лишена фауны.

В составе микрофауны швагериновых известняков Ат-джайляу и сафетдаронской известняковой свиты Дарваза господствующее положение (по массовости появления) приобретают швагеринины. И тут и там в значительном количестве встречается характерная *Schwagerina princeps* Ehrh. Одновременно как в Дарвазе, так и в Заалае, совместно с ней присутствуют более высоко специализированные представители той же группы — *Schw. aff. princeps* Ehrh. (Ат-джайляу) и *Schw. tumida* Lich. (Дарваз). Они обнаруживают, если не тождество, то во всяком случае необычайно близкое родство между собой. На Ат-джайляу, кроме этих форм, присутствует еще третья швагерина (sp. nov.) очень близкая к той же *Schw. amadaei* Deprat, с которой Б. К. Лихарев [8] сопоставляет дарвазскую *Schw. tumida* Lich.

В отношении других фузулинид сравниваемые отложения проявляют также несомненное сходство. Одновременное присутствие в их пределах ассоциации *Pseudofusulina globosa* Schellw. et Dyhr., *Ps. japonica* Gumb., *Ps. krafftii* Schellw. et Dyhr., *Triticites contractus* Schellw. et Dyhr., *Fusulinella giraudi* Deprat в полном соответствии с вышеуказанным сходством швагерин, в целом, думается нам, дает законные основания считать эти две толщи синхроничными, отлагавшимися в один и тот же промежуток времени на площади современных северных дуг Памиро-Дарвазской горной си-

стемы.¹ К сожалению, это заключение невозможно проверить путем сличения макрофаунистических остатков: последние на Ат-джайляу столь плохой сохранности и их получено так мало, что они совершенно не поддаются сравнению с богатейшими фаунами Дарваза.

К совершенно аналогичным результатам приводит сопоставление микрофауны серозеленой толщи Ат-джайляу и нижней серой туфогенной толщи Дарваза. Одинаковый комплекс наиболее распространенных фузулинид — *Triticites contractus* Schellw. et Dyhr., *Pseudofusulina tschernyschewi* Schellw., *Ps. vulgaris* var. *fusiformis* Schellw. et Dyhr., *Ps. krafftii* Schellw. et Dyhr., *Schwagerina* n. sp. (ex gr. *Schw. fusulinoides* Sch.), совместно с своеобразными тут и там встречающимися мелкими фораминиферами (главным образом, представителями рода *Tetrataxis*), позволяют усматривать в обеих толщах очень близкие по возрасту и даже синхроничные отложения. Надо, правда, заметить, что микрофауна дарвазской нижней туфогенной толщи, особенно в части вздутых псевдофузулин, несколько богаче атджайляуской. Но это различие легко может быть объяснено фациальными причинами, если оно только не является результатом плохого знакомства нашего с разрезами серозеленой толщи северного склона Заалая.

Неизученность, или, точнее, недостаточное знание гониатитовых фаун сравниваемых толщ Дарваза и Заалая, исключают эту необычайно важную в биостратиграфическом отношении группу из числа тех, с помощью которых можно легко сопоставить эти отложения.

¹ Встреченная в швагериновых известняках Дарваза и Заалая ассоциация фузулинид ближе всего стоит к микрофауне горизонта Van Na Theut Индо-Китая, который Ж. Фромаже считает переходным от Ougalien к Permien и которым он начинет пермский разрез Тонкина, Аннама и Лаоса (низы нижней перми). Видами, сближающими фауну наших швагериновых известняков с индокитайской являются: *Schwagerina princeps*, *Pseudofusulina krafftii*, *Ps. sadonica*. Эта ассоциация в Индо-Китае присуща только названному горизонту, хотя отдельные ее представители встречаются и ниже (*Schw. princeps*) и выше (*Ps. japonica*).

По сравнению с южнокитайскими микрофаунами микрофауна швагериновых известняков Заалая и Дарваза носит смешанный, промежуточный характер между верхнекаменноугольным комплексом Chuanshanien и типичным нижнепермским — Swine (общие близкие формы: *Triticites contractus*, *Triticites* ex gr. *truncatus*, *Pseudofusulina* ex gr. *prisca*, *Ps. anderssoni*, *Ps. japonica*, *Ps. globosa*, *Schwagerina princeps*, *Schw.* ex gr. *fusulinoides*).

Наконец, по сравнению с уральским верхним карбоном близких или родственных форм оказывается очень мало (*Pseudofusulina* ex gr. *prisca*, *Schwagerina princeps*) и весь комплекс швагериновых известняков Дарваза и Заалая в целом носит более молодой, более высокоспециализированный облик. Все это вместе взятое на наш взгляд говорит за нижнепермский возраст этих швагериновых известняков, что, как указывалось выше, стоит в полном согласии с заключениями Б. К. Лихарева, основанными на изучении брахиопод.

Но тот факт, что в Дарвазе и Заалае аммонии в главной своей массе приурочены к параллелизуемым туфогенным толщам, представляет достаточно любопытный и важный момент, мимо которого едва ли можно пройти без внимания.

Теперь перейдем к сопоставлению вышележащих фиолетовых свит; предварительно учтем, однако, все вышесказанное по части тех затруднений, которые возникают в связи с отсутствием фауны в дарвазской фиолетовой толще.

Палеонтологическими доказательствами синхроничности фиолетовых толщ Дарваза и Заалая являются находки типичной нижнепермской микрофауны внутри фиолетовой толщи Ат-джайлау и находка микрофауны самых верхов нижней перми в низах гипсоносной толщи, непосредственно покрывающей фиолетовую толщу Дарваза.

С другой стороны, и та и другая свита располагаются непосредственно на серозеленых туфогенных толщах с одинаковыми ассоциациями фузулинид и в одинаковой мере насыщенных остатками близких, повидимому, гониатитов. Общим у этих фиолетовых свит оказывается и их местами трансгрессивное залегание на более древних толщах, с разрывом и некоторым небольшим угловым несогласием на контакте. Присовокупив сюда тождественный литологический состав данных толщ при очень схожем характере чередования отдельных прослоев, можно видеть, что по всем основным признакам и по положению в разрезе фиолетовые толщи Заалая и Дарваза настолько близки друг к другу, что действительно нет никаких оснований считать их разновозрастными образованиями.

Наши сопоставления различных горизонтов нижнепермских отложений Заалая и Дарваза основываются, преимущественно, на сличении свойственных им микрофаун. Из последних мы использовали, главным образом, фузулинид: эта группа в конце палеозоя является наиболее быстро эволюционировавшей и к тому же характеризующейся массовостью появления. Просматривая списки фузулинид, принадлежащих отдельным горизонтам, нетрудно подметить, что значительное количество их является общим как для швагериновых известняков, так и для вышележащих серозеленых туфогенных толщ Заалая и Дарваза. Это сходство фораминиферных ассоциаций является первым палеонтологическим доказательством вероятности гипотезы, выдвигавшейся ранее¹ лишь в качестве очень осторожного предположения о существовании фациального перехода между швагериновыми известняками и туфогенными псаммито-пелитовыми образованиями. В этом вопросе небезынтересно вспомнить указания Б. К. Лихарева на рифовый характер сафетда-

¹ А. В. Хабаковым, Б. К. Лихаревым [7].

ронских известняков. Очень вероятно, что большинство выходов швагериновых пород в Заалае и в Дарвазе представляет собой рифы, подобные тем, какие в то же самое время на огромном расстоянии от Дарваза в аналогичной фациальной обстановке развивались в Приуралье. Так же, как и в Приуралье, дарвазские нижнепермские рифы являлись местом обитания богатой фауны; здесь она вследствие, очевидно, более благоприятных климатических условий по сравнению с Уралом отличалась особым разнообразием видов. Единственное отличие, которое можно только подметить при сравнении уральских рифовых образований и дарвазских, заключается в различном характере породообразователей. В нижнепермских уральских рифах роль породообразователей несут многочисленные и разнообразные мшанки, в то время как на юге эта роль принадлежит водорослям и фораминиферам. Просматривая под микроскопом шлифы из сафетдаронских известняков бассейна Равноу, Возгина и Сары-оба, нам приходилось неоднократно убеждаться в том большом значении, какое играют в сложении пород известковые водоросли. Местами количество последних возрастает настолько, что они больше, чем на половину, слагают основную массу известняка.

В сравнении верхнепалеозойского разреза Юговосточного Памира с более северными мы остановились на проблеме о вероятном соответствии южно-памирской песчано-сланцевой толщи нижнепермским известняково-туфо-песчаниковым образованиям Заалая и Дарваза. Теперь нам остается рассмотреть вопросы, касающиеся связи между более высокими пермскими горизонтами этих смежных областей.

Благодаря крайне слабой палеонтологической характеристике верхних горизонтов Заалайского хребта и Дарваза эти сопоставления сейчас можно производить только в качестве первой предварительной наметки. К сожалению, здесь мы не вольны производить такие широкие обобщения, как раньше, пользуясь данными литологического сходства или подмечая аналогии в порядке чередования горизонтов. Большое разнообразие типов осадков при отсутствии какой-либо ясно видимой закономерности в их распределении заставляет основывать наши выводы исключительно на палеонтологических данных, которыми северные разрезы, увы, так небогаты.

С достаточной определенностью мы можем сейчас говорить о синхроничности известняково-сланцевой толщи Южного Памира и гипсоносной толщи Дарваза. Сравнение их микрофаун, легко производимое путем сличения граф 13 и 10 табл. 2, показывает значительное число общих или очень близких форм между ними. При этом характерно,

что общими формами являются не только те виды, которые принадлежат ископаемым с широким вертикальным распространением, но также и те, вертикальное распространение которых ограничено какими-либо очень узкими рамками. Из последних форм в первую очередь, конечно, приходится указать на *Doliolina claudiae* Derpat. На Южном Памире в своем распространении она не выходит за пределы известняково-сланцевой свиты и совершенно отсутствует как выше, так и ниже по разрезу (в Южном Китае приурочена только к горизонту Swine).

Вторым горизонтом Юговосточного Памира, находящим себе аналогов в северных разрезах, является толща конгломератовидных известняков P_2^a . Несмотря на сравнительно малое количество общих видов едва ли могут возникнуть сомнения в том, что она хотя бы отчасти не соответствует баяндкиинкской свите известняков с суматринами. Как одна, так и другая толща заключают в себе представителей руководящего для верхнепермских отложений Тетиса рода *Sumatrina*; как в одной, так и в другой толще присутствует та же самая высокоспециализированная псевдофузулина (*Ps. bactriana* Dut.); в обеих толщах, наконец, встречаются одни и те же оригинальные штаффеллы, тождественные таковым из верхнепермских отложений Японии и Греции. Если и можно говорить о некотором различии в возрасте этих двух толщ, то только по причине нахождения в баяндкиинкских известняках *Pseudofusulina* cf. *gigantea* Derpat. В Индо-Китае этот вид в сопровождении *Sumatrina annae* Volz, *Doliolina lepida* Schw., *Neoschwagerina douvillei* Ozawa и *Verbeekina verbeeki* Gein (последняя форма также в большом количестве присутствует на Баянд-кинке), характеризует горизонт Coa Linh, в то время как ассоциация свиты конгломератовидных известняков стоит ближе к более низкому индокитайскому горизонту верхней перми]—Loung Nhuan.

Этими двумя сравнениями и заканчиваются палеонтологически обоснованные сопоставления горизонтов юга и севера, которые мы можем сделать при настоящем уровне наших [знаний. К этому в качестве рабочей гипотезы (нуждающейся в основательной дальнейшей проработке) можно прибавить весьма вероятную одновременность проявления последней вулканической фазы на Памире и в Дарвазе и вытекающую отсюда синхроничность отложения дарвазской верхней серой туфогенной толщи и памирской туфогенной порфирито-песчано-сланцевой. Эти две толщи завершают собой разрезы верхнепалеозойских отложений Памира и Дарваза и располагаются на одинаковом стратиграфическом уровне.

Крайне интересным, но сейчас окончательно не разрешимым представляется также вопрос о параллельности брахиоподово-мшанковых

известняков Шакарсы, Ак-таша и Гуи-дары какому-либо из горизонтов Юговосточного Памира.

Становясь на точку зрения Эдельштейна относительно залегания этих известняков непосредственно над гипсоносной толщей и учитывая намечающуюся синхроничность образования последней толщи и известняково-сланцевой свиты Южного Памира, невольно приходит в голову мысль о возможной параллельности брахиоподово-мшанковых известняков указанных районов конгломератовидным известнякам P_2^a Южного Памира. К сожалению, наше предположение зиждется только на не вполне точно доказанных] стратиграфических взаимоотношениях, существующих между отдельными горизонтами Дарваза, и не может быть подкреплено палеонтологическими данными. Основная причина невозможности корреляции упомянутых горизонтов по фауне заключается в полной неизученности микрофауны дарвазских брахиоподово-мшанковых известняков и в отсутствии брахиопод на Памире. Если же, однако, высказанное предположение дальнейшими исследованиями подтвердится, то в таком случае мы будем иметь еще одно доказательство той поразительной аналогии в ходе геологических событий позднепалеозойского времени, какие происходили в Дарвазе и в Заалае. Тем самым мы сможем утверждать, что и в Дарвазе после кратковременного континентального или полуконтинентального периода, отвечающего средней части пермского времени, море снова трансгрессировало на поднявшуюся часть суши и затопило широкую полосу пространства, соответствующую площади всего современного Дарваза (см. ниже).

Сопоставляя все сказанное выше относительно связи отдельных горизонтов между собой, мы получаем следующую таблицу корреляции верхнепалеозойских отложений различных областей Восточного Памира, Дарваза и Заалая (табл. 2). В этой таблице приведено также сопоставление рассматриваемых разрезов с некоторыми классическими разрезами верхнего палеозоя других стран, в первую очередь Японии и Индо-Китая. В большинстве случаев эти сопоставления основаны на сравнении микрофаун; реже нами использованы гониатиты и брахиоподы. Оговоримся, что некоторые из этих сравнений являются аргументированными, безусловно, недостаточно, потому их необходимо рассматривать как предварительные (сравнения с Тимором, Тексасом, Уралом). В особенности это касается сопоставления памирско-дарвазских разрезов с Уралом и Приуральем. Свообразные палеогеографические условия, какие установились в пределах уральской геосинклинали и на обширном пространстве восточной части Русской платформы в самом конце палеозойского времени, привели к тому, что в этих областях позднепермские отложения совершенно лишены той богатой и разнообразной фауны, которая характерна для западных областей.

разной фауны открытого моря, которая существовала в это время в теплых тропических морях Тетиса. Вследствие этого у нас нет возможности надежно сопоставить не только отдельные мелкие горизонты и ярусы южных пермских разрезов с уральскими, но даже толком наметить для обеих стран одинаковые по значению границы между отделами этой системы. Вполне возможно и даже весьма вероятно, что объем наших определений „верхней“ перми и „нижней“ перми в области Тетиса далеко не отвечает тому, что мы понимаем под этими названиями на севере. Нам кажется что для сравнения и точной увязки пермских разрезов Урала и Тетиса следует еще много и много поработать, и пройдет немало еще лет, пока мы окончательно не разберемся в этой сложнейшей проблеме стратиграфии верхнепалеозойских отложений стран Старого Света.

Какие же палеогеографические выводы вытекают из сравнения разрезов Памира, Заалая и Дарваза?

Мы видели, что начало верхнекаменноугольной эпохи на площади всего Юговосточного Памира, Заалая и Дарваза ознаменовалось отложением известковых органогенных осадков открытого моря, превратившихся впоследствии в мощные мраморы и плотные известняки¹. Основными обитателями морского дна в это время были морские лилии и фораминиферы; последние особенно большим распространением пользовались на западе, тогда как в восточных частях преобладали криноидеи.

В середине верхнекаменноугольной эпохи отложение известняков почти на всей площади Памира и Дарваза в основном прекратилось и вместо них начали накапливаться мощные толщи флишеподобных черных аспидных сланцев и песчаников. Фациальная обстановка, в которой происходило накопление этих осадков, в настоящее время не вполне ясна. Однако, по ряду признаков всего вероятнее, что эта толща образовалась в весьма прибрежных, если отчасти даже не полу-континентальных условиях. Любопытно, что к совершенно аналогичным выводам по части условий образования свиты аспидных сланцев Дарваза приходит и В. И. Попов. В одной из своих работ он пишет: „нахождение в низах и особенно в средней части разреза большого количества песчаников, переходящих в конгломерат, относительное

¹ Мы оставляем без рассмотрения вопросы, связанные с сланцево-кварцитово-толщей Юговосточного Памира и нижними порфироидами и туфами Уй-су, которые залегают в указанных местах еще ниже известняковых толщ. Это нами делается потому, что возраст этих толщ совершенно неопределенный и потому не исключена возможность, что они окажутся образованиями более древними, чем даже средний карбон.

количество которых отчетливо увеличивается на югозапад, а также нахождение в низах свиты углистых пород с проблематическими растительными остатками указывает на прибрежное, возможно, лагуно-морское образование свиты*.

Очень интересным вопросом, тесно связанным с установлением прибрежного характера свиты аспидных сланцев, является вопрос о географическом местоположении той суши, к которой примыкала эта область накопления прибрежных мелководных осадков. Для ясного ответа на этот вопрос нам не хватает фактического материала по стратиграфии верхнепалеозойских отложений Восточного и Северного Афганистана. Но то обстоятельство, что севернее Памира, в районе Алайского хребта и, в особенности Ферганы, в это время шло накопление нормальных морских фузулиновых известняков [1, 2, 10, 12, 22, 42] показывает, что эта суша едва ли могла расстилаться непосредственно к северу от Памира и Дарваза. Скорее всего, она представляла собой местное островное поднятие внутри-геосинклинального типа, которое располагалось южнее рассматриваемых нами районов и было отделено от северного края верхнекаменноугольного моря, заливавшего в то время Среднюю Азию довольно широкой полосой водного пространства.

В начале пермского периода фациальная обстановка, существовавшая на месте северных дуг Памира — Дарваза и на юге, становится резко различной. В области Юговосточного Памира в это время продолжают существовать те же физико-географические условия, какие установились здесь еще с середины верхнего карбона. На севере отложение аспидных сланцев прекращается и вместо них накапливаются мощные толщи органогенных известняков с богатой фауной брахиопод, кораллов, аммоней, губок, фораминифер и пр. Возникают известняковые рифы. Появление на севере нижнепермских известняков с богатой фауной, повидимому, совпадает с известным погружением данной части страны, которое, возможно, было вызвано перемещением к югу того широкого пролива, какой отделял ранее намеченную нами гипотетическую внутри-геосинклинальную остроугольную сушу от северного берега среднеазиатского верхнекаменноугольного моря.

Существование нормальных морских условий в нижней перми на площади Дарваза и, в особенности Заалая, едва ли было особо продолжительным. Вслед за отложением швагериновых известняков в этих областях началось быстрое, повидимому, накопление мощных толщ терригенных осадков. Интенсивная вулканическая деятельность, развившаяся к тому времени на рассматриваемой площади, способствовала обогащению обломочных пород туфовым материалом. Возможно, что отзвуком этих вулканических проявлений следует считать на юге

появление в верхах песчано-сланцевой толщи мелко-распыленного туфогенного материала, в частности того, какой был обнаружен В. П. Ренгартемом в бассейне р. Южного Агалхар.

Сходная фаціальная обстановка, которая возникла в нижнепермско-е время одновременно в Заалае — Дарвазе и на Урале, обусловила не только появление одних и тех же или, во всяком случае, близких руководящих видов, но даже массовое развитие в обеих областях одних и тех же групп ископаемых. Как на Урале, так и в Дарвазе, в терригенных фациях нижней перми в большом количестве развивались гониатиты. В известняковых фациях, наоборот, особое разнообразие приобретали брахиоподы. Фораминиферы же довольно безучастно относились к фаціальным изменениям, в одинаковой мере богато населяя как одну, так и другую.

После отложения морских терригенных осадков нижней серой свиты Дарваза и серозеленой толщи Заалая область северных дуг памиро-дарвазской системы испытывает небольшую внутри-нижнепермскую орогеническую фазу. Вследствие этого отложения вышележащей фиолетовой свиты легли трансгрессивно, местами с размывом на более древние толщи. Литологический состав осадков и частое выклинивание непостоянных мелких прослоев, своеобразная окраска пород и отсутствие в большинстве разрезов какой бы то ни было фауны — все это укрепляет нас в мнении относительно континентального или полуконтинентального происхождения большей части фиолетовой толщи. Повидимому, вслед за упомянутой орогенической фазой в начале второй половины нижней перми область Дарваза и Заалая была почти целиком выведена на дневную поверхность и в этот именно момент на освободившемся от моря пространстве накапливались местами мощные фиолетовые терригенные толщи, чередующиеся с туфами и эффузивами. Необычайная насыщенность разреза пирокластическими породами и эффузивными покровами свидетельствует об еще большей интенсивности вулканизма в северных дугах Памиро-Дарваза во второй половине нижнепермской эпохи.

На Южном Памире в конце нижнепермской эпохи происходит отложение гониатитовых сланцев и фораминиферовых известняков. Они представляют собой типичные осадки незамкнутого мелкого моря. Частое чередование пластов известняка со сланцами указывает на многократные мелкие фаціальные изменения, то усиливающие, то, наоборот, сокращавшие привнос терригенного материала, который давал начало образованию сланцев. Вообще же, фаціальная обстановка отложения известняково-сланцевой толщи Южного Памира была, очевидно, близкой к той, при которой образовались некоторые свиты среднего и верхнего карбона Донбасса.

Море, оставившее после себя известняково-сланцевую толщу R_1^{2a} , кроме Южного Памира захватывало, очевидно, также и Дарваз (известняки низов гипсоносной толщи). Но в противоположность первой области морские условия в Дарвазе в конце нижней перми существовали очень недолго и вскоре сменились лагунным режимом. Появлению последнего мы обязаны образованием залежей каменной соли и гипсов, которые заключены среди пестроцветных сланцев верхов гипсоносной толщи. Характерно, что в это время в Дарвазе намечается сокращение вулканической деятельности. На Южном Памире очаги извержений, видимо, также существовали только в начале отложения известняково-сланцевой толщи (район р. Северный Агалхар, район р. Куристык). В самом конце нижнепермской эпохи — на рубеже с верхней пермью, явные и непосредственные остатки от извержений отсутствуют и там, хотя характерно повсеместное отложение кремнистых осадков, типов, генетически связанных обычно с процессами вулканизма.

Фаціальная обстановка, существовавшая в самом конце нижней перми в Заалае, в настоящее время не ясна. Не исключена возможность, что там в это время происходило отложение самых высоких горизонтов континентальной фиолетовой свиты, которые отличаются полным отсутствием организмов. Могло, конечно, быть и так, что там в этот момент отложения вовсе не происходило. Сейчас в нашем распоряжении имеется слишком ограниченный, фрагментальный материал для суждения по этому вопросу, и мы вынуждены отложить его до получения новых данных.

К самому началу верхнепермской эпохи в Юго-восточном Памире приурочены очень слабые, с большим трудом замечаемые тектонические подвижки (заальская фаза?), сказавшиеся в некотором размыве и слегка несогласном залегании конгломератовидных известняков R_1^{2a} на нижней фиолетовозеленой кремнистой толще. Эти данные в соединении с фактом проникновения морских верхнепермских отложений в область Северного Памира (Балянд-киик) и даже, может быть, Заалая (верхние мраморы разреза Чакмак-таш), свидетельствуют о весьма вероятном трансгрессивном характере морских движений на границе нижней и верхней перми. Вследствие опускания известной части Северного Памира и Заалая верхнепермское море снова на непродолжительный срок вернулось в оставленные им места, которые к тому времени уже успели испытать довольно длительный континентальный период. Распространялась ли эта трансгрессия на запад — в область Дарваза, — сейчас сказать трудно. Если, однако, будет доказано, что брахиоподово-мшанковые известняки Шакарсы, Ак-таша и Гун-дары представляют собой верхнепермские отложения параллельные конгло-

мератовидным известнякам Памира, тогда, конечно, вопрос о наличии верхнепермской трансгрессии будет решен положительно. И этим фактом, как говорилось выше, можно будет еще раз доказать замечательное и почти полное тождество геологической истории верхнепалеозойского времени в пределах Заалая, Северного Памира и Дарваза, которое провизорно наметилось еще с самых первых дней исследования Восточного Памира в 1932 г.

Судя по литологическому характеру и форме залегания южно-памирских конгломератовидных известняков, можно полагать, что мелкие подвижки морского дна не прекращались в течение всего времени их отложения. Таким образом, на Южном Памире они существовали вплоть до середины верхней перми. Впоследствии эти движения затухают. Вместо них зато нарастают вулканические проявления. Эти проявления вулканизма завершились образованием туфогенной толщи в верхней части южнопамирской верхней перми. Повидимому, одновременно произошла последняя вспышка вулканической деятельности и в Дарвазе. При этом там образовалась верхняя серая туфогенная толща.

Как протекала геологическая история на самой границе перми и триаса в Дарвазе и на Памире, нам также не вполне ясно. В пределах Восточного Памира на порфирито-песчано-сланцевой толще P_2^2 трансгрессивно, но без углового несогласия залегают известняки карнийского яруса с полным отсутствием осадков среднего и нижнего триаса. В Дарвазе положение более благоприятное. На верхней серой туфогенной толще там залегают мшанковые известняки с верфенской фауной. Но условия залегания этих толщ таковы, что, по свидетельству В. И. Попова, непосредственный контакт между ними нигде наблюдать не удастся. Можно только предполагать, что вслед за эпохой подъема, совпавшего с самым концом пермского периода и временем накопления осадков верхней серой туфогенной толщи, Дарваз снова испытал довольно быстрое погружение и море снова покрыло те пространства, которые оно занимало раньше. Это погружение, видимо, носило характер спокойных эпейрогенических движений. Во всяком случае, ни один из авторов, занимавшихся геологией Дарваза, не отмечает несогласного залегания триаса на перми, и все единодушно сходятся в мнении относительно спокойного, ненарушаемого орогенезом хода явлений на границе палеозоя и мезозоя.

В длинной веренице событий разыгравшихся в верхнепалеозойское время на самом юге Средней Азии особый интерес, на наш взгляд, представляют трансгрессивные движения моря в начале верхней перми. Возврат моря после длительного континентального периода середины перми в область Северного Памира (и Дарваза?) показывает, что наши первоначальные представления о спокойном, постепенном отступании

моря в момент великой верхнепалеозойской центральноазиатской регрессии едва ли отвечают действительности. Общее отступление позднепалеозойского моря в южной части Средней Азии, видимо, сопровождалось многократными остановками и даже временными ингрессиями на краевые части новообразовавшегося материка. В качестве таковой и надо рассматривать возврат моря в конце перми в область Северного Памира (и Дарваза?). Очевидно, что все эти колебательные движения береговой линии непосредственно зависели от тех вертикальных подвижек земной коры, которые здесь являлись отзвуками значительно более мощных орогенических движений, разыгравшихся в то время в более северных частях Средней Азии.

ЛИТЕРАТУРА

1. В. Н. Вебер. Геологические исследования в Фергане в 1909—1910 гг. Изв. Геол. ком. т. XXIX. 1910.
2. В. Н. Вебер. Краткий предварительный отчет о поездке в Фергану в 1902 г. Изв. Геол. ком. т. XXII. 1903.
3. Н. Н. Дингельштедт. О геологии и рудообразовании Сауксайского района. Тадж. компл. эксп. 1932 г. Тр. эксп. в. I. 1933. стр. 83—120.
4. Г. А. Дуткевич и А. В. Хабаков. Пермские отложения Восточного Памира и палеогеография верхнего палеозоя Центральной Азии. Тадж. компл. эксп. 1932 г. Тр. эксп. в. VIII. 1934.
5. А. Н. Криштофович. Геологический обзор стран Дальнего Востока. 1932.
6. Л. С. Либрович. Основные черты геологической истории Кизило-Уртаымского района на Южном Урале. Злп. Минер. общ. ч. LXII. № 1. 1933.
7. Б. К. Лихарев. К вопросу о возрасте сафетдаронского известняка Дарваза. Докл. Акад. Наук СССР, т. IV. № 3. 1934. стр. 179—184.
8. Б. К. Лихарев. *Palaeofusulina* n. sp. из антраколитовых отложений Северного Кавказа. Изв. Геол. ком. т. XLV. № 2. 1926. стр. 59—65, табл. II.
9. Б. К. Лихарев. Фауна пермских отложений Северного Кавказа. Тр. ВГРО, в. 215. 1932.
10. Д. И. Мушкетов. Геологическая карта Средней Азии. лист. VI-7 и VII-7 (Восточная Фергана). Тр. Геол. ком. т. 169. 1928.
11. Д. В. Наливкин. Обзор геологии Памира и Бадахшана. Тр. ВГРО. в. 182. 1932.
12. Д. В. Наливкин. Очерк геологии Туркестана. 1926.
13. Д. В. Наливкин. Предварительный отчет о поездке летом 1915 г. в Горную Бухару и на Западный Памир. Изв. Геогр. общ. т. 52. 1916.
14. Г. В. Наливкин, П. П. Чуенко, В. И. Попов и Г. Л. Юдин. Геологическое строение Памира. Тр. ВГРО. в. 182. 1932.
15. А. В. Нечаев. Верхний палеозой Восточной Бухары. Дневн. XII съезда естествоисп. и врачей. 1910.
16. А. В. Нечаев. Краткий очерк геологических исследований в Бухаре, произведенных в том 1908 г. Изв. Геол. ком., т. XXI. № 2—5. 1922. стр. 151—162.
17. К. Н. Паффенгольц и М. И. Шабалин. Геологический очерк бассейнов ледника Федченко и р. Танымас. Тадж. Памирск. эксп. 1934 г. 1935. стр. 341—356.
18. Научные итоги ТПЭ.

18. В. И. Попов. Южные скланы Дарвазского хребта. Сб. Тадж. комп. эксп. 1932 г. 1933. стр. 323—349.
19. В. П. Ренгартен. Геологическое строение района Мургаб-Истык на Восточном Памире. Тадж.-Пам. эксп. 1933 г. Тр. эксп. в. XXII. 1935.
20. В. Н. Робинсон. Геологический обзор области триаса и палеозоя бассейнов рр. Лабы и Белой на Северном Кавказе. Тр. ВГРО. в. 226. 1932.
21. О. Г. Туманская и Г. А. Дуткевич. К находке пермских аммоней на Восточном Памире. Тадж.-Пам. эксп. 1933 г. Тр. эксп. в. XXXI. 1935.
22. Г. Н. Фредерикс. Араванская каменноугольная фауна. Изв. Геол. ком. т. XLII. 1923. стр. 183—195.
23. Ф. Н. Чернышев. Фауна верхнепалеозойских отложений Дарваза. Тр. Геол. ком. в. 104. 1914.
24. В. А. Чердынцев. К фауне фораминифер пермских отложений восточной полосы Европейской России. Тр. Казанск. общ. естеств. т. 46. 1914.
25. Я. С. Эдельштейн. Верхнепалеозойские слои Дарваза. Мат. по геол. России. т. XXIII. 1908.
26. S. Chen. Fusulinidae of South China. Part I. Palaeontol. Sinica. Ser. B, v. IV, fasc. 2. 1934.
27. M. Colani. Nouvelle contribution a l'étude des Fusulinidés de l'Extrême-Orient. Mém. du Serv. Géol. de l'Indochine. v. XI. fasc. X. 1924.
28. J. Deprat. Etude de Fusulinidés de Chine et d'Indochine et Classification des Calcaires à Fusulines. Mém. du Serv. Géol. de l'Indochine. v. I. fasc. III. Haiphong. 1912.
29. J. Deprat. Etude de Fusulinidés de Chine et de l'Indochine. Les Fusulinidés des Calcaires Carbonifériens et Permians du Tonkin, du Laos et du Nord'Annam. Mém. du Serv. Géol. de l'Indochine. v. II. fasc. I. 1913.
30. J. Deprat. Etude comparative des Fusulinidés d'Asakaka (Japon) et des Fusulinidés de Chine et de l'Indochine. v. III. fasc. I. 1914.
31. J. Deprat. Les Fusulinidés des Calcaires carbonifériens et Permians du Tonkin, du Laos et du Nord'Annam. (IV Mémoire). Etude des Fusulinidés de Chine et de l'Indochine. v. IV. fasc. I. 1915.
32. J. Fromaget. L'Anthracolithique en Indochine après la régression moscovienne ses transgressions et sa stratigraphie. Bull. du Serv. Géol. de l'Indochine. v. XIX. fasc. 2. 1931.
33. Gemmellaro. La Fauna dei calcari con Fusulina della Valle del Fiume Sosio (Palermo). 1887.
34. H. H. Hayden. Fusulinidae from Afghanistan. Rec. of the Geol. Surv. of India. v. XXXVIII. part 3. pp. 237—256. pl. XVII-XXII. Calcutta. 1909.
35. H. H. Hayden. Notes on the Geology of Chitral, Gilgit and Pamir. Rec. of the Geol. Surv. of India. v. XLV/4. 1916.
36. Franz Heritsch. Die oberpermische Fauna von Zazar und Vrzdeneč in den Savefalten. Bull. du Serv. Géol. du Royaume de Yougoslavie pour l'Année 1933. t. III. fasc. I. pp. 6—56. 1934.
37. F. Heritsch. Die Stratigraphie von Oberkarbon und Perm in den Karnischen Alpen. Mitteil. d. Geol. Ges. in Wien. Bd. XXVI (1933). p. 162—190. 1934.
38. T. K. Huang. The Permian formations of Southern China. Mem. Geol. Surv. China. ser. A. № 10. 1932.
39. Charles Jacob. Indochine Principale. Extrait de la Géologie et les Mines de la France d'outre-Mer. pp. 385—444. Publication du Bureau d'études géologiques et minières coloniales. 1932.
40. A. Krafft. Geologische Ergebnisse einer Reise d. Chariat Bo'hara. Denkschr. d. Akad. Wiss. Nat. Klasse. B. LXX. 1906.

41. E. Lange. Eine Mittelpermische Fauna von Guguk Bulat (Sumatra). Verhand. Geol. Mijn Genoots. Nederland. Koloniën. Geol. Ser. v. VII. pp. 213—294. pl. I—V. 1925.
42. B. Licharew. The Upper Carboniferous of Ferghana and the Question of the Boundary between the Carboniferous and the Permian. Bull. Geol. So. of China. v. XIII. p. 155—182. 1934.
43. V. Malycheff. Sur les calcaires anthracolithiques de la Crimée. C. R. somm. des Séances de la Soc. Géol. de France. p. 116—118. 1922.
44. F. R. C. Reed. Upper carboniferous fossils from Afghanistan. Palaeontol. Indica. New Ser. v. XIX. 1931.
45. F. R. C. Reed. Upper carboniferous fossils from Chitral and the Pamirs. Mem. of the Geol. Surv. of India. Palaeontol. Indica. New Ser. v. VI. Mem. № 4. Calcutta. 1925.
46. F. R. C. Reed. Upper carboniferous fossils from Tibet. Mem. of the Geol. Surv. of India. Palaeontologia Indica. New Ser. v. XVI. 1930.
47. R. J. Schubert. Zur Geologie des österreichischen Velebit (Nebst paläontologischen Angang). Jahrb. d. K. K. Geolog. Reichsanst. B. 58, H. 2. 1908.
48. C. Schuchert. Correlation of the more important marine Permian sequences. Bull. Geol. So. America. v. 46. pp. 1—46. 1935.
49. E. H. Sellards, W. S. Adkins, F. B. Plummer. The Geology of Texas, v. I. Stratigraphy. The Univ. of Texas Bull., № 3232. August 22. 1932.
50. A. Silvestri. Fusulinidi dell'Antracolitico della Valle del Sosio. (Palermo). Mem. dell' Inst. Geol. della R. Univ. di Padova. v. X. Padova. 1933.
51. A. Silvestri. Sulle cosiddette Schwagerine della Valle del Sosio. Boll. Soc. Geol. Ital. v. LI. fasc. 2. T. VIII. p. 253—264. 1932.
52. Vasilije Simic. Beitrag zur Kenntniss der Oberkarbonischen und Oberpermischen Faunen von West Serbien. Bull. du Serv. Géol. du Royaume de Yougoslavie pour l'année 1933. t. III. fasc. I. pp. 112—128. 1934.
53. M. Salignak, E. Berkaloff, H. Douvillé et B. Valette. Le Permien marin de l'Extrême Sud Tunisien. Mém. du Serv. de la Carte Géol. de la Tunisie. Nouv. Sér. № 1. 1934.
54. Yoshiaki Ozawa. Paleontological and stratigraphical studies on the Permian carboniferous limestone of Nagato, part II. Paleontology. Journ. College of So. Imp. Univ. of Tokyo. vol. XLV. art. 6. 1925.
55. Yoshiaki Ozawa. Stratigraphical Studies of the Fusulina limestone of Akasaka, Province of Mino. Journ. of the Fac. of So. Imp. Un. of Tokyo. Sect. II. v. II. part 3. 1927.
56. Y. Ozawa and A. Tobler. Permian Fusulinidae found in Greece. Eclog. Geol. Helvetiae. v. 22. p. 45—49. Soc. Geol. t. 5. Suisse. Lausanne. 1929.
57. W. Volz. Zur Geologie von Sumatra. Beobacht. u. Stud. Geol. u. Pal. Abhandl. Neue Folge. B. VI. H. 2. 1904.





G. DUTKEVICH

THE STRUCTURE OF THE UPPER PALEOZOIC DEPOSITS IN THE EAST PAMIRS

(Summary)

In this paper the writer exposes in summarized form the results of the explorations of the Upper Paleozoic of the Eastern Pamirs, carried out during the last two years by the geologists of the Tadjik-Pamirian Expedition.

Within the limits of the Eastern Pamirs the Upper Paleozoic is widely developed. It was stated both in the north,—on both slopes of the imposing Transalai Range, in the Markan-Su Basin, in the environs of lake Kara-Kul, in the valley of the Balandkyik River, etc.,—and particularly in the south, in the so-called "Pamirs limestone" covering the area spreading to the south of the latitude of the town Murghab. The appended map № 1 (see pages 170—171) shows in black all the areas in which the Upper Paleozoic was stated during the geological survey carried out in the region. Vertical hatching in the same map shows areas in which doubtless Upper Paleozoic rocks have not been detected, but where their presence is highly probable.

The writer further describes a number of Upper Paleozoic sections of the Pamirs, beginning with the northernmost. Successively described by him are: the section of the Lower Permian on the At-Djailau River (northern slope of the Transalai Range), the section of the Upper Carboniferous (Uralian) and Lower Permian on the Ui-Su River (southern slope of the Transalai Range), the section of the Upper Carboniferous (Uralian), Lower and Upper Permian on the Chakmak-Tash and Sasyk-Teke rivers (southern slope of the Transalai Range), the section of the Lower Permian on the Baland-Kyik River (60 km west of the Kara-Kul Lake) and, lastly, the sections of the Middle (?) Carboniferous (Moscovian), Upper Carboniferous (Uralian), Lower and Upper Permian known in the Southeastern Pamirs.

The results of the study of all the above enumerated sections with indications of the existing interrelations of separate horizons are shown

in the summarized schematic table 2. In the same table the writer gives the correlation of the different horizons of the Pamirian Upper Paleozoic with synchronous deposits of Darvaz, Indo-China, Japan, South China, Timor, Texas and Urals. His conclusions are chiefly based upon the examination of the microfauna which is very abundant in certain horizons. The distribution of the microfauna by horizons is shown in table 1. This table also shows the distribution of the species discovered in the Pamirs and in Darvaz in other sections, both eastern (Japan, South China, Indo-China, Sumatra, Afghanistan, etc.), and western (the Crimea, Greece, Sicily).

After giving an analysis of all the facts available, a description of all the Pamirian sections and their comparison both with each other and with the Darvaz section of the Permian and Uralian (Upper Carboniferous), the writer comes to the following conclusions as regards the course of the geological history at the close of the Paleozoic in the limits of the Pamirs and Darvaz.

The outset of the Uralian (Upper Carboniferous) epoch was marked throughout the whole of the territory of the Southeastern Pamirs, Transalai region and Darvaz by the deposition of calcareous organogenous open sea sediments which were subsequently converted into thick marble deposits and compact limestone beds. The main inhabitants of the sea by that time have been crinoids and *Foraminifera*; the latter have been of especially wide distribution in the west, while in the eastern parts the crinoids prevailed.

By the middle of the Uralian (Upper Carboniferous) epoch the deposition of the limestones in essentials ceased on nearly the whole of the territory of the Pamirs and Darvaz; in their place mighty thickness of black flysh-like slates and sandstones began to accumulate. The conditions of facies under which the accumulation of these sediments has been going on remains thus far rather obscure to us. But judging from a number of facts it is highly probable that this series was formed under closely littoral, if not partly even semi-continental, conditions.

A highly interesting fact, closely connected with the establishment of the littoral character of the slate series, is that of the geographical position of that land which was adjoining by this region of accumulation of littoral deposits. A clear answer to this question cannot be given for lack of data on the stratigraphy of the Upper Paleozoic of East and North Afghanistan. But the fact that to the north of the Pamirs, in the region of the Alai Range and especially of Ferghana the accumulation of normal marine *Fusulina* limestones has been going on by that time proves that this land could scarcely have spread directly to the north of the Pamirs and Darvaz. Most probably it must have presented a local island uplift

of intra-geosynclinal type which has been located to the south of the regions examined and was separated from the northern border of the Uralian (Upper Carboniferous) sea, then covering Central Asia, by a rather wide belt of water.

At the outset of the Permian period the conditions of facies that have existed in the site of the northern Pamir-Darvaz arcs, and on the south, sharply change. In the region of the Southeastern Pamirs the same physico-geographical conditions which have settled here since the middle of the Uralian (Upper Carboniferous) continue to exist. In the north the deposition of the black slates ceases and in their place mighty thicknesses of organogenous limestones with a rich fauna of brachiopods, corals, ammonoids, sponges, foraminifera, etc. accumulate. Limestone reefs are formed. The appearance in the north of Lower Permian limestones with a rich fauna seems to coincide with a certain subsidence and submergence of the corresponding portion of land, this submergence having possibly been caused by a southward shifting of that wide strait which had separated the above mentioned hypothetical intra-geosynclinal island-like land from the northern coast of the Central-Asiatic Uralian (Upper Carboniferous) sea.

The existence during the Lower Permian of normal marine conditions on the territory of Darvaz and, particularly, of the Transalai region has scarcely been especially lasting. After the deposition of the Schwagerina limestones an apparently rapid accumulation of great thickness of terrigenous deposits began in these regions. The intense volcanic activity which by that time developed on the territory under consideration, contributed to the enrichment of the clastic rocks with tuffaceous material. For the last resound of these volcanic manifestations might possibly be taken the appearance on the south of tuffaceous material, for instance of that which has been detected by V. Renngarten in the basin of the South Agalkhar River.

Similar conditions of facies which arose simultaneously in Lower Permian times, both in Transalai-Darvaz and in the Urals caused not only the appearance of the same, or in any case, of very closely allied guide species, but even a mass development in both regions of the same groups of fossils. As in the Urals, so in Darvaz great numbers of goniatites developed in the terrigenous facies of the Lower Permian. In the limestone facies, on the contrary, the brachiopods developed a great variety of forms. As regards the *Foraminifera*, they have been rather indifferent to the conditions of facies under which they lived and, thus, appeared in equal abundance in both the mentioned facies.

After the deposition of the marine terrigenous sediments of the lower grey series of Darvaz, and of the northern arcs of the Pamirian-Darvaz

system goes through an insignificant inter-Lower-Permian orogenic phase. Owing to this, the deposits of the superjacent, violet series came to rest transgressively, at places with erosion, upon the older series. The lithologic composition of sediments, the frequent outpinching of inconstant thin partings, the peculiar coloration of rocks and the absence in most sections of any fauna whatever, all this fixes the writer in his opinion, as to the continental or semi-continental origin of the major part of the violet series. It appears that after the mentioned orogenic phase by the outset of the second half of the Lower Permian, the Darvaz and Transalai region has almost entirely emerged, and it is just at that moment that on the space left free by the sea the mighty violet terrigenous series accumulated at places, alternating with tuffs and effusives. The extraordinary abundance in the sections of pyroclastic rocks and effusive sheets is an evidence of a still greater intensity of volcanism in the northern arcs of the Pamir-Darvaz system in the second half of the Lower Permian epoch.

In the South Pamirs, by the close of the Lower Permian epoch there went on the deposition of goniatite shales and foraminiferal limestones. These rocks are typical sediments of a shallow, not closed sea. The rapid intermittence of limestone seams with shales points to repeated insignificant changes of facies conditions which either increased or reduced the supply of terrigenous material from which the shales were formed.

But in general, the facies conditions of deposition of the limestone and shale series of the South Pamirs have been, apparently, very close to those under which certain series of the Moscovian and Uralian of the Donetz Basin were formed.

The sea, which has left in its place the limestone and shale series P_1^{2a} , apparently encroached beside the South Pamirs, also upon the territory of the Darvaz (the limestones of the basal parts of the gypsiferous series). But, contrarily to the Pamirs, in Darvaz marine conditions have reigned but a very short period of time by the close of the Lower Permian, being soon succeeded by a lagoon régime. To the appearance of the latter we are owing the formation of the salt and gypsum deposits which are enclosed among the variegated shales of the top parts of the gypsiferous series. A characteristic fact is that by that time a relaxation of volcanic activity is observed in Darvaz. In the South Pamirs centers of eruptions appear to have existed likewise exclusively at the beginning of the deposition of the limestone and shale series (regions of the North Agalkhar and Kuristyk rivers). At the very close of the Lower Permian epoch, on the eve of the Upper Permian, indisputable and direct rests of volcanic eruptions are absent there, too, although there is to be observed a deposition all over that region of silicious sediments of such types which are usually connected with processes of volcanism.

The conditions of facies which have existed in the Transalai region at the very close of the Lower Permian are not quite clear to us at present. The possibility is not excluded of that by that time the uppermost horizon of the continental violet series distinguished by a total absence of organic remains have been deposited. But, of course, it is possible, too, that at that moment there was no deposition at all in this region. At the present time the writer is disposing of materials which are too scanty and fragmentary for permitting to judge on this question whose solution is to be delayed till new, more complete data are obtained.

To the very outset of the Upper Permian epoch in the Southeast Pamirs are confined extremely weak, scarcely discernible tectonic displacements (the Saalian phase?) revealed in a certain grade of erosion and a slightly unconformable superimposition of the conglomerate-like limestones P_1^2 upon the lower violet-green silicious series. These data, in connection with the fact of the penetration of marine Upper Permian deposits in the region of the North Pamirs (Baland-Kyik) and even, possibly, of the Transalai region (the upper marbles of the Chakman-Tash section) are an evidence of a highly probable transgressive character of the movements of the sea on the boundary of the Lower and Upper Permian. Owing to the subsidence of a certain part of the North Pamirs and of the Transalai region the Upper Permian sea again returned for a short period of time to the parts formerly left by it, which by that time already had passed through a rather lasting, continental period. Whether this transgression did spread farther westward, in the region of Darvaz, it is difficult to say at present. But, if the brahiopod-bryozoary limestones of Shakarsa, Ak-Tash, and Gun-Dara be proved to present Upper Permian deposits being parallel to the conglomerate-like limestones of the Pamirs, then, of course, the question of the existence of an Upper Permian transgression would be solved in a positive sense. And by this fact we might, as already stated above, once more prove the remarkable and nearly complete similarity of the geologic history during the Upper Paleozoic in the limits of Transalai region, the North Pamirs and Darvaz, which has provisionally been stated since the very first days of the exploration of the East Pamirs in 1932.

Judging from the lithologic character and mode of occurrence of the South Pamirian conglomerate-like limestones the small displacements of the sea bed may be supposed to have not ceased during the whole of the time of their deposition. Thus, in the South Pamirs they did exist till the middle of the Upper Permian. Later on, these movements are gradually relaxing. But in their place volcanic phenomena gain force. These volcanic manifestation ended in the formation of tuffaceous series in the Upper part of the South Pamirian Upper Permian. It appears that

simultaneously with that the last outburst of volcanic activity took place in Darvaz, in the result of which the upper, grey tuffaceous series was formed there.

How the course of geological events has been at the very boundary of the Permian and Triassic, this is also not quite clear to us, as yet. Within the limits of the East Pamirs the porphyrite-sandstone and shale series P_2^2 is transgressively overlain by limestones of the Carnian stage, in full absence of Middle and Lower Triassic deposits. The upper grey tuffaceous series is there overlain by bryozoary limestones with a Werfenian fauna. But the mode of occurrence of these series are such that, as stated by V. Popov, their direct contact can nowhere be observed. We may but suppose that after an epoch of uplift which has coincided with the very close of the Permian period, and the moment where the deposits of the upper grey tuffaceous series have accumulated; the Darvaz was again rather rapidly submerged and that the sea, again did spread over the areas which it had covered in former times. This subsidence appears to have borne the character of quiet epeirogenic movements. In any case no one of the authors engaged in the study of the geology of Darvaz did state any unconformable superimposition of the Triassic upon the Permian, all of them unanimously agreeing in the opinion as to quiet sequence of events on the boundary of the Paleozoic and Mesozoic, not disturbed by any orogenic movements.

Among the long series of events displayed in the southernmost part of Central Asia in Upper Paleozoic time, a special interest present, as believes the writer, the transgressive movements of the sea at the beginning of the Upper Permian. The return of the sea, after the lasting continental period by the middle of the Permian, into the region of the North Pamirs (and Darvaz) shows that our initial conceptions of a quiet and gradual regression of the sea of the moment of the great Upper Paleozoic Central-Asiatic regression scarcely should correspond to reality. The general regression of the Upper Paleozoic sea in the southern part of Central Asia appears to have been accompanied by numerous halts and even by temporary ingressions upon the marginal parts of the newly formed continent. And it is as such an ingression that the return of the sea into the region of the North Pamirs (and Darvaz?) by the close of the Permian is to be regarded. It is obvious that all these oscillations of the shore line have been directly dependent on those vertical movements of the earth's crust which here have been but resounds of the much more intense orogenic movements that have developed by that time in the more northern parts of Central Asia.

EXPLANATION OF TABLE № 1

Summarized table showing distribution of microfauna in the Upper Paleozoic of the East Pamirs and Darvaz and comparison with the microfauna from the Upper Paleozoic of other regions.

Columns

1 — Order №№		
2 — Species names		
3 — Country rock exposures	} Schwagerina limestone series	} Section of the Lower Permian on the At-Djailau River (Northern slope of the Transalat Range)
4 — Boulders		
5 — Grey-green tuffaceous series	}	} Section of the Uralian (Upper Carboniferous) and Lower Permian of Darvaz
6 — Violet series		
7 — Black slate series		
8 — Safet-daron limestone series		
9 — Lower grey tuffaceous series	}	} Section of the Uralian (Upper Carboniferous) and of the Lower and Upper Permian of the Southeast Pamirs
10 — Gypsiferous series		
11 — Slate and marble series		
12 — Sandstone and slate series (slate series)		
13 — Limestone and shale series		
14 — Silicious limestone series		
15 — Lower violet-green silicious series		
16 — Series of conglomerate-like limestones		
17 — Upper violet-green series		
18 — Tuffaceous porphyrite and sandstone series		
19 — The North Pamirs, Baland-Kyik River		
20 — Permian of Afghanistan		
21 — Permian of Kazakstan		
22 — 26 — Sections of the Moscovian and Uralian (Middle and Upper Carboniferous) and of the Lower Permian of South China.		
27 — 37 — Section of the Moscovian and Uralian (Middle and Upper Carboniferous), and of the Permian of Indo-China		
38 — The „Middle Permian“ of Sumatra		
39 — 42 — Permian of Akasaka region (Honshiu Island, Japan)		
43 — Permocarboneous of the Crimea		
44 — The „Middle Permian“ of Greece		
45 — Lower Permian of Sicily		



Б. А. БОРНЕМАН, И. Е. ГУБИН, В. С. ДОМАРЕВ, С. И. ЛЕВИЦКИЙ, А. В. ПЕЙВЕ,
П. И. ПРЕОБРАЖЕНСКИЙ, П. К. ЧИХАЧЕВ

МЕЗОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЮГОВОСТОЧНОГО ТУРКМЕНИСТАНА И ЮГОЗАПАДНОГО УЗБЕКИСТАНА

Настоящая статья представляет коллективную работу геологов Б. А. Борнеман, И. Е. Губина, В. С. Домарева, С. И. Левицкого, А. В. Пейве, П. И. Преображенского и П. К. Чихачева, проведенную под общей редакцией П. И. Преображенского. Авторы предоставили в распоряжение редактора свои еще не опубликованные работы и материалы по ним, и, таким образом, здесь мы имеем и наиболее новую для данного момента сводку материалов по стратиграфии мезозоя южных частей наших среднеазиатских республик, и сжатое изложение результатов весьма значительного количества работ, проведенных как ТПЭ, так и другими организациями.

Основной работой последнего десятилетия для описываемого района является систематическая геологическая съемка десятиверстного масштаба, проведенная с 1928 г. по 1931 г. геологом П. П. Чуенко (ЦНИГРИ).

Составленная им рукописная геологическая карта (р. VIII, л. 4 десятиверстной карты Средней Азии) легла в основу очень многих, если не всех последующих исследований, проведенных в этой части района, и дала возможность направлять изыскания на совершенно определенные районы. Так, напр., только наличие этой карты и полевых двухверстных планшетов обязаны скоростью своего выполнения работы, проведенные ТПЭ летом 1934 г. по изучению каменноугольных месторождений Южного Узбекистана, о результатах которых мы будем говорить ниже.

В период работы П. П. Чуенко в интересующем нас районе работали: А. Р. Бурачек (1930) — геологическая съемка левобережья р. Сурхан; Н. П. Туаев (1931) — съемка района нефтяного источника Шакарлык-остана; Н. П. Херасков (1930—1931) — геолого-поисковые работы на фосфориты и калий в южной половине района; Н. А. Швембергер (1931) — геолого-поисковые работы на нефть в Шахрисябской долине; В. Е. Руженцов (1930) — по осмотру месторождений каменной соли

в связи с открытием в них калийных солей, сделанных инж. В. А. Карвацким; Я. С. Ефимов (1926—1929) — по осмотру месторождений полезных ископаемых района Узбекистана, и А. В. Данов (1927) — по изучению полезных ископаемых и геологического строения Карлюкского района Туркменистана.

В своем уже подготовленном к печати труде, который должен сопровождать геологическую карту интересующей нас области, П. П. Чуенко дает список печатных работ, охватывающих исследования, проведенные до 1932 г. Так как вся эта литература с достаточной полнотой использована в работе П. П. Чуенко, а наша задача сводится прежде всего к обзору новейшего материала, то здесь мы и ограничиваемся рассмотрением лишь таких вопросов, которые являются шагом вперед в сравнении с данными, приведенными в работе П. П. Чуенко.

Мезозойские отложения в рассматриваемом районе развиты особенно мощно; здесь мы встречаем породы от верхов триаса (?) до самых верхов мела. Представление о распространении этих отложений дает нам десятиверстная карта П. П. Чуенко.

Рэт — Юра

Указания Крафта и Клебельсберга на присутствие в интересующем нас районе рэта позднее не подтвердились. Это утверждение было основано на определении встреченного ими папоротника как *Taenopteris (Oleandrium Schimper) tenuinervis* Braun. После переопределения В. Д. Принада этот папоротник оказался *Nilssonia vittaeformis* Rгуп., — формой, широко распространенной в Зеравшанском и Кулябском районах и характеризующей нижнеюрские слои.

По П. П. Чуенко, палеозойские породы несогласно перекрываются серией юрских отложений с базальными конгломератами в основании. Рэт отсутствует. Юрские отложения подразделяются на три толщи:

1) песчанико-сланцевую, содержащую растительные остатки и многочисленную фауну бат — байос; возраст всей толщи П. П. Чуенко определяет как лейас — доггер;

2) известняковую, представленную характерными темносерыми, хорошо слоистыми известняками, в нижних горизонтах заключающими многочисленную и разнообразную фауну, среди которой встречен типичный представитель келловей (*Cosmoceras Jason* Rein.); возраст этой толщи определяется как малм;

3) гипсовую, представляющую либо чередование известняков и гипсов (причем кверху гипсы вытесняют известняки нацело), либо гипсы без постепенного перехода перекрывают известняки, которые в верхних горизонтах обычно брекчиевидны.

Песчанико-сланцевая толща. Первая попытка расчленения песчанико-сланцевой толщи в описываемом районе была сделана Н. П. Туаевым (Средазнефть).

В основании песчанико-сланцевой серии отложений Кугитанг-тау он указывает свиту светлосерых крупнозернистых песчаников с базальными конгломератами в самом низу. Выше располагаются четыре серии осадков, причем каждая из них состоит из двух свит: нижней, представленной, преимущественно, глинистыми и тонкомучнистыми песчанистыми породами, нередко с углистыми включениями, и верхней, сложенной более грубозернистыми, плотными.

Первые три серии он относит к лейасу, а последнюю, в которой начинают преобладать морские фации, к доггеру.

1) Первая серия состоит из двух свит; нижняя представлена толщей переслаивающихся тонкослоистых сланцеватых глин и углистых остатков, мощность около 13 м; верхняя свита сложена тонкими, серыми плотными, мелкозернистыми песчаниками, мощность ее 17 м.

2) Вторая серия состоит из свиты черных глинистых, слюдястых сланцев, переслоенных темносерыми слюдястыми, хорошо слоистыми песчаниками, мощность 32 м, и свиты, слагающейся углистыми сланцами и песчаниками с многочисленными прослоями угля, мощность 90 м.

3) Третья серия представлена свитой сланцеватых углистых глин, мощностью 16 м, и свитой песчаников в верхней половине с прослоями угля и конкрециями сферосидерита, мощность 35 м.

4) Четвертая серия, условно относимая к доггеру, начинается сланцами с прослоями песчаника, заключающего редкую и плохой сохранности фауну, мощность 43 м. Выше они сменяются сложной толщей песчаников, перемежающихся со сланцами, в средней части которой изредка встречаются растительные остатки, а в нижней также редкая фауна, мощность 125 м. Верхняя свита этой серии сложена толщей песчаников, внизу с прослоем углистого сланца с растительными остатками плохой сохранности, а несколько выше — с рядом горизонтов детритусовых известняков. Фауна встречается как в песчаниках, так в известняках. Отсюда Г. Т. Петровой определены: *Pleurotomaria palaemon* d'Orb. var. *würtembergensis* Sib. (верхний байос), *Pholadomya* aff. *balchanensis* Pcel. (доггер), *Ph. murchisoni* Sow. (доггер — келловей), *Ctenostreon* cf. *pectiniforme* Schl. (доггер — келловей), *Pecten vagans* Sow. (доггер — келловей), *Protocardium borissjaki* Pcel. (доггер), *Pleuromya terguemel* Buv. (доггер), *Goniomya baysunensis* Boriss. (доггер).

Кроме того, здесь были собраны аммониты, которые по настоящее время остались еще не определенными.

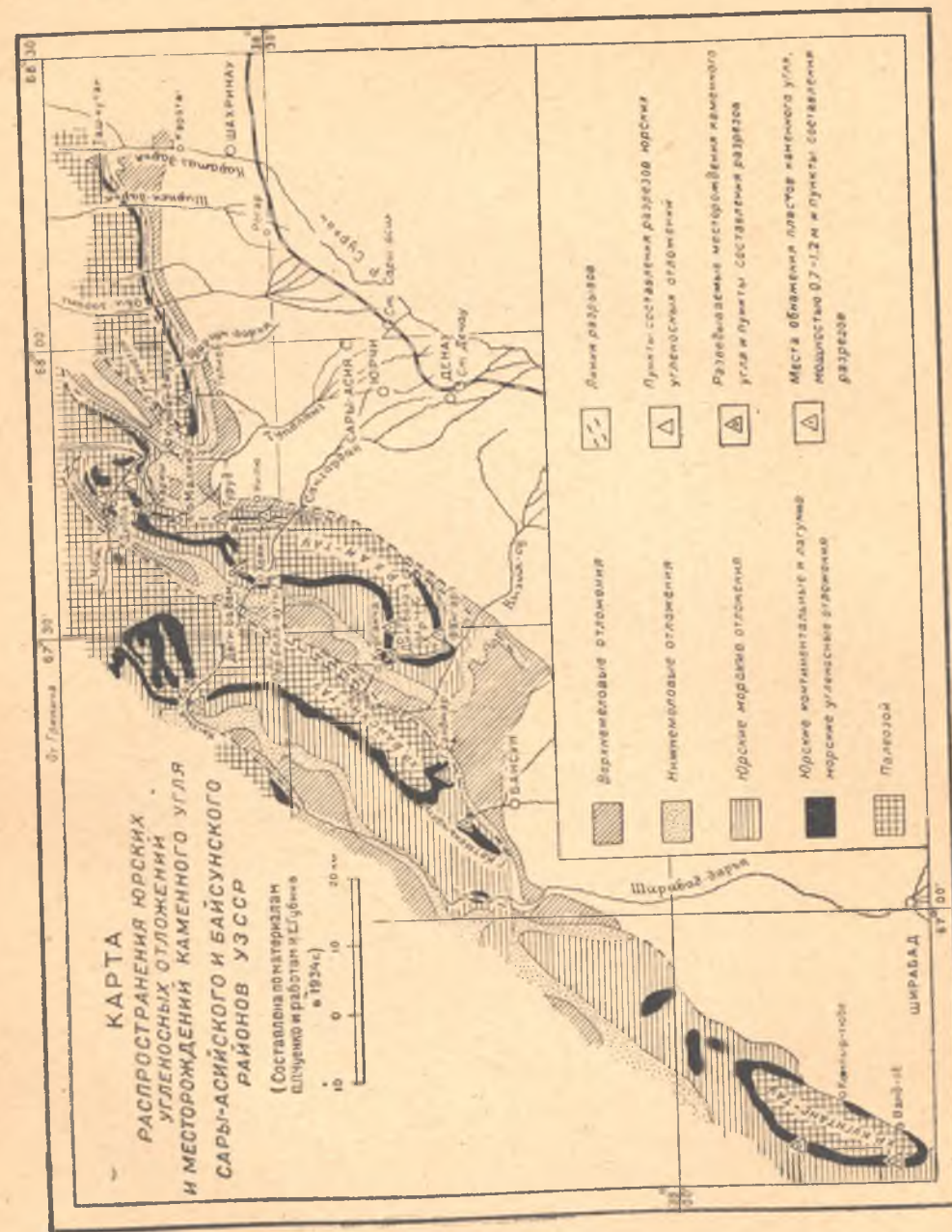
С. И. Левицкий (Средазгеоразведка), производивший в 1930—1932 гг. разведочные работы на уголь в районе р. Ханака (южный склон Гиссарского хребта, Таджикистан), подразделил там песчанико-сланцевую толщу на три свиты: угленосную глинисто-песчанистую, песчанико-конгломератовую, песчано-глинистую серию, содержащую морскую фауну.

Угленосная глинисто-песчанистая свита, названная С. И. Левицким **ташкутанской**, залегает на палеозое с угловым несогласием. Характеризуется она непостоянством в вертикальном разрезе и прерывистостью по простиранию, далеко не соответствуя площади развития юрских отложений. Представлена она в районе р. Ханака, по преимуществу, глинистыми сланцами с многочисленными прослоями мелкозернистых песчаников и пластами каменного угля непостоянной мощности (от 0.3 до 1.0 м) в нижней половине. Базальные конгломераты в основании этой свиты, как правило, отсутствуют. В районе месторождения Чашма-санг ташкутанская угленосная свита имеет мощность 32 м; вблизи месторождения Суфа она достигает максимальной мощности в 65 м; местами же она совершенно выклинивается и на палеозое непосредственно залегают песчаники и конгломераты средней свиты. Это выклинивание явилось, по мнению Левицкого, результатом размыва, последовавшего за ее отложением.

Флора, найденная С. И. Левицким в ташкутанской свите и определенная М. И. Брик как *Clathropteris obovata* Oisch., *Cladophlebis distans* Heeg., *Cl. tadjikistanica* Brick, *Thaumatopteris hissarica* Brick, *Otozamites* cf. *latior*, *Hausmania* sp., *Spiropteris* sp., *Laccopteris* sp., позволяет лишь условно приписать этой свите рэтический возраст.

Западнее, в районе р. Каратаг-дарья, в Ташкутанском месторождении почти вся ташкутанская свита представлена лишь сложным пластом каменного угля, мощностью до 6.75 м. Почвой этого пласта угля служит лежащий непосредственно на размытой и сильно выветрелой поверхности палеозоя пласт песчаника мощностью до 2 м, сильно обогащенный органическим веществом. Кровлей угольного пласта служит мощный пласт гравийного кварцевого песчаника, местами переходящего в конгломерат, относимый Левицким уже к средней свите. По простиранию на Ташкутане нижняя свита выдерживается на расстоянии всего 1.5 км, а затем гравийные песчаники средней свиты ложатся непосредственно на палеозой. Такое срезание свиты С. И. Левицкий относит за счет одной из фаз киммерийской складчатости.

Более поздние работы С. И. Левицкого, а также И. Е. Губина и А. В. Пейве, работавших в 1934 г. в составе ТПЭ в Южном Узбекистане, установили, что там во многих разрезах угленосная ташкутанская свита также присутствует.



В районе работ И. Е. Губина, охватывающем Байсунский и Сарыассийский районы УзССР во многих разрезах юры (близ кишлаков Кариш, Малянд и Нилю), в ее основании, почти непосредственно на размытой поверхности палеозоя залегают пласты каменного угля, переслаивающиеся с тонкими (до 0,3—0,5 м мощности) пропластками глинистых сланцев и темных, обогащенных органическим веществом песчаников. Стратиграфически выше углей залегают или глинистые сланцы, или гравийные кварцевые песчаники, относимые Губиным уже к средней свите. Весь угленосный комплекс этих отложений, редко достигающий мощности свыше 15—20 м, Губин отождествляет с угленосной свитой Ташкутана. Здесь так же, как и в районе Ташкутана, угленосная свита часто бывает размыта, и песчаники и конгломераты основания средней свиты залегают непосредственно на палеозое. Весьма вероятно, как предполагает Губин, что отсутствие углей в нижней части разреза всей толщи континентальных отложений юры в некоторых точках района (напр. вблизи гор. Байсуна) вызвано не только их смывом, но и непостоянством разреза самой толщи, связанным с фациальными условиями ее образования.

В. Д. Принада, по сборам Губина у кишлака Кариш, из этой угленосной свиты определил следующую флору: *Thaumatopteris* sp., *Podozamites* sp., *Pityophyllum* sp., *Corpolitès* sp. nov., *Filices* sp., *Rhizopteris* sp. Все эти формы из-за плохой сохранности не поддаются видовому определению, а потому являются безразличными в возрастном отношении. По характеру залегания эту угленосную свиту можно параллелизовать с углями Ташкутана, но возраст ее как рэтический остается, по мнению Губина, под вопросом.

А. В. Пейве, изучавший угленосные юрские отложения в Гузарском и Аккобакском районах УзССР, отмечает наличие в их основании угленосной свиты лишь близ кишлака Зармес, в остальных же местах они отсутствуют.

С. И. Левицкий, работавший на Кугитанг-тау, отмечает там полное отсутствие углей в основании юрских отложений, но, по его мнению, с угленосной ташкутанской свитой как Байсунского района, так и Ташкутанского месторождения можно сопоставлять самую нижнюю часть разреза юры на Кугитанг-тау, представленную пачкой переслаивающихся песчаников и глинистых сланцев (мощностью 10—15 м), залегающую с угловым несогласием на палеозое и перекрывающую с неясным угловым несогласием гравийными песчаниками средней свиты. Эту песчанико-сланцевую пачку на основании углового несогласия между ней и средней свитой (лейас) по аналогии с северо-восточным районом С. И. Левицкий условно относит к рэту.

Чрезвычайно интересно наблюдение С. И. Левицкого у Чашма-санга (Таджикистан), указывающее на присутствие в основании ташкутанской свиты пласта весьма плотной, неслоистой, бурокрасной, в значительной степени каолинизированной глины, содержащей следы корневых систем. По своему цвету эта глина резко отличается от вышележащих пород серых оттенков и по окраске больше подходит к под-



Разрез юры по саю Кампыр-тюбе (Кугитанг-тау). (Фот. С. И. Левицкого)

Section of the Jurassic along the Kampyr-Tube Valley (Kughitang-Tau) (Photo. by S. I. Levitsky)

J^m — морская юра, состоящая из известняковой толщи и известняково-песчанной (переходной), подстилающей известняки; J^c — континентальная юра. Молоточки — штыль № 4 Кугитанского месторождения.

J^m — marine Jurassic deposits consisting of a limestone series underlain by a limestone-sandstone (transitional) series. J^c — continental Jurassic deposits. Crossed hammers — the drill № 4 of the Kughitang deposit.

стилающему комплексу палеозойских пород (красные порфириды), в которые она постепенно переходит. Это дает лишнее основание принимать ее за древнюю кору выветривания. Подобное же образование отмечает И. Е. Губин и для Сарыассийского района (Южный Узбекистан).

Не считая этой мало распространенной глины, в основании угленосной свиты большей частью залегают глинистые сланцы и песчаники с редкой кварцевой галькой.

Выделенная С. И. Левицким в районе Ташкутана вторая песчанико-конгломератовая свита, отнесенная на основании находок флоры

к лейасу, имеет уже значительно большее распространение. Преобладающими породами свиты в пределах Ташкутана являются грубозернистые, гравийные, кварцевые песчаники, сахаровидные; иногда среди них встречаются линзы средне- и мелкозернистых песчаников, переходящих в глинистые разности темной от присутствия органических веществ окраски. Нередко скопление органического вещества достигает значительных размеров и глинистые разности приобретают характер углестого сланца, достигающего иногда 1,5 м мощности.

В случае залегания песчанико-конгломератовой свиты на палеозое среди гальки конгломерата начинают часто встречаться породы непосредственно подстилающих ее палеозойских отложений. Общая мощность этой свиты в районе р. Ханака достигает 130—150 м.

В 1934 г. И. Е. Губин, а за ним и С. И. Левицкий и А. В. Пейве разделили эту песчанико-конгломератовую свиту в Южном Узбекистане на две свиты.

Нижняя свита, названная И. Е. Губиным **гурудской**, представлена толщей сложно переслаивающихся песчаников и сланцев, с многочисленными линзами и пластами каменного угля. Характер ее почти на всей площади Байсунского, Гузарского и Ширабадского (горы Кугитанг-тау) районов УзССР остается более или менее постоянным.

В основании свиты в большинстве разрезов отмечается скопление грубозернистых материалов. Монолитные пласты кварцевых крупнозернистых песчаников здесь часто достигают мощности 20 м. Стратиграфически выше песчаники начинают переслаиваться с линзами и маломощными пластами глинистых и песчано-глинистых сланцев. Часто встречаются довольно мощные глинистые пачки с линзами песчаников и тонкими прослоями каменных углей. Иногда пласты угля достигают рабочих мощностей (напр. Кугитанг-тау и др). В самых верхних горизонтах свиты снова начинают преобладать песчаники, но уже чаще, мелко- и тонкозернистые. Мощность гурудской свиты колеблется от 150 до 300 м.

Остатки флоры встречаются почти во всех горизонтах свиты. Обыкновенно в крупнозернистых песчаниках, а иногда в конгломератах, особенно в нижней половине свиты, встречаются грубые обуглившиеся неопределимые отпечатки стволов деревьев. В глинистых и песчано-глинистых пластах верхней половины свиты собрана многочисленная, хорошо сохранившаяся флора. Почти все сборы флоры, произведившиеся различными исследователями после Крафта и Клебельсберга, делались именно из этой свиты.

В. Д. Принада, по сборам И. Е. Губина, определил из гурудской свиты следующий комплекс флоры: *Klukia exilis* (Phill.) Racib, *Lacopteris* sp., *Coniopteris bucharica* sp. nov., *Condissecta* nom. temp., *C. djun-*

garica nom. temp., *Cladophlebis* aff. *haiburnensis* L. et H., *Sphenopteris bucharica* nom. temp., *Equisetites* sp., *Tyrmia bucharica* sp. nov., *Ptilophyllum cutchense* Morr., *Nilssonia vittaeformis* Pryn., *Cycadolepis granulata* Zeiller, *Ctenis* sp., *Ginkgo digitata* Brongn., *Ginkgodium* sp., *Baiera longifolia* Pom., *Phaenicopsis angustifolia* H. r., *Ph. stolicikii* Racib., *Czekanowskia rigida* H. r., *Cz. turkestanica* Pryn., *Podozamites lanceolatus* L. et H., *P. angustifolius* H. r., *Elatides muensteri* Schenk, *Elatocladus* sp., *Pityophyllum angustifolium* Nathor., *P. planum* nom. temp., *Sagenopteris phillipsii* Brongn., *Corpolitites oviformis* Pryn., *Desmiophyllum constatum* sp. nov.

По сборам А. В. Пейве в югозападной части Гиссарского хребта (р. Кара-тау, р. Санг-гардак, гора Кетмень-чапты и др.) В. Д. Принада из верхней половины этой свиты определил: *Cladophlebis* cf. *haiburnensis* L. et H., *Cl.* cf. *kryschtafovichii* Pryn., *Coniopteris hymenophylloides* Brongn., *Taeniopteris* cf. *vittata* Brongn., *Nilssonia vittaeformis* Pryn., *Czekanowskia rigida* H. r., *Pityophyllum nordenskiöldii* H. r., *P. angustifolium* Noth., *Podozamites lanceolatus* L. et H., *Baiera* sp., *Elatides* sp.

По сборам С. И. Левицкого в Кугитанг-тау М. И. Брик определила из продуктивной части этой свиты: *Equisetites ferganensis* Sew., *Equ. longifolia* Brick, *Equ. beanii* Buub., *Lycopodites folcatus* L. et H., *Coniopteris hymenophylloides* Brongn., *C. angustiloba* Brick, *C. latifolia* Brick, *Eboracia lobifolia* Phill., *Cladophlebis haiburnensis* L. et H. var. *punctata* var. nov., *Cl. whitbiensis* Brongn. var. *punctata* var. nov., *Czekanowskia rigida* H. r., *Elatides muensteri* Schenk, *Pityophyllum nordenskiöldii* H. r.

Указанные формы, в общем, укладываются в тот состав лейасовой флоры, который известен из Кштут-Зауранского угленосного района, и, следовательно, возраст гурудской свиты можно считать лейасовым.

Верхняя свита, названная И. Г. Губиным **дегибадамской**, представлена в Байсунском, Ширабадском и отчасти Гузарском районах УзССР разнообразными песчаниками, главным образом, средне- и мелкозернистого состава, переслаивающимися с глинистыми сланцами, причем глинистые разности несколько преобладают. Нижняя часть этой свиты в указанных районах отложилась уже в морской, повидимому, прибрежной зоне. Губиным в этой свите найдена фауна, из которой Н. В. Воронец определены *Parkinsonia subarrietites* Wetz. (очень близкая к *P. subhermannensis* из Ягмана), *Parkinsonia* (ex gr. *P. arrietites* Wetz.), *Pecoronia elongata* Goldf.

Из этих же горизонтов С. И. Левицкий указывает *Parkinsonia balachanensis* Khud., *P.* ex gr. *subarrietis* Wetz., *Myopholus acuticostatus* Sow. В Гузарском районе (близ перевала Чекмень-куйды)

А. В. Пейве указывает присутствие в этих горизонтах *Garantia* cf. *bifurcata* Ziet. и *Parkinsonia parkinsoni* Sow. Указанные выше формы свидетельствуют о верхнебайосском возрасте нижней части дегибадамской свиты.

Верхняя часть свиты представлена тонко- и мелкозернистыми песчаниками, иногда с косяй слоистостью, мало отличающимися по составу от песчаников нижней половины свиты, с тонкими пропластками глинистых сланцев.

В них И. Е. Губин отмечает неясные корневые остатки и многочисленные отпечатки нежных, прекрасно сохранившихся остатков флоры, определенной В. Д. Принада как: *Coniopteris bucharica* sp. nov., *C. dissecta* nom. temp., *Elatides muensteri* Schenk. и *Nilssonia* cf. *vittaeformis* Prun.

В разрезе по р. Гульдара недалеко от одноименного кишлака из верхней части этой свиты А. В. Пейве собрал богатую флору, определенную В. Д. Принада как: *Coniopteris hymenophylloides* Brongn., *Cladophlebis* cf. *haiburnensis* L. et H., *Taeniopteris* cf. *vittata* Brongn., *Nilssonia acuminata* Presl., *Otozamites pterophylloides* Brongn., *Cycadolepsis elongata* sp. nov., *Ginkgo obrutchevii* Sew., *G. digitata* Brongn., *Baiera longifolia* Pom., *Phoenicopsis stolleckii* Rocib., *Ph. angustifolium* Hr., *Ph. speciosa* Hr., *Czekanowskia latifolia* Turut., *Pityophyllum angustifolium* Noth., *Elatides muensteri* Schenk., *Podozamites lanceolatus* L. et H., *P. angustifolius* Hr., *Carpolites* sp., *Sphenopteris* sp.

Среди сборов С. И. Левицкого в Кугитанг-тау из этой свиты М. И. Брик определила: *Equisetites longifolia* Brick., *Coniopteris hymenophylloides* Brongn., *C. latifolia* Brick., *Elatides muensteri* Schenk., *Podozamites distans* Presl., *Nilssonia inouyei* Lok., *N. pterophylloides* Nath.

В средних частях этой свиты встречаются пласты и линзы угля мощностью от 0.1 до 1.0 м.

Наличие морской фауны в нижней половине свиты, постепенный литологический переход от этой нижней части свиты к верхней, а также наличие фауны в отложениях, лежащих на дегибадамской свите, позволяют предположить скорее лагунно-морское происхождение песчаников и углей верхней половины свиты. Мощность всей дегибадамской свиты колеблется от 70 до 90 м.

Такое деление песчанико-конгломератовой серии на две свиты удастся произвести только для самых южных районов Узбекистана; особенно отчетливо оно видно на Кугитанг-тау.

В пределах ТаджССР и в пограничных с ней частях УзССР по данным Губина, морские песчаники, залегающие в основании деги-

бадамский свиты, выпадают из разреза, и она уже целиком представлена лагунно-континентальными отложениями; пласты угля сохраняются в свите вплоть до кишлака Гулиоб, расположенного вблизи границы ТаджССР.

В районе р. Ханака выше песчанико-конгломератовой толщи, вмещающей в себя как гурудскую, так и дегибадамскую свиты, залегает, по наблюдениям С. И. Левицкого, **глинисто-мергелистая** свита морского происхождения, являющаяся литологически переходной от песчанико-конгломератовой к известняковой. Мощность этой свиты в районе р. Ханака — всего 10—12 м.

Западнее, в Сарыассийском, Байсунском и Ширабадском районах УзССР мощность **переходной свиты** постепенно увеличивается к юго-западу, и в горах Кугитанг-тау она достигает уже более 125 м. В Сарыассийском районе, наравне с карбонатными породами, в свите развиты глинистые сланцы и песчаники. В горах Кугитанг-тау песчаники имеются лишь в основании свиты, средняя же и верхняя ее части сложены известняками, мергелями и глинистыми сланцами. Из этой свиты Гузар-Яккобагского района А. В. Пейве, по работам 1934 г., приводит: *Parkinsonia* aff. *acris* Wetz.,¹ *Pseudomonotis echinata* Sw., *Pholadomya murchisonia* Sow., *Anisocardia laubei* Koll., *Rhynchonella orbignyana* Opp., *Rh. kutchensis* Kitch., *Waldhemia* aff. *ornitocephalus* Suess. Большинство приведенных форм указывает на батский возраст вмещающих их отложений. И. Е. Губин для Сарыассийского района приводит из переходной свиты определенные Г. Т. Петровой *Entolium ivanovi* Pcel., *Lima duplicata* Sow., *Pseudomonotis* sp. indet. ex gr. *echinata* Sow., *Astarte minima* Phill., *A. pisiformis* Sow. Последние две формы типичны для батских отложений.

С. И. Левицкий указывает, что переходная свита в Кугитанг-тау может быть разбита на две части: нижнюю, состоящую, преимущественно, из глин и песчаников, содержащих, по определению А. В. Пейве, представителей батской фауны: *Oppelia* ex gr., *fusca* Quen., *O. cf. notabilis* Roem., *Sphaeroceras* cf. *suevicum* Roem., *Perisphinctes* ex gr. *rotundatus* Roem.¹, и верхнюю, представленную, в основном, мергелями и глинами, содержащими келловейскую фауну: *Aequipecten subinaequicostatus* Kas., *A. subfibrosus* d'Orb. и *Coniomya baysunensis* Bog.

Переход от одной части свиты к другой совершенно постепенный. Сначала из разреза исчезают песчаниковые разности, уступая место глинистым, которые начинают заметно преобладать, затем появляются карбонатные породы: мергели, песчаные и оолитовые изве-

¹ Определение П. К. Мурашкина.

стняки, наконец, более чистые разности известняка, которые вытесняют все остальное.

Резюмируя все сказанное относительно песчанико-сланцевой угленосной толщи, можно сказать, что работами 1934 г. толща довольно отчетливо разбита на три угленосные свиты, прослежены фациальные изменения этих свит с востока от Ташкутана до гор Кугитанг-тау, произведена параллелизация углей различных месторождений между собой, выяснены условия образования этих углей. Установлен достаточно отчетливо возраст гурудской свиты (лейас) и дегибадамской свиты (байос-бат). Возраст же ташкутанской свиты остается пока еще окончательно не установленным.

Все эти положения вносят чрезвычайно существенную детализацию в дело понимания песчанико-сланцевой толщи, которую к тому же приходится теперь рассматривать не как чисто континентальную, а как континентально-лагунную и местами даже лагунно-морскую.

На это указывал еще П. П. Чуенко, допускавший существование лагунных и морских условий при образовании верхней части песчано-сланцевой толщи юры.

Известняковая толща.

После того как В. Н. Вебер и Я. С. Эдельштейн обнаружили в юрских известняках у Дербента и Кетмень-чапты довольно обильную фауну брахиопод и пеллеципод, которая, по мнению А. А. Борисяка, „ближе всего стоит к келловейской, но включает и формы, свойственные более молодым слоям“, долгое время ничего нового в отношении возраста этой толщи никем не указывалось.

Сборы П. П. Чуенко из той же толщи известняка в Байсун-тау были определены только в самое последнее время Г. Т. Петровой. Большинство определенных форм (17 видов) относится к келловей; 5 видов имеют распространение от доггера до келловей включительно. Следовательно сборы П. П. Чуенко подтвердили келловейский возраст известняков. Первоначальное указание П. П. Чуенко на присутствие оксфордских форм пока еще не подтвердилось, так как вся фауна еще не обработана.

Новые находки фауны в известняковой толще Байсун-Ширабад-Гузарского района были сделаны в 1934 г. работниками ТПЭ. Так, А. В. Пейве и В. А. Вахромеев обнаружили в Якобагском районе в верхах известняковой толщи (50 м ниже границы) аммонит, определенный Д. И. Иловайским как *Perisciphinctes martelli* Opp., а в низах этой толщи в разных горизонтах *P. cf. comptoni* Pratt, *Cosmoceras cf. gemmatum* Phill., *Aequipecten subinaequicostatus* Agass., *Pholadomya*

hemicardia Voem., *Rhynchonella orbignyana* Opp., *Waldhemia bucharica* Bor., *W. aff. ornithocephalus* Sow., *Goniomya baysunensis* Bor., *Modiola* sp., *Stephanoceras banksi* d'Orb., *St. banksi* var. *naltshikensis* Tschich. и ряд других форм, позволивших приписывать всей толще известняков келловей-оксфорд-лузитанский возраст.

С. И. Левицкий известняковую толщу разбил на три части: в нижней части, представленной массивными известняками, им была найдена фауна, определенная Г. Т. Петровой как: *Goniomya sulcata* Ag. (доггер-оксфорд), *Camptonectes lens* Sow. (байос-секван), *Pecten (Chlamys) aff. ambygus* Goldf., *Heligmus rollandi* Douv. (байос-келловей), *Septaliphoria guldorensis* Mois. (бат-келловей), *Ceromya caloviensis* Ras. (келловей). Как видно, возраст этой нижней части известняковой толщи может быть определен как келловей.

Выше залегают плитчатые известняки, условно относимые им к оксфорду. В них были обнаружены: *Perisciphinctes* sp. ind., *Terebratula ex gr. zietenii* Lor., *T. subsella* Leym.¹

Еще выше залегают массивные известняки, в которых обнаружен *Acrocidaris* sp., по видимому лузитанского времени.

Западнее, на Гаурдаке, известняковая толща венчается темными битуминозными известняками, в которых геолог Средазразведки В. П. Мирошниченко обнаружил лузитанскую фауну, определенную В. Ф. Пчелинцевым как: *Ptygmatis pseudobruntrutana* Gemm., *Diceras* aff. *inostrancevi* P'cel., *Pachymytilus wittenburgi* P'cel.

Таким образом, возраст всей известняковой толщи юры, по последним данным, определяется как келловей-лузитан.

Более подробного подразделения всей этой толщи по фаунистическим признакам пока дать не представляется возможным, но по литологическим признакам уже сейчас намечается возможность некоторого деления, ожидающего дальнейшего обоснования фауной.

Малое внимание, которое до сих пор уделялось при полевых исследованиях этим известнякам, что объясняется трудной их доступностью, не позволило их расчленить на отдельные свиты, ставя детальное изучение известняковой толщи юры на очередь ближайшего будущего. Без подробного же их исследования, а отсюда и расчленения, невозможно будет произвести и углубленное изучение геологического строения района Гаурдакского серного месторождения.

Наибольшую мощность известняковая толща имеет в районе Кугитанг-тау, где, по С. И. Левицкому, она достигает 520 м. К ним надо еще прибавить темные битуминозные известняки Гаурдака. К северу и востоку мощность известняков уменьшается до полного их исчезно-

¹ Брахиоподы определены А. С. Моисеевым.

вения в осевой части Гиссарского хребта и восточнее Файзабада (Южный Таджикистан).

Еще далее на восток юрские известняки появляются только на Памире. Параллельно с уменьшением мощности известняковой толщи идет и фациальное ее изменение. На южном склоне Гиссарского хребта юрские известняки имеют уже иной характер; там среди них преобладают более мергелистые и песчанистые разности.

Гипсоносная толща. Третьей, наиболее высоко лежащей свитой пород юрского возраста является так называемая гипсоносная толща. Наше понимание стратиграфических соотношений, характерных для нее, за последние годы значительно продвинули вперед: работы Средазразведки, связанные с изучением Гаурдакского серного месторождения, лежащего в самых низах свиты (Мирошниченко, Вакуленко), исследования, выполненные группой сотрудников НИУ, по разведке и поискам калийных солей на северозападном склоне Кугитанг-тау и в пределах Гаурдак-Тюбегатанской антиклинали (Херасков, Гиммельфарб, Пейве, Вахрамеев), и, наконец, предпринятое ТПЭ изучение месторождений соли в Южном [Таджикистане (Борнеман, Губин, Луппов и Чихачев — ЦНИГРИ).

Гипсоносная серия разбивается на две свиты, связанные взаимными переходами друг с другом; в то же самое время она вся служит переходом от известняков морской юры к красноцветной толще, условно относимой к нижнему мелу.

Нижняя свита, по Чуенко, слагается тонкоплитчатыми скрыто-кристаллическими известняками, чередующимися с белыми гипсами.

В прослоях известняков этой свиты иногда встречается фауна чрезвычайно плохой сохранности, обычно не позволяющая дать им видовое название.

Единственная находка, заслуживающая быть отмеченной, была сделана П. П. Чуенко, нашедшим в прослоях известняка нижней известняково-гипсовой свиты *Lima cf. tumida* Roem., относящуюся к лузитан-киммериджскому времени. Это дает некоторое основание относить, пока, правда, условно, и всю свиту к лузитан-киммериджу.

Наибольшего развития известняково-гипсовая свита достигает в западных районах юга Средней Азии, где к ней приурочено крупное серное месторождение (Гаурдак). Здесь благодаря многочисленным буровым скважинам и ряду шурфов разрез нижней части гипсоносной толщи изучен достаточно детально, но в то же время наличие осернения и связанных с ним неизбежных вторичных изменений пород не позволяет рассматривать этот разрез как типичный для всего района.

Приводим здесь состав свиты сероносных пород Гаурдака, как ее дает В. П. Мирошниченко.

На темные известняки морской юры первым ложится известняк светлосерого цвета, часто с большим содержанием барита и гипса, обычно сильно осерненный, мощность его от 0 до 5, и иногда более метров, по простиранию склона выклиниваться и сменяется гипсом.



Толстоплитчатые известняки (оксфорд-лузитан) Кугитанг-тау. Thick-plated limestones (Oxford-Lusitan) of the Kughitang-Tau.
(Фот. В. Мирошниченко). (Photo. by W. Mirshinchenko).

Выше идут известняки серого, иногда черного цвета, ноздреватые, с линзами крупнокристаллического гипса и с хорошим осернением, мощность от 0 до 40 м.

Реже вместо известняков с самого низа разреза идут ангидриты, несущие только включения известняка, причем осернение в этих случаях резко падает.

Над, преимущественно, известняковым горизонтом лежат серые ангидриты, переслаивающиеся с гипсами и с тонкими прослоями и мелкими линзами известняков; осернение невысокое и приуроченное

лишь к известнякам или гипсам, мощность от 0 до 50 м, т. е. иногда нижние известняки почти совершенно вытесняют эти ангидриты.

Четвертой группой являются опять известняки, внизу серые трещиноватые с крупными и мелкими линзами гипса, с осернением, приуроченным к трещинам; верхняя часть этих известняков буровато-серого цвета, характерна своим ноздреватым сложением, осернена крайне редко и является верхней границей промышленного осернения. Благодаря своему постоянству в разрезе и хорошей выраженности в обнажениях эти верхние ноздреватые известняки, имеющие на выходах мощность от 3 до 5—6 м, являются руководящим горизонтом во всем разрезе. Мощность всей известняковой свиты (четвертой) колеблется в весьма больших пределах и иногда доходит до 50 м.

Среднюю мощность всех сернистых пород разреза ниже „руководящего“ известняка можно принимать около 60 м.

Выше следует толща очень однообразных, серых с белым ангидритов и гипсов, с многочисленными прожилками и включениями известняка, за свою характерную внешность правильно названных мраморовидными. Мощность этой свиты не менее 120—130 м.

Гипсоносная толща хорошо развита и на северозападных склонах Кугитанг-тау, но из-за малой сопротивляемости слагающих ее пород размыву хорошие естественные разрезы ее почти не встречаются и поэтому для ее характеристики приходится довольствоваться тем, что дают искусственные выработки Гаурдака.

На южном склоне Гиссарского хребта гипсоносная свита во многих пунктах отсутствует, и на мощных известняках там располагается либо только верхняя часть гипсоносной серии, либо красноцветная толща, условно относимая к нижнему мелу.

В южнотаджикской депрессии гипсоносная свита нигде на дневную поверхность не выходит, и судить о ее присутствии, так же как и о присутствии известняковой серии, на глубине у нас нет никаких данных.

Мощность нижней (назовем ее серовосной) свиты колеблется от нескольких до 200 м и более.

Верхняя свита гипсоносной серии, слагающаяся, в основном, красноцветными глинами, часто гипсоносными и чистыми гипсами (ангидритом), пользуется особенно большим распространением по всему югу Средней Азии.

Ее мы можем видеть на западе, в районе Гаурдака, на востоке — в хребте Петра I и югозападных предгорьях Дарваза.

К ней приурочено большое количество месторождений соли как поваренной, так и калийной, причем последние встречаются, повидимому, исключительно в западных районах.

Мощность этой соленосной свиты колеблется от нескольких десятков до 200—300 м.

Возраст соленосной свиты определяется еще более условно, чем для сероносной. Вероятнее всего, для западных районов юга Средней



Обнажение оксфорд-лузитанских известняков в центральной части Гаурдака.
(Фот. В. Мирошниченко).

Outcrop of the Oxford-Lusitan limestones in the central part of Gaurdak.
(Photo. by W. Miroshnichenko).

Азии относить ее к титону, возможно, частично к киммериджу. Для восточных районов (таджикской депрессии), по мнению Б. А. Борнемана, вопрос о ее возрасте должен остаться открытым. Основанием к тому служит следующее соображение. Всю гипсоносную серию западных районов Средней Азии можно рассматривать как результат ослабленной фазы индийской орогении и связывать ее образование с отступанием юрского моря. Такое толкование дает удовлетворительное объяснение генезиса свиты и калийных солей, в ней содержащихся. Вместе с тем, параллелизация соленосной свиты запада и востока едва ли возможна. Если на западе гипсоносная серия залегает на морских известняках келловей-лузитана, то вполне естественно свя-

зывать ее с усыхающим юрским морем и относить ее к киммериджитону. На востоке же мы не видим морских известняков; наоборот, наблюдалось налегание соленосной свиты непосредственно на континентальную толщу, только в средней части Б. А. Борнеманом была найдена лейасовая флора.

Вполне понятно, что при таких обстоятельствах приходится рассматривать соленосную толщу запада как результат регрессии моря, а на востоке — как ингрессии.

В то же самое время мы должны согласиться с Б. А. Борнеманом (1933), который говорит, что „трудно себе представить, чтобы времени отступления моря из западных районов, вызванного андийской фазой орогении, которая имела широкое региональное распространение, соответствовала на востоке ингрессия моря, хотя бы и в лагунных фациях. Более логично допустить, что верхнеюрская трансгрессия, отложившаяся, начиная с келловей, на западе мощную толщу известняков, проявила себя на востоке лишь лагунными фациями с отложениями толщ гипса и соли. В киммеридж-титонский век, когда гипсы и соль отлагались на западе, на востоке господствовал, возможно, уже континентальный режим и образовывались толщи глин, песчаников и конгломератов, кроющих там гипсовую свиту. Отсюда, естественно, допущение разновозрастности соленосных свит запада и востока. Вместе с тем, это допущение логически ведет к предположению, что не только низы красноцветной толщи востока могут относиться к титону, но и какая-то часть красноцветной толщи ниже фаунистически охарактеризованного нижнего мела в западных районах“.

Все сказанное относительно юрских отложений позволяет сделать следующие палеогеографические построения. Во время отложения ташкутанской свиты, условно относимой к рэту, на юге Средней Азии существовала низменная равнина, среди которой располагалась цепь озер, возможно, лагун, где накапливались континентальные речные, озерные и, возможно, лагунные осадки. Эти отложения обычно ложатся на различные толщи палеозоя с резким угловым несогласием. Следовательно, продуктивная ташкутанская свита отлагалась на значительно дислоцированные толщи палеозоя после длительного континентального периода, захваченного орогеническими движениями. Если принимать точку зрения С. И. Левицкого, то за отложением продуктивной свиты снова начались, повидимому, локальные орогенические движения чрезвычайно слабо, но все же дислоцировавшие ташкутанскую свиту. Результатом дислокации явилось наблюдаемое кое-где угловое

несогласие между ташкутанской и вышележащей свитой и размыв первой.

Континентально-лагунные условия продолжали существовать на юге Средней Азии и после отложения осадков ташкутанской свиты, причем продолжалось накопление грубообломочного материала с неправильной поточной слоистостью. Наблюдающаяся определенная цикличность в отложении осадков говорит нам о существовании в течение отложения песчано-сланцевой толщи каких-то эпейрогенических движений, вызвавших поднятия и опускания, обусловившие то усиление эрозионной деятельности, то ее ослабление, то увеличение переноса грубообломочного материала, то накопление мелкообломочного. Первый цикл осадков, начавшийся после ташкутанского века, по времени захватил весь лейас (гурудская свита).

Осадочный цикл гурудской свиты, начавшийся отложением крупного гравийного песка, заканчивается отложением известняка и песчаника, содержащего байосскую фауну. Следовательно, континентально-лагунные условия, давшие возможность накоплению терригенных осадков гурудской свиты, существовали в течение всего лейаса и, возможно, частично байоса.

После отложения гурудской свиты (лейас) начался новый цикл накопления лагунно-морских и континентально-лагунных осадков (дегибадамская свита), продолжавшийся в течение большей части байоса, захватив частично бат. Во всяком случае, мы видим выше дегибадамской свиты толщу пород, состоящую из чередующихся слоев песчаника, глин и известняков, содержащих морскую фауну бата. Внутри дегибадамской свиты в различных горизонтах также встречалась морская фауна бат-байосского времени.

Все это дает нам основание считать, что в бат-байосское время море не раз заходило на юг Средней Азии.

Эти кратковременные колебания сменяются прочно установившимся морем, которое, однако, далеко на восток не распространялось. Усиленный приток обломочного материала, который имел место в предшествующие эпохи, прекратился, сменившись отложением мощных известняков.

Просмотр некоторых шлифов известняка, предпринятый А. В. Пейве, привел его к заключению, что они должны быть отнесены к типу илистых или илисто-зернистых и отлагаться в теплом мелком море, в пользу чего говорят находки кораллов в известняковой толще.

Возможно, что юрское море в келловей-оксфордское время образовало на востоке лишь крупные лагуны, в которых отлагались глины, гипс, ангидрит и поваренная соль.

В западных районах описываемой области поворотный момент юрской трансгрессии приурочивается, видимо, к концу лузитана и, возможно, к киммериджу. Когда в это время там началась борьба регрессирующего моря и наступающих континентальных условий, создается ряд крупных лагун, в которых откладывалась описанная выше гипсоносная серия верхней юры, характеризующаяся уменьшением карбонатных пород к верхам серии, с последующим увеличением в этом направлении терригенного материала.

В восточных районах весьма возможно, что в это время существовали уже континентальные условия, обусловившие создание мощных красноцветных толщ. Лагуны, располагавшиеся по всему югу Средней Азии, в верхнеюрское время постепенно исчезают, уступая место континентальным условиям, на западе, — вероятно, в конце или середине титона, а на востоке — значительно раньше. Эти континентальные условия, давшие возможность накопления мощных континентальных толщ, исчезают под влиянием наступания нижнемелового моря. В западных районах юга Средней Азии это море появляется в неокоме, в центральных районах — в нижнем альбе, а в восточных — в сеномане.

Переходя к рассмотрению пород, отложившихся в изучаемой области в юрское время, и полезным ископаемым, с ними связанным, можно указать, что для юга Средней Азии намечается определенная закономерность в изменении как мощности, так и характера осадков юрских отложений. Наибольшая мощность осадков как континентальных, так и морских, наблюдается в удаленных от палеозойских массивов районах, где среди континентальных толщ преобладающую роль играют глинистые образования, а среди морских — наиболее частые разности известняка. По окраинам же осевой части Гиссарского хребта и Дарваза континентальная толща юры состоит из мало или совершенно неокатанных зерен и кусков пород, отложившихся неподалеку от места их разрушения.

Это обстоятельство, наряду с отсутствием юрских отложений в ряде пунктов осевой части Гиссарского хребта, где на палеозой ложится красноцветная толща нижнего мела, говорит за то, что в юрское время здесь располагались какие-то отдельные возвышенности, продукты разрушения которых сносились к их подножью, давая начало образованию мощных песчано-сланцевых толщ.

Такая же картина, видимо, была и в Дарвазе.

В течение нижней и отчасти средней юры на юге Средней Азии происходит накопление лагунных, озерных и речных осадков, погребавших под собой бывшую в то время здесь богатую растительность, обусловив, таким образом, в будущем образование пластов и линз угля.

Наиболее мощные скопления углей сосредоточиваются в ташкутанской свите (напр. Ташкутанское месторождение или Маляндское, найденное Губиным в 1934 г.), но угли в этой свите подвергались в большей части сильному размыву и не выдерживаются по простиранию более 2—3 км. Все известные в настоящее время месторождения угля, приуроченные к этой свите, представляют крупные линзы или пластообразные залежи.

В гурудской свите, широко развитой на всей площади Южного Узбекистана, мощных скоплений угля не встречается, но пласты и пластообразные залежи угля присутствуют почти во всех разрезах в средней и верхней части свиты. На востоке в районе рр. Ханака и Каратаг-дарья (ТаджССР) в гурудской свите (песчанико-конгломератовой) нет пластов угля, но при продвижении на запад, уже в Сарыасийский район Узбекистана, такие пласты в ней начинают появляться, в Байсунском же районе пласты угля в этой свите достигают 15—20 м, а в Ширабадском районе (горы Кугитанг-тау) число пластов еще более значительно. Большинство пластов угля в этих районах имеет мощность от 0.1 до 0.3 м, но встречаются пласты и до 1 м (Кугитанг-тау) и выше (Гурудское месторождение в Сарыасийском районе). По простиранию пласты угля хорошо выдерживаются в Ширабадском районе (в горах Кугитанг-тау); С. И. Левицкий проследил пласт мощностью от 0.5 до 1.20 м на расстоянии около 18 км. Но к востоку (в Сарыасийском районе), по данным Губина, пласты угля в этой свите часто размываются и срезаются вышележащими песчаниками, носят характер пластообразных залежей и не выдерживаются по простиранию свыше 2—3 км.

Угли в дегибадамской свите встречаются во всех разрезах в южных частях Байсунского, Сарыасийского и Ширабадского районов. Число пластов колеблется от 2 до 6, иногда и более. Залегают они в средних частях свиты и хорошо выдерживаются по простиранию. Тонкие пропластки углей (до 0.05 м) Губину удавалось проследить на расстоянии до 500 м. По характеру происхождения угли в дегибадамской свите уже отличаются от континентально-лагунных углей ташкутанской и гурудской свит. Нахождение в дегибадамской свите вблизи пластов угля морской фауны указывает на их лагунно-морское происхождение. Мощность пластов угля редко достигает 0.5 м, но иногда встречаются пласты и до 1 м (напр. Дегибадамское месторождение, найденное Губиным в 1934 г.).

К северу от перечисленных выше районов, уже в бассейне р. Якобаг-дарья, геолог А. В. Пейве в 1934 г. обнаружил пласт угля в 2 м мощности, повидимому, принадлежащий к ташкутанской свите.

Из всех указанных месторождений каменного угля наиболее промышленно интересными являются детально изученные С. И. Левицким выходы пластов угля, расположенные на обрывистом восточном склоне хребта Кугитанг-тау.

Наиболее угленосна здесь гурудская свита, заключающая в себе 26 прослоев угля, но из всего этого довольно значительного числа пластов лишь один имеет рабочую мощность, колеблющуюся в пределах от 0.50 до 1.20 м; все же остальные много тоньше, лишь изредка достигают мощности в 0.5 м и отличаются непостоянством.

Рабочий пласт лежит на уровне 221 м от кровли палеозоя; в 5 м над ним залегает свита слоев песчаника, включающая линзы мергелей желтых с поверхности, и этот маркирующий горизонт, хорошо выдерживающийся в обнажениях, позволил достаточно быстро отыскивать рабочий пласт угля при проведении разрезов.

Будучи проверен штольнями на протяжении 25 км, на 18 км из них пласт оказался в пределах упомянутой рабочей мощности. Лучшим строением пласт угля отличается в своей центральной, более трудно доступной части. На южном участке строение пласта несколько ухудшилось, благодаря большому количеству прослоев пустой породы и небольшой суммарной мощности пласта. Весьма вероятно также, что на ряде участков уголь окажется смятым.

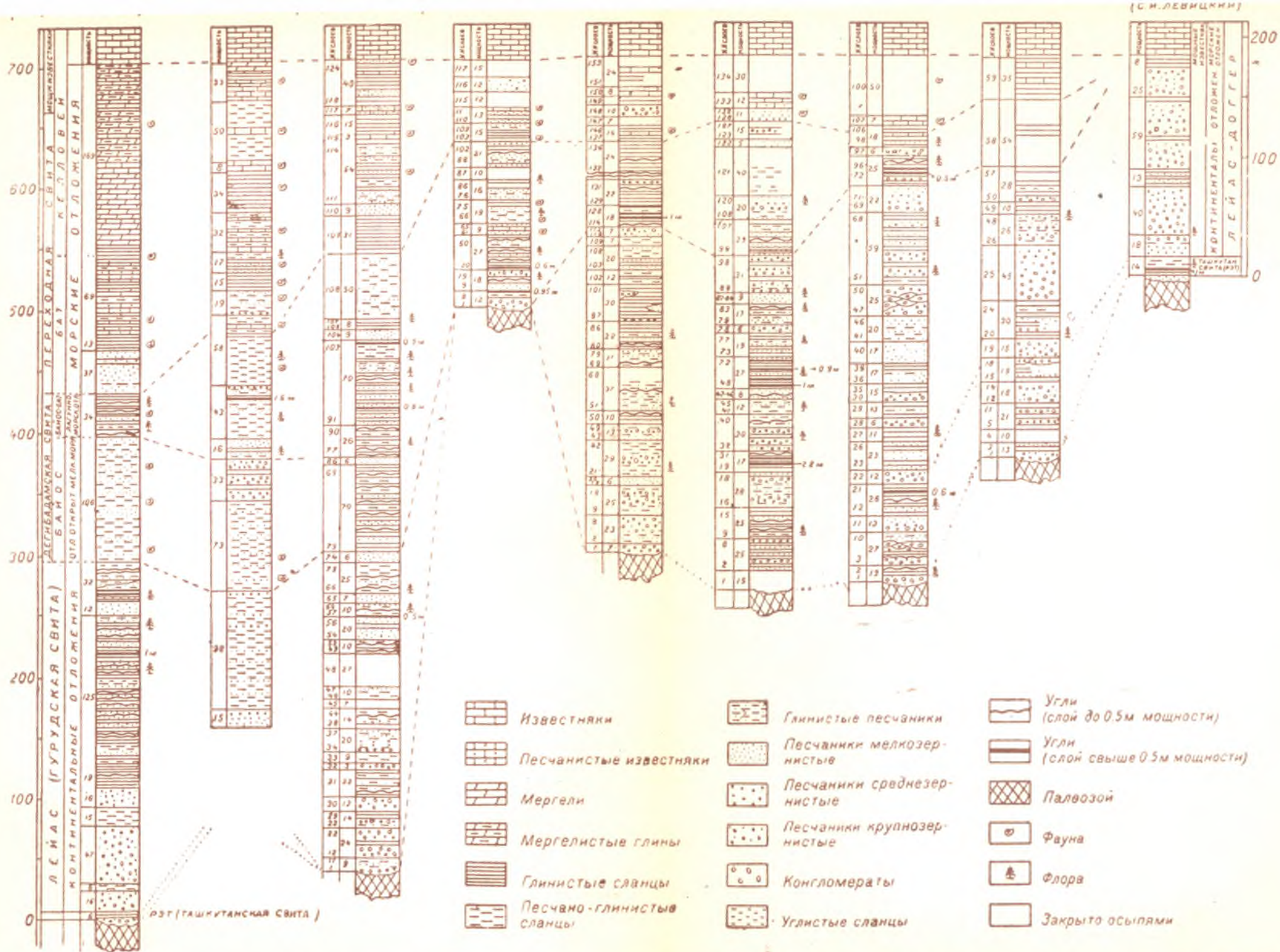
Приводим анализ пластовой пробы из штольни № 7 (центральная часть месторождения) на воздушно-сухой уголь (Институт искусственного жидкого топлива):

Влага	2.0 %	
Зола	7.40	
Сера в золе	0.81	Калорийность высшая лабораторная 795 кал.
Летучие	6.30	
Кокс беззольный	86.30	

т. е. имеем тощий каменный уголь. Геологические запасы угля в месторождении, находящиеся выше абсолютной отметки в 1 868 м (уровень штольни, при помощи которой возможно вскрыть месторождение с восточной стороны), исчисляются С. И. Левицким цифрой в 25 млн. т по категориям $C_1 + C_2$.

Остальные месторождения, находящиеся в Сарыассийском, Байсунском и Яккабагском районах, пока благодаря их крайне трудной доступности да и гораздо меньшей изученности должны быть отнесены к промышленно неясным и требующим как дальнейшей разведки, так и, в первую очередь, выяснения их экономической конъюнктуры.

С большим сожалением приходится отметить, что по своей достаточно трудной экономической обстановке и только что рассмотрен-



Стратиграфические разрезы юрских угленосных отложений югозападного окончания Гиссарского хребта от каменноугольного месторождения Ташкунтан (ТаджССР) до гор. Кугитанг-тау (УзССР).

(Составил И. Е. Губин в 1934 г. по материалам И. Е. Губина, С. И. Левашкого и Н. П. Тушева).

Stratigraphic sections of the Jurassic coal-bearing deposits of the southwestern termination of the Gissar Range from the coal deposit Tashkutan (Tadjikistan) to the Kugitang-Tau Mt. (Usbekistan).

(Composed by I. E. Gubin in 1934 after data of I. E. Gubin, S. I. Lewitskiy and N. P. Tushiev).

ное наилучшее Кугитанское месторождение лежит, по нашему мнению, почти на границе промышленного использования.

Это обстоятельство заставляет обратить серьезное внимание на те перспективы, которые вытекают из всего комплекса работ, проведенных ТПЭ летом в 1934 г. в пределах Южного Узбекистана. Выше уже было указано, что в Яккабагском районе геологом Пейве был обнаружен пласт угля мощностью до 2 м.

Сходство стратиграфического разреза нижней юры этого района с более южными, к которым приурочен ряд угольных месторождений, наконец, присутствие в северных разрезах пласта угля рабочей мощности делают актуальной попытку расширить изученный на юге угленосный бассейн еще далее к северу.

В этом направлении в 1934 г. были продолжены работы, начатые еще ранее геологом Средазразведки Е. С. Рыбниковой в районе, прилегающем с юга к г. Кермине.

Эти исследования вел Г. В. Богачев (ЦНИГРИ — ТПЭ), который подтвердил, что в основании отложений мезозойской группы, развитых по северной окраине кашкадарьинской депрессии, имеются породы юрского возраста.

К сожалению, выход их на дневную поверхность удалось отметить лишь в 4 пунктах:

- 1) в долине Тым, в районе кишлака того же наименования,
- 2) близ колодца Муши примерно на половине расстояния между кишлаком Тым и Кырк-булак,
- 3) в долине Сукайты и
- 4) у подножия южных склонов возвышенности Ак-камар, составляющей западную оконечность Зиаэддинской гряды.

Юра представлена здесь серией глинисто-мергелистых пород и глинистых сланцев с конгломератами в основании и в кровле.

В глинисто-сланцеватых породах юрской толщи, в нижней части ее залегают прослой бурого угля, чередующиеся с углистыми темными сланцами и серыми сланцеватыми глинами, содержащими растительные остатки.

Эта так называемая „угленосная свита“ не отличается постоянством ни по простиранию, ни по мощности.

Собранный в Керменинском районе фактический материал дает основание считать, что юрские породы, выходящие здесь на дневную поверхность, являются лишь небольшими участками сохранившегося от размыва нижнемеловой трансгрессией сплошного покрова юрских отложений.

Сохранение этих участков возможно объяснить тем, что юрская толща, будучи в юнокиммерийскую фазу собранной в складки, при

наступлении нижнемелового моря оказалась во многих местах смытой и сохранилась лишь в синклинальных понижениях. Этого толкования, как известно, придерживаются многие геологи, изучавшие юрские отложения Зеравшанского хребта. Независимо от решения этого вопроса, все наблюдения говорят за одновременность образования юрских отложений на громадных пространствах, за однородность существовавших в то время условий, благоприятствовавших как богатому развитию растительности, так и углеобразованию. В пользу этого предположения говорят, напр., сборы флоры из Кштут-Зауранского месторождения в Зеравшанском хребте, из Байсуна, Южного Таджикистана, из Кугитанга, представленные одними и теми же комплексами флоры. За одновременность образования угленосной континентальной юрской толщи на очень больших пространствах говорят также последние работы в Туар-кыре (Западный Туркменистан) Н. П. Луппова, где им установлено, что континентальные и континентально-лагунные фации лежат ниже морских толщ, содержащих келловейскую фауну.

Небольшая мощность юры Зирабулак-Зиаздинских гор, значительные ее фациальные изменения, прерывистость выходов и, наконец, прислоненный характер залегания конгломератов, находящихся в основании, — все это говорит за то, что мы здесь имеем дело с краевыми частями угленосного бассейна, в котором накапливался в течение всей юры терригенный материал и скапливалась растительность, давшая пластовые залежи угля. По мере же удаления от Зеравшанских гор к юго-западу (т. е. к центральным частям этой равнины) мощность юры должна увеличиваться и характер разреза на ряду с угленосностью должен приближаться к разрезам юга Средней Азии.

Отсюда, естественно предположение о существовании единого Бухарского угленосного бассейна, обнимающего западные части Гиссарского и Зеравшанского хребтов с прилегающими к ним районами.

Последние находки в Кызыл-кумах (южный склон Кульджук-тау, в одном из колодцев) юрской продуктивной толщи мощностью в несколько десятков метров, содержащей небольшой пласт угля, говорят за очень большие по площади размеры этого нового угленосного бассейна и необходимость постановки более настойчивых и систематических поисковых и разведочных работ как в районе Бухары, так и в пределах кашкадарьинской впадины.

Среди полезных ископаемых, связанных с юрой, кроме угля, особенно большой интерес в экономическом отношении представляет Гаурдакское серное месторождение. Как уже было описано выше, Гаурдакское месторождение связано с нижней гипсоносной свитой

Большой Балхан
(по В. Ф. Пчелинцеву
и Г. Я. Крымгольцу)

Гаурдак и Кугитанг
(по В. П. Мирошниченко
и С. И. Левицкому)

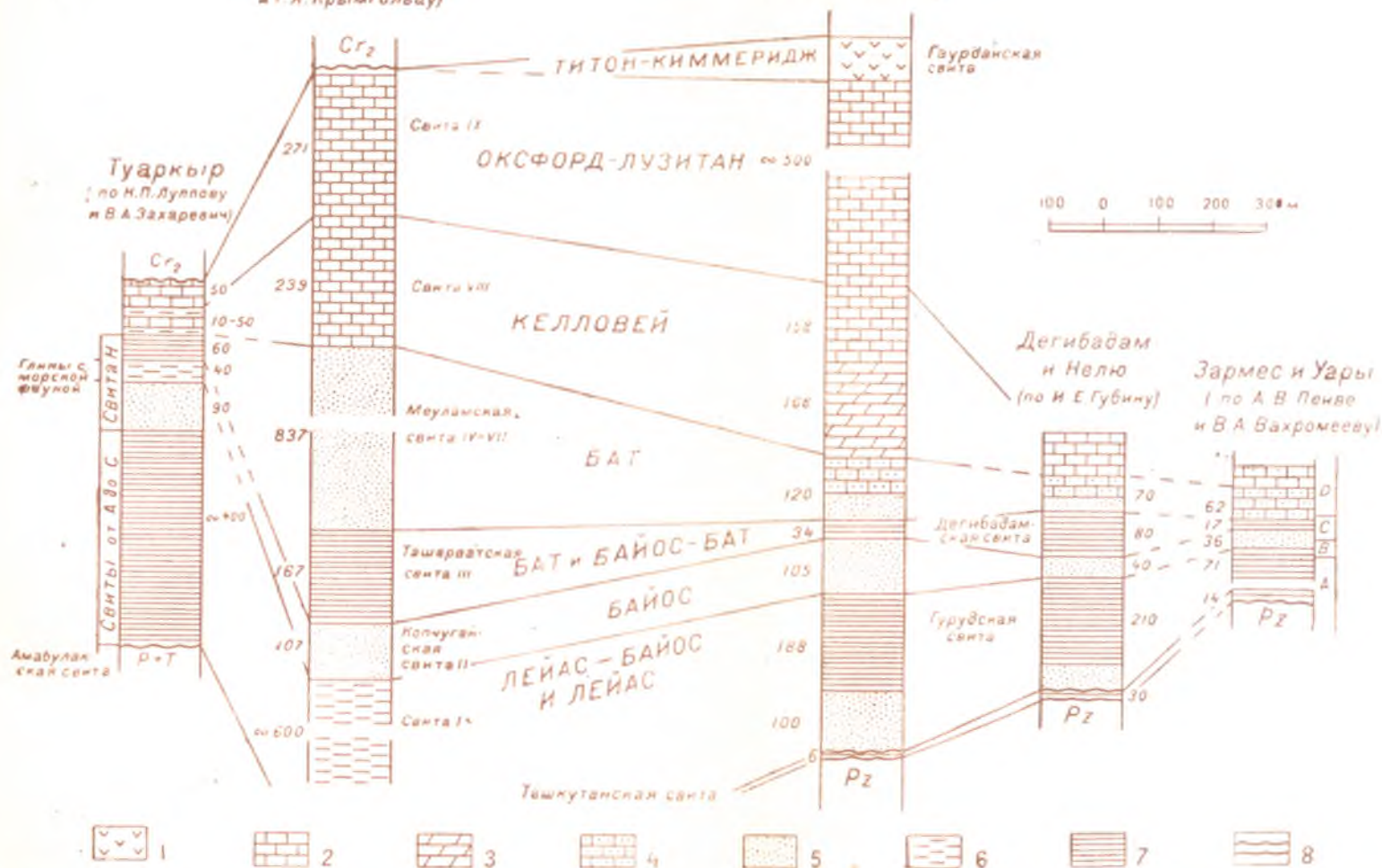


Схема строения юрских отложений Туркмении и Южного Узбекистана. (Составил С. И. Левицкий, 1935)

1—гипсоносная глина; 2—известняки; 3—мергелистые глины; 4—песчанистые известняки; 5—песчаники и песчанистые сланцы; 6—глины; 7—глинистые сланцы и угли; ташкунтанская свита рз.

Научные итоги ТПИ.

Scheme showing structure of the Jurassic deposits of Turkmenia and Southern Uzbekistan (By S. I. Levitski, 1935)

1—gypsiferous clays; 2—limestones; 3—marly clays; 4—arenaceous limestones; 5—sandstones and arenaceous shales; 6—clays; argillaceous shales and coals; Rætic Tashkutan series.

верхней юры. В течение 1931—1933 гг. оно детально разведывалось Среднеазиатским геолого-разведочным трестом и изучалось его геологами Мирошниченко и Вакуленко.

По своим запасам и высокому качеству руд это месторождение может быть крупной базой Союза по добыче серы, и если бы оно было пущено в эксплуатацию, то это, несомненно, оказало бы плодотворное влияние на всю экономическую жизнь района.

К сожалению, резкое снижение работ по освоению Гаурдакского серного месторождения, приведшее, в конце-концов, к его почти полной консервации, не позволило распространить изучение сероносной части известково-гипсовой толщи на более значительную площадь, и, таким образом, остаются непроверенными указания на вполне возможное, гораздо более широкое осереение Кугитанг-Гаурдакского района.

В связи с наличием гипса и серы в верхнеюрских отложениях, чрезвычайно большой интерес представляет установленное В. П. Мирошниченко наличие в верхних горизонтах известняковой юры своеобразного, углеподобного вещества.

Как правило, оно наиболее встречается в контактовой зоне сероносной свиты с морскими известняками. По описанию, даваемому В. П. Мирошниченко, вещество это сравнительно твердо, на огне спички в небольших кусочках легко загорается, при этом вспучивается и издает резкий удушливый запах. В обнажениях, выветриваясь, дает беловатосерый порошок.

Это углеподобное вещество наблюдается:

- 1) по мелким трещинам, секущим массу известняков;
- 2) по пустотам всевозможной величины, которые выполняются нацело; изредка до 150—200 куб. см;
- 3) вещество сплошь проникает массу известняка, сообщая ему черный цвет.

В состоянии подобной пропитанности находится целый ряд пропластков, лежащих недалеко от кровли морских юрских известняков, по соседству с сероносными известняками гипсовой свиты. Сравнительно часто встречается это углеподобное вещество и значительно выше, уже в толще известково-гипсовых отложений вышележащей свиты.

Амплитуда распространения вещества по вертикали, по Мирошниченко, составляет около 200 м.

В небольших количествах оно было встречено и на западных склонах Кугитанг-гау.

Анализ вещества после удаления включений кальцита механическим и химическим путем (действием слабой HCl):

Влажность	0,69%
Зола	9,20
Удельный вес	1,58

Проф. Н. А. Орлов, исследовавший это вещество, дает ему название тиокерита в виду большого содержания серы, и рассматривает его как продукт глубокой метаморфизации нефти при реакции между нею и элементарной серой и вхождением последней в органическое вещество нефти.

Если сопоставить эти данные с приобретающими все более сторонников взглядами на возможность образования нефти из органических остатков, в другой физико-химической обстановке дающих каменный уголь, то широкое распространение тиокерита на Гаурдаке приобретает уже и практическое значение.

Как заслуживающий внимания факт должно быть отмечено и находящееся среди юрских морских известняков небольшое жильное месторождение свинца, расположенное в 10—12 км к востоку от кишлака Кара-агач, на западном склоне Кугитанг-тау.

Месторождение трудно доступно и на выходе почти совершенно выработано.

Но к нему следует отнести как к признаку, показывающему, что мощная толща юрских известняков, слагающая Кугитанг-тау и разбитая рядом продольных сбросов, не может ни в каком случае быть названа совершенно пустой и ждет еще своего изучения.

Для самых верхов юры характерны многочисленные месторождения каменной соли и связанные с ними месторождения хлористого калия. Эти химические осадки завершают осадочный цикл юрского моря и подобно сопровождающим их гипсам широко развиты в пределах южных частей советских среднеазиатских республик; в ряде пунктов месторождения эти используются для местного потребления населением, но ни одно несмотря на высокое качество соли и весьма крупные запасы в некоторых из них не выделено в промышленную эксплуатацию.

Более того, как ни нуждается край в соли, ни одно из месторождений еще ни разу не подвергалось разведке, и особенно городам края приходится питаться привозной солью за отсутствием добычи собственной.

Необходимо указать, однако, что соляные месторождения края не могут рассматриваться как очень просто построенные. Сложные тектонические движения альпийской орогении резко отозвались на соляных залежах, и, можно сказать, что ни одна из них в случае выхода на поверхность не занимает нормального положения. Отсюда неустойчивость в распространении, невыдержанность отдельных гори-

зонтов и затруднения в подсчете запасов, особенно для соли определенного типа.

Словом, месторождения соли края еще ждут своего исследования и разведок.

Точно так же кончился почти ничем и большой шум, поднятый около открытия калийных солей, сделанного в 1928 г. горн. инж. В. А. Корвацким.

В первый момент были брошены довольно большие средства на разведку одного из месторождений (Окуз-булак), но как только выяснилось, что вопрос выяснения запасов калия требует затраты большого количества времени и средств и неизвестно еще, где будут, в конце-концов, найдены крупные массы калийных солей, как весь интерес к калию упал и разведки, хотя они не ответили еще как следует ни на один вопрос, были прекращены.

Между тем, можно думать, что в ряде точек скопления солей калия являются, несомненно, промышленными. Как интересная особенность калиевых месторождений края является тот факт, что калий здесь представлен исключительно сильвинитом. Наиболее подробное описание проделанной до сих пор по изучению этих месторождений работы дано в книге „Гаурдагский химический комбинат“ (т. II, Калий. Совместное издание НИУ и Института экономических исследований при Госплане Туркменской ССР. Ашхабад. 1934).

Нижний мел

Значительный шаг вперед сделан за последние годы в отношении изучения нижнемеловых отложений описываемой области. В этом отношении особенно много сделала группа работников НИУ (Н. П. Херасков, А. В. Пейве и В. А. Вахромеев), затем геологи Средазнефти Н. А. Туаев и С. Н. Симаков и далее В. П. Мирошниченко, изучавший район Гаурдакского серного месторождения по заданию Средазгеоразведки.

По П. П. Чуенко, меловые отложения условно начинаются немой красноцветной толщей глин, песчано-глинистых сланцев и песчаников, согласно залегающих на гипсах.

В этой толще встречаются также гипсовые горизонты, но только в виде небольших по мощности прослоек. Красноцветная песчанико-глинистая толща сменяется свитой синевато-серого и зеленоватого тона известняков и мергелей с горизонтом ракушника с устрицами, вероятно неокомским.¹ Выше снова залегают красноцветная толща песчано-глинистых сланцев и песчаников с прослоями гипсов. Крас-

¹ Не только видового, но и родового определения П. П. Чуенко не приводит.

ноцветная толща пород прикрывается светлыми крупнозернистыми песчаниками и мелкогалечными конгломератами, на которых лежит свита темных, почти черных глинистых сланцев.

В песчанико-конгломератовом горизонте обнаружены растительные остатки и фауна, среди которой выделяются крупнотворчатые устрицы.

В глинистых же сланцах с тонкими прослоечками кристаллического гипса встречаются конкреции, содержащие в себе богатую фауну аммонитов — *Acanthoplites*, указывающую на верхнеаптский или нижнеальбский возраст.

Этот горизонт прикрывается мощной толстослойной свитой песчаников, которыми и заканчиваются нижнемеловые отложения.

После П. П. Чуенко нижнемеловая толща была детально изучена в 1931 г. Н. П. Херасковым (НИУ), который на основании изучения петрографического состава расчленил ее на 6 свит. Свитам были даны географические наименования, принятые затем Н. П. Туаевым (Среднеазиатская нефть, 1932) и А. В. Пейве (НИУ — ТПЭ, 1933—1934).

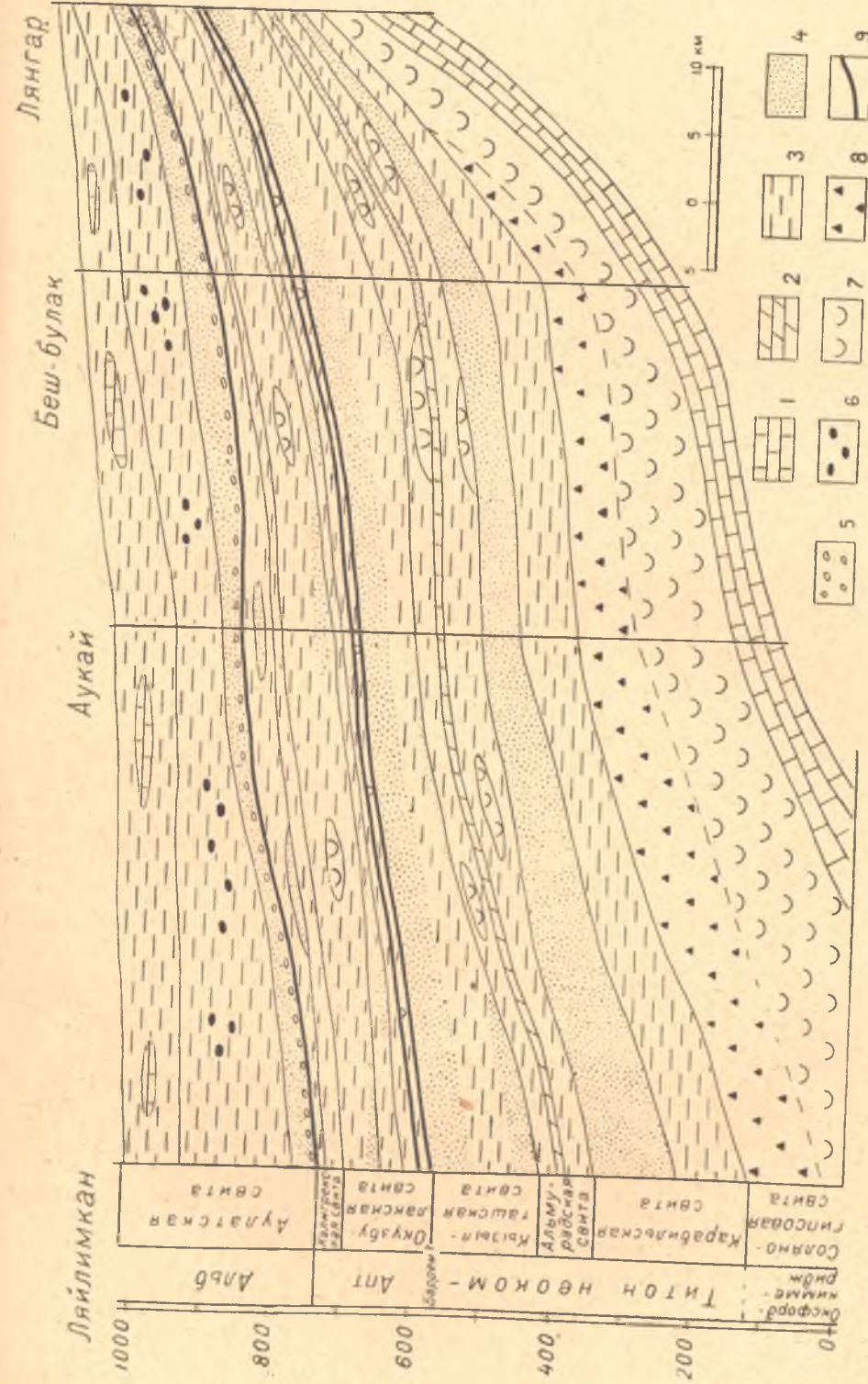
Первая свита, залегающая непосредственно на гипсовой толще верхней юры, названа была **карабийской свитой**.

В основании свиты залегают вишневобурые, плотные, песчаные глины, мощность которых колеблется от 17 до 80 м; верхняя часть свиты сложена буроватомалиновыми, косослойными песчаниками мощностью от 16 до 60 м. Мощность свиты убывает с юга на север и северо-восток от 140 м (урочище Аукай) до 33 м (кишлак Лянгар). Однако оба ее горизонта хорошо выделяются во всех разрезах.

В. Мирошниченко в верхах этой свиты обнаружил пресноводную фауну, состоящую из *Unionidae*.

Рассматривая строение песчаников карабийской свиты, А. В. Пейве отмечает в них характерную косую, поточную слоистость, неотсортированность зерна, наличие мелких беспорядочных прослоек кварцевого и кремневого гравия и быстро выклинивающихся слоев мелких конгломератов с почти неокатанной галькой красного песчаника и глин, тождественных подстилающим слоям. Все это указывает на континентальные условия образования всей свиты и на наличие во время отложения карабийской свиты мелких местных перемыслов, связанных, вероятно, с деятельностью временных, пересыхающих потоков, меняющих направление своих русел.

Глины, подстилающие описанные песчаники, по направлению к осевой части хребта резко уменьшаются в мощности, а в разрезах по Каратаг-дарье они отсутствуют уже совершенно, и вся красноцветная толща представлена грубозернистыми песчаниками с конгло-



Разрез нижнемеловых и верхнеюрских отложений через югозападные окончания Гиссарского хребта.
(Составил А. В. Пейве).

1 — известняки; 2 — мергели; 3 — глины; 4 — песчаники; 5 — конгломераты; 6 — конкреции; 7 — гипсы; 8 — каменная соль; 9 — границы морских отложений.

Section of the Lower Cretaceous and Upper Jurassic deposits across the southwestern terminations of the Guisstar Range.

(Composed by A. W. Peyve).

1 — limestones; 2 — marls; 3 — clays; 4 — sandstones; 5 — conglomerates; 6 — concretions; 7 — gypsum; 8 — rock salt; 9 — limits of marine deposits.

мератами в основании. Эти конгломераты достигают в районе Каратага огромной мощности; состав гальки, преимущественно, кварцевый, окатанность хорошая.

Связывать образование каратагских конгломератов (как это делает А. В. Пейве) с близостью области денудации, подразумевая при этом осевую часть Гиссарского хребта, вряд ли возможно, так как нигде в другом месте, даже севернее Каратага (т. е. ближе к осевой части хребта), конгломератов подобной мощности не встречено. В район Каратага конгломераты, вероятно, были принесены издалека какими-то огромными потоками, образовавшими здесь предгорные шлейфы.

Следующая **альмурадская свита** представлена, по А. В. Пейве:

- 1) глинами кирпично-красными, обычно пронизанными беспорядочной сетью жил белого и розового гипса; мощность 29—65 м
- 2) известняками плотными глинистыми, белого и сероватого оттенка; мощность 0,5—3,6
- 3) глинами кирпично-красными, содержащими несколько прослоев гипса, а местами мергелей, мощность 21—34,6

Образование известняков альмурадской свиты, не содержащих органических остатков и залегающих в толще гипсоносных красноцветных глин, А. В. Пейве связывает с вероятным существованием в то время значительной лагуны, охватывающей югозападное окончание современного Гиссарского хребта. Наибольшей мощности эти известняки достигают в южных частях описываемого района. По направлению к северу происходит уменьшение мощности известняков, сопутствующее обогащению их обломочным материалом, пока, наконец, известняк не переходит в песчаник с гипсовым цементом.

В пределах Таджикистана осадков, типичных для альмурадской свиты (гипсовых глин с прослоями известняка), нет совершенно, и вся красноцветная толща представлена грубообломочным материалом, отложившимся в континентальных условиях. Следовательно лагуна, давшая альмурадскую свиту в пределах Южного Узбекистана, далеко на север и восток не распространялась.

Залегающая выше **кызылташская свита**, по А. В. Пейве, складывается в основании бордовокрасными, обычно песчанистыми глинами с тонкими прослоями глинистого песчаника, чаще бордовокрасной, реже голубоватосерой окраски, мощностью 45—53 м. Верхняя часть свиты представлена бордовокрасными песчаниками, часто косослоистыми, переслаивающимися с плотными глинами, мощностью 17—45 м. Условия образования кызылташской свиты, видимо, сходны с таковыми карабийской.

По наблюдениям А. В. Пейве, пачки песчаников обеих свит прослеживаются на огромной площади, отдельные же слои внутри них крайне невыдержаны.

Этой свитой заканчивается палеонтологически не охарактеризованная красноцветная толща.

Возраст всех трех свит остается неясным. Можно полагать, что они включают в себе какие-то части отложений титона и неокона.

Окузбулакская свита, начинающая толщу лагунных и морских осадков, имеет, по А. В. Пейве, следующее строение:

- 1) глины вишневые, плотные, пересеченные сетью жил шестоватого гипса; горизонт крайне непостоянный; мощность до 14 м
- 2) горизонт серых сланцеватых глин с прослоями серых, нередко оолитовых и ракушниковых известняков; последние переполнены устрицами, представленными, главным образом, экзогирами;
- 3) пачка, сложенная серыми глинами и песчаниками с прослоями красных глин; мощность 10—22
- 4) венчают окузбулакскую свиту красноватосерые песчаники, переслаивающиеся с голубоватосерыми и густо вишневыми плотными глинами и с розовыми и белыми гипсами; мощность 38—74

Экзогиры, которые были встречены в горизонте „2“ этой свиты, остались пока не определенными и являются, по видимому, новым видом. По указанию Н. П. Луппова, они относятся, несомненно, к тому же виду, что был им встречен в Туар-кыре в отложениях, непосредственно подлежащих верхнему баррему. В Туар-кыре эти экзогиры встречаются совместно с гастроподами, тождественными таковым же из нижебарремских отложений Больших Балхан, определяя тем самым, вероятно, нижебарремский возраст вмещающих их отложений.

Крайний восточный пункт нахождения барремской фауны — район кишлака Саят, что на южном склоне Гиссарского хребта близ кишлака Кафирниган. Здесь А. Р. Бурачек встретил фауну, из которой Н. П. Луппов определил *Cervillia cf. linguloides* Forb. (распространение баррем-ап), *Astarte* sp., *Leda* sp., *Lucina* sp., *Cucullaea* sp.

Рассматривая строение окузбулакской свиты, А. В. Пейве приходит к заключению, что область югозападного окончания современного Гиссарского хребта, представлявшая до того сушу, в этот период была покрыта морем, образовавшим ряд отделенных, собственно, от морского бассейна лагун. В этих лагунах, отличавшихся повышенной соленостью, и отложилась гипсово-глинистая толща, слагающая низы окузбулакской свиты. Дальнейшее наступление моря повлекло за собой уничтожение лагун и отложение в морском бассейне серых глин, известняков и устричников горизонта „2“.

По направлению к береговой линии, т. е. на север и восток, известняки обогащаются терригеновым кластическим материалом и сменяются песчаниками.

Вторая половина окузбулакской свиты, представленная красноцветной гипсово-глинистой толщей, указывает на вероятное превра-

щение моря в то время в лагуны. К востоку количество гипсовых прослоев уменьшается, причем они замещаются сначала глинами, а затем песчаниками.

Следующая калигрская свита складывается:

- 1) горизонт серых, часто оолитовых известняков, переслаивающихся с серыми сланцеватыми глинами и, реже, с серыми тонковернистыми песчаниками; по направлению к северо-востоку мощность этого горизонта постепенно падает, пока, наконец, он совершенно не исчезает; мощность 0—13 м
- 2) горизонт, представленный переслаиванием серых и сероватокрасных песчаников с серыми и вишневокрасными глинами; мощность этого горизонта по направлению к северу постепенно возрастает параллельно с падением мощности горизонта „1“; мощность 31—37 м

Самая верхняя свита, сложенная морскими отложениями, получила название **аулатской свиты**. Отложения этой свиты начинаются:

- 1) толщей косослоистых светлосерых кварцевых песчаников, местами содержащих быстро выклинивающиеся слои черных сланцеватых глин; обычно в основании толщи залегают слои конгломерата с галькой кварца и темных изверженных и метаморфических пород палеозойского возраста; внутри песчаников иногда встречаются устричные банки; мощность 20—30 м
- 2) выше залегают толща черных сланцеватых глин, содержащих в нижней трети горизонт с эллипсоидальными конкрециями сферосидерита и изредка пирита, с обильной фауной; мощность 60—87 м
- 3) далее идет толща черных и темносерых плотных глин с прослоями известняков, устричников и песчаников, песчаники преобладают в северных разрезах, а известняки — в южных; встречается толща светлосерыми плитчатыми мергелями, перекрываемыми слоем вишневокрасных глин; мощность 25—90 м

Черный цвет глины, присутствие сферосидерита и отдельных конкреций пирита говорят за восстановительную среду, господствовавшую на дне этого бассейна. Появление в горизонте „3“ прослоев устричников и особенно красных глин свидетельствует об обмелении моря нижнемелового времени.

Возраст аулатской свиты устанавливается достаточно точно на основании аммонитов, содержащихся во всех трех горизонтах.

Из горизонтов „1“ и „2“ в настоящее время известен следующий комплекс фауны¹: *Acanthoplites jacobi* Collst., *A. aff. nolani* Seunes, *A. nolani* Seunes var. *subrectangulata* Sinz., *A. subangulicostatus* Sinz., *A. aplanatus* Sinz., *A. multispinatus* Anthula, *A. multispinatus*

¹ Аммониты и пеллециподы определены Н. П. Лупповым.

Ant., var. *robusta* Sinz., *Grammatodon carinatus* Sow., *Nucula pectinata* Sow., *Panopea gurgitis* Brongn. var. *plicata* Sow., *Gerwillia sublanceolata* d'Orb., *Neithea morrisi* Pict. et Ren., *Cyprina* cf. *lineolata* Sow., *Cyprina* cf. *sowerbyi* d'Orb., *Exogyra latissima* Lam.

В приведенном списке наряду с формами, распространенными как в апте, так и в альбе, имеются и типичные представители нижнего альба (каспийского горизонта), определяющие тем самым возраст горизонта „2“ как несомненный нижний альб.

В горизонте „3“ найден *Hoplites michalskii* Sem., типичная форма для верхнего альба Мангышлака. Кроме того, здесь же встречаются: *Nucula pectinata* Sow. (альб — сеноман Западной Европы), *Grammatodon carinatus* Sow. (альб — турон Западной Европы), *Trigonia daedalea* Park. (средний и верхний альб юга Англии)¹. Этот комплекс фауны достаточно хорошо определяет возраст горизонта „3“ как верхний альб.

К востоку от интересующей нас области, т. е. в пределах Южного Таджикистана, нижеальбская фауна встречается примерно до р. Вахш; восточнее она нигде обнаружена не была.

Подводя итог всему изложенному выше о стратиграфии нижнемеловых отложений, необходимо отметить, что основным достижением работ последних лет является установление в пределах описываемой области морских барремских отложений. Ранее о наличии в какой-то части неокома морских отложений было известно лишь по глухим указаниям на это в работе С. Н. Михайловского. Очевидно, что приведенное выше деление толщи нижнего мела по литологическим признакам на ряд свит является лишь рабочей схемой, отнюдь не претендующей на универсальность и на то, чтобы быть введенной в широкую геологическую литературу. Достаточно сказать, что эта схема не применима уже для смежной части Таджикистана, где увеличивается суммарная мощность красноцветной толщи и где не представляется возможным их расчленение на свиты, сохраняющие постоянство в окраске и обладающие закономерными изменениями их литологического состава в определенных направлениях.

Приведенная схема, однако, отчетливо рисует порядок и направление сноса и аккумуляции мелких обломочных отложений, что для других частей описываемой области остается еще неразрешенной задачей.

Если не касаться гипсов, известняков и других строительных материалов, то из известных нам сейчас полезных ископаемых, связанных

¹ Пеллециподы определены Т. А. Мордвинко.

с нижним мелом, можно назвать лишь нефть, встреченную пока в одном месте, около Гаурдакского серниго месторождения, и широко развитое в районе, но, к сожалению, слабое омеднение, приуроченное к низам отдела.

Условия, в которых была найдена нефть, не позволяют связывать ее с каким-либо определенным горизонтом нижнемеловых отложений; наоборот, близость выхода к тектоническому контакту нижнего мела с известняковой юрой и наличие в последней значительно битуминизированных прослоев и включений тиокерита (см. выше) невольно заставляют перемещать источник нефтеобразования глубже в юру, и таким образом, нефть в мелу на Гаурдаке представляется пока случайным явлением, не характеризующим всей свиты пород.

Несравненно более широкий региональный характер имеет омеднение, отмечаемое рядом исследователей, посещавших район. Однако, представленное чаще всего слабо развитыми примазками окислов меди оно не привлекало серьезного внимания, и только в 1933 г. геолог В. П. Мирошниченко дал себе труд ближе заняться этим вопросом и нашел, что в ряде точек скопления меди становятся уже настолько значительными, что не могут быть оставлены без внимания.

В течение 1933 г. В. П. Мирошниченко и Е. М. Лаптиевой, работавшими в Чаршангинском и Карлюкском районах ТуркССР, было обследовано несколько площадей, и затем на основе указаний этих геологов был выбран как один из наиболее интересных для дальнейшего, более детального изучения, участок на западном склоне Кугитанга, в районе селений Куйтан и Ходжа-караул; здесь была поставлена предварительная разведка, производившаяся под руководством геолога В. С. Домарева (ЦНИГРИ).

Омеднение на изученной площади представлено лишь двумя горизонтами — первым и третьим, второй же из указанных Мирошниченко на этой площади не обнаружен и является, повидимому, непостоянным. В детальном литологическом разрезе нижнемеловых отложений, составленном для разведываемого участка В. С. Домаревым и обнимающим, начиная снизу, толщу пород в 425 м мощности, третий (нижний) меденосный горизонт приходится на свиту серых известняков мощностью в 3 м, лежащую в 126 м от начала разреза (альмурадская свита). Первый (верхний) залегает среди бурых и зеленоватосерых известковых аргиллитов и глинистых сланцев, имеющих общую мощность в 10 м и развитых на уровне 240 м от начала разреза (самые низы окузбулакской свиты). И тот и другой горизонты являются весьма выдержанными и прослеживаются на всем протяжении от аула Куйтан до Ходжа-караула (20 км) совершенно отчетливо. Южнее вся нижнемеловая свита оборвана крутым сбросом; что же касается северного

направления, то хотя оба меденосных горизонта туда и продолжают, но изучению не подвергались.

Первый горизонт при общей мощности в 10 м является оруденелым лишь частично в отдельных слоях. Наиболее мощным и постоянным является слой, находящийся в 3—3.5 м ниже висячего бока горизонта. Меденосность этого слоя проявляется непрерывно на всем обследованном участке, причем вблизи поверхности оруденение представлено окисленными медными минералами, сменяющимися на небольшой глубине медным блеском. Мощность слоя колеблется от 0.25—0.30 до 0.60 м, давая, в среднем, около 0.45 м.

Следующий слой горизонта, проходящий на 1 м ниже первого, менее постоянен, но присутствует во всех выработках, его мощность 0.15—0.40 м.

Содержание меди в руде невысокое и по анализам отдельных проб колеблется от нескольких сотых до нескольких десятых процента, лишь в редких случаях превышая 0.5%. Среднее содержание, повидимому, не будет превышать 0.3—0.4%. Однако, по своему характеру руды легко могут быть обогащены путем ручной рудоразборки в 2—3 раза.

Третий (нижний) меденосный горизонт является оруденелым также не по всей своей мощности: оруденение представлено в виде примазок и включений малахита и присутствует лишь в нижней части известковистого пласта, по мощности в 30—50 см, и подстилающих известняки известковистых сланцев, по мощности в 20—30 см. Общая мощность оруденения составляет от 50 до 80 см. Интенсивность оруденения весьма непостоянна по простиранию, и практически меденосными можно считать лишь отдельные участки длиной до 100—200 м. Весь третий горизонт сильно разбит сбросами, что еще более делает его непостоянным. Отдельные штучные и средние пробы дали колебание содержания CuO от 0.17 до 2.68%. Таким образом, по содержанию меди руды третьего горизонта частично могли бы представлять практический интерес, однако, небольшое протяжение рудоносных участков говорит за то, что самостоятельного значения третий горизонт на исследованной площади не имеет.

Генезис месторождения можно объяснить химическим отложением в условиях мелководного, временами пересыхающего бассейна, причем осаждение медного блеска происходило в толще уже более или менее сформировавшихся известковистых аргиллитов.

В заключение В. С. Домарев указывает, что низкое содержание меди в рудах первого горизонта и непостоянство оруденения третьего при малой мощности медистых слоев делают сомнительным промышленное значение меденосности исследованного участка. Однако, для

окончательных заключений, относящихся ко всему району, этих данных, несомненно, недостаточно, так как, во-первых, среди бедных руд могут оказаться сравнительно значительные обогащенные площади, а во-вторых, и бедные руды совершенно не изучены в отношении их обогатимости.

Приведенные факты существенны тем, что они впервые дают цифровую характеристику широко развитому явлению омеднения и показывают его практическое значение.

Приходится думать, что, по крайней мере, на ближайший период, развитие медного дела описываемой области сомнительно.

Верхнемеловые отложения. О присутствии морских верхнемеловых отложений в пределах юго-востока Средней Азии было известно еще с 70-х годов прошлого века, однако, стратиграфия их начинает выясняться лишь в самое последнее время. Первая схема стратиграфии верхнемеловых отложений, построенная в 1915 г. С. Н. Михайловским на основе беглых маршрутных исследований, встретила суровую критику со стороны А. Д. Архангельского, которым была проработана стратиграфия этих отложений для Кызыл-кумов и Ферганы. Изучение верхнемеловых отложений юго-востока Средней Азии, и особенно описываемой области, затрудняется чрезвычайным однообразием их литологического состава при огромной их мощности, достигающей в районе Гаурдака более 1500 м, а главное исключительной бедностью их руководящими в стратиграфическом подразделении головоногими.

В послереволюционный период в процессе широких региональных геологических исследований наибольшее количество материала по верхнемеловым отложениям было собрано для Южного Таджикистана. Для описываемой же области материал гораздо меньше, а собранный в 1934 г. работниками Средазнефти большой материал из района Гаурдака в настоящее время еще не обработан. Однако, общность в плане построения верхнемеловых отложений для всего юго-востока Средней Азии позволяет до некоторой степени распространить данные по Южному Таджикистану и на смежный Южный Узбекистан.

Первой попыткой детального выяснения строения верхнего мела для Вахшского района Южного Таджикистана является схема В. М. Здорика (1932).

В силу своеобразного сочетания фауны в разрезе верхнего мела Здорик выделяет четыре совпадающие с отложениями отдельных осадочных циклов стратиграфические комплексы, которые, однако, не укладываются в рамки обычных стратиграфических подразделений меловой системы. Выделенным комплексам (свитам) он присваивает местные географические названия. Файзабадская свита охватывает со-

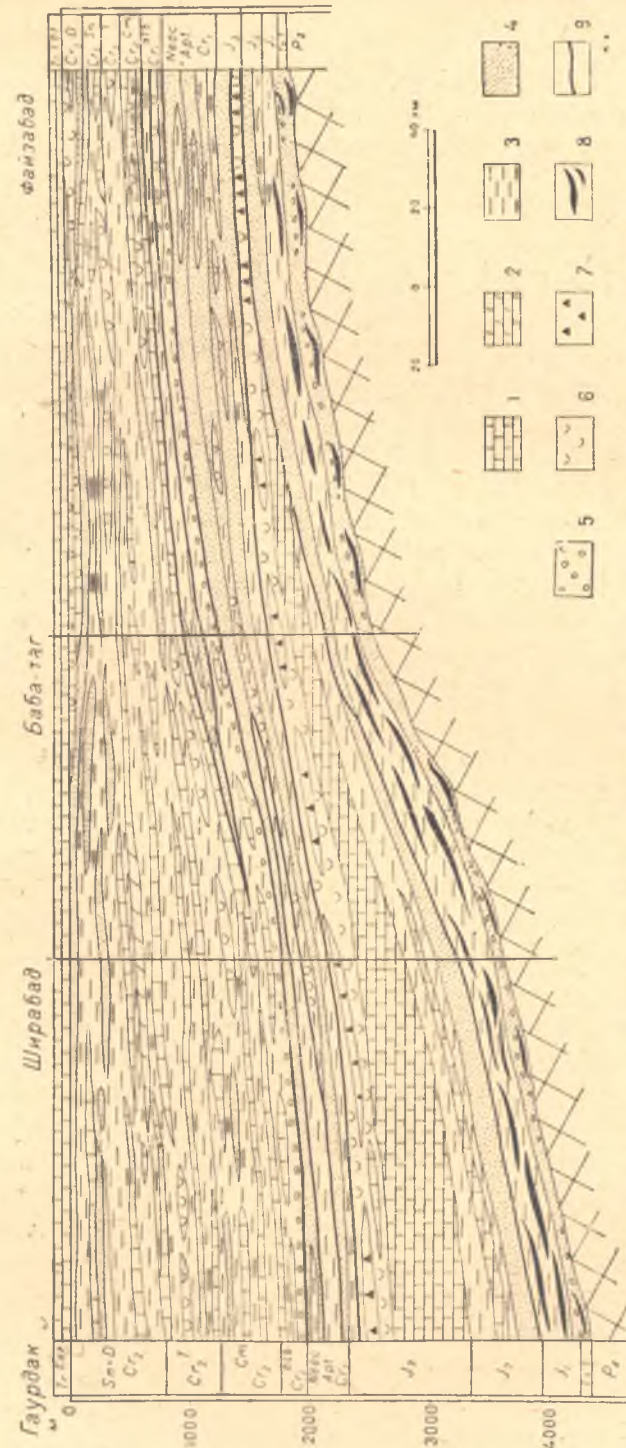


Схема строения мезозойских отложений юго-востока Средней Азии (гора Кугитан хребта Петра I). (Составил Б. А. Борнеман).

1 — известняки; 2 — мергель; 3 — глина; 4 — песчаники; 5 — конгломераты; 6 — гипс; 7 — каменная соль; 8 — камень & уголь; 9 — граница морских отложений.

Sketch section showing the structure of Mesozoic deposits in the south-east of Central Asia (The Kughtang Mountain in the Peter I Range) (Composed by B. A. Borneman).

1 — limestones; 2 — marls; 3 — clays; 4 — sandstones; 5 — conglomerates; 6 — gypsum; 7 — rock salt; 8 — coal; 9 — limit of marine deposits.

бой сеноман и нижний турон; туркаульская свита включает в себя отложения среднего и верхнего турона и нижнего сенона; верхнему сенону присваивается название мазаримирской свиты, и, наконец, немая толща известняков и гипсов, венчающая верхний мел, называется санглакской свитой.

Дальнейшие исследования показали, что эта схема не может претендовать на универсальность и что для юго-востока Средней Азии нет оснований отказываться от общепринятых стратиграфических подразделений верхнего мела. В настоящее время большой материал по стратиграфии верхнего мела юга Средней Азии, собранный работниками ЦНИГРИ, НИГРИ и Средазнефти, прорабатывается геологом ЦНИГРИ Б. А. Борнеманом. Говорить сейчас об окончательных выводах еще преждевременно, однако, можно наметить пути, по которым идет работа, и сообщить некоторые выводы, которые вырисовываются сейчас с достаточной отчетливостью.

Большим подспорьем в стратиграфическом подразделении морских верхнемеловых отложений Южного Таджикистана являются ослабленные проявления фаз орогении, вызвавших то более, то менее сильные обмеления морского бассейна, особенно в его периферических частях.

Австрийская фаза орогении, повлекшая за собой отступление моря, ингрессировавшего в западную часть Южного Таджикистана примерно до меридиана Вакша в нижнеальбское время, устанавливает отчетливо нижнюю границу морского верхнего мела. В Югозападном Узбекистане и смежной части Восточной Туркмении австрийская фаза орогении проявила себя значительно слабее, ибо процесс накопления морских осадков шел там непрерывно в течение мелового периода, начиная с нижнего альба.

Точное установление нижней границы верхнего мела становится там подчас крайне затруднительным, поскольку фауна верхов альба и сеномана, представленная исключительно пеллециподами, имеет очень сходный облик и много общих видов. Иногда же между известными альбом и сеноманом имеются горизонты, совершенно лишённые определенной фауны.

Начало сеноманского верхнемелового осадочного процесса протекало в Южном Таджикистане спокойно. На нижнемеловых континентальных отложениях без базальных конгломератов залегают там непосредственно отложения мелкого моря, представленные темными, переполненными битой устричной ракушей известняками, серыми, зелеными, а иногда бурыми и красными песчанистыми глинами и песчаниками. Глины часто гипсоносны, нередки и отдельные пласты грязносерого и розоватого гипса. Фауна сеномана чрезвычайно од-

нообразна: условия седиментации этих отложений прибрежной зоны не способствовали хорошей консервации органических остатков.

Фауна представлена почти исключительно устрицами, среди которых такие типичные сеноманские формы, как: *Exogyra conica* Sow., *E. hallotidea* Sow., *E. plicata* Lam. и *E. cf. africana* Lam. Значительно реже встречаются, главным образом сверху, прочие пеллециподы, как-то: *Trigonia ferganensis* Arkh., *Tr. bucharensis* Arkh., *Plicatula auressensis* Coq. и целый ряд других, не являющихся для сеномана руководящими. *Exogyra columba* Lam. появляется лишь в верхах сеномана. Характерно полное отсутствие аммонитов.

Мощность сеномана не превышает 150 м, обычно же она не выходит за пределы 100 м.

Турон, в целом, на общем фоне верхнего мела выделяется фациальным характером своих более глубоководных отложений. Он представлен в нижней своей половине толщей темносерых и зеленоватосерых, часто известковистых глин; в верхней половине наряду с глинами существенная роль принадлежит известнякам и мергелям, реже песчаникам; довольно постоянны в верхах турона голубые мергеля. В некоторых местах в середине толщи турона встречаются прослойки гипса, что свидетельствует о неугасших окончательно, пульсирующих колебательных движениях морского дна. Фауна турона приобретает по сравнению с сеноманом большое разнообразие. Более богато представлены пеллециподы; появляются аммониты.

Здориком и Борнеманом приводятся из турона следующие руководящие формы аммонитов: *Thomasites koulabica* Kler., *Vascoceras* sp., *Puzosia* sp., *Mammites* cf. *nodosoides* Schloth., *Metoicoceras whitel* Hyatt, *M. gibbosum* Hyatt, *Placentoceras pseudoplacenta* Hyatt, *Pl. kharesmense* Lah., *Pseudotissotia* sp. и *Prionotropis woolgari* Mant. *Inoceramus*. Из пеллеципод как руководящие должны быть отмечены *Inoceramus labiatus* Schloth. var. *latus* Woods, *I. lamarcki* Park., *I. latus* Mant. и *Exogyra* sp. nov., родственная *E. africana* Lam. Не руководящими, но очень для турона характерными являются: *Liostrea rouillei* Coq. и *Pycnodonta* cf. *costei* Coq. Внизу обычна и многочисленна *Exogyra columba* Lam.

Помимо приведенных пеллеципод, имеется еще большое количество как эндемичных, так и неруководящих форм.

Весь комплекс фауны турона в отличие от сеномана имеет облик чрезвычайно близкий таковому же африкано-сирийской области. Отличие заключается в присутствии в нашем туроне большого количества устриц, отсутствующих почти совершенно в туроне Северной Африки, Италии и Испании. Восток Средней Азии является именно той, предвиденной А. Д. Архангельским периферической областью Те-

тиса, где пеллециподовая, и особенно устричная фауна, переживала те неблагоприятные экологические условия, которые создались для нее в туроне центральной части морского бассейна. Одновременно происходила выработка многих своеобразных эндемичных форм.

Мощность турона колеблется в пределах от 70 до 300 м, имея определенную тенденцию к возрастанию с северо-востока на юго-запад. Если нижняя граница турона литологически выражена обычно не резко, то верхняя его граница, наоборот, в большинстве случаев намечается довольно отчетливо. Субгерцинская (предсантонская) фаза орогении отразилась существенным обмелением морского бассейна в периферических его частях; в результате этого там в предсантонское время (коньяк) отложились лагунные, гипсовые осадки.

Вдали от побережий указанная фаза орогении почти не отразилась на фациальном характере отложений нижнего сенона. Граница между туроном и сеноном устанавливается там исключительно по фаунистическим признакам.

Сенон почти на всей территории Южного Таджикистана построено по тому же плану, что и сеноман с туроном, вместе взятые. О нижней границе было сказано выше. Верхняя же его граница определяется еще более резким обмелением бассейна в датский век, отвечающий по времени лярмийской фазе орогении. Однако, последняя так же, как и субгерцинская фаза, не нашла себе выражения в областях, удаленных от побережий. Граница между верхним мелом и палеогеном становится там очень трудно установимой.

Внутри толщи сенонских отложений отчетливо намечаются закономерные фациальные изменения в направлении с востока на запад; в восточной части описываемой области резко выражена двучленность в построении сенона, причем нижний член представлен переслаиванием глин с известняками, верхний же сложен однородной свитой массивных плотных известняков. На крайнем юго-востоке, в Кулябском районе, в нижней свите известняки играют преобладающую роль и глины сильно мергелисты; в верхней части мощной толщи известняков верхней свиты наблюдаются скопления рудистов, которые становятся там породообразующими. В хребте Петра I можно видеть аналогичный разрез сенона, там лишь отсутствуют породообразующие рудисты и в нижней свите глины распространены наравне с известняками. По мере движения на запад глина нижней свиты все более и более начинает вытеснять известняки; одновременно с этим уменьшается и мощность известняков верхнего члена сенонского разреза. Наконец, на западе, в хребте Баба-таг, не наблюдается двучленность в построении сенона; осадочный процесс в сенонский век имел там прерывистый характер, и в середине толщи глин, с прослоями известняков

и реже, песчаников, имеют место серии гипсоносных, главным образом, глинистых же отложений и отдельные пласты гипса. На юго-западе гипс вновь выпадает из отложений сенона и последний представлен там глинами, песчанистыми известняками и мергелями.

Из фауны наиболее характерны для сенона устрицы: *Liostrea acutirostris* Nils., *L. thevestensis* Coq., *Ostreonella prima* Rom., *Exogyra plicifera* Coq., *E. decussata* Goldf., *E. overwegi* Buch., *Alectryonia rouxi* Douv. и др.

В низах сенона обычна *Pycnodonta* aff. *costei* Coq., имеющая широкое распространение и в туроне. Крупные породообразующие рудисты находятся в самых верхних, видимо, маастрихтских горизонтах сенона Дарваза.

Мощность отложений сенонского яруса, аналогично турону, возрастает с севера на юг, колеблясь в пределах от 110 до 250 м.

Таково кратко наше представление на сегодняшний день о строении верхнемеловых отложений Южного Таджикистана, которое должно быть положено в основу понимания сравнительно мало изученных отложений этого отдела меловой системы смежной части Узбекистана.

Расчленение верхнемеловых отложений описываемой области сильно затрудняется отсутствием проявления там, аналогично крайнему югу Таджикистана, фаз орогении, создавших между ярусами маркирующие горизонты, а также колоссальной мощностью литологически однородных и бедных фауной толщ.

Лишь по фаунистическим признакам установима граница между нижним и верхним мелом, поскольку морской непрерывный режим установился там, начиная с нижнего альба. Проведение этой границы затрудняется наличием большего количества среди пеллеципод форм общих для сеномана и альба, чем характеризующих собой один из этих ярусов.

На основе чисто умозрительных предпосылок в тех случаях, когда отсутствует руководящая фауна, нижняя граница верхнего мела должна быть проводима по кровле детритусовых известняков, залегающих на темных глинах, содержащих внизу обычно обильную нижнеальбскую фауну. Эти известняки, литологически тождественные таковым же основаниям сеномана Южного Таджикистана, едва ли являются синхроничными последним. [Детритусовые известняки таджикостанского сенона — осадки прибрежий трансгрессировавшего моря. Детритусовые же известняки Югозападного Узбекистана — осадки обмелевшего в австрийскую орогению альбского моря. Граница становится легче установимой, когда появляются в кровле альба красные глины.

Отложения сеномана в известной нам южной части описываемой области имеют очень большую мощность, порядка 400—550 м; это —

однородная толща зеленых и серозеленых глин с прослоями в них ракушниковых известняков и песчаников. В Ширабадском районе в середине толщи наблюдаются прослойки гипсоносных красноватых глин.

Фауна сеномана представлена теми же формами, которые были как руководящие приведены для сеномана Южного Таджикистана.

Граница между сеноманом и туроном установима лишь по фаунистическим признакам. Резкого изменения фациального характера отложений не наблюдается.

Турон также сложен однородной толщей глин зеленых оттенков, обладающих, в целом, несколько более серым и темным тоном. Прослоев ракушника и песчаников несколько меньше, чем в сеномане. В районе Гаурдака наблюдаются в верхней части турона гипсоносные глины, а в Ширабадском районе он венчается голубыми мергелями.

Фауной, состоящей почти исключительно из пелеципод, турон очень беден. Неизвестны отсюда иноцерамы и, кроме тех же устриц, которые были приведены выше как характерные для турона Южного Таджикистана, из пелеципод типично туронских встречена здесь *Cucullaea beaumonti* d'Orb.; из головоногих были найдены лишь в единичном количестве *Placenticeras* sp. и *Nautilus sublaevigatus* d'Orb.

Мощность турона, как и сеномана, весьма значительная, измеряясь 500—600 м.

Сенон вместе с датским ярусом достигает еще большей мощности, измеряясь в Гаурдаке почти 800 м, в Ширабаде его мощность — около 500 м. Граница сенона с туроном обычно трудно установима, в виду отсутствия заметной смены фациального характера отложений. Это, опять-таки, однородная серозеленая толща глин с прослоями ракушника, реже песчаника, и лишь в одном случае на границе между ярусами наблюдались гипсоносные глины.

Комплекс фауны сенона тот же, что и в смежном Таджикистане. Встречается чаще в верхах эндемичная форма *Ostreonella prima* Rom., которая была находима в Таджикистане лишь в западной части. Появляется *Liostrea lehmanni* Rom. характерная для верхнего сенона Кызыл-кумов.

Лярамийская фаза орогении проявила себя в описываемой области крайне слабо; в известной нам части последней имеются лишь глухие ее отголоски. Так, в районе Гаурдака верхнемеловые отложения венчаются песчаниками и гипсоносными глинами. В Ширабадском районе палеогеновым отложениям подлежат темные песчаники, кроющие глинистую толщу сенона.

Что касается верхней границы мезозоя, то в Южном Узбекистане она намечается как будто, согласно исследователям О. С. Вялова, доволь-

но отчетливо. Весь комплекс фауны известняков, кроющих описанные выше, в целом, глинистые толщи мела, говорит в пользу их нижнеэоценового (палеоэоценового) возраста. Этим известнякам присвоено Вяловым название „бухарского горизонта“.

Значительно менее благополучно обстоит дело с границей между мелом и палеогеном в Южном Таджикистане, особенно на его крайнем юге. Лярамийская фаза орогении не проявила себя там совершенно и на каком-то горизонте сенонских отложений залегает очень большая, порядка 400 м, толща известняков. В нижней своей половине она содержит фауну верхнемелового облика; в верхней же части фауны — третичную. Немногочисленный фаунистический материал из этой толщи пока еще окончательно не обработан.

Подводя итог изложенному выше о верхнемеловых отложениях, следует отметить: что на крайнем юге Узбекистана и смежной части Туркмении пульсирующие колебательные движения морского дна не вполне и далеко не всегда отвечали намечающимся для Южного Таджикистана фазам орогении; что процесс накопления осадков происходил там особенно интенсивно, и, наконец, что фауна турона обеднена представителями теплого африкано-сирийского моря по сравнению со смежным Таджикистаном.

Полезные ископаемые в верхнемеловых отложениях описываемой области, не считая не высокоценных стройматериалов, неизвестны. Однако, в Каратагском районе Южного Таджикистана Н. А. Швембергером (Средазнефть, 1932) было обнаружено наличие битуминозности в сенонских мергелях. Этот факт в связи с открытием южного нефтеносного района (хребет Хаудаг) вместе с находкой жидкой нефти в нижнемеловых отложениях Гаурдака представляет собой немалый интерес. В настоящее время геологи-нефтяники Средней Азии (В. Б. Порфирьев, Н. А. Швембергер и Н. П. Туаев) получают все новые подтверждения того взгляда, что нефтепроизводящей свитой в описываемой области, повидимому, являются юрские угленосные отложения и что поэтому не только палеогеновые отложения могут обладать нефтесодержащими свитами. Это положение значительно расширяет перспективы нефтяной промышленности южных частей Средней Азии и ставит на очередь глубокое разведочное бурение на отложения ниже палеогеновых. В связи с этими обстоятельствами детальное изучение стратиграфии мезозойских и в одну из первых очередей верхнемеловых отложений этой области является одной из актуальнейших задач нашего времени.



B. BORNEMAN, I. GUBIN, V. DOMAREV, S. LEVITSKY, A. PEIVE,
P. PREOBRAJENSKY, P. CHIKHACHEV

THE MESOZOIC OF S. USBEKISTAN AND S. E. TURKMENISTAN (Summary)

This paper presents the most novel up to date summary of materials concerning the stratigraphy of the Mesozoic of South Central Asia and a concise account of the results of a very considerable number of works carried out in the recent years in the region both by the Tadjik-Pamirian Expedition and other organizations.

In South Central Asia at the base of the Mesozoic section occurs a coal-bearing argillaceous-sandstone series known as the "Tashkutan series". This series rests unconformably upon the Palaeozoic and is characterized by its inconstancy in vertical section and its discontinuity in lateral direction. As a rule, basal conglomerates are absent at the base of this series. The series reaches a maximum thickness of 65 m, while at places it is wholly absent due to erosion. A flora discovered in this series in the region of Khapak permits but tentatively to assign to it a Rhaetic age.

The overlying thickness of sandstones and conglomerates falls into two series. The lower, named the Gurud series, is distinguished by a great constancy. At its base an accumulation of coarse grained material is stated in the majority of sections. Higher in the section follow sandstones which farther upwards begin to alternate with lenses and rather thin beds of argillaceous and arenaceo-argillaceous shales and with coal seams. The thickness of the Gurud series varies from 150 to 300 m. Plant remains are met with nearly on all its horizons. The flora collected in the Gurud series allows to assign to it a Liassic age.

The upper series which has been named the Daghbadam series is represented by various sandstones alternating with shales, the latter rock slightly predominating. Coal partings are also met with. In the lower part of the series a marine fauna has been discovered, permitting to define its age as Bathonian-Bajocian.

In the upper part of the series occurs a flora which in the opinion of B. Prihada, who did study it, wholly agrees with the conclusion as to the Bajocian-Bathonian age of the entire series, drawn from the examination of the fauna.

The sandstone and conglomerate series is overlain by passage beds represented in their lower part by clays and sandstones carrying a Bathonian fauna, and in the upper, by marls enclosing a Callovian fauna. The passage from the lower part to the upper is quite gradual.

The limestone series resting upon the passage beds has been divided in result of the works of 1904, into 3 parts. In the lower part which is represented by massive limestones a Callovian fauna has been discovered. In the middle part consisting of flaggy limestones an Oxfordian fauna was detected. In the upper part represented by compact limestones which in the region of Gaurdak are bituminous, a Lusitanian fauna was found to occur. The limestone series shows a maximum thickness in Kughitang-Tau (600 m). Both toward the north and south the limestones gradually diminish in thickness, to disappear totally in the axial part of the Guis-sar Range and east of Faizabad.

The third complex of Jurassic rocks, lying the highest in the section is the so-called Gypsiferous series, falling into two parts linked by gradual transitions. Alongside with this the complex serves as a kind of transition from the limestones of the marine Jurassic to the red-rock sandstone series, which is conditionally referred to the Lower Cretaceous.

The lower part of the Gypsiferous series is made of thin-slabby cryptocrystalline limestones alternating with white gypsum beds. In the limestone partings only *Lima cf. tumida* Boem has been discovered; this form permits, although but tentatively, to refer the whole of this series to the Lusitanian—Kimmeridgian.

The limestone and gypsum series attains its maximum development in the western regions of South Central Asia where the large Gaurdak sulphur deposit is confined to it. The series varies in thickness from a few meters to 200 m and above.

The upper part of the Gypsiferous series chiefly consisting of red, partly gypsiferous clays and by pure gypsum (anhydrite) shows an especially wide distribution throughout the whole of South Central Asia. Confined to it are a great many salt deposits, both of halite and potassium salts, the latter seeming to occur exclusively in the western regions of South Central Asia. The thickness of the saliferous series varies from some scores of meters to 200-300 m. Its age is defined still more conditionally than that of the sulphur-bearing series. For the western regions a Tithonian or, possibly, Kimmeridgian age is the most probable, while

for the eastern regions its age remains obscure to us, being most probably a Callovian-Oxfordian one.

On the base of its petrographic composition the Lower Cretaceous red-rock formation has been divided in the south of the Uzbekistan into 6 series, named after corresponding locality names.

The lower three series which appear to have been deposited in continental conditions are not characterized faunally. Their age is not defined. They may be supposed to include certain parts of the Tithonian and Neocomian. The three higher seated series are represented by lagoon and marine deposits.

Discovered in the lowermost of these three series have been shells of *Exogyra* seeming to belong to a new species. According to N. Luppov's indication they are doubtless belonging to the same species as that detected by him in Tuar-Kyr in beds directly underlying the Upper Barremian. In Tuar-Kyr this species of *Exogyra* occurs in association with gastropods which are identical to those occurring in the Lower Barremian deposits of Bolshie Balkany, thus evidencing a probably Lower Barremian age of the enclosing rocks.

The extreme eastern finding locality of the Barremian fauna is the region of Sayat village on the southern slope of the Guissar Range, in vicinity of Kaphirnig village. Here, a fauna has been detected by A. Burachek, from which *Gervilla* cf. *linguloides* Forb. (ranging from the Barremian to the Aptian) and a number of other specifically indeterminate forms have been identified by N. Luppov.

In the uppermost series (its lowermost part) a faunal complex was met with in which besides forms distributed both in the Aptian and the Albian; there are also typical representatives of the Lower Albian (the Caspian beds), thus determining the age of the lowermost part of the upper series as being doubtlessly Lower Albian.

The upper parts of the same series yielded specimens of *Hoplites michalskii* Sem.,—a form typical of the Upper Albian of Mangyshlak. But besides this there nevertheless occur *Nucula pectinata* Sow., *Grammatodon carinatus* Sow., *Trigonia daedalea* Park., clearly defining the age of the upper part of the series as the Upper Albian. Within the confines of South Tadjikistan the Albian fauna is met with about as far as the Vakht River, while to the east of the latter it has nowhere been detected.

Of the mineral products confined to the Lower Cretaceous (leaving aside gypsum, limestone and other building materials) to be noted are but oil which has yet been met with in a single locality, i. e. near the Gaurdan sulphur deposit, and a copper mineralization which is widely developed all over the region, yet rather weak, confined to the lower

parts of the Cretaceous section. The conditions under which the oil has been revealed do not permit to connect it with any definite horizon of the Lower Cretaceous; on the contrary, the source of oil is to be sought for lower in the section, i. e. in the Jurassic, its formation being probably connected with sulphur and gypsum deposits.

As regards the genesis of copper, its appearance among the red-rock series of the Lower Cretaceous might be explained by chemical precipitation in conditions of a shallow, occasionally drying basin, the deposition of chalcopyrite having been going on in the thickness of calcareous argillites whose formation has already been more or less completed.

The study of the Upper Cretaceous deposits of South Central Asia, and particularly of its southeastern part is made very difficult by their extremely monotonous lithological character and enormous thickness exceeding 1500 m and, chiefly, by the scanty occurrence of cephalopods which might serve as guide fossils for the stratigraphic subdivision of the series.

A great support in the stratigraphic subdivision of the marine Upper Cretaceous deposits of South Tadjikistan is lent by the relaxing manifestations of orogenic phases having caused a series of alternative shoalings and deepening of the marine basin, particularly in its peripheral zone.

The Austrian phase of orogeny which resulted in a regression of the sea that had ingressed by the close of the Albian epoch into the western part of South Tadjikistan about as far as the meridian of Vakht, fixes the lower boundary of the marine Upper Cretaceous. In southwestern Uzbekistan and the adjacent part of East Turkmenia the Austrian phase of orogeny is much weaker revealed. And the exact location in these regions of the lower boundary of the Upper Cretaceous is therefore at times extremely difficult.

In South Tadjikistan the Lower Cretaceous continental deposits are overlain without basal conglomerates by shallow-sea deposits. The enclosed fauna is represented nearly exclusively by oysters among which such typical Cenomanian forms as *Exogyra conica* Sow., *Ex. haliotidea* Sow., *Ex. plicata* Lam. and *Ex. cf. africana* Lam. are of common occurrence.

The Turonian as a whole stands out on the general background of the Upper Cretaceous as a rock complex distinguished by the facies character of its deep-water deposits. The Turonian fauna is more varied as compared with that of the Cenomanian. Particularly characteristic are the Turonian ammonites. The entire faunal complex of the Turonian, contrarily to that of the Cenomanian, has a general habit being extremely close to that of the fauna of the African-Syrian province. The difference from this latter consists in the presence in the Turonian of Central Asia of a great quantity, of oysters which are almost wholly absent from

the Turonian of North Africa, Italy and Spain. The East of Central Asia proves to be just that peripheral zone of the Thetis presumed by A. D. Arkhangel'sky where the pelecypod and especially the oyster fauna did find a refuge against those unfavourable ecological conditions which arose for it in the Turonian of the central part of the marine basin. In the same time a development of many peculiar endemic forms was here going on.

The lower limit of the Turonian is usually rather obscurely defined, whereas the upper is on the contrary rather distinct. The Sub-Hercynian (Pre-Santonian) phase of orogeny was revealed in a considerable shallowing of the marine basin in its peripheral parts.

Nearly over all the territory of South Tadjikistan the Senonian is built up after the same plan as the Cenomanian and Turonian taken as a whole.

The upper boundary of the Senonian is defined by a still sharper shoaling of the basin in the Danian time corresponding in age to the Laramian orogenic phase. But the latter, as well as the Sub-Hercynian phase, did not find its expression in regions removed from the coasts, and the boundary between the Upper Cretaceous and the Paleogene becomes hardly discernible there.

Within the series of Senonian deposits a regular facies alteration in southwest direction is distinctly marked. Among the fauna the forms being most typical of the Senonian are oysters, for instance: *Liostraea acutirostris* Nils., *L. thevestensis* Coq., *Ostreonella prima* Rom., *Exogyra plicifera* Coq., *E. decussata* Goldf., *E. overwegi* Buch., *Alectryonia rouxi* Douv. and *Pycnodonta* aff. *costei* Coq.

Thus, shortly outlined, is our conception of the structure of the Upper Cretaceous of South Tadjikistan which are to be laid at base of the rather obscurely known deposits of that division developed in the adjoining parts of Uzbekistan and East Turkmenia, where the pulsating movements of the sea bottom did not wholly and by far not always correspond to the orogenic phases traced out in South Tadjikistan.

The faunal complex is more or less identical to that occurring in South Tadjikistan, and it is but the Turonian fauna of the western part of South Central Asia which was impoverished in representatives of the warm African-Syrian sea, as compared with the adjacent Tadjikistan.

The general affinity of the faunal complexes permits in any case to establish the limits of stages rather distinctly, basing upon palentological characters.



А. П. МАРКОВСКИЙ

О ВЗАИМООТНОШЕНИИ ПАМИРА И ТЯН-ШАНЯ

Геологическими исследованиями последних лет на территории южной части Средней Азии накоплен огромный фактический материал. Полученные данные значительно расширяют, а часто и совершенно изменяют наши представления о геологическом строении того или иного района, той или иной области южной части Средней Азии.

Вместе с тем, полученные данные вносят и ряд существенных корректив в некоторые общие проблемы геологии Средней Азии.

Без преувеличения можно сказать, что среди геологических проблем Средней Азии одной из наиболее интересных является проблема взаимоотношения Памира и Тянь-шаня, в том числе и его южной ветви — Алайской горной системы.

В той или иной форме, с той или иной точки зрения в разные периоды развития геологической мысли этому вопросу уделялось значительное внимание, как русскими, так и иностранными геологами. И в настоящее время разрешение этого вопроса является одной из актуальнейших задач.

Исследования последних лет в этом отношении дали много нового и интересного.

Изложение некоторых новых данных, представляющих интерес для выяснения некоторых вопросов этой большой проблемы, и является содержанием настоящей статьи.

Краткий обзор основных воззрений

Уже давно, на заре изучения Средней Азии, первыми исследователями были отмечены некоторые особенности его строения.

„Со времен Птолемея древних географов всегда смущал инстинктивно ими же созданный воображаемый меридиональный хребет в центре

Евразии между 73 и 76° в. д. и 36 и 44° с. ш., фигурировавший в донесениях древнейших путешественников, как область наиболее грандиозных поднятий земли, окутанная каким-то мистическим мраком таинственности. Этот Имаус древних, Бордж Зендавесты получает, наконец, в труде Гумбольдта определенное место среди созданной им системы хребтов под названием Болортаг. Наиболее высокие узлы Болора находятся там, где он пересекается с широтными цепями.

Такова была первая схема (рис., стр. 221, верх) строения южной части Средней Азии, нарисованная в 1842 г., а через 35 лет она претерпевает уже значительное изменение в руках Рихтгофена⁴ [44].¹ Рихтгофеном установлена двойственность направления всех Среднеазиатских хребтов. В его схеме (рис., стр. 221) широтные цепи местами пересекаются меридиональными хребтами. Уже тогда Рихтгофеном, хотя и не было сформулировано, но было отмечено противоречие, антитеза между северными и южными цепями Средней Азии.

Географические исследования сменились геологическими. Огромный материал, полученный в первый период геологического изучения Средней Азии, связанный с именами И. В. Мушкетова, Г. Д. Романовского и др., был обобщен в схеме строения Средней Азии Зюсса (рис., стр. 223). Идея виргаций, выраженная на западе, на востоке из-за отсутствия материала не нашла отражения. Для этой части Средней Азии и в данной схеме мы видим противопоставление широтным цепям Тянь-шаня меридиональных Памира.

В 1915 г. экспедициями Д. В. Наливкина и Гайдена было установлено дугообразное строение Памира. Тем самым был положен конец вопросу о значении меридиональных структурных элементов в общей схеме тектоники южной части Средней Азии, в частности его восточной части. Вместе с тем, дугообразное строение Памира выпуклостью к северу было противопоставлено северным цепям выпуклым к югу.

Противопоставление юга северу, Памира — Тянь-шаню, можно отчетливо видеть в ряде более поздних работ как русских, так и иностранных геологов. Стремление, так или иначе, объяснить наметившееся уже со времени Рихтгофена противоположение, антитезу этих областей является основной „наиболее важной“ (Д. Мушкетов) идеей этого периода, развитию которой уделяется значительное внимание.

Не останавливаясь в данной статье подробно на том, как складывалось представление о взаимоотношении Памира и Тянь-шаня, отметим лишь основное воззрение, какое существовало в литературе почти до самого последнего времени и какое стало изменяться лишь после

⁴ Цифры в прямых скобках соответствуют порядковым номерам списка „Литература“.

работ последних лет, это — представление о резком различии между южными областями Средней Азии и северными, между Тянь-шанем и Памиром.

Тянь-шань (в том числе и его южная ветвь — Алайская горная система) — древняя складчатая область, созданная варисийскими



Схема хребтов Средней Азии
(по Гумбольдту, 1814).

Sketch showing ranges of Central Asia
(by Humboldt, 1844)

(и более древними) движениями с севера, имеющая дугообразное строение с выпуклостью к югу; Памир — молодая складчатая область, обязанная своим дугообразным строением, выгнутым к северу, альпийским движениям с юга.

Обе области взаимно резко противоположны, имея иное строение, являясь друг другу чуждыми.

С этой точки зрения естественным было стремление найти в том или ином виде резко выраженную границу между этими системами, границу, которая мыслилась даже как реальная, дизъюнктивная линия, гигантский сброс или шарнаж.

Геологические исследования последнего времени в Алае и Памире дают основание поставить вопрос о взаимоотношении Памира и Тянь-шаня в несколько ином освещении, учитывая новые данные, значительно расширившие и уточнившие наше представление о геологическом строении этих областей. Возникает вопрос, имеется ли резкое различие между этими областями настолько различное, что можно говорить о резко выраженной границе. Возникает вопрос, можно ли вообще Памир противопоставлять Тянь-шаню как единое целое, однородное, отличное, в целом, от более северных районов. Надо отметить, что автором уже давно, после маршрутных исследований в Гиссаре, а потом в Алае, были поставлены под сомнение

господствовавшие воззрения о взаимоотношении Памира и Тянь-шаня и был высказан ряд новых положений. Развитием некоторых из них и является данная статья.

При взгляде на геологическую карту Средней Азии отчетливо

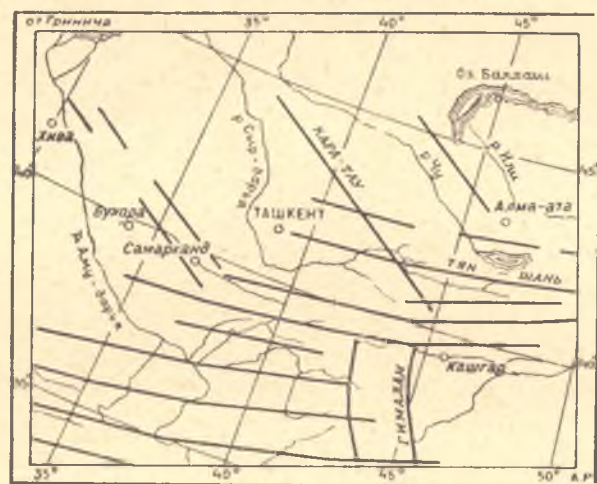


Схема тектоники Средней Азии
(по Рихтгофену, 1877).

Sketch of the tectonics of Central Asia
(by Richthofen, 1877)

можно видеть тот район, какой для разрешения части из этих вопросов является наиболее интересным, наиболее важным, это — Алай с прилегающими областями Северного Памира и Алайского хребта. Здесь происходит соприкосновение дуг Тянь-шаня и Памира, здесь в лобовой части Памирского смятия наиболее сближены обе системы, здесь проходит известная тектоническая линия Клебельсберга, его „вахшский сброс“, которой было придано значение важной структурной линии Азии: „тектонической линии первого порядка“, границы между Памиром и Тянь-шанем.

Поскольку построения Клебельсберга имеют важное значение в вопросе понимания взаимоотношения Южного Тянь-шаня и Памира, поскольку они вошли в литературу, оказав большое влияние и найдя большое отражение в работах как русских, так и иностранных геологов, остановимся на вопросе о вахшском сбросе несколько подробнее.

Вахшский сброс Клебельсберга

Под названием „вахшский сброс“ Клебельсбергом было предложено дизъюнктивное нарушение, разрыв, идущий, по идее автора, от западных отрогов Гиссарского хребта вдоль его южных склонов в Алайскую долину, оттуда на восток в Кашгарию по южным склонам Восточного

Тянь-шаня (рис., стр. 224). Эта „тектоническая линия“ Клебельсбергом была предложена после его работы в Горной Бухаре и Дарвазе в 1913 г. Работа Клебельсберга обогатила наши познания геологии этой части Средней Азии обширным фактическим материалом, интересными и важными сопоставлениями и обобщениями.

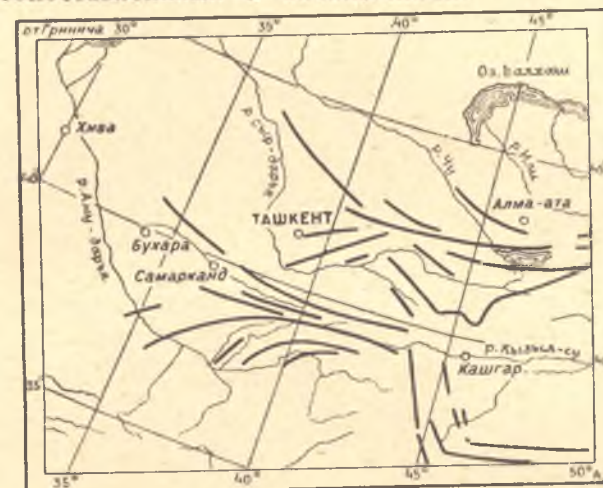


Схема тектоники Средней Азии
(по Д. Мушкетову и Зюссу, 1880—1900).

Sketch of the tectonics of Central Asia
(by D. Moushketov and Suess, 1880—1900)

Ряд исследователей, принимая вахшский сброс как факт так же как и Клебельсберг, придавал ему большое значение как одной из важнейших структурных линий Азии.

Это отчетливо видно, напр., на схеме Махачека (рис., стр. 225). Кобер, полагая, что именно этим сбросом южные Памирские цепи альпийские, молодые, представляющие собой северную часть его Среднеазиатского орогена, надвигавшиеся с юга на север, отделены от находящихся на севере древних складчатых масс палеозойского происхождения, образовавшихся давлением с севера и представлявших в третичное время уже жесткими, неподвижными. Вахшский сброс в схеме Кобера это — граница, отделяющая Памир (Среднеазиатские Альпы) от их форлянда — Тянь-шаня.

Выдвигая эту идею о вахшском сбросе, Клебельсберг в своих построениях основывался: 1) на личных непосредственных наблюдениях в некоторых местах дизъюнктивных нарушений, соединенных им вместе в один разрыв, 2) на геологических и геоморфологических особенностях строения района к северу и к югу от этой „линии“; 3) на некоторых косвенных признаках, напр. наличии горячих источников, явлениях землетрясения, приуроченных к этой линии и т. д., и 4) на маршрутных данных, особенно для Алая и более восточных

районов, где Клебельсберг лично не был. Последующие исследования, в частности, маршруты автора в районе Гиссарского хребта и Каратегинских гор в 1927—1928 г. дали некоторый новый материал, в свете которого была поставлена под вопрос правильность высказываемого Клебельсбергом положения о наличии единой тектонической линии в виде непрерывного сброса в этой части Таджикистана.



Схема тектоники Средней Азии
(по Д. Мушкетову, 1923).

Sketch of the tectonics of Central Asia
(by D. Moushetov, 1923)

Основные соображения были изложены в работе 1931 г. „Новые данные по стратиграфии и тектонике восточной части Зеравшано-Гиссарской горной области“ [34]. В частности, полученные данные говорили за то, что нет оснований соединять в один сброс все отдельные наблюдаемые Клебельсбергом разрывы на протяжении от югозападных отрогов до слияния Кызыл-су и Мук-су. Было указано, что здесь мы имеем несколько разрывов, не отличающихся по своей природе от тех, какие были установлены и к северу от этой линии и к югу. При этом многие разрывы, наблюдаемые и севернее и южнее, имеют значительно большее развитие и большую амплитуду, нежели те, какие наблюдались Клебельсбергом. И среди этих разрывов тонет значение вахшского сброса (даже там, где наблюдались разрывы, какие можно было бы к нему отнести) как определенной линии, заслуживающей особенного внимания, а, тем более, могущей претендовать на значение границы двух обширных областей Памира и Тянь-шаня.

Одновременно, тогда же автором данной статьи было отмечено, что термальне источники, которые Клебельсберг связывал с предложенной им линией, имеются и в других местах, значительно севернее, напр. Ходжа-оби-гарм, Оби-джук (бассейн Варзоба), Зиглы и т. д.



Морфолого-тектоническая карта Средней Азии
(Махачев 1921)

Morphologic and tectonic map of Central Asia
(Machatsbek, 1921)

В результате этих же маршрутных работ автора были отмечены новые данные по стратиграфии Югозападного Таджикистана, исключая резкое противопоставление районов к северу и к югу от этой линии. В этом отношении особенно интересными являлись наблюдения автора над мезозойскими отложениями более северных районов Гиссарского хребта и данные, касающиеся аналогии палеозойских свит Гиссарского хребта и Дарваза. Тогда же было отмечено, что облик характер разреза мезозойских толщ для района к северу от „линии“ и югу одинаков и резкого различия нет.

Детальные исследования последних лет в пределах Югозападного Таджикистана, связанные с именами геологов Б. А. Борнемана, А. Р. Бурачка, Б. М. Здорика, А. С. Кобозева, П. К. Чихачева, Н. П. Хераскова, дали огромный материал по геологии этого района, в свете которого для этой области наличие сброса Клебельсберга как единой тектонической линии, каковой можно было бы приписать региональную границу двух горных систем, всеми отрицается. Мы имеем здесь лишь локальный разрыв, который ограничен в своем распространении пространством между меридианом р. Ханака и Файзабадом. При этом по своему характеру, как это было отмечено выше, этот разрыв существенно не отличается от имеющихся севернее.

Надо подчеркнуть, что этот разрыв в том виде, в каком он здесь существует, не может претендовать на границу между двумя обширными горными системами между Памиром и Тянь-шанем. При анализе же строения, собственно, Югозападного Таджикистана при выделении внутри этой области отдельных зон, с окраинной частью Гиссарского хребта с этим локальным разрывом и можно связывать границу, отделяющую более северную часть Югозападного Таджикистана от центральной. Но в таком случае мы обязательно должны говорить и о границе, отделяющей всю мезокайнозойскую депрессию Югозападного Таджикистана от Дарваза. Структура последнего аналогична структурам южных склонов Гиссарского хребта.

Если мы будем проследивать вахшский сброс на восток, — дальше к Гарму, то в тех местах, где должен быть этот сброс, дизъюнктивные нарушения не везде наблюдаются, а там, где они фиксируются, эти нарушения не совпадают с этой „линией“. Напр. в районе Гарма мезозойские отложения, по нашим данным 1928 г., трансгрессивно лежат на палеозое, что отчетливо видно у кишлака Ялдыму и к западу от Гарма. Разрывы имеются, но небольшой амплитуды, и наблюдаются они здесь внутри мезозойских отложений, какие в районе Гарма образуют синклиналию складку. В районе Дамбурачи мезозойские отложения, несколько ниже слияния Кызыл-су и Мук-су, у правого берега образуют синклиналию складку, северное крыло

которой лежит на палеозое в виде небольших обрывков красных нижнемеловых конгломератов. Это крыло осложнено небольшим антиклинальным перегибом с небольшой амплитудой разрыва, который уходит в район кишлака Джиргетал, где наблюдается несколько севернее от кишлака. В районе между кишлаками Дивгна и Сарыгуй на правом берегу местами видны обрывки мезозойских отложений, имеющие в основании красноцветные конгломераты, каковые обычно и лежат на палеозое, начиная разрез мезозоя.

Еще восточнее, в пределах Алая и Кашгарии, Клебельсберг лично не был и при своих построениях основывался лишь на отрывочных и весьма скудных литературных данных.

Автор данной статьи имел возможность осуществить геологические исследования в наиболее интересных и важных районах для изучения этого вопроса, именно в Иркештамском и Дарауткурганском, имел возможность проехать по всей линии Клебельсберга от Иркештама на запад до Сталинабада.

Можно утверждать, что и в более восточных районах, в пределах Алая, эти исследования не подтверждают наличие такой непрерывной тектонической линии вообще и такого разрыва, как понимал Клебельсберг, в частности. Это же мы имеем при детальном анализе всех данных по геологии Западной Кашгарии. В Восточном Алае и прилегающей части Западной Кашгарии мы имеем целый ряд разрывов, веерообразно расходящихся на восток, захватывающих Алайский хребет, Заалайский и собственно Северный Памир. По своему расположению и характеру они исключают наличие здесь какого-либо секущего сброса (карта-вклейка в конце статьи).

Таким образом, данные последних лет по всей их совокупности не подтверждают наличие вахшского сброса как единой линии вообще, а, тем более, как линии, имеющей значение в структуре Азии.

О противопоставлении Памира Тянь-шаню

Отсутствие тектонической линии в виде непосредственно наблюдаемого сброса еще не разрешает поставленного вопроса о тектонических взаимоотношениях Памира и Тянь-шаня. Было бы ошибкой считать, что если такого нарушения нет, нет такого сброса, то нельзя говорить о границе между этими двумя системами. Эта линия, эта граница может существовать в силу резко различного геологического строения обеих областей. Такая точка зрения в литературе имелась. Напомним, что и Клебельсберг и ряд других исследователей отмечали данные, указывающие на резкое различие между областями к северу и югу от вахшской линии. Напомним, что Памир и Южный Тянь-шань представля-

лись резко различными областями, различие между которыми особенно сильно там, где они сближены, именно в районе Алая. Надо иметь в виду, что это представление зародилось и развивалось в период маршрутных исследований этой части Средней Азии, — в период, когда еще только начали накапливаться данные по геологии этих областей. Эти данные были отрывочны, а подчас приводили к неверным взглядам на геологию этих областей. В период работ Клебельсберга Гиссарский хребет представлялся сложенным докембрием, а Алайский — кембросилуром с альпийскими структурами, обусловленными радиальными перемещениями. Южнее же находились области распространения молодых отложений, с проявлениями альпийских движений исключительной интенсивности. Последующими работами сделан большой шаг вперед в деле изучения геологии этих районов, многое отпало, а многое стало представляться в другом свете.

Для суждения о том, насколько в настоящее время можно говорить о резком различии этих областей Памира и Южного Тянь-шаня даже в наиболее сближенных участках, необходимо обратиться к сравнительному анализу южной части Алайской горной системы и прилегающих частей Северного Памира. Но прежде всего необходимо отметить и установить одно очень важное положение. Если говорить о возможности наличия границы между Памиром и Алайской системой на основании резкого различия между двумя этими системами, то необходимо в настоящее время поставить вопрос, можно ли вообще противопоставлять Памир более северным районам как единое целое, однородное по своей структуре, по своему геологическому строению.

Исследованиями последних лет на территории Алая и Памира получен обширный материал по геологии этих областей. В свете полученных данных строение Памира не представляется однородным, и противопоставлять Памир более северным районам нельзя.

Полученные данные позволяют не только с достаточной уверенностью и определенностью говорить о геологическом строении Памира, в целом, но представляется возможность в развитие идей одного из первых и основных исследователей Памира — Д. В. Наливкина, выделить внутри этой сложной области Центральной Азии ряд более узких зон. В настоящее время на территории Памира можно выделить несколько зон различных по своему геологическому строению. При этом надо подчеркнуть, что различие между некоторыми из этих зон внутри Памира значительно больше, нежели между Южным Алаем и Северным Памиром.

В данной статье не представляется возможным давать подробное описание геологического строения зон Памира. Давать подробную характеристику этих зон значит излагать геологию Памира. Это не



Складки в мелочных и палеогеновых отложениях.
Долина Машала, к востоку от Бардоба.

Folds in Cretaceous and Paleogene deposits.
Mashala Valley, east of Bardoba.

является темой данной статьи. Поэтому ограничимся лишь кратким обзором характерных особенностей геологического строения главных зон, необходимых для наших целей: показать, что Памир в геологическом отношении неоднороден, что противопоставить его более северным районам как единое целое нельзя.

О геологических зонах Памира

На фоне того фактического материала, какой получен за последние годы, уже сейчас до его окончательной обработки отчетливо выделяются следующие основные зоны Памира:

- 1) северная окраинная зона Памира,
- 2) северная зона, собственно, Памира,
- 3) центральная зона Памира,
- 4) южная зона Памира.

Северная окраинная зона Памира

На крайнем севере Памира отчетливо выделяется северная окраинная зона, куда входит Заалайский хребет, именно его осевая часть, и оба склона к востоку от перевала Кызыл-арт и северные склоны к западу.

Заалайский хребет, входя указанными своими частями в северную окраинную зону Памира, на западе, уже вне пределов, собственно, Памира, переходит в хребет Петра I и горы Югозападного Таджикистана, а на востоке — в гряды Западной Кашгарии.

Таким образом, северная окраинная зона Памира является частью промежуточной области между системами, собственно, Памирской и Алайской.

Широкое развитие разнообразных осадочных отложений почти исключительно верхнемезозойского и третичного возраста при полном отсутствии интрузивных пород является характерным для северной окраинной зоны. Разнообразные песчаники, песчаные сланцы нижнего мела, известняки, мергеля, глины, гипсы, песчаники верхнего мела, палеогена, песчаники, конгломераты неогена слагают этот район. Как правило, отложения не метаморфизованы. Лишь местами в средней части Заалайского хребта наблюдаются слабые проявления дислокационного метаморфизма. Общая мощность меловых отложений и палеогена колеблется в пределах от 1 400 до 2 000 м. Разрез отложений разнообразен и быстро меняется в своих деталях; в основном же, выдерживается на огромной площади.

Строение данной зоны обусловлено альпийской складчатостью. Многочисленные фазы этой орогении в ее разнообразных проявлениях являются характерными для данной области.

В пределах центральной части Заалайского хребта полоса мезокайнозойских отложений сжата в веерообразные складки, сильно осложненные многочисленными разрывами (разрезы, стр. 230—231). Местами наблюдается чешуйчатая структура.



Заалайский хребет. Складки в мезозое. Transalai Range. Folds in Mesozoic deposits.

Полоса этих отложений расширяется и на запад, и на восток, слагая огромные площади Югозападного Таджикистана и Западной Кашгарии. Соответственно, сложные структурные формы сменяются более простыми.

Северная зона собственно Памира

В пределы северной зоны Памира, без Дарваза, входит бассейн Маркан-су, Кара-куля, район ледника Федченко, Ранкгульский.

Для этой зоны характерны отложения среднего и нижнего палеозоя. Верхний палеозой имеет подчиненное значение. Мезозойские отложения встречаются спорадически, главным образом, в южной части и на крайнем северо-западе.

Фаунистически охарактеризованные толщи палеозоя начинаются нижним силуром — зелеными песчаниками. Кембрийские отложения не доказаны; определенных данных о наличии здесь докембрия нет. Мощные толщи сланцев и мраморов подстилают известняки верхних горизонтов верхнего силура и нижнего девона. Эти отложения имеют широкое распространение. Хорошо представлены девонские отложения. Имеются фаунистически охарактеризованные все отделы девона.

В виде отдельных выходов, разбросанных по всей территории, встречаются все отделы карбона. Пермские отложения развиты, главным образом, на северо-западе. Имеется фаунистически охарактеризованная нижняя и верхняя пермь.

Разнообразные породы палеозойского комплекса сильно метаморфизованы. Метаморфические разности палеозойских толщ имеют широкое развитие. Здесь имеются разнообразные кристаллические сланцы, кварциты, мраморы, гнейсы. Изменение пород обусловлено проявлением динамометаморфизма и контактовым воздействием многочисленных интрузивных тел, выходящих на поверхность и еще не вскрытых эрозией. Имеются точки зрения о большом значении регионального метаморфизма в образовании метаморфических разностей северной зоны Памира.

Мезозойские отложения резко отличаются от палеозоя: в то время как палеозойские отложения характеризуются сильной метаморфизацией в мезозойских толщах, здесь аналогичных изменений не наблюдается.

Отдельными небольшими пятнами юрские, меловые и третичные отложения выходят в южной части северной зоны. Они приурочены, главным образом, к Ак-байтал — Музкольской полосе. Разрез мела имеет много общего с разрезом Заалайского хребта. Здесь имеется красноватая толща конгломератов и песчаников нижнего мела и пестроцветная толща известняков, песчаников, мергелей и гипсов верхнего мела. Третичные отложения представлены континентальными фациями. На юге имеются небольшие выходы морской юры.

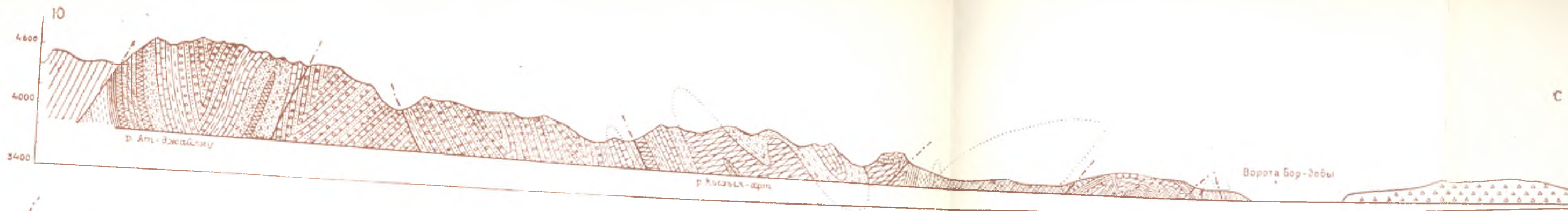
В строении района основное значение имеет варисцидская орогения. Сложная структура палеозойских толщ обусловлена именно этими движениями. Работами последних лет установлено наличие ряда фаз варисцидской орогении (бретонская, судетская, астурийская, заальская, пфальцкая).

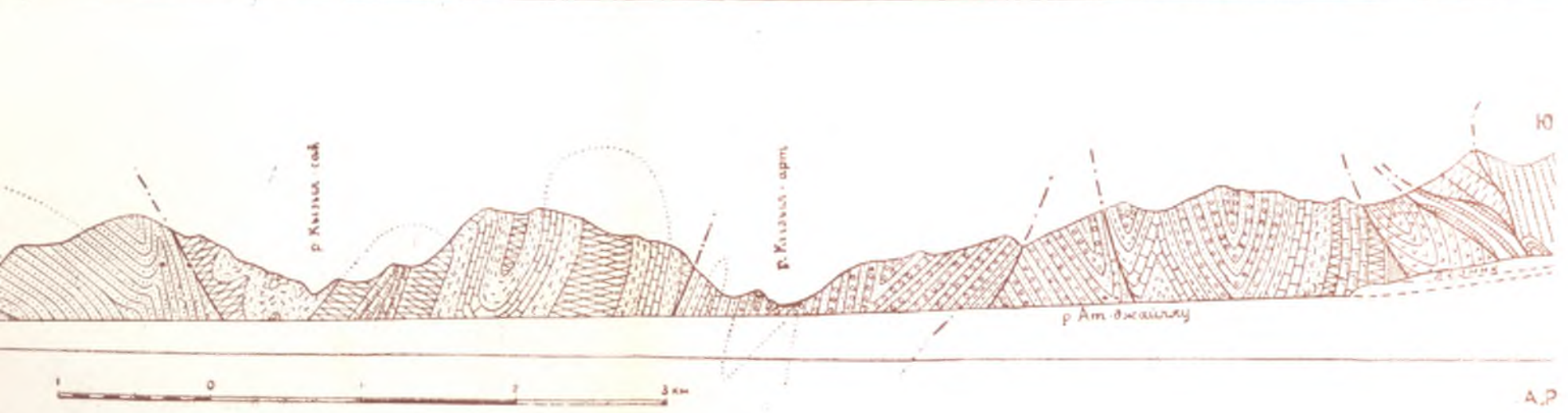
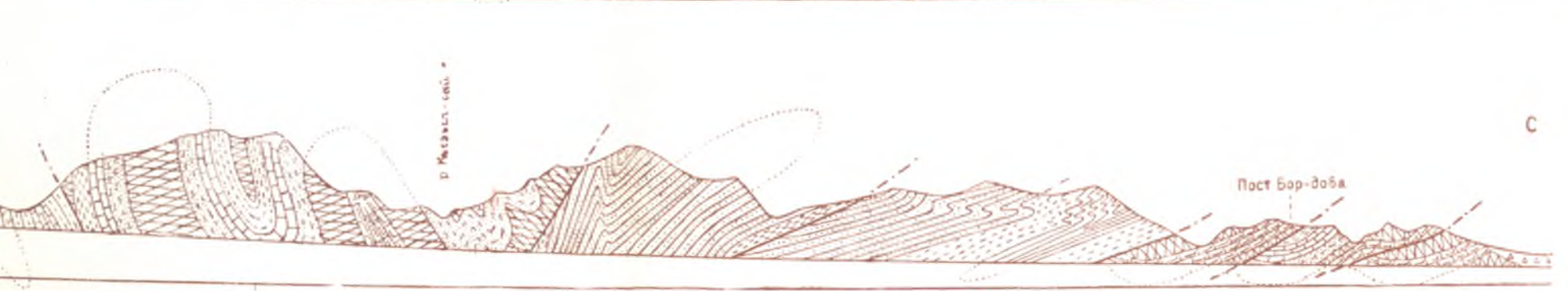
Каледонская складчатость не доказана. Отчетливы киммерийские движения. Структуры, обусловленные альпийскими движениями, различны. Имеются сравнительно простые структуры — пологие складки, осложненные местами сбросами (центральная часть), и значительно более сложные (Ак-байтал — Музкольская зона).

Разнообразные магматические породы как интрузивные, так и эффузивные, в основном, относятся к варисцидскому циклу. Магматические породы киммерийского возраста определенно еще не доказаны.

К породам альпийского возраста относятся диабазовые разности, встречающиеся в южной части (Ак-байтал).

По характеру отложений, слагающих северную зону, структуре, истории развития эта часть Памира имеет много общего, как увидим ниже, с южными областями Алайской системы.





Q^m — морены.
 N — неоген; темнокрасная слита, песчанки.
 N(?) — неоген и часть олигоцен; яркочерная слита, глины и песчанки.
 P_{k2}^2 — олигоцен; гипсы.
 P_{k2}^1 — олигоцен; песчанистые мергели.
 P_{k1}^{2-3} — средний и верхний эоцен; известняки и мергели.
 P_{k1}^1 — нижний эоцен; мергели, глины и песчанки.
 C_{t2}^5 — верхний сенон (?) и датский ярус; гипсы.
 C_{t2}^4 — сенон; мергели, известняки и доломиты.
 C_{t2}^3 — коньяк и турон; гипсы.
 C_{t2}^2 — турон; мергели и почковатые известняки.
 C_{t2}^1 — сеноник; мергели.
 C_t — нижний мел; красные песчанки.
 Pz_2^{p+t} — пермь и триас; фиолетовая слита, песчанки, сланцы.
 Pz_2^p — нижняя пермь; массивные известняки.
 Pz_2^c — верхний карбон; сланцеватые известняки.
 Pz — средний (?) палеозой; метаморфические сланцы.

Q_m — moraines.
 N — Neogene; dark red series, sandstones.
 N(?) — Neogene and in part Oligocene; bright red and sandstones.
 P_{k2}^2 — Oligocene; gypses.
 P_{k2}^1 — Oligocene; arenaceous marls.
 P_{k1}^{2-3} — Middle and Upper Eocene; limestones.
 P_{k1}^1 — Lower Eocene; marls, clays and sandstones.
 C_{t2}^5 — Upper Senonian (?) and Danish stage; gyp.
 C_{t2}^4 — Senonian; marls, limestones and dolomite.
 C_{t2}^3 — Cognac and Turon; gypses.
 C_{t2}^2 — Turonian; marls and reniform limestones.
 C_{t2}^1 — Cenomanian; marls.
 C_t — Lower Cretaceous; red sandstones.
 Pz_2^{p+t} — Permian and Triassic; the violette stones and shales.
 Pz_2^p — Lower Permian; massive limestones.
 Pz_2^c — Upper Carboniferous; shaly limestones.
 Pz — Middle (?) Paleozoic; metamorphic schists.

С
С
Ю
А,Р

Восточное продолжение северной зоны Памира надо видеть в Куэн-луне, куда переходят по простиранию поалеозойские толщи Северного Памира и в строении которых имеется много общих черт.

Центральная зона Памира

К югу от северной зоны в виде широкой полосы выпуклой к северу располагается центральная зона Памира. В ее пределы на востоке (без западной части Памира) входит Базардаринский хребет, бассейн Пшарта, Мургаб-Истыкский район, Акташский (северная часть Кызылрабатского). Наносы Аличурской долины отделяют эту зону от южной, именно от области развития кристаллической серии Южного Памира.

Исследователь Южного Тянь-шаня, попадая на Памир, на севере увидит еще много знакомого, родного, но Центральный Памир ему будет совершенно чужд.

Центральный Памир значительно отличается от Северного; здесь именно настоящий Памир — часть Тетиса.

В строении центральной зоны Памира главное значение имеют верхнепалеозойские и нижнемезозойские осадки.

Разрез начинается сланцами и известняками верхнего карбона. Исключительно полно и богато представлена пермь. Центральная зона Памира — область классических разрезов перми, охарактеризованных исключительно обильной фауной, особенно фораминифер. Чрезвычайно характерными для Центрального Памира являются нижнемезозойские отложения, достигающие мощности свыше 5 км, имеющие явно выраженный геосинклинальный характер. Разрез мезозоя начинается верхним триасом. Триас и юра являются наиболее

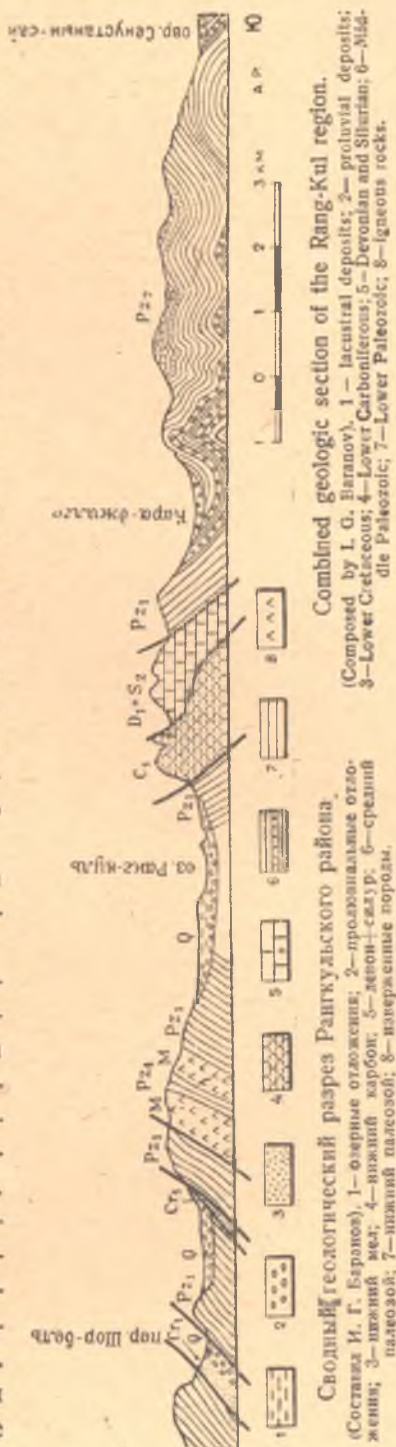


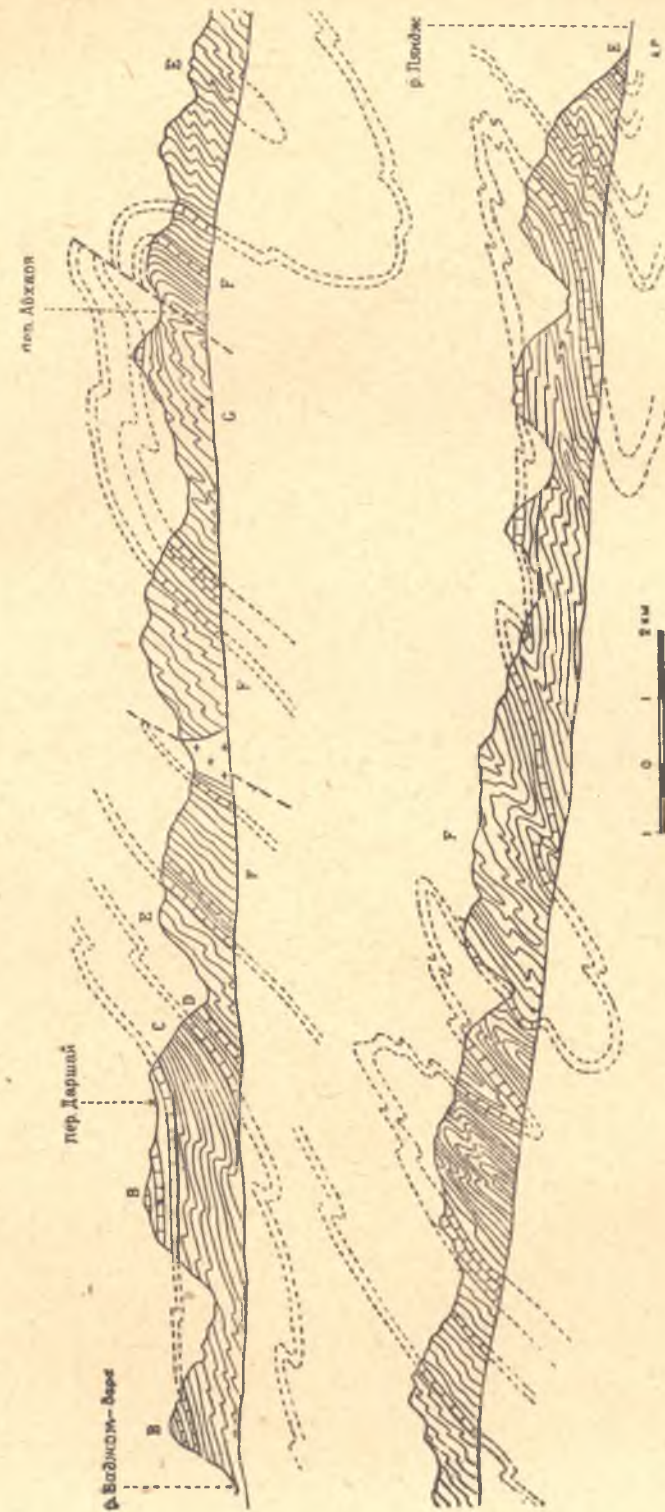
Таблица 1

Схема оро-эпейрогенических движений в Мургаб-Истыкском районе.

(По В. П. Ренгартену)

(Обозначения: ~~~~~ орогеническая фаза, ————— трансгрессия, — — — — регрессия)

Периоды	Отделы и ярусы	Названия фаз	Оро- и эпейрогенические фазы	Характер осадков	Максим. мощность в м
Третичный	Неоген	Савская (?) и др.	~~~~~ ? ~~~~~		
	Палеоген				
Мел	Мел верхний		~~~~~ ? ~~~~~	?	
	Мел нижний, апт-альб				
Юра	Мел нижний, неоком	Восточно-Памирская	~~~~~ ? ~~~~~	?	
	Верхняя юра, титон		-----	Органог.	1 400
	Верхняя юра, киммеридж		-----	Терриг.	200
	Верхняя юра, лужитан		-----	Перерыв	
	Верхняя юра, оксфорд	~~~~~ ? ~~~~~	Органог.	410	
	Верхняя юра, келловей	-----	Органог. + терриг.	200	
Средняя юра, бат	-----				
Средняя юра, байос	-----	Истыкская	~~~~~ ? ~~~~~	Терриг. + органог.	700
Триас	Лейас верхний	Древнекимерийская	-----	Перерыв	
	Лейас средний		~~~~~ ? ~~~~~		
	Лейас нижний	-----			
	Триас верхний, рэтский ярус	Лабинская	-----	Терриг.	1 500
	Триас верхний, иорийский ярус		-----	Органог.	50
Триас верхний, карнийский ярус	Пфальцская	-----	Перерыв		
Триас средний		~~~~~ ? ~~~~~			
Пермь	Триас нижний		-----		
	Пермь, верхняя свита		-----	Терриг. + вулкан.	300
	Пермь, средняя свита		-----	Органог.	300
Карбон? и древнее	Пермь, нижняя свита		~~~~~ ? ~~~~~	Терриг.	400
	Мургабская свита, верхний горизонт		-----	Терриг.	1 000
	Мургабская свита, средний горизонт		-----	Терриг. + органог.	800
	Мургабская свита, нижний горизонт		-----	Терриг.	400



Геологический разрез кристаллической толщи Южного Памира.

(Составил С. И. Кулиничев).

Geologic cross-section of the crystalline series of South Pamirs.

(Composed by S. I. Kulnikov).

характерными отложениями центральной зоны Памира. Триасовые мощные сланцы и песчаники с богатой флорой, сланцы и известняки с фауной слагают огромные площади, особенно в западной части Центрального Памира. Юговосточная часть центральной зоны характеризуется развитием мощных известняков мезозоя. Это — „памирский известняк“ Гайдена. В свете современных данных возраст этих известняков определяется как титон — неоком. Более молодые отложения мезозоя здесь не известны.

В разрезе отложений центральной зоны наблюдается ряд перерывов, угловых несогласий, многочисленные проявления супракрустального вулканизма. Имеются четыре вулканогенных горизонта, именно: в нижней, в верхней перми, под нижней юрой и в верхней юре.

Киммерийская орогения является основной для этой части Памира. Известен ряд фаз орогенических движений этой складчатости, — на границе верхнего триаса с более молодыми отложениями, на границе средней юры (байос) с более древними свитами и в верхней юре. Перерывы отложений известны в триасе, лейясе, между нижней и средней юрой (до байоса), в верхней юре (до титона, табл. 1, стр. 234).

Изучение альпийских движений, обусловивших складчатость верхней юры и неокома, сильно затрудняется, так как более молодых отложений, кроме небольших пятен верхнетретичных, здесь нет. Многочисленные и разнообразные проявления вулканических процессов относятся, главным образом, к киммерийскому циклу и отчасти к альпийскому.

Из приведенной краткой характеристики видно, насколько резко отличается центральная зона Памира от северной окраинной и, собственно, северной. На крайнем севере доминирует верхний мезозой, третичные отложения и альпийская складчатость; на Северном Памире — нижний и средний палеозой и варисийская складчатость, здесь же — нижний мезозой, пермь и киммерийская складчатость. Отложения этой зоны на востоке постепенно загибают в юговосточном направлении и уходят в Каракорум.

Южная зона Памира

К южной зоне относится югозападная часть Памира — бассейн Гунта, Шах-дары, Памирский хребет, склоны Ваханского.

Эта область характеризуется развитием исключительно сильно метаморфизованных пород гнейсов, кристаллических сланцев и мраморов с большим количеством интрузивных и жильных тел. Эта „кристаллическая серия“ Памира представляет одно из наиболее интересных геологических образований Средней Азии. В. А. Николаев следующим образом характеризует литологические особенности этой серии.

„В кристаллической серии южной зоны Памира мы отмечаем разнообразные метаморфические и магматические породы, тесно связанные между собой в специфических условиях множественной и, преимущественно, прослойной инъекции магматического материала, в условиях глубокого взаимодействия между внедрившимися массами и вмещающими их образованиями с развитием в качестве окончательных продуктов этого взаимодействия разнообразных смешанных пород, мигматитов и инъекционных гнейсов. Главнейшими генетически различными образованиями внутри кристаллической серии будут: а) гнейсо-граниты (ортогнейсы и давленные граниты с переходами



Схематический разрез
Южный Памир

(Составил С. И. Клуников). 2

1—третичные отложения; 2—мезозойские отложения; 3—метаморфические толщи и изверженные породы; 4—размытые подошвы третичных отложений; наклонные линии — разрывы.

Sketch cross-section of South Pamirs
(Composed by S. I. Klunnikov).

1—Tertiary deposits; 2—Mesozoic deposits; 3—metamorphic series and igneous rocks; 4—eroded base of Tertiary deposits; inclined lines — faults.

в нормальные граниты); пегматиты, аплиты; всегда в большей или меньшей мере связываются с мигматитами и переходят в них; б) гнейсы разного происхождения, преимущественно мигматиты, частью парагнейсы и мраморы; в) граниты типа Урта-буза в Базар-дары, прорывающие породы предыдущей группы и неактивные в процессе гнейсификации (контактные ореолы по типу нормального термометаморфизма с образованием роговиков)*.

В составе кристаллической серии имеются отложения, несомненно, осадочного происхождения — мраморы, сланцы и конгломераты. Для установления возраста этих толщ, измененных процессами метаморфизма, является важным установление С. И. Клуниковым в этих мраморах обломков раковин замковых брахиопод плохой сохранности. Не устанавливая пока точного возраста этих отложений, данная фауна указывает, что они, по видимому, моложе, чем докембрий.

Для разрешения вопроса о времени метаморфизации кристаллической серии исключительно важна находка фауны триаса в роговиках района Урта-буз, с которыми дают контакты граниты, занимаю-

щие межформационное положение, прорывая сланцы верхнего палеозоя и триаса центральной зоны и входя в состав южной кристаллической серии. Таким образом, определенно молодой возраст некоторой части гранитных масс кристаллической серии является бесспорным.

Отсутствие хорошей фауны, сильная метаморфизация пород, недостаточное количество маркирующих горизонтов чрезвычайно затрудняет изучение строения этой части Памира.

Строение кристаллической толщи Южного Памира в свете современных данных представляется исключительно сложным. Здесь наблюдаются сложные изоклинальные складки, большие горизонтальные смещения. В настоящее время еще не представляется возможным говорить, какими именно орогеническими движениями обусловлена эта структура. Метаморфические толщи в некоторых местах покрываются с угловым несогласием только третичными конгломератами, залегающими сравнительно спокойно (рис., стр. 235).

Как уже отмечалось, южная зона характеризуется особенно напряженной глубинной вулканической деятельностью. Многочисленные и разнообразные по составу и залеганию интрузивные тела насыщают толщу этой части Памира.

По отношению к главной фазе складкообразования интрузии разделяются на три типа: интрузии, предшествовавшие интенсивным процессам складкообразования, интрузии синхроничные и интрузии посторогенические. По возрасту эти три типа интрузий могут быть весьма близкими между собой. Первые два типа связаны между собой переходами; второй и третий, хотя и отличаются в контактах, но петрографически сходны. Метаморфизация толщ не закончилась инъекциями синтетектонических интрузий, но наблюдаются контактовые явления и с посторогеническими интрузиями (Клунников).

Возможно, наличие двух групп синтетектонических интрузий, приуроченных к двум фазам складчатости, но определенных данных за такое предположение пока не имеется.

Не все еще вопросы геологии южной зоны Памира разрешены. Еще нельзя считать установленными окончательно возраст кристаллических толщ этой части Памира и время ее метаморфизации. Требуется еще большая работа. Необходимо, однако, отметить, что аналогичные вопросы еще не разрешены во многих местах даже Западной Европы, изучение которых началось несравненно ранее и материала по которым несравненно больше.

Вместе с тем, необходимо подчеркнуть то значение, какое имеет разработка этих проблем не только для геологии Памира, в целом, но и для ряда прилегающих областей Гиндукуша, Каракорума и Гималай, где кристаллические толщ имеют широкое развитие и где эти во-

просы еще не решены. Южная толща Памира по своим особенностям весьма близка к некоторым областям Гиндукуша и Каракорума.

Сравнительный анализ геологического строения Алая и Северного Памира

Из предыдущей главы мы видим, что строение Памира неоднородно. Мы имеем здесь ряд зон. Эти зоны резко отличаются. Различие между ними большее, чем различие между Северным Памиром и южной частью Алайской системы.

Действительно, если мы будем сравнивать южную часть Алайского хребта и северную часть Памира, то увидим, что различие здесь не настолько велико, как казалось раньше. Обратимся к сравнительному анализу геологического строения Алая и Северного Памира.

Для сравнения этих областей, для установления характера их взаимоотношения особый интерес представляет сравнительный анализ мезозойских и третичных отложений, развитых в этих областях.

В литературе имеются указания на резкое различие мезокайнозойских отложений Алая и Заалайского хребта.

Впечатление о резком различии этих отложений создавалось отчасти психологически при взгляде на мощный мезозойский Заалайский хребет и Алайский, где молодые отложения играют сравнительно скромную роль. Но мы теперь знаем, что осевая часть Заалайского хребта сложена палеозоем; мезокайнозойские отложения слагают в средней части хребта лишь его склоны. В составе их играют значительную роль мощные неогеновые конгломераты и песчаники, считавшиеся ранее меловыми.

По своему характеру неогеновые отложения северных склонов Заалайского хребта (Ачик-таш, Кок-коак) аналогичны развитым на южных склонах Алайского хребта и севернее. Третичные красноцветные толщ, возраст которых в свете современных представлений определен как верхний олигоцен, развитые в Заалайском хребте (разрезы к югу от Бордобы, по притокам Маркан-су, в западной части Заалайского хребта), установлены и в Алайском хребте (устье Шарта). В разрезе верхнетретичных отложений различия нет. В обоих районах наблюдается ряд свит с отчетливо выраженной нижней красноцветной песчанистой и самой верхней, представленной бурыми конгломератами. Кроме того, имеются и еще некоторые толщ, которые местами выпадают, в силу того что верхние бурые конгломераты ложатся на размытые поверхности более древних горизонтов. Полоса неогеновых конгломератов „палевых“, типичных для северных районов, простирается

от Иркештама на юго-запад, соединяется с мезозойскими отложениями Заалайского хребта, теряясь в них (карта-вклейка в конце статьи).

Интересно отметить также непосредственный переход меловых и палеогеновых отложений Иркештамской полосы (типичных Алайских) в Заалайский хребет, где они сливаются с мезокайнозойем, слагающим эту часть хребта. Выделить эти отложения из разреза не представляется возможным. Надо отметить, что разрез мезокайнозойских отложений в пределах Заалайского хребта не однороден. В пределах Заалайского хребта можно выделить три зоны, в каждой из них комплекс мезокайнозойских толщ будет несколько отличаться. В частности на западе, в пределах его северных склонов (к северу от гор Кука-зык, к западу от Алтыи-дара), разрез этих отложений совершенно тождествен алайским. Мы уже говорили, что в районе Бордобы Иркештамская полоса мезозоя не отличима от мезозоя, собственно, Заалайского хребта. Вместе с тем, надо отметить, что в средней части Заалайского хребта эти отложения более разнообразны, больше метаморфизованы. Однако, и в этом случае сравнение разрезов Заалайского хребта и Алайского показывает, что, в общем, они одинаковы, а те отличия, какие имеются, вполне объясняются, с одной стороны, значительным расстоянием и наличием многочисленных разрывов, с другой стороны — и теми характерными особенностями, какие присущи этим отложениям вообще, — их быстрой изменчивости.

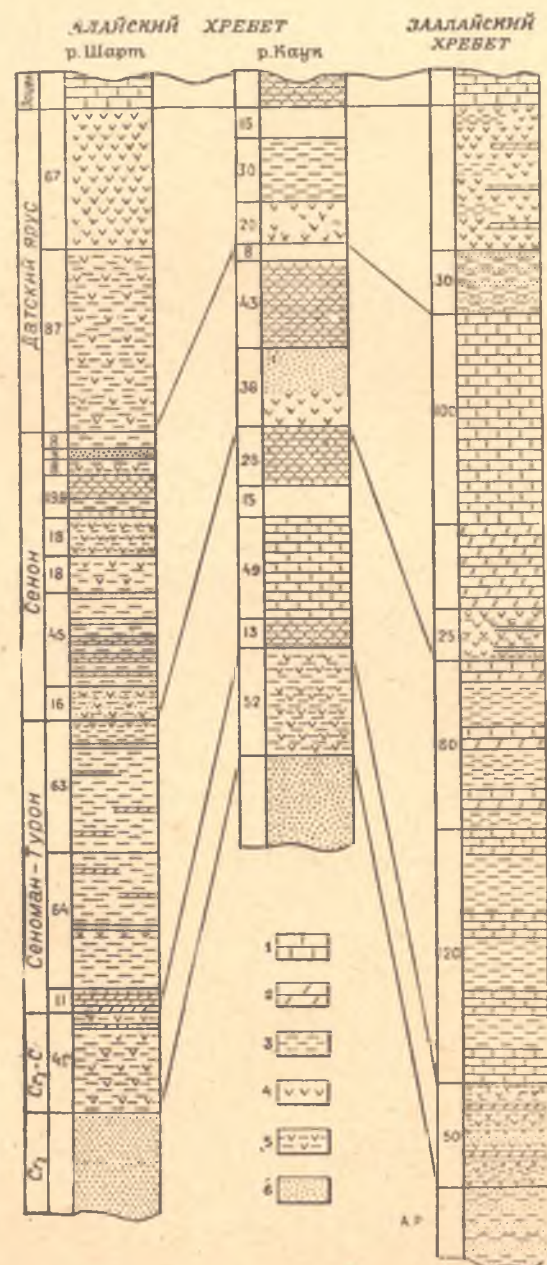
Мощность меловых и палеогеновых отложений в Заалайском хребте колеблется от 1400 до 2000 м, мощность в Алайском хребте (у р. Шарт) — не менее 1800 м.

Благодаря последним работам Б. А. Борнемана, В. П. Ренгартена и автора мы в настоящее время [знаем] детально разрезы этих отложений как Заалайского хребта, так и Алайского, и можем совершенно определенно говорить, что принципиального различия между ними нет.

Мы имеем ряд хорошо параллелизирующихся толщ одинакового состава, ряд параллелизирующихся горизонтов фаунистически охарактеризованных. Это видно на прилагаемых разрезах Заалайского и Алайского хребтов (рис., стр. 241).

Действительно, сравнивая разрезы меловых отложений Заалайского хребта и Шартской полосы в Алайском, можно видеть, что они (рис., стр. 241), в общем, аналогичны. Имеющиеся отличия совершенно естественны как результат нормальных фациальных изменений на таком расстоянии.

В Заалайском хребте (в его западной части) разрез верхнего мела начинается пестроцветной, в основном, бурого цвета, гипсово-глинистой свитой, которая лежит на красноватой песчано-глинистой толще нижнего мела. То же наблюдается и в районе устья р. Шарт.



Разрезы верхнемеловых отложений Алайского и Заалайского хребтов.

1—известняк; 2—мергель; 3—глинистый сланец и глина; 4—гипс; 5—гипсоносные глины; 6—песчаник.

Sections of Upper Cretaceous deposits in the Alai and Transalai ranges.

1—limestone; 2—marl; 3—shale and clay; 4—gypsum; 5—gypsiferous clays; 6—sandstone.

Сеноман и турон представлены в обоих районах толщей переслаивающихся глинистых и карбонатных отложений (известняков и мергелей). Фауна представлена почти исключительно пелециподами, имеет, в целом, общий облик. Сенон в обоих районах отделяется от турона гипсовой свитой, мощность которой сильно колеблется и которая в Заалайском хребте местами из разреза выпадает. Совершенно аналогично как в Заалайском хребте, так и в Алайском, имеется толща двучленного состава, относимая Б. А. Борнеманом условно к датскому ирису. Нижняя ее часть сложена красными глинами и песчаниками, верхняя же часть представлена гипсовой свитой.

Значительное сходство, особенно в смысле порядка чередования одинаково окрашенных, особенно красных свит, отвечающих, по данным Б. А. Борнемана, времени более или менее устойчивого состояния морского бассейна, наблюдается и в разрезе нижней части палеогеновых отложений обоих районов.

Таким образом, здесь мы не имеем резкого различия между этими отложениями, какие указывали бы на возможность установления тектонической границы на основании резкого различия сближенных фаций.

Вместе с тем, надо отметить, что при более детальном анализе, не имеющего значения для разбираемого вопроса, можно видеть в разрезе мезозоя Заалайского хребта ряд отличий, особенно в части, касающейся мощности этих отложений и наличие большего разнообразия горизонтов. Но эти особенности в такой же мере отличают эту зону как от более северных районов Алая, так и от более южных, собственно, Северного Памира. Разрез мезозойских отложений Ранкульского района имеет мощность 250 м (рис., стр. 245), в то время как соответственная часть разреза Заалайского хребта имеет мощность около 400 м. Ряд горизонтов, каковые имеются в Заалайском хребте, здесь отсутствует. Вместе с тем, нельзя говорить и здесь о резком различии. В такой же мере его нет и между этими разрезами. Они, в общем, аналогичны. Описывать подробно мезозойские отложения не является нашей задачей. Ограничимся лишь приведенными общими указаниями, имеющими значение для наших целей.

При установлении резкой границы между Алайской системой и Памиром особенно важное значение имеет вопрос о верхнепалеозойских и нижнемезозойских отложениях обеих областей. Напомним, что южная часть Алайской горной системы представлялась сложной докембрием (юг Гиссарского хребта) и кембро-силуром (южные склоны Алайского), в то время как на юге широкое развитие имели пермские отложения и триасовые. В изучении палеозоя Алая и Северного Памира в последние годы сделано очень много. В частности,

на южных склонах Алайского хребта установлено широкое распространение верхнепалеозойских отложений, охарактеризованных богатой фауной фораминифер. Здесь мы имеем разрез, в котором установлены и среднекаменноугольные, и верхнекаменноугольные отложения: имеются и пермские, представленные сланцами, известковыми песчаниками и конгломератами, правда, фаунистически не охарактеризованные, но залегающие непосредственно на верхнем карбоне. Отложения среднего и верхнего карбона южных склонов Алайского хребта аналогичны толщам, какие слагают верховья Марка-су и ее притоков. Эти же отложения развиты и в других районах Северного Памира.

Разрез верхнего палеозоя в Заалайском хребте венчается толщей фиолетовых и краснобурых песчаников, конгломератов и сланцев, — это „фиолетовая“ свита Заалайского хребта. В пределах Заалайского хребта она лежит на различных горизонтах нижней перми, местами с небольшим угловым несогласием. Ее возраст в настоящее время точно не установлен. Н. Н. Дингельштедт относит ее к пермо-триасу на основании аналогии с более западными районами, с Дарвазом, и налегания с перерывом в районе Саук-сая (разрез по Чакмак-таш) на песчаниках с *Medlicottia* нижней перми [15]. Г. А. Дуткевичем у ледника Ат-джайляу в нижних горизонтах этой толщи найдены фораминиферы, им определяемые как нижнепермские, но более верхних горизонтов, чем те фораминиферы, какие характеризуют известняки и известняковые сланцы Ат-джайляу, на которых лежит эта фиолетовая толща. Таким образом, пермский возраст этой толщи несомненен. Что касается триаса, то для его установления определенных данных пока нет.

Чрезвычайно важным является установление автором аналогичной толщи на южных склонах Алайского хребта в Дарауткурганском районе и бассейне р. Текелик (приток Кок-су Западного). И здесь мы имеем толщу краснобурых песчаников, сланцев и конгломератов аналогичных тем, какие выходят в Заалайском хребте. Некоторым отличием является отсутствие эффузивов, которые на юге широко встречаются в этих отложениях. В Алайском хребте эта толща лежит с небольшим угловым несогласием на разных горизонтах, в том числе и на верхнем карбоне, и содержит в гальке верхнекарбонные отложения.

Таким образом, мы в настоящее время в прилегающих областях Алайского хребта по сравнению с Северным Памиром не имеем только известняков перми, фаунистически охарактеризованных, что в свете современных представлений может быть объяснено еще сравнительно слабой изученностью этой области. Для разрешения вообще вопроса о пермских отложениях более северных районов, помимо

данных о верхнем палеозое, приводимых Д. И. Мушкетовым (Восточная Фергана), интересным является указание Б. К. Лихарева на наличие известняков сафетдарьинского типа (Дарваз) с богатой фауной брахиопод, скорее всего нижнепермских, найденных геологом Васильковским в районе Паш-ата (устное сообщение Б. К. Лихарева).

Установление на южном склоне Алайского хребта верхнего карбона и аналогов пермских толщ является очень важным потому, что отсутствие здесь верхнего палеозоя при довольно значительном распространении его на юге в Дарвазе являлось одним из наиболее важных соображений при установлении положения о резко различном геологическом строении Северного Памира и более северных районов.

В разрезе среднего палеозоя Северного Памира и южной части Алайской системы можно отметить много общих черт. Обращает внимание большая аналогия известняково-сланцевых свит верхнего силура Северного Памира, Дарваза и Гиссарского хребта. Интересным является установление в северной зоне Памира фаций верхнего силура и нижнего девона, совершенно аналогичных Алайским. Наиболее разработанные разрезы среднего палеозоя мы имеем в Рангкульском районе и Акбайтальском.

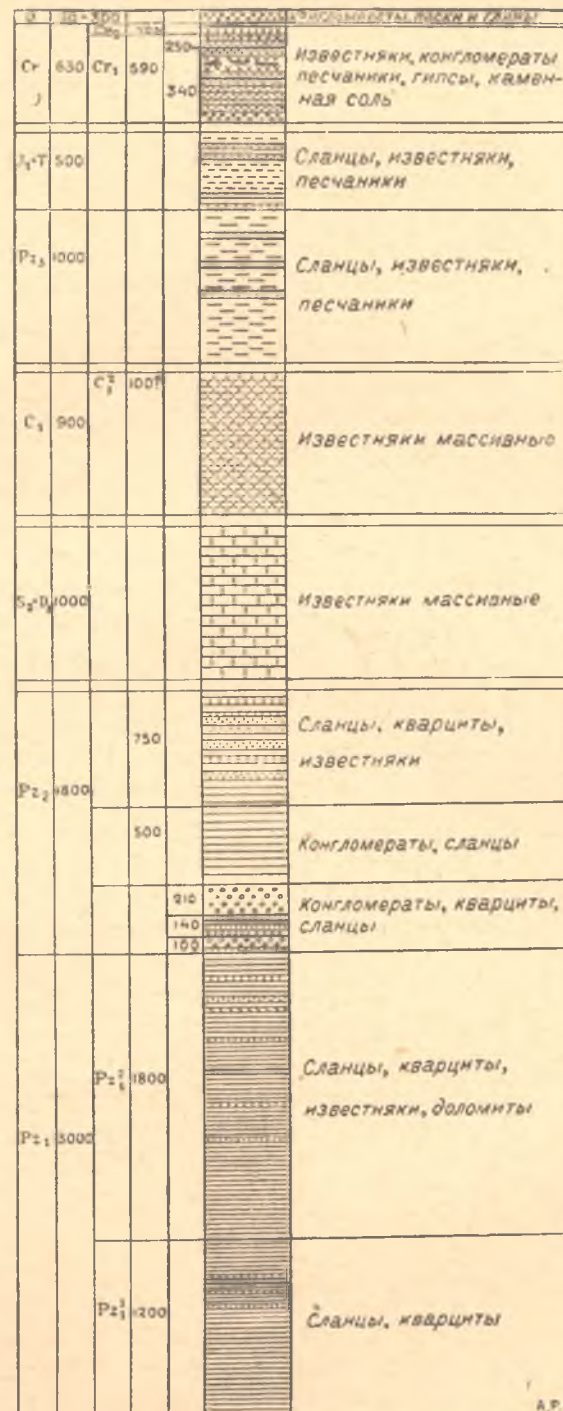
В Рангкульском районе мы имеем разрез (рис., стр. 245), в котором верхние горизонты верхнего силура и девона представлены известняками аналогично тому, что наблюдаем и на севере в Алае. Ряд горизонтов является совершенно аналогичным и наблюдается в аналогичных взаимоотношениях. Сюда относится горизонт паргинашевый (верхний лудлоу), горизонт монакский, известняки герцина. Более нижние горизонты этого района представлены известняково-сланцевыми толщами так же, как и в югозападной части Алайской системы.

Нижний палеозой на Памире представлен слабо, поэтому значения при беглом сравнении палеозоя Памира и Алая он не имеет. Можно отметить, что имеющиеся здесь нижнесилурийские отложения представлены песчанистыми известняками, песчаниками и сланцами так же, как и на севере. Здесь эти отложения сильно изменены процессами метаморфизации.

Ничего бросающегося в глаза, резко различного между палеозоем южной части Алайской системы и Северного Памира мы не имеем.

И вообще анализ всех толщ, слагающих Алай и Северный Памир, показывает, что резкого различия в этом отношении между этими районами нет. Наблюдаемые особенности, отличия, принципиального значения не имеют.

Вместе с тем, если говорить о чертах отличия, то насколько мезокайнозойская зона Заалайского хребта отлична от Алая, настолько



Нормальный разрез отложений Рангкульского района. Normal section of the deposits in the Rangkul region.

(Составил И. Г. Баранов).

(Composed by I. G. Baranov).

же она отлична и от зоны, собственно, Северного Памира, Каракульского района.

Отметим вкратце и те основные тектонические движения, какие играли ту или иную роль в строении этих двух областей, и время их проявления.

Каледонские складкообразовательные движения определенно не установлены ни в Алае ни на Северном Памире. Верхнесилурийские отложения и нижнедевонские в обоих районах залегают без всяких перерывов и угловых несогласий, с постепенным переходом, с наличием ряда переходных горизонтов.

Варисийские движения в структуре Алая имеют исключительно большое значение. Не меньшую роль они играют и в строении Северного Памира. Палеозойские отложения своей сложной структурой обязаны именно этим движениям, что работами последних лет установлено со всей определенностью. Надо подчеркнуть, что и основные фазы проявления варисийской орогении в этих двух областях, в основном, совпадают. В Алае первые движения варисийской складчатости мы отмечаем в среднем карбоне в виде каких-то подвижек, вызвавших изменение фациального характера осадков (известняковая толща сменяется известняково-сланцевыми и песчанистыми), а местами и залегание карбона на более древних горизонтах. На Северном Памире, по данным Г. А. Дуткевича, мы имеем залегание среднекаменноугольных отложений в районе Кара-таша, с угловым несогласием на среднем палеозое. Для северных районов Алая В. Н. Вебер отмечает наличие местами углового несогласия между верхним карбоном и более древними толщами. В. И. Попов аналогичные взаимоотношения отмечает в Дарвазе. Так же, как и в Алае, здесь эти несогласия наблюдаются не всегда отчетливо, чаще пласты залегают без углового несогласия, но факт определенных подвижек, связанных с этим временем, несомненен.

Более определенные проявления варисийских движений наблюдаются в перми. Напомним, что и в Алае и в Заалайском хребте толща краснобурых конгломератов „фиолетовая свита“, лежит на разных более древних отложениях; местами наблюдается и угловое несогласие. Аналогичная картина наблюдается и в более западном районе, и в Алае и в Дарвазе.

Основные же движения варисийской орогении имели место после отложения этой фиолетовой толщи, соответственно, и в Алае и на Памире. Установление определенного времени проявления тех движений, какие обусловили структуру палеозоя и Алайской системы и Северного Памира, зависит от установления точного возраста верхних горизонтов толщ, относимых к верхнему палеозою вообще.

В частности, большое значение в этом вопросе имеет установление возраста всех горизонтов и „фиолетовой свиты“ Заалайского хребта, нижние части которой, по данным Г. А. Дуткевича, относятся к нижней перми. В зависимости от этого определяется и время основных проявлений тех движений, каковые в структуре палеозоя имели исключительное значение. Это остается пока неясным и для Северного Памира, и для Алая.

Данные исследований последних лет выявили значительную роль киммерийских движений в Алайской системе и на Памире. Деталь-



Схема тектоники Средней Азии
(По Д. Мущкетову, 1924)

Sketch of the tectonics of Central Asia
(By D. Moushketov, 1924).

ные работы по изучению угленосных толщ Алайского и Туркестанского хребтов установили залегание верхнего триаса с угловым несогласием на более древних отложениях, угловое несогласие между верхним триасом и лейасом. Красноцветные толщи нижнего мела трансгрессивно перекрывают более древние отложения, срезают юру и залегают на ней местами с угловым несогласием.

Аналогичную картину мы наблюдаем и в пределах северной части Памира там, где имеют развитие юрские отложения (не говоря о центральной зоне, где, как мы видели, значение киммерийских движений исключительно велико).

Для разрешения вопроса о взаимоотношениях Памира и Южного Тянь-шаня особенно важное значение имеет характер проявления в обеих областях альпийских движений. На этом несколько подробнее остановимся ниже. Посмотрим, имеется ли какое-нибудь существенное различие между Алаем и Северным Памиром в проявлении магматической деятельности. Как на севере в пределах Алайского хребта,

так и на юге, на территории Северного Памира, мы наблюдаем широкое развитие варисцидских интрузий двух фаз. На существование магматических глубинных пород более древних, — допермских — указывает наличие интрузивных пород в гальке конгломератов верхнего палеозоя.

К более поздней фазе относятся разнообразные проявления магматической деятельности, в частности граниты, прорывающие верхний палеозой. Гальки этих гранитов находятся в конгломератах юры (Алай). Определенных киммерийских магматических пород мы пока не знаем. Альпийские граниты ни в Алае ни на Северном Памире не установлены. Проявление же альпийского вулканического цикла мы имеем и на Памире (диабазы Ак-байтала), и на севере (тешениты Тоюна). Кроме того, сюда еще надо добавить последние открытия, сделанные О. С. Вяловым, установившим базальты в меловых отложениях Ферганы.

Альпийская складчатость на Памире

Для установления характера взаимоотношения Памира и Южного Тянь-шаня особенно важным является проявление, собственно, альпийской третичной складчатости.

Южный Тянь-шань представлялся областью, где, в основном, имеет место слабое проявление альпийских движений в противовес Памиру, где альпийская складчатость характеризовалась как исключительно сильная, исключительной напряженности. Это воззрение нашло выражение в выделении третичной складчатости в Средней Азии под названием „памирской“ — область, влияния которой отчетливо была очерчена в схеме Д. И. Мушкетова (рис., стр. 247). „Везде на Памире вплоть до Алайского хребта наблюдается настоящая альпийская складчатость, альпийская орогения того же типа, который характерен для всей северной ветви средиземноморского орогена; в северной части Туркестана настоящей альпийской складчатости мы не видели, она кончается в Фергане или Алае. Все южные хребты Памиро-Алая надвинуты на север, на более старые массивы Тянь-шаня, которые ими созданы, повидимому, движением на юг. В докладе проф. Штилле изложены его взгляды на очень важное различие между двумя основными тектоническими разновидностями в его терминологии — „германотипной“ и „альпинотипной“. Для нас удобнее по аналогии применить термины „ферганотипные“ и „памиротипные“ или „алаиды“ и „памириды“. Повидимому, мы имеем в Алае и севернее его германотипные образования, а южнее Алая — альпинотипные. В альпинотипных хребтах мы видим настоящую большую складча-

тость, сопровождающуюся большими горизонтальными перемещениями, шарьяжами, тогда как в германотипных мы имеем только надвиги небольшие и чешую“ [15].

Представление о Памире как области исключительного проявления альпийской (третичной) орогении, однако, в настоящее время подвергается переоценке. Представление об альпийской складчатости в Северном Памире, нарастающей непрерывно к югу, захватывающей одинаково все области с одинаковым проявлением от Заалайского хребта к югу, в настоящее время встречает возражения. Выше уже отмечалось, что строение Памира неоднородно; говорить в настоящее время о Памире, как совершенно однородно построенной области, нельзя. Мы имеем районы, где альпийские движения создали более сложные структуры (Акбайтальская зона, район Кудары), имеем районы с более простыми структурами (Южнокаракульский район, Пшартский). Ниже остановимся подробнее на рассмотрении некоторых из этих структур. Остановимся вначале на обзоре имеющихся воззрений последнего времени на общий характер альпийских движений на Памире.

Анализ мезокайнозойских отложений Восточного Памира приводит В. П. Ренгаргена к представлению, что „Памир в мезозое и в третичное время являлся, скорее всего, окраинной зоной геосинклинали Тетиса. Формы тектоники, равным образом, отвечают такому промежуточному положению Памира. Здесь нет характерных для альпийских областей тектонических покровов (шарьяжей). Даже наблюдаемые надвиги представляются в виде круто поставленных чешуй. Общий план тектоники может быть назван германотипным. Горстообразные приподнятые зоны палеозойских отложений чередуются с зонами, где этот субстрат опущен и где сохранились мезозойские и третичные толщи осадочных пород. Эти зоны являются сильно сжатыми, местами можно наблюдать даже интенсивное тектоническое сжатие пород. Но замечательно то, что эти молодые отложения не являются метаморфизованными. Все тектонические нарушения происходили в сравнительно поверхностной зоне. В этом также глубокое отличие тектоники Памира от альпийского типа. Можно даже сказать, что основой тектоники Памира являются глыбовые или донные складки (plis de fond) палеозойского субстрата, и только зоны с уцелевшими, более молодыми осадочными отложениями обнаруживают более интенсивную складчатость покрова (plis de couverture) [81].

Однако, и в этих зонах В. Н. Ренгарген не видит, собственно, альпийских характерных черт. Даже для наиболее сложной в пределах Северного Памира зоны — зоны Заалайского хребта — В. П. Ренгарген считает, что „формы тектоники Заалайского хребта не имеют тех черт, которые характеризуют альпийский тип тектоники: нет шарьяжей.

т. е. настолько значительных надвиговых перемещений, при которых приходят в соприкосновение горизонты, выраженные совершенно различными фациями, нет поясов изоклинальных складок с однообразным опрокидыванием в одну и ту же сторону, нет милонитов, тектонитов и других проявлений дислокационного метаморфизма* [83].

Для суждения о нарастании интенсивности альпийских движений с севера на юг важны данные последнего времени, полученные по геологии центральной зоны Памира (Ренгартен, Дуткевич, Клуников), в частности, касающиеся проявления альпийских движений. Для Мургаб-Истыкского района В. П. Ренгартен пишет: „Общий характер позднеальпийской (третичной) тектоники в Мургаб-Истыкском районе далеко не может быть назван интенсивным. Черт, свойственных геосинклинальным складчатым зонам, нет совершенно. Скорее есть сходство с германским или саксонским типом тектоники* [84].

Давая общую характеристику структурных форм, обусловленных альпийскими движениями, В. П. Ренгартен пишет: „Ясно обрисовываются широкие пологие складки (в титонско-неокомских отложениях), прерываемые довольно большим количеством разрывов, идущих большей частью по простиранию осей этих складок. Однако, во многих случаях констатируется косое срезывание складчатых элементов этими разрывами. Крутизна падения поверхностей разрывов значительная, порядка 60—70°, причем направления наклона меняются. Пожалуй, преобладают наклоны к северу, встречаются горсты и грабены. Все же большую часть наблюдаемых разрывов необходимо связывать с пликативной дислокацией и только относительно некоторых нарушений можно думать, что они произошли в более позднюю фазу и относятся к категории радиальных движений, т. е. собственно сбросов. Даже те разрывы, которые, очевидно, связываются с образованием складок, т. е. относятся к категории надвигов, имеют крутые наклоны и при довольно значительных вертикальных амплитудах располагаются между соседними складчатыми элементами так, что нет основания предполагать наличия на глубине значительных перекрытий* [84].

Строение всего этого района, в целом, обусловленное, в основном, древнекеммерийскими движениями, по В. П. Ренгартену, рисуется „как несколько опущенная, медленно прогибающаяся эластичная зона между двумя приподнятыми, более жесткими зонами Ваханского и Музкольского хребтов. Это была синклинальная депрессия, почти завершившая свой седиментационный и тектонический цикл в течение мезозоя. При ширине 80—90 км Мургаб-Истыкская зона в периоды усиления тектонических напряжений испытывала боковое давление и с севера и с юга со стороны более приподнятых жестких масс. В этом можно видеть причину, почему складчатость и разрывы так непостоянны по

своим направлениям и не обнаруживают перемещения масс в какую-нибудь одну сторону [84].

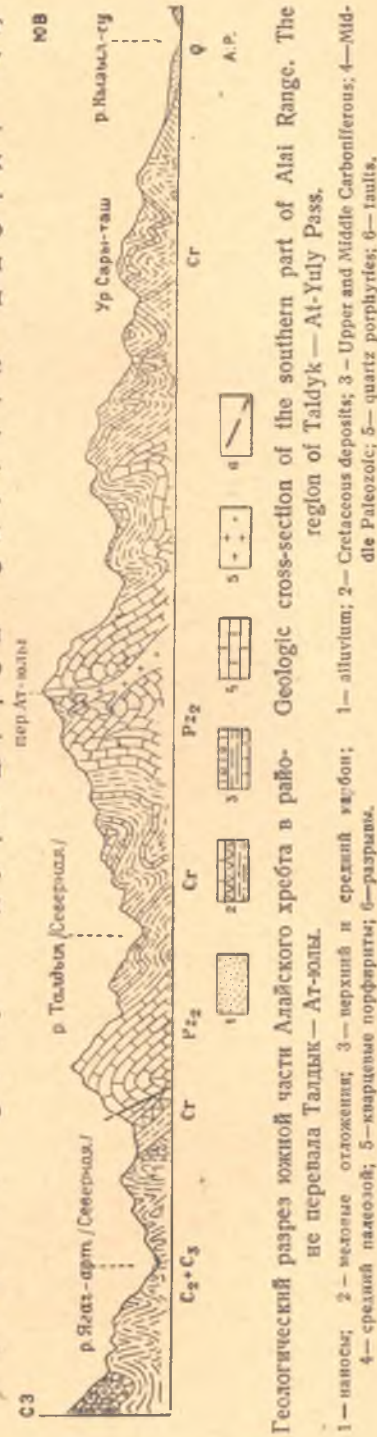
Нетрудно видеть, что приведенные примеры имеющихся в свете новых данных воззрений на характер проявления альпийских движений на Памире значительно отличаются от ранее установившихся и лежавших в основе противопоставления Памиру Южного Тянь-шаня.

Необходимо отметить, что указанные выше представления не являются совершенно бесспорными. Не со всеми положениями цитированного автора можно согласиться, особенно в части глыбовых перемещений. Может быть, придавая им слишком большое значение, автор впадает в другую крайность.

Если на Памире альпийские движения как бы переоценивались, то для Южного Тянь-шаня они недооценивались. Если Памир считался бесспорно областью проявления альпийской орогении, то в Алайской системе складчатые структуры считались подчиненными, а дизъюнктивные нарушения альпийского времени представлялись в течение весьма значительного времени как сбросы, как радиальные движения.

В свете имевшихся представлений, правда, уже сравнительно давно измененных, альпийская складчатость „памирского“ типа не захватывала северных районов, „заканчивалась в Алае“, как это отчетливо видно на схеме (рис., стр. 247).

Вместе с тем, по этому вопросу ясности не было. С одной стороны, по имевшимся представлениям альпийская (памирского типа) складчатость Алая не захватывала, а с другой — имеются указания на перестройку этими движениями в обратном направлении древних варисцидских структур.



Исследования последних лет в Алайской горной системе и более северных районов установили весьма интенсивные проявления альпийских движений, создавших местами весьма сложные структуры с сложными складчатыми комплексами (Е. В. Иванов, В. Н. Огнев, А. П. Марковский и др.). При этом и для этих районов надо отметить, что структуры альпийского времени неоднородны — на ряду с простыми имеются и более сложные.

При анализе альпийских движений и структур, ими созданных, по территории Средней Азии приходится отойти от обычных подразделе-



Заалайский хребт. Долина Тараша, складки в мезозое. Transalai Range. Tarasha Valley, folds in Cretaceous deposits.

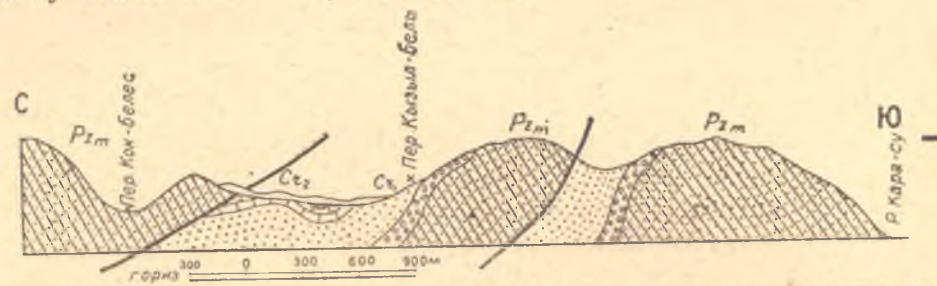
ний западных авторов от предложенных ими терминов, сложившихся на иных районах. Подогнать все разнообразие проявления альпийских движений в пределах Средней Азии под термины западных авторов в настоящее время является затруднительным и, нам думается, ненужным, так как это часто затемняет природу и особенности тех или иных структур. Альпийские структуры Средней Азии ждут своей классификации, основанной на особенностях им присущих.

Возвращаясь к альпийской складчатости в Алае и Северном Памире, рассмотрим и сравним созданные этими движениями основные структуры этих областей в их наиболее сближенных частях.

На севере в пределах южной части Алайского хребта мезозойские отложения собраны в сравнительно простые складки. Чаще всего имеют место опрокинутые на север синклиналильные структуры, усложненные более мелкими складками второго порядка. Эти синклинали на юге борезаны надвигами, по которым происходит перемещение палеозойских массивов [см. разрез через перевал Талдык в Алайском хребте

(рис., стр. 251)]. Эти надвиги усложняют те антиклинальные структуры, какие наблюдаются на северо-востоке (в пределах, собственно, Алайского хребта) и на крыльях которых и развиваются эти надвиги. Плоскости надвигов направлены местами и на север.

Южнее мы имеем область Заалайского хребта, структура которого, несомненно, отличается от северных, но, вместе с тем, она же отличается, как увидим ниже, и от более южных районов от северной зоны, собственно, Памира. Работами последних лет строение Заалайского хребта изучено довольно хорошо. Ряд разрезов вскрывает с большой наглядностью это строение. Один из таких разрезов по Памирскому тракту можно видеть на рис., стр. 251.



Геологический разрез к востоку от оз. Ранг-куль. Geologic cross-section east of Rang-Kul Lake.

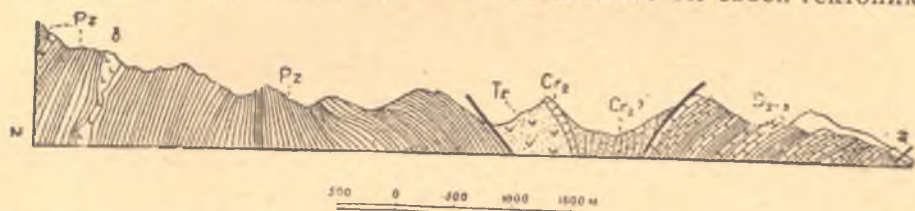
(Составил И. Г. Баранов).

(Composed by I. G. Baranov).

Для Заалайского хребта является характерным ряд складок, осложненных разрывами (разрезы, вклейка, стр. 231). Наблюдаются веерообразные складки. Плоскости надвигов направлены в разные стороны, причем наблюдается известная закономерность, именно, на севере они падают на юг, а складки опрокинуты на север, в средней части — в обратном направлении, а на юге — падение плоскости надвигов опять — к югу. В ряде мест наблюдаются сложные складки (рис., стр. 252); в разрезе по Алтындара в средней части хребта в его средней зоне наблюдается в сланцах и известняках турона ряд мелких изоклинальных складок, причем на небольшом участке порядка 1—1.5 км насчитывается до 20 складок. Имеются лежащие складки, напр. в районе ледника Корумды. В основном, наиболее сложные формы являются характерными для средней части мезозойской толщи Заалайского хребта. Севернее же имеются более простые структуры, равно как и на юге. Простые волнистые складки с разрывами мы имеем на севере в пределах низких предгорий Заалайского хребта, в районе Ку-казык; простые сравнительно структуры наблюдаются в левых составляющих р. Маркан-су, на южных склонах Заалайского хребта. Мы не преследуем описание Заалайского хребта, поэтому останавливаемся лишь на основных чертах его строения, что

является необходимым для выявления степени различия и сходства альпийских структур Алая-и Северного Памира.

Как уже отмечалось, структура Заалайского хребта отличается от более северных прилегающих районов интенсивностью своей тектоники.

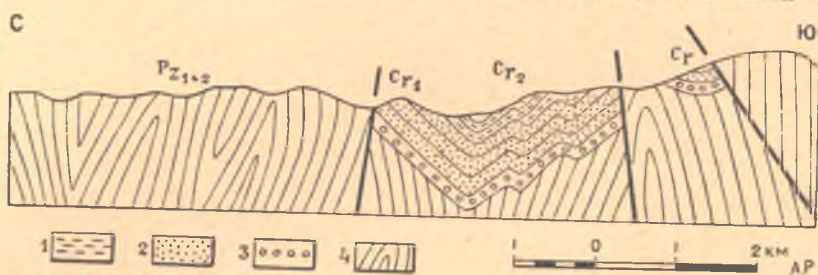


Разрез по правобережью р. Кызыл-су Section across the right bank of Kysyl-Su River (Ak-Baital).

(Составил А. В. Хабаров).

(Composed by A. W. Khabakov).

Южнее Заалайского хребта мы имеем область развития палеозойских толщ, структура которых обусловлена варисийскими движениями, интенсивное проявление которых в настоящее время не возбуждает сомнения. Мезозойские отложения имеют здесь подчиненное значение, встречаясь на юге небольшими полосами, зажатыми среди



Геологический разрез района Кок-джилга Geologic cross-section of the Kok-Djilga region (Muzkol).

(Составил К. Н. Паффенгольц).

(Composed by K. N. Paffenholz).

1—глинистые сланцы; 2—песчаники; 3—конгломераты; 4—метаморфические сланцы.

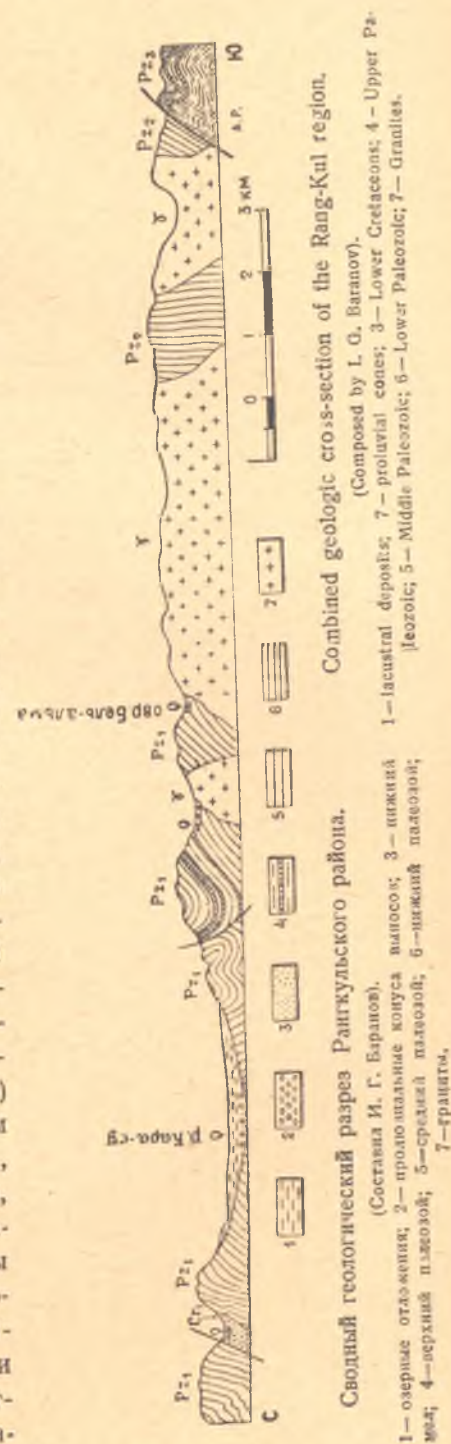
1—shales; 2—sandstones; 3—conglomerates; 4—metamorphic schists.

палеозойских массивов. И те структуры, которые наблюдаются в Заалайском хребте, от строения этих полос более южных районов значительно отличаются так же, как и от более северных.

Ряд разрезов (рис., стр. 253, 254, 255) дают представление о тех структурах, какие имеются здесь на Северном Памире. Нетрудно видеть здесь простые синклиналильные складки осложненные разрывами, имеющими характер надвигов, по которым происходит перемещение палеозойских масс. Таковы, напр. надвиги Рангкульского района (рис., стр. 253, 255). При этом плоскости надвигов довольно

крутые (60—70°) и падают в разные стороны (рис., стр. 254, низ). Более простые структуры отчетливо видны на прилагаемой карте Музкольского района, напр. в Пшартском районе, где меловые отложения образуют простые пологие складки (вклейка, стр. 256). В районе Кок-джилги (к югу от Кара-куля) простые синклинали меловых отложений оборваны разрывами, круто падающими на обе стороны (рис., стр. 254, низ).

Обычный характер этих альпийских структур южной части Северного Памира — это узкие полосы мезозойских отложений, представляющие синклинали, оборванные разрывом — надвигом. Иногда проводится разрыв по контакту нижнемеловых базальных конгломератов с подстилающими их толщами (рис., стр. 233). Амплитуда последнего в таком случае небольшая и принципиального значения этот разрыв не имеет. Если искать аналогии этим структурам, то невольно взгляд обращается на север, — к южной части Алайской горной системы. Нам кажется, что нет большой принципиальной разницы между структурами полос меловых отложений в южной части Каракульского района и в северной Музкольского (рис., стр. 233, 255, вкл. 256) от того, что мы наблюдали в Алайском хребте, напр. в районе Ак-босаги (рис., стр. 251; карта, стр. 256). Нам кажется, эти структуры нельзя считать принципиально различными от тех, какие мы имели в западной части Алайской горной системы, напр. в Гиссарском хребте. Черты сходства между северными и южными структурами особенно отчетливо видны в Северозападном Па-



Combined geologic cross-section of the Rang-Kul region.

(Composed by I. G. Baranov).

1—lacustral deposits; 2—proluvial cones; 3—Lower Cretaceous; 4—Upper Paleozoic; 5—Middle Paleozoic; 6—Lower Paleozoic; 7—Granites.

Сводный геологический разрез Рангкульского района.

(Составил И. Г. Баранов).

1—озерные отложения; 2—пролювиальные конуса; 3—нижний мел; 4—верхний палеозой; 5—средний палеозой; 6—нижний палеозой; 7—граниты.

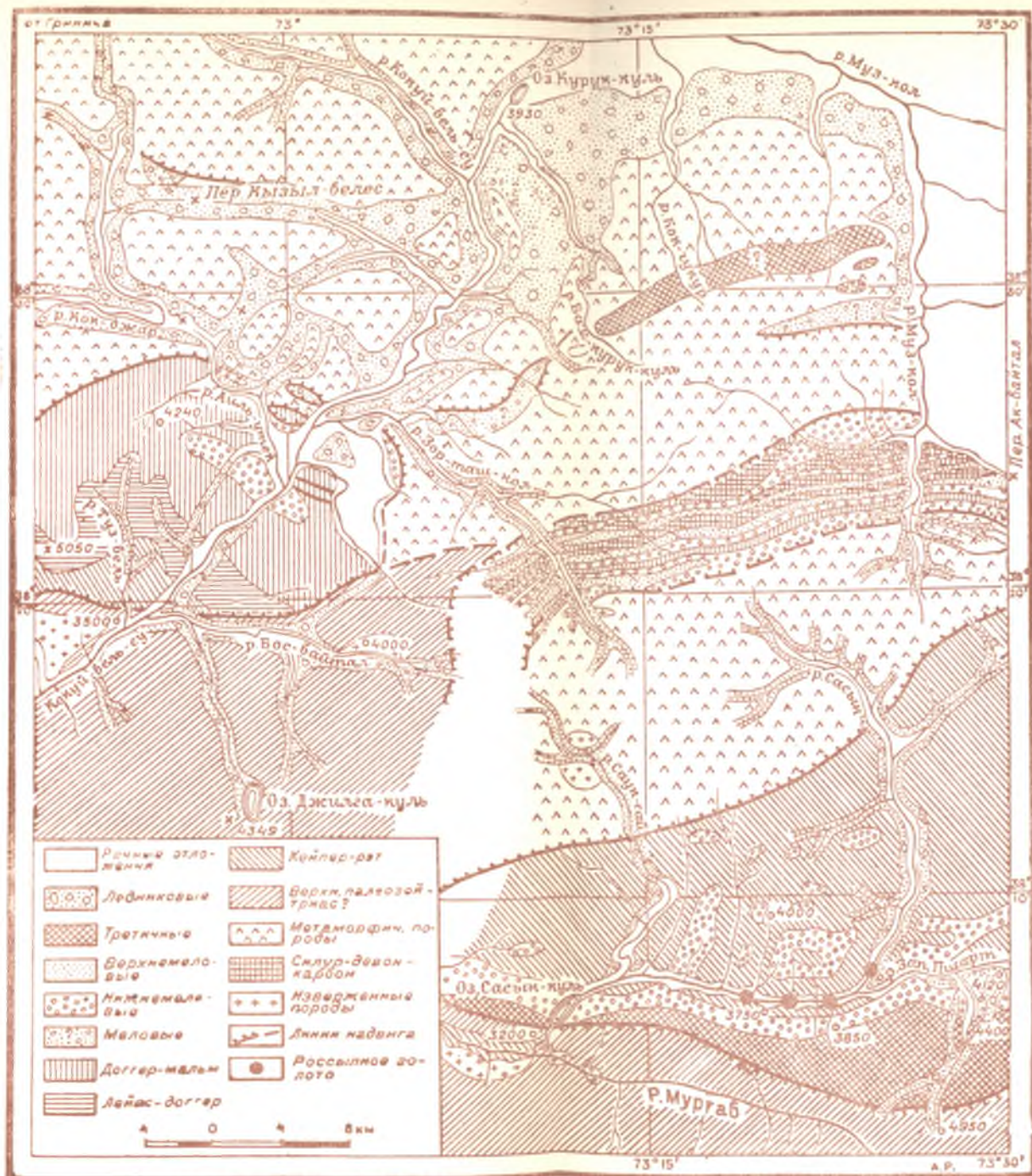
мире, в Дарвазе в районе Мук-су. Здесь мы наблюдаем то же, что имеет место в Гиссарском хребте к северо-западу от Сталинабада. Здесь мы видим, как альпийские складки широкого основания с палеозоем в ядре усложняются разрывами. Далее на восток уже видны лишь отдельные полосы, пятна мезозойских и палеогеновых отложений, оборванных разрывами, по которым на них надвинуты палеозойские отложения.

В северной зоне Памира, именно в ее западной части, наблюдается то же, что мы видим в западной части Алайской системы, с одной стороны, и на востоке в районе перевала Талдык и Кичик-алая — с другой. В центральной части Алайской системы, к востоку от меридиана Искандер-куля и западнее Тенгиз-бая, мы наблюдаем лишь отдельные полосы, пятна, обрывки мезозойских отложений, зажатых среди палеозойских массивов. Здесь мы видим наличие надвигов подчас даже нескольких, по которым происходит надвигание палеозоя. Бросается в глаза аналогия этих структур и наблюдаемых отдельных пятен и полос верхнего мезозоя на Северном Памире.

На ряду с приведенными выше сравнительно простыми альпийскими (третичными) структурами, наблюдаемыми на Северном Памире, мы имеем там и более сложные, напр. акбайтальскую зону разрывов (карта-вкл., стр. 256 и рис., стр. 257). Что мы имеем в этой зоне? Здесь среди метаморфических пород зажаты мезозойские отложения. Здесь наблюдается область развития многочисленных разрывов, с сравнительно крутыми плоскостями, падающими в разные стороны так, как это хорошо видно на рис., стр. 257. Имеются надвиги и с пологими плоскостями; и в этих случаях они направлены в разные стороны. В настоящее время нет единого взгляда на значение этой зоны в общем плане альпийской тектоники Памира. На востоке продолжение этих разрывов можно видеть в надвигах Ранкульского района.

Нам лично кажется, что эти надвиги, это мезозойские чешуи (может быть, их и нельзя называть чешуями в собственном и точном понимании этого термина и его природы) не могут выдвигаться в качестве примера исключительно интенсивного проявления альпийских движений. И во всяком случае, что особенно важно для наших соображений, даже и эта зона не имеет черт принципиального различия от сложных структур центральной части Алайской системы. Нам казалось, что ее образование обусловлено сжатием между палеозойскими массивами аналогично тому, что мы местами имели на севере.

После работ на Памире в 1932 г. нами было отмечено: „Области более сложного проявления альпийской складчатости в мезозое располагаются определенными полосами между широкими областями древних палеозойских толщ. Приуроченность зон интенсивного смятия мезозоя к определенным полосам между массивами палеозоя, их локаль-

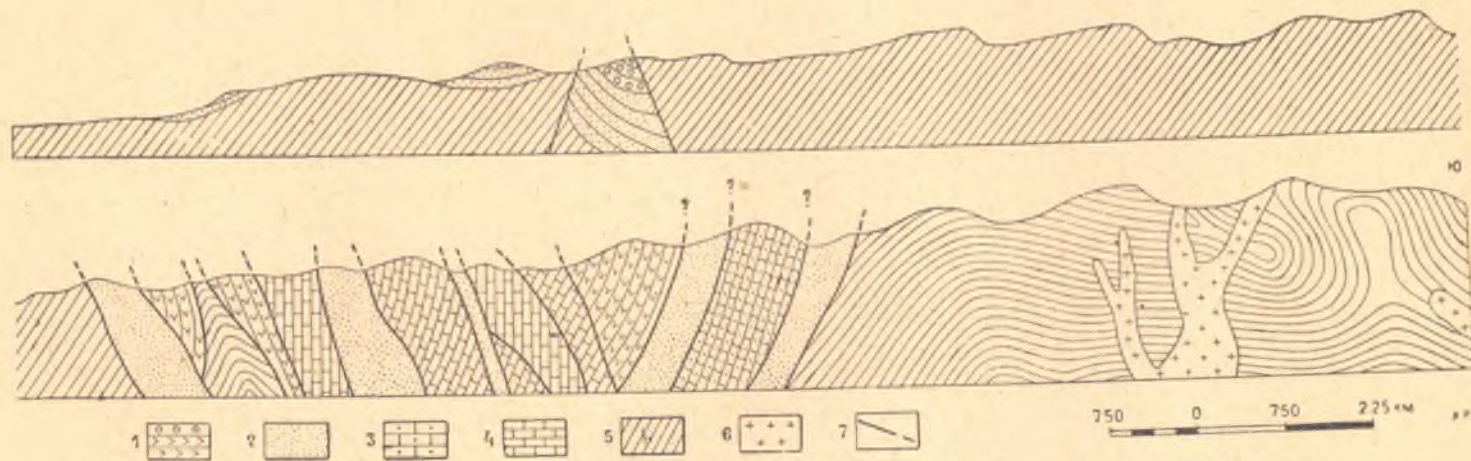


ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РАЙОНОВ рр. КОКУЙ-БЕЛЬ-СУ, МУЗ-КОЛА И ЗАПАДНОЙ ПШАРТ.

Составил П. П. Чуенко, 1932.

GEOLOGIC MAP OF THE REGIONS OF KOKUI-BEL-SU, MUS-KOL AND WESTERN PSCHART RIVERS.

(By P. P. Chuenko, 1932)



Геологический разрез через Музкольский хребет.

(по П. П. Чуенко, 1932).

- 1—верхний мел; 2—нижний мел; 3—юрские отложения; 4—средний палеозой; 5—метаморфические породы; 6—изверженные породы; 7—разрывы.

Geologic cross-section of the Mutkol Range.

(by P. P. Chuenko, 1932)

- 1—Upper Cretaceous; 2—Lower Cretaceous; 3—Jurassic deposits; 4—Middle Paleozoic; 5—metamorphic rocks; 6—igneous rocks; 7—faults.

ность, бросается в глаза. Интересно строение этих мезозойских полос. И в Заалайском и в Музкольском хребтах намечается веерообразное строение с надвигами, имеющими падение в обоих случаях от палеозойских массивов,— складки опрокинуты в стороны палеозойских массивов. Ширина (по меридиану) мезозойских полос: 15 км — в Заалайском, 5 км — в Музкольском. Палеозойский массив, находящийся между этими районами, имеет около 100 км ширины. Просится сравнение (конечно, только в общих чертах) с более северными районами, где явления иногда весьма сложной складчатости мезокайнозоя в полосах между палеозойскими массивами не дают основания говорить о перестройке палеозойских массивов, а складчатость считается подчиненной этим палеозойским массивам [38].

Тем более интересны соображения В. П. Ренгартена, который считает что „консолидированные уже в варисцийское время алайская и каракульская зоны при альпийских напряжениях не дали новых складчатых форм, но лишь разломы и перемещения глыб, а мезокайнозойские толщи Заалайского хребта образовали складчатую зону. Складки, которые наблюдаются в палеозойских отложениях алайской и каракульской зон, отнюдь нельзя считать образовавшимися в альпийское время. Мезокайнозойские отложения слишком мало или вовсе в них не участвуют. Те узкие зоны, где их приходится наблюдать, представляют собой зажатые между палеозойскими глыбами остатки мезокайнозойского осадочного покрова. Их складчатость есть результат перемещений палеозойских клиньев. В меньшей мере сокращение пространства могло быть следствием изменений объема и формы палеозойских глыб, а также их сводообразных изогнутостей“ [83]. Оставляя в стороне вопрос о том, насколько правильны взгляды на зависимость складчатости мезозоя от перемещения палеозойских клиньев, насколько верно представление о наличии палеозойских глыб, как таковых, отметим, что в приведенных выше высказываниях видно подтверждение того, что было нами предложено после работ 1932 г., отмечено в ряде статей и более подробно излагается сейчас — именно то, что проявления альпийских движений на Северном Памире не отличаются исключительной интенсивностью, структуры, ими созданные, здесь не имеют принципиального отличия от более северных районов, районов Алая.

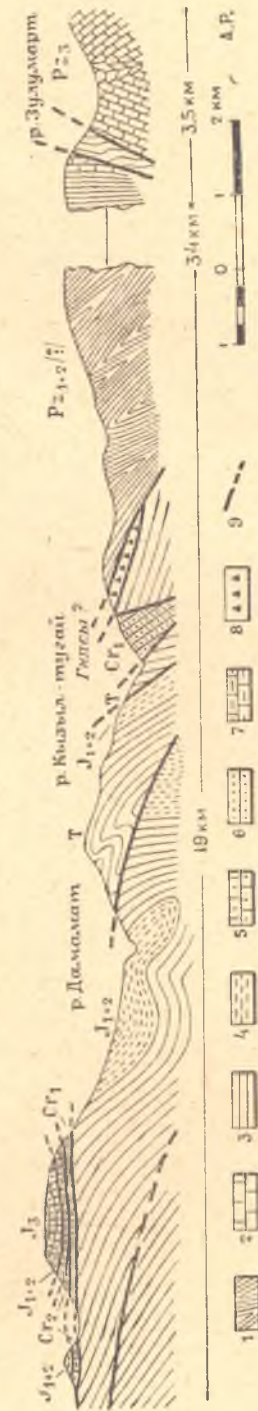
Работами партии К. Н. Паффенгольца, в частности его сотрудником М. И. Шабалкиным, в 1934 г. на небольшой площади (300 кв. км) в районе нижнего течения р. Танымас установлена структура с горизонтальными смещениями (рис., стр. 259). Вносит ли это существенные изменения в наши соображения? Нам кажется, что нет. Характер тех структур, какие приведены выше, от этого не меняется. Мы подчеркиваем,

что проявления альпийских движений на Памире различны и структуры, ими созданные, неоднородны.

Этот же участок находится в промежуточной области между центральной зоной Памира и северной зоной, где происходит ряд надвигов, крупных нарушений, с которыми можно связывать данную структуру. Некоторые исследователи Памира этим надвигам склонны придавать региональное значение как границе, отделяющей центральную зону Памира от северной, киммерийский Памир от варисцийского. Этой области надвигов В. А. Николаев¹ склонен приписывать для Памира такое же значение, какое имеет его „структурная линия“ для Тянь-шаня, где эта линия отделяет каледонский Тянь-шань от варисцийского.

Если же вообще говорить о значении структур того участка, где наблюдались горизонтальные смещения, для познания альпийских движений на Памире, то надо отметить, что на сегодняшний день имеются воззрения ряда исследователей как на явление местное, не имеющее широкого значения, не являющееся характерным. Надо подчеркнуть, что этот участок входит в промежуточную область между северной и центральной зоной Памира. Для последних же В. П. Ренгартен в той части, какая им была исследована, отмечает, что „общий характер позднеальпийской тектоники в Мургаб-Истыкском районе далеко не может быть назван интенсивным. Черт свойственных геосинклинальным складчатым зонам нет совершенно“ [84].

Простые сравнительно структуры юго-восточной части центральной зоны Па-



Срез по левому борту р. Танымас.

(Составил К. Н. Паффенгольц и М. И. Шабалкин). 1—P₂₊₃; 2—P₂; 3—T; 4—J₁₊₂; 5—J₂; 6—Cr₁; 7—Cr₂; 8—глины Cr₂; 9—разрыв.

Срез по левому борту р. Танымас. (Составил К. Н. Паффенгольц и М. И. Шабалкин). 1—P₂₊₃; 2—P₂; 3—T; 4—J₁₊₂; 5—J₂; 6—Cr₁; 7—Cr₂; 8—глины Cr₂; 9—разрыв.

¹ Доклад В. А. Николаева на конференции в Академии Наук СССР по научным работам ТПЭ.

мира отмечались и другими исследователями, напр. С. И. Клуниковым. Последний пишет: „Строение участков, сложенных юрскими отложениями, является довольно простым; — это ряд прямых складок, осложненных круто падающими надвигами в крыльях“ [31]. Характер строения можно видеть в разрезе на стр. 261.

Необходимо подчеркнуть, что в данной работе мы не задаемся целью разбирать альпийские движения на Памире вообще. Однако, нельзя не подчеркнуть того значения, какое имеет точное и полное выяснение характера альпийских движений на Памире и особенно структур, ими созданных.

Этот вопрос в настоящее время является одним из наиболее интересных. Значение его выходит за пределы, собственно, Памира, поскольку с ним связан и вопрос о месте, характере и других особенностях северной ветви Азиатской части средиземноморского орогена. Проблема альпийских (третичных) движений на Памире требует еще своего полного всестороннего освещения. Нашей же задачей сейчас является установить, можно ли говорить о наличии в северной зоне Памира альпийских (третичных) движений, обусловивших создание структур, резко отличных от северных, или нет. Исходя из всего изложенного выше, нам кажется, что нельзя. По характеру проявления альпийских движений в соприкасающихся областях Южного Тянь-шаня и Северного Памира, как уже подчеркивалось выше, надо различать в меридиональном направлении три зоны: алайскую, заалайскую и зону, собственно, Северного Памира (каракульскую с ее западным продолжением Дарвазом и восточным — Южнокашгарскими цепями); при этом одна (заалайская) имеет черты отличные от двух других — алайской и северопамирской. Последние же две в общем аналогичны.

Таким образом, и в этом отношении противопоставлять весь Памир и, в частности, его северную зону Алаю, оснований нет.

О расположении и взаимоотношении основных структурных элементов Северного Памира и Южного Тянь-шаня

Противопоставление Памира Южному Тянь-шаню основывалось не только на представлении о различном геологическом строении, но в значительной степени на резко различном расположении структурных элементов, на некоторых особенностях их взаимоотношений.

Южный Тянь-шань, по имевшимся литературным данным, представлялся областью с основными структурными элементами, изогнутыми к югу, обусловленными варисцийскими движениями с севера. Дугообразное строение Памира выпуклостью к северу обусловлено альпийскими движениями с юга. Массы Памира, смятые молодыми дви-

жениями, надвигаются на древний Южный Тянь-шань, перекрывая в обратном направлении его прилегающие части и обуславливая в других местах пересечение одних простираний тяншанских другими — памирскими.

Большой интерес представляет Алай, где наиболее сближены обе системы и особенно интересна его восточная часть, где, исходя из имевшихся представлений, должно было происходить пересечение алайских простираний памирскими (рис., стр. 271).



Геологический разрез по долине Айдын-куль. Истыкский район, Восточный Памир.

(Составил С. И. Клуников).

Geologic cross-section along Aidyn-Kul Valley. Istyk region, Eastern Pamirs.

(Composed by S. J. Klunnikov).

Остановимся прежде всего на перестройке Памиром Южного Тянь-шаня.

„Алайский хребет тектонически характеризуется почти широтным простиранием, первичным опрокидыванием палеозойских складок на юг с последующей деформацией их в обратном направлении, выражающейся в перестройке складок и особенно продольных расколов с чешуйчатым надвиганием по ним южных частей на северные. Процесс этот очень сильный на юге, все более ослабевает к северу, исчезая уже на параллели Оша и заменяясь постепенно обратным“ [49]. „Что касается направления горообразовательной силы, то для всех более древних складкообразований она представляется направленной с севера на юг, но уже в северных частях Алайского хребта, а еще более в Заалайском хребте и в восточных Бухарских цепях и Копет-даге мы констатируем совершенно определенное опрокидывание и надвигание всех складок на север. Таким образом, и в этом отношении между южными и северными частями складчатых областей существует несомненное противоречие“ [46]. Восточная Фергана в соответствии с предложенными до сих пор схемами строения Средней Азии является тектонически промежуточной областью столкновения и борьбы за пространство Тянь-шаня и Памира“ [49]. В своей работе 1932 г. „О некоторой закономерности расположения основных структурных элементов Памиро-Алая“ мы излагали соображения против указанных имевшихся в литературе представлений. И в настоящее время они сильно изменились.

В указанной выше работе мы подробно излагали те соображения, какие привели нас к отрицанию перестройки альпийскими движениями варисцийских складок. Поэтому в данной статье отметим лишь основное, добавив некоторые новые данные по геологии южной части Алайского хребта.

Как мы видели, старое положение о перестройке Памиром Южного Тянь-шаня базировалось на существовании в Алайской системе опрокинутых на север складок в палеозое, что приписывалось влиянию Памира. Однако, возникали вопросы: можно ли было считать доказанным это положение, какого точно возраста эти опрокинутые на север складки, какие имеются основания считать складки в палеозое здесь альпийскими, а не более древними — варисцийскими? Анализируя имеющиеся данные, можно прийти к выводу, что здесь играет существенную роль лишь общая предпосылка о наличии для варисцийской структуры характерного опрокидывания складок на юг, почему складки в Алайской системе, падающие на север у лобовой части памирского смятия, и принимались за альпийские. На ряду с представлением о решающем значении северного движения для Тянь-шаня вообще и о региональном развитии здесь опрокидываний складок с севера на юг, в частности, давно имелось стремление отдельных исследователей этот вопрос подвергнуть ревизии.

„Можно утверждать,— пишет В. А. Николаев,— что идея о наклоне и опрокидывании палеозойских складок Тянь-шаня к югу как о явлениях регионального порядка имеет лишь ограниченное значение и пока принимается, в сущности, „на веру“, без достаточного обоснования фактическими данными. Со времени И. В. Мушкетова эта идея, без каких-либо попыток критической проверки, фигурирует во всех более поздних сводках, не исключая и новейших работ Argand и Wilser. Мы должны отметить, что в ряде случаев в элементах структуры крупных ортогеологических единиц не южное, а северное направление движения является определяющим и доминирующим“ [62].

С момента написания этих строк прошло уже не мало времени, и наши познания геологии Средней Азии значительно расширились, расширились данные и по тем вопросам, какие были затронуты В. А. Николаевым. И в настоящее время, соответственно воззрениям В. А. Николаева, положение о наклоне и опрокидывании палеозойских складок на юг как явления регионального порядка не подтверждается.

Остановимся на вопросе о возрасте опрокинутых на север складок в Алайской горной системе. Опрокидывание складок в палеозое на север в осевой части и в ближайших северных кулисах было устано-

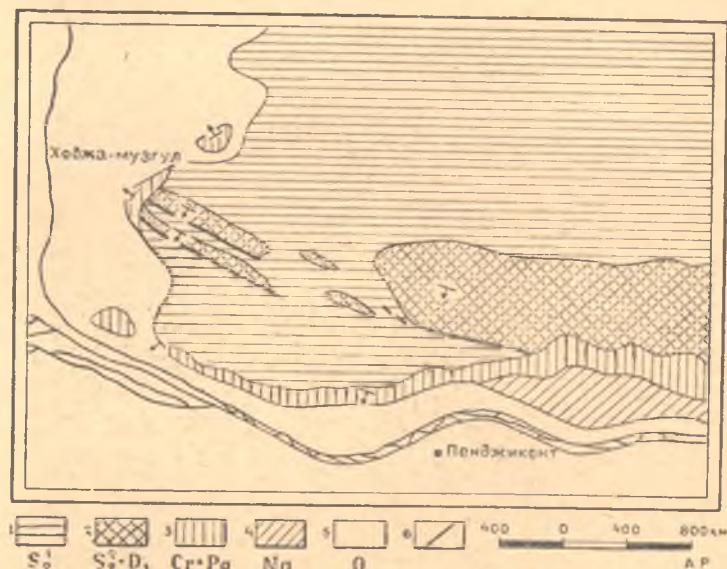


Неогеновые толщи в Заалайском хребте (высота 5 500 м). Вид с перевала Контрабандистов на юго-запад.

View from the Contrabandist Pass to the southwest. Neogene series in the Transsai Range (altitude 5 500 m).

влено В. Н. Вебером в центральной части, Д. И. Мушкетовым — в восточной и нами — в западной.

Наши наблюдения в Туркестанском хребте дают фактический материал для установления возраста этих складок. Не излагая подробно имеющиеся данные, что можно найти в работе „О некоторой закономерности структурных элементов Памира и Алая“, отметим основное. Изоклинальные складки палеозоя с надвигами, опрокинутые на север,



Схематическая геологическая карта западной оконечности Туркестанского хребта.

1—сланцы песчаников и сланцев верхнего силура; 2—известняки верхнего силура и девона; 3—меловые и палеогеновые отложения; 4—неогеновые отложения; 5—четвертичные отложения; 6—разрывы.

Geologic sketch map of the western termination of the Turkestan Range.

1—Upper Silurian schist and sandstone series; 2—Upper Silurian and Devonian limestones; 3—Cretaceous and Paleogene deposits; 4—Neogene deposits; 5—Quaternary deposits; 6—faults.

уходит под обволакивающий их мезозой, сложенный в простую, замыкающуюся на западе складку (рис., стр. 264). Разрывы в палеозое не затрагивают мезозойских отложений. Анализируя фактический материал по восточной части Алайского хребта, мы и здесь видим указания на палеозойский возраст этих дислокаций. Это видно из описания Д. И. Мушкетова строения палеозойского купола Алдыяр к юго-востоку от г. Ош, палеозойское ядро которого является прямым продолжением осевой части Алайского хребта — гор Тоюк. Мезозойские отложения здесь облекают палеозойский массив с его основными структурными элементами. Разрывы, наблюдаемые здесь в палеозое, в мезозой не переходят. Рассматривая строение южных склонов Алайского хребта, мы видим,

что здесь на ряду со складками, наклоненными и опрокинутыми на север, имеются складки с наклоном и опрокидыванием на юг; таким образом, в этом районе в месте, где казалось наиболее ярко и отчетливо должна была бы быть выражена эта перестройка, мы этого не имеем.

Все указанные наблюдения и ряд аналогичных, здесь не перечисляемых, приводят к выводу, что региональное опрокидывание складок на север в палеозое осевой части Алайской системы есть результат

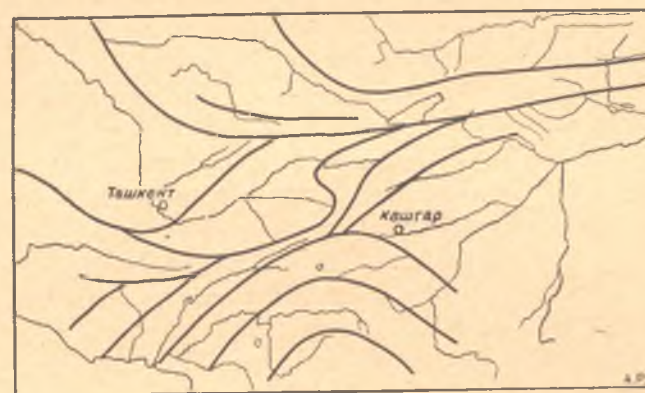


Схема основных простираний.

(Д. В. Наливкин, 1925).

Sketch of general trends.

(by D. V. Nalivkin, 1925).

вариссийских движений, а не альпийских. Отсюда, естественно, вытекает, что нет оснований говорить и о перестройке в обратном направлении этих складок, а учитывая указанные выше данные по геологии южных склонов Алайского хребта, и вообще о перестройке в обратном направлении южного Тянь-шаня Памиром.

Больше того, наши наблюдения и имеющийся литературный материал дают основания наметить определенное сходство в общем плане расположения основных структурных элементов вариссийских и альпийских на территории Южного Тянь-шаня и Северного Памира. Общность этих движений нами была выдвинута как проблема в противовес теории совершенной разносторонности давления и перестройки Тянь-шаня Памиром. Не будем касаться этого вопроса в данной статье, поскольку подробнее это можно найти в другой работе. Отметим лишь, что в Алайской системе выгнуты к югу и вариссийские структурные элементы и альпийские (рис., стр. 267), на Памире также все структурные элементы и палеозойские и мезозойские, в общем, выгнуты к северу.

О кашгарской виргации

Выше мы отмечали, что представление о надвигании масс Альпийского Памира на варисский Тянь-шань (Алай) обусловили пересечение тяншаньских простираний памирскими (рис., стр. 265).

„Простирание палеозоя в Алайском хребте, вызванное герцинской складчатостью, не совпадает с простиранием хребта, а режет его под острым углом. Благодаря этому все свиты, простираясь ВСВ — ЗЮЗ, уходят в Алайскую долину (рис., стр. 265). Казалось бы естественным ждать их продолжения в Заалайском хребте, но там ничего подобного нет. Там залегает мезозой и кайнозой сначала с широтным направлением, а дальше на восток с северозападным — юговосточным направлением, а на запад, в Бухаре, с югозападным — северовосточным. Вероятнее всего это объясняется тем, что на палеозой Алайского хребта, обладающий герцинским направлением складчатости, надвинуты с юга мезозой и кайнозой, обладающие другим направлением складчатости. Этот своеобразный контакт наблюдается и отмечен рядом исследователей: Клебельсбергом (1922), Д. И. Мушкетовым (1924) и многими другими. Нередко этот своеобразный контакт палеозоя и мезозоя, тянущийся более чем на 300 км, объясняется как гигантский сброс. Более вероятно, что это не простой сброс, а явление более сложное — типа гигантского шарнажа* [56].

Данное представление базировалось на юговосточном простирании мезозойских толщ Заалайского хребта. Однако, не было учтено наличие северовосточного простирания северной части Заалайского хребта. Маршрутом Ф. Н. Чернышева в 1903 г. в Кашгарию было констатировано наличие полосы мезозоя в районе Иркештама-Улугчата с северовосточным простиранием. Д. И. Мушкетовым эта полоса была прослежена от верховьев Улугчата к Иркештаму.

„Между Эгином и Иркештамом именно ясно виден прямой переход всех свит левого берега Кызыл-су, т. е. урюкских и учташских, т. е. южно-тяншаньских, на правый берег Кызыл-су в Мальтабар, т. е. восточную часть Заалайского хребта, причем видно, что разъединение хребтов чисто случайное, орографическое, вызванное эпигенетическим уклонением Кызыл-су прорывом настолько узким, что сверху это разъединение даже незаметно* [44].

Это привело к выводу, что „Заалайский хребет есть продолжение сходящихся здесь Тяньшаньских цепей, однако, от него и далее на юг начинают изменяться фации мезозоя* [44]. Кок-шаал южной — своей главной — массой проходит правильно в югозападном направлении в Заалайский хребет (рис., стр. 267) [44]. В последующих работах того же автора это не находит подтверждения. В работе 1932 г. отмечается, что

западным продолжением Куэи-луи географически является Заалайский хребет [52].

Таким образом, если взять указанные выше схемы Д. В. Наливкина (1916—1925 гг.), Д. И. Мушкетова (1919—1923 гг.), геологическую карту Туркестана (1925 г.), то нетрудно видеть, что основные вопросы строения этого важного района представлялись неясными. Работами последних лет получены новые данные по геологии этой части Заалайского хребта.

Полоса мезокайнозойских отложений, имеющаяся в средней части Заалайского хребта, шириной около 15 км, на востоке расширяется.

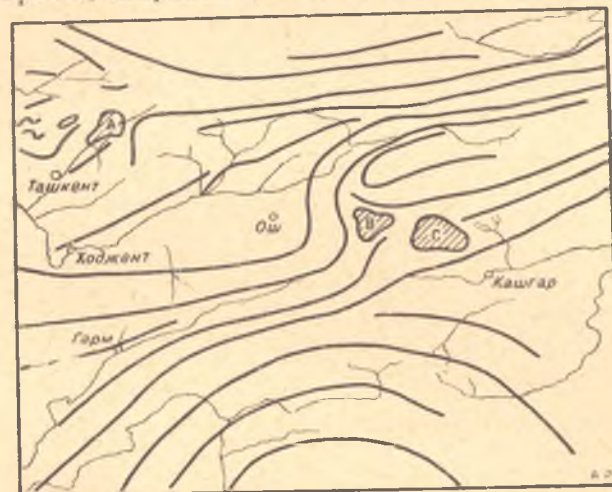


Схема тектоники Тянь-шаня и Памиро-Алая. Sketch of the tectonics of the Tian-Shan and Pamiro-Alai.

(по Д. И. Мушкетову, 1919).

(by D. I. Mushketov, 1919).

Уже на меридиане пика Заря Востока эти отложения слагают всю область от Кызыл-су до Маркан-су (свыше 50 км). Докембрия, изображенного в виде выступа на геологической карте 1925 г., нет; все сложено молодыми отложениями. Восточнее, в пределах Западной Кашгарии, по имеющимся литературным данным, эти отложения еще больше расширяются, слагая огромную площадь от Артыша до Янгигиссара.

Анализируя строение этой области от средней части Заалайского хребта на восток, мы видим следующие основные особенности. Все основные структурные элементы на востоке веерообразно расходятся. На севере наблюдаются простирания северовосточные, на юге — юговосточные, в средней части, — в общем, — широтные. Вместе с тем, с запада на восток изменяется характер строения. Сложные складчатые структуры, развитые на западе, на востоке сменяются более простыми,

разрывы затухают. По данным Футтерера, Чернышева, Мушкетова, Неуструева в районе Западной Кашгарии мы видим уже более молодые верхние горизонты мезокайнозоя, обладающие простым строением. Здесь мы имеем погружение осей складок на восток.

Здесь наблюдается то, что мы видим на западе в Югозападном Таджикистане и Узбекистане. По аналогии мы предложили для строения района восточной части Заалайского хребта, для Западной Кашгарии название „кашгарской виргации“. Таким образом, мы имеем между двумя основными дугообразными палеозойскими областями (на севере — Тянь-шань, на юге — Северный Памир) область развития мезокайнозойских отложений, имеющих указанное строение аналогичное наблюдаемому на западе, которое исключает представление о пересечении этих дуг. Этого здесь не наблюдается.

О времени дугообразного смятия Памира

Как известно, экспедициями Д. В. Наливкина и Гайдена было установлено дугообразное расположение основных структурных элементов Памира.

Последнее рассматривалось как результат особенно интенсивной здесь альпийской складчатости, как результат движения, шедшего с юга на север, получившего название памирского, движения горизонтального, молодого. Альпийская складчатость здесь затемнила более древние структуры, которые, по имевшимся ранее воззрениям, были образованы одним общим движением складок с севера на юг.

Представление о движении с севера на юг в древние эпохи складчатости для южных районов мы находим и в современных работах. Напр. Де-Терра, исходя из прежних представлений Д. Мушкетова, пытается найти в Куэн-луне первоначальное надвигание, шедшее в варисцийской орогении с севера на юг, но, не находя его, считает, что в этом повинна дальнейшая альпийская переработка хребта [52].

После работ на Памире в 1932 г. нами был поставлен вопрос об отсутствии перестройки в обратном направлении древних альпийских структур, о более древнем времени формирования дугообразной структуры Памира, об одновременности дугообразных структур Южного Тянь-шаня (Алайской горной системы) и Памира.

Основные соображения, приведшие нас к указанному выше положению, изложены в работе 1932 г. [38].

Поэтому остановимся здесь на них кратко и дополним теми новыми данными, какие по этому вопросу получены за последнее время.

Для разрешения вопроса о времени дугообразного смятия Памира исключительное значение имели характер, интенсивность и направле-

ние основных движений варисцийской и альпийской орогении. Положение о затемнении, затушеванности древних структур альпийскими движениями исходило из представления о слабом проявлении варисцийской и весьма сильной альпийской орогении. Выше подробно излагались те новые данные, какие мы имеем для суждения о характере этих движений. В настоящее время значение варисцийских движений в структуре палеозоя северной зоны Памира ни у кого не встречает возражения. Данные исследований последних лет позволяют совершенно определенно сказать, что и на Северном Памире, как и в Алае, палеозой смят в доальпийскую эпоху, его внутренняя структура обусловлена не альпийскими, а более древними движениями, появившимися неоднократно в период от кембрия до триаса. И те „складки, которые наблюдаются в палеозойских отложениях алайской и каракульской (Северный Памир) зон, отнюдь нельзя считать альпийскими“. „Области развития палеозоя, собранные в складки и консолидированные уже в варисцийское время, — алайская и каракумская зоны — при альпийских движениях не дали новых складчатых форм, но лишь разломы и перемещения глыб“ [83].

Палеозойские толщи Памира, дугообразно изгибаясь, переходят в Куэн-лунь. Для этой области значение варисцийских движений подчеркивает Де-Терра. По его данным, Западный Куэн-лунь представляет, по существу, верхнепалеозойское горное сооружение, обязанное варисцийской складчатости. Куэн-лунь весь относится к типу среднеазиатских горных сооружений, усложненных развитием больших альпийских разломов. Основная структура Куэн-луна — варисцийская.

Таким образом, нам представляется наиболее вероятным, что дугообразное расположение палеозойских толщ Памира в широком его понимании и основных структурных элементов, с ними связанных, является результатом доальпийских движений — варисцийских и древнекимммерийских. Альпийские движения лишь усложнили созданное более древними орогениями, а не перестроили в обратном направлении.

По какому плану были расположены структурные элементы, обусловленные доальпийскими движениями, — по общему с альпийскими (выпуклостью к северу) или по-иному, тяньшаньскому (выпуклостью к югу) — и вообще была ли тенденция дугообразного расположения этих элементов с выпуклостью к северу или, наоборот, имело место диаметрально противоположное направление смятия — выпуклостью к югу? Если мы предположили, что палеозой Памира имел дугообразное строение выпуклостью к югу (следствие одностороннего давления с севера в доальпийское время), то альпийские движения должны были их перестроить в диаметрально противоположном направлении применительно к наблюдаемому в настоящее время строению.

Ни фактический материал, имеющийся в настоящее время, ни самый характер альпийских движений не дают определенных указаний на процесс коренной перестройки палеозойской структуры альпийской складчатостью. Мы имеем в виду здесь коренную перестройку в обратном направлении, а не усложнения, которые могут быть и весьма значительные.

Напомним, что представление об исключительной интенсивности альпийской складчатости на Памире, а в частности в северной зоне, захватывающей одинаково всю область, в настоящее время, как мы видели выше, не подтверждается.

Области более сложного проявления альпийской орогении в мезозое располагаются определенными узкими полосами между широтными областями древних палеозойских толщ. Приуроченность зон более сложного строения мезозоя к определенным полосам между мощными массивами палеозоя, их локальность, отмечалась уже выше.

Представление о полной „затушеванности“, о полной перестройке варисцид альпидами на Северном Памире не подтверждается общим характером альпийских движений на Памире, об этом подробно излагалось выше (см. главу „Альпийская складчатость на Памире“).

Помимо сильного проявления варисцидских движений и наличия более простых альпийских структур, за то, что дугообразное строение Северного Памира наметилось в конце палеозоя — начале мезозоя и, во всяком случае, — до верхнего триаса, говорят и некоторые наблюдения над соотношением основных структурных элементов в палеозое и мезозое. Юрские отложения лежат на различных горизонтах палеозоя, в строении которых уже виден дугообразный изгиб. Юрские отложения покрывают структурные линии в палеозое (разрывы). Как пример, можно отметить контакт палеозоя и мезозоя в Заалайском хребте в районе Ат-джайляу и Маркан-су. Здесь мы имеем широтное и ВЮВ простирание отдельных полос палеозоя, с многочисленными разрывами (надвигами) того же простирания, подчиненными сложной складчатости в палеозое. Эти простирания и разрывы прослеживаются далее на запад, где дугообразно изгибаются. Здесь они покрываются юрой и переходят в, собственно, Дарваз.

В районе Ат-джайляу и Маркан-су палеозой от мезокайнозойской толщи отделяется разрывом. Разрыв сечет наискось полосы палеозоя, имея северо-восточное простирание.

Аналогичное простирание имеет и мезокайнозойская толща.

Более раннее время формирования дугообразного строения палеозойских толщ Северного Памира вытекает и из некоторых общих представлений, которые в настоящее время имеются об истории развития части центральной зоны Памира, именно Мургаб-Истыкского рай-

она. Напомним, как это представляется В. П. Ренгартену: „Изученная нами область, начиная с перми, рисовалась как несколько опущенная, постепенно прогибающаяся, эластичная зона между двумя приподнятыми более жесткими зонами Ваханского и Музкольского хребтов. Это была геосинклинальная депрессия, почти завершившая свой седиментационный и тектонический цикл и течение мезозоя. При ширине в 80—90 км мургаб-истыкская зона в периоды усиления тектонических



Схема распределения структурных элементов в Южном Тянь-шане и Северном Памире.

I—II—согласно теории перестройки Тянь-шаня Памиром; III—IV—согласно выдвигаемому положению о закономерном распределении; I и III—структурный план до альпийской складчатости; II и IV—структурный план после альпийской складчатости.

Стрелка указывает направление давления.

Sketch of the distribution of structural features in the Southern Tian-Shan and Northern Pamirs.

I—II—according the theory of rebuilding of the Tian-Shan by the Pamirs; III—IV—according the proposed theory of regular distribution; I and III—structural plane of the pre-Alpine folding; II—IV—structural plane of the post-Alpine folding.

The arrow shows the direction of pressure.

напряжений испытывала боковое давление и с севера и с юга со стороны более приподнятых жестких масс [84]. Если это так, если является возможным рассматривать строение киммерийской центральной зоны Памира, как зависящее от давления более северных районов древних массивов музкольской зоны, „большая жесткость и приподнятость которой по сравнению с изученной нами (В. П. Ренгартен) областью выступает достаточно отчетливо“, то отсюда вытекает, что внутреннее строение, расположение основных структурных элементов этих последних массивов должны быть сформированы ранее, должны связываться с варисцидскими движениями и более древними фазами киммерийских.

Таким образом, представляется наиболее вероятным, что формирование дугообразного строения Памира началось уже в палеозое и было обусловлено, в основном, поздневарисцидскими и древнекиммерийскими

движениями. Последующие альпийские движения лишь усложнили эту структуру. Но перестройки мы здесь не наблюдаем.

Таким образом, дугообразное изгибание прогибов основных тектонических элементов Памира представляется как результат движений ряда последовательных орогений. Начав формироваться в связи с варисцидскими движениями (рис., стр. 271), дугообразность Памира усиливалась последующими. Вместе с тем, мы должны отметить, что правильное изгибание всех структурных элементов мы не везде, не всегда наблюдаем. Имеются отклонения, несовпадения, перегибы, нарушения и т. д., иногда весьма крупные, обусловленные рядом причин. Но общий план дугообразного строения, в целом, на обширной территории Памира и прилегающих районов (Дарваз — Куэн-лунь) остается. То правильное расположение основных элементов, какое представлено на рис., стр. 271, надо, конечно, рассматривать как схему, задачей которой является передать идею постепенного формирования памирских дуг с участием древних движений.

Если мы обратимся к Южному Тянь-шаню, к Алайской горной системе, то увидим, что в строении палеозоя Алайского и Туркестанского хребтов наблюдается изгиб с выпуклостью к югу. Аналогичное расположение имеют структурные элементы и мезокайнозойские. Таким образом, особенности строения палеозойских толщ повторяются и в мезокайнозойских. Варисцидский возраст палеозойской структуры Алайской горной системы в настоящее время не вызывает сомнения. Таким образом, здесь мы имеем, в общем, полную несомненную закономерную связь расположения альпийских структурных элементов с варисцидскими.

Если основные особенности расположения осадочных структур элементов Алайской горной системы обусловлены варисцидскими движениями, усложненными альпийскими, если дугообразное строение Памира начало формироваться в палеозое и продолжилось в мезокайнозое, то отсюда можно говорить об одновременности структурных особенностей Памира и Южного Тянь-шаня. Отсюда исключается противопоставление Памира Южному Тянь-шаню как областей, дугообразное строение которых резко разновозрастно.

Общие выводы

В заключение, резюмируя все изложенное, можно следующим образом формулировать основные положения, ответить на те вопросы, какие были поставлены вначале:

1) вахшский сброс Клебельсберга как единая линия разрыва, идущая от югозападных отрогов Гиссарского хребта через Алай в Во-

сточный Тянь-шань как структурная линия, разделяющая две системы — Памир и Тянь-шань, в свете последних данных не подтверждается;

2) резкую границу между Алайской горной системой и Памиром на основании резко различного строения прилегающих областей провести нельзя; резкого различия в геологическом строении этих областей не наблюдается;

3) строение Памира неоднородно; различие между отдельными зонами Памира значительно больше, нежели между Северным Памиром и Алаем;

4) противопоставлять Памир северным районам, как нечто геологически однородное, целое, как резко отличную область, с резко различным строением, в частности, с одинаковыми исключительно интенсивными проявлениями альпийской (третичной) складчатости на всей территории не представляется возможным;

5) перестройка Памиром Южного Тянь-шаня не наблюдается; имеющиеся данные указывают на то, что дугообразное строение обеих систем может быть одновременным;

6) проблема взаимоотношения Памира и Южного Тянь-шаня должна перейти в новую фазу — должна смениться проблемой выделения отдельных зон на территории Южного Туркестана в целом.

ЛИТЕРАТУРА

1. А. А. Аверин. Работы Муксуейской подгруппы. Сб. Тадж. комп. эксп. 1932 г. 1933.
2. А. Д. Архангельский. Геологическое строение СССР. в. I и II. 1934.
3. И. Г. Баранов. О геологическом строении окрестностей озера Ранг-куль. Зап. Всес. мн. общ. 1933. № 2.
4. И. Г. Баранов. Геологическое строение юговосточной части Рангкульского района. Сб. Тадж.-Пам. эксп. 1933 г. 1934.
5. И. Г. Баранов. Геологические исследования в Рангкульском районе на Восточном Памире. ТПЭ 1933 г. в. XXXVI. Тр. эксп. 1935.
6. И. Г. Баранов. Массив Буз-тере. Сб. Тадж.-Пам. эксп. 1934 г. 1935.
7. К. И. Богданович. Геологические исследования в Восточном Туркестане. Тр. Тибетск. эксп. ч. II. СПб. 1892.
8. Б. А. Борнemann. Северный склон Заалайского хребта. Сб. Тадж.-Пам. эксп. 1934 г. 1935.
9. А. Р. Бурачек. К геологии Саятского каменноугольного месторождения. Изв. Всес. геол. разв. объедин. в. 80. 1931.
10. А. Р. Бурачек. Третичные континентальные отложения Югозападного Таджикистана. ТКЭ 1932 г. в. IV. Тр. эксп. 1934.
11. А. Г. Вологдин. Вахш-и-болё. Сб. ТКЭ 1932 г. 1933.
12. В. Н. Вебер. Геологические исследования в Фергане в 1909—1910. Изв. Геол. ком. 29. 1910.
13. В. Н. Вебер. Геологическая карта Средней Азии, Лист УП—6 (Исфара, северная половина). Тр. Всес. геол. разв. объедин. в. 194. 1934.

14. Н. Н. Дингельштедт. Коренные месторождения южного склона Заалайского хребта. Сб. Тадж. комп. эксп. 1932 г. 1933.
15. Н. Н. Дингельштедт. О геологии и рудообразовании Сауксайского золотоносного района на Северном Памире. ТКЭ 1932 г. в. I. Тр. эксп. 1934.
16. Н. Н. Дингельштедт. Геология Северокаракульского района. ТПЭ 1933 г. в. XXXIII. Тр. эксп. (Печатается.)
17. Г. А. Дуткевич и А. В. Хабаков. Пермские отложения Восточного Памира и палеогеография верхнего палеозоя Центральной Азии. ТКЭ 1932 г. Тр. эксп. в. VIII. 1934.
18. Г. А. Дуткевич. Геологические исследования в Шоркуль-Мыхаджирском районе ТПЭ 1933 г. в. XXXI. Тр. эксп. 1935.
19. Г. А. Дуткевич. Хребет Базар-дара. Сб. Тадж.-Пам. эксп. 1934 г. 1935.
20. Г. А. Дуткевич. Геологические исследования в бассейне Мургаба и Аличура. Сб. Тадж.-Пам. эксп. 1933 г. 1934.
21. Д. Л. Иванов. Краткий отчет о геологических исследованиях на Памире. Изв. Русск. геогр. общ. 2 серия, т. 25, стр. 255—258. 1886.
22. Н. В. Ионин. Хребет Базар-дара. Сб. ТКЭ 1932 г. 1933.
23. Б. М. Здорик. Геологические исследования фосфоритовых залежей Кургантюбинского района Таджикской ССР. Агроном. руды СССР, т. I, ч. 2. 1932.
24. Н. С. Каткова. Граниты Кудары. Сб. ТКЭ 1932 г. 1933.
25. С. И. Клушников. Геологические исследования в Магиан-Фарабском районе летом 1930 г. Изв. ГГРУ, в. 68. 1931.
26. С. И. Клушников. Аличур и Гуит. Сб. ТКЭ 1932 г. 1933.
27. С. И. Клушников. Геологические исследования на Южном Памире. Сб. Тадж.-Пам. эксп. 1933 г. 1934.
28. С. И. Клушников. Распространение третичных континентальных толщ на Южном Памире. ТКЭ 1932 г. в. III. Тр. эксп. 1933.
29. С. И. Клушников. Метаморфические толщи Южного Памира. Сб. Тадж.-Пам. эксп. 1934 г. 1935.
30. С. И. Клушников. Юговосточный Памир. Сб. Тадж.-Пам. эксп. 1934 г. 1935.
31. С. И. Клушников. Геологическое строение Юговосточного Памира. (Печатается.)
32. С. И. Клушников. Метаморфические толщи Югозападного Памира и полезные ископаемые, с ними связанные. (Печатается.)
33. Н. А. Кудрявцев. Геологическое строение южного склона Гиссарского хребта в районе г. Каратаг. Тр. Нефт. инст. сер. А, в. 23. 1932.
34. А. П. Марковский. Новые данные по стратиграфии и тектонике восточной части Зеравшано-Гиссарской горной области. Изв. ГГРУ, в. 50. 1931.
35. А. П. Марковский. Заалайский хребет. Сб. ТКЭ 1932 г. 1933.
36. А. П. Марковский. Массив Курумды. Сб. Тадж.-Пам. эксп. 1933 г. 1934.
37. А. П. Марковский. Основные результаты работ Восточно-Памирской геологической группы. Сб. Тадж.-Пам. эксп. 1933 г. 1934.
38. А. П. Марковский. О некоторой закономерности распределения тектонических элементов Памиро-Алая. ТКЭ 1932 г. в. II. Тр. эксп. 1934.
39. А. П. Марковский. Основные черты геологического строения средней части Центрального Таджикистана. ТКЭ 1932 г. в. IV. Тр. эксп. 1934.
40. А. П. Марковский. Геологические работы на Памире летом 1934 г. Сб. Тадж.-Пам. эксп. 1934 г. 1935.
41. А. П. Марковский. Южные склоны Алайского хребта. Сб. Тадж.-Пам. эксп. 1934 г. 1935.
42. Д. И. Мушкетов. Восточная Фергана. Изв. Геол. ком. т. XXX. 1912.

43. Д. И. Мушкетов. Поездка в Нарынский край и Кашгарию. Изв. Геогр. общ. т. 53, стр. 137—165. 1917.
44. Д. И. Мушкетов. О связи Тянь-шаня с Памиро-Алаем. Мат. по общ. и прикл. геол. в. 10, изд. Геол. ком. 1919.
45. D. Mouchketow. Sur la question du grand écrasement du Pamir. Livre jubilaire de la Soc. Géol. de Belgique. Liège. 1924.
46. Д. И. Мушкетов. Основные вопросы тектоники Туркестана. Бюлл. Моск. общ. исп. прир. Отд. геол. Нов. серия, т. 32, в. 3, стр. 181—211. 1923—1924.
47. Д. И. Мушкетов. Современные тектонические воззрения в связи с геологией Средней Азии. Изв. Геол. ком. XIV. № 1. 1926.
48. Д. И. Мушкетов. О надвигах в Заалайском и Алайском хребтах. Вести. Геол. ком. № 7, стр. 9—10. 1927.
49. Д. И. Мушкетов. Геологическая карта Средней Азии, Листы VI—7 и VII—7 (Восточная Фергана). Тр. Геол. ком. Нов. сер. в. 169. 1928.
50. Д. И. Мушкетов. Основные идеи в тектонике Средней Азии. Тр. III Всес. съезда геол. в Ташкенте. в. 1, стр. 45—51. 1930.
51. Д. И. Мушкетов. К тектонике Африки. Изв. Всес. геол. разв. объедин. в. 71. 1932.
52. Д. И. Мушкетов. Научные результаты германской экспедиции Тринклера и Де-Терра в Центральную Азию. Бюлл. научн.-иссл. раб. Средазгеоларазведки. № 3. 1933.
53. Д. И. Мушкетов. Современные представления о тектонике Средней Азии. Зап. Лен. горн. инст. т. VIII. 1934.
54. И. В. Мушкетов. Туркестан. т. II. 1905.
55. Д. В. Наливкин. Предварительный отчет о поездке летом 1915 г. в Горную Бухару и Западный Памир. Изв. геогр. общ. т. 52, стр. 203—237. 1916.
56. Д. В. Наливкин. Геологический очерк Туркестана. 1925.
57. Д. В. Наливкин. Обзор геологии Памира. Тр. Союзгеоларазведки. в. 182. 1932.
58. Д. В. Наливкин. Геологическое строение Памира. Тр. Союзгеоларазведки. в. 182. 1932.
59. Д. В. Наливкин. Новые данные и проблема геологии Средней Азии. Вести. Союзгеоларазведки. № 34. 1932.
60. Д. В. Никитин. Золоторудное месторождение на Памире. Мат. по общ. и прикл. геол. Изд. Геол. ком. в. 9. 1926.
61. Д. В. Никитин. Золотоносность Памира и Дарваза. ТКЭ 1932 г. в. I. Тр. эксп. 1932.
62. В. А. Николаев. К стратиграфии и тектонике северных цепей Тянь-шаня. Тр. III Всес. съезда геол. в Ташкенте. в. 1, стр. 107—121. 1930.
63. В. А. Николаев. К вопросу о характере альпийских движений в северных дугах Тянь-шаня. Геол. вестн. т. VI. № 4—6, стр. 18—23. 1929.
64. В. А. Николаев. Вулканизм в геологической истории Тянь-шаня. Тр. III Всес. съезда геол. в Ташкенте. в. 1, стр. 87—102. 1930.
65. В. А. Николаев. О важнейшей структурной линии Тянь-шаня. Зап. Всес. минер. общ. LXII, 1933.
66. В. А. Николаев. Петрология Памира. Сб. Тадж. комп. эксп. 1932 г. стр. 117—134. 1933.
67. В. А. Николаев. Геологическое строение северного склона Аличурского хребта. Сб. Тадж. комп. эксп. 1933 г. стр. 375—389. 1934.
68. В. А. Николаев и К. Н. Вендланд. Материалы к петрологии Памира. ТКЭ 1932 г. в. VII. Тр. эксп. 1934.
69. В. А. Николаев. О новейшем вулканизме Памира и Тянь-шаня. Тр. ТКЭ. в. VII. 1934.

70. К. Н. Паффенгольц. Геологическое строение Южнокаракульского района Восточного Памира. Сб. Тадж.-Пам. эксп. 1933 г. 1934.
71. В. Н. Огнев. Геология Северной Ферганы. Мат. по геол. и геохим. Тянь-шаня. в. V. изд. Ак. Наук. 1935.
72. В. И. Попов. Южные склоны Дарвазского хребта. Сб. Тадж. компл. эксп. 1932 г. 1933.
73. В. И. Попов. Месторождения золота Восточного Таджикистана. ТКЭ 1932 г. в. I. Тр. эксп. 1934.
74. К. Н. Паффенгольц. Геологический очерк южной части бассейна озера Каракуль. (Печатается.)
75. К. Н. Паффенгольц. Ледник Федченко. (Печатается.)
76. К. Н. Паффенгольц и М. Н. Шабалкин. Геологический очерк бассейнов ледника Федченко и р. Танымас. Сб. Тадж.-Пам. эксп. 1934 г. 1935.
77. В. П. Ренгартен. Мезозой Восточного Памира. Сб. Тадж. компл. эксп. 1932 г. 1933.
78. В. П. Ренгартен. Геологическое строение района Мургаб-Истык. Сб. Тадж.-Пам. эксп. 1933 г. 1934.
79. В. П. Ренгартен. Заалайский хребет. ТКЭ 1932 г., в. II. Тр. эксп. 1934.
80. В. П. Ренгартен. Геологическое строение района Мургаб-Истык на Восточном Памире. ТПЭ 1933 г. в. XXII. Тр. эксп. 1935.
81. А. А. Сауков. Ванч и Язгулем (Дарваз). Сб. Тадж. компл. эксп. 1932 г. 1933.
82. А. В. Хабаков. Восточная часть Музкольского хребта. Сб. Тадж. компл. эксп. 1932 г. 1933.
83. Н. П. Херасков. Тектонический очерк югозападного окончания Гиссарского хребта и некоторых принадлежащих к нему районов. Бюлл. Моск. общ. исп. прир. Отд. геол. т. X (3-4). Нов. сер. т. XI. 1932.
84. Ф. Н. Чернышев. Дневники поездки в Кашгарию в 1903 г.
85. П. К. Чихачев. Предварительный отчет о работах 1929 г. в Сталинабадском районе (Таджикистан). Изв. ГГРУ. I. в. 35. 1931.
86. П. К. Чихачев. Тектоника Югозападного Таджикистана. ТКЭ 1932 г. в. IV. Тр. эксп. 1934.
87. П. П. Чуенко. Материалы по геологии Южного Дарваза. Изв. Геол. ком. т. XLVIII. № 8-10. 1929.
88. П. П. Чуенко. К тектонике югозападных отрогов Гиссарского хребта. Изв. ГГРУ. в. 33. 1931.
89. П. П. Чуенко. Западная часть Музкольского хребта. Сб. Тадж. компл. эксп. 1932 г. 1933.
90. П. П. Чуенко. К стратиграфии мезозоя Памира. ТКЭ 1932 г. в. II. Тр. эксп. 1934.
91. П. П. Чуенко. К геологии Западной части Музкольского хребта. ТКЭ 1932 г. в. III. Тр. эксп. 1934.
92. Д. И. Щербаков. Восточная часть хребта Петра Великого. Сб. [Тадж. компл. эксп. 1932 г. 1933.
93. Я. С. Эдельштейн. Верхнемезозойские слои Дарваза. 1907.
94. Г. Л. Юдин. Новейший вулканический цикл и палеогеографический очерк Памира. Пам. эксп. 1930 г. Тр. эксп. в. II (12).
95. Г. Л. Юдин. На Кударе и Бартанге. Сб. Тадж. компл. эксп. 1932 г. 1933.
96. Г. Л. Юдин. О геологическом строении Центрального Памира. Изв. Союзгео-разведки. т. 51. в. 41. 1932.
97. E. Argand. La tectonique de l'Asie. C. R. XIII. Congrès Géol. Intern. 1925.

98. Hayden. Notes on the Geology of Chitral, Gilgit and the Pamir. Rec. Geol. Surv. India. 45. 4. 1916.
99. Gröber. Der Südliche Tian-Schan. Penck's Geogr. Abh. 10, 1914.
100. H. de Terra. Geologische Forschungen im Westlichen K'un-lun und Kara-Korum-Himalaja. Berlin. 1932.
101. Futterer. Durch Asien. Bd. II. 1903.
102. Keidel. Geol. Unters. im Südlichen Tian-Schan. Neues Jahrb. Bellage Bd. 22. 1916.
103. Kossmat. Bezeichnungen zwischen varistischen und alpinen Faltungen in Europa und Asien. Тр. III Всес. съезда геол. в Ташкенте. в. I. 1930.
104. F. Machatschek. Landeskunde von Russisch. Turkestan. Stuttgart. 1921.
105. G. Prinz. Ergebnisse der Forschungsreisen durch Inner-Asien. 1928.
106. Nöth. Wissenschaftliche Ergebnisse der Alai-Pamir Expedition 1928. Berlin. 1932.
107. Stille. Über europische-zentralasiatische Gebirgszusammenhänge. Aus den Nachr. d. Gesellsch. d. Wissensch. zu Göttingen. Math.-phys. Klasse. 1928.
108. Stille. Formenfolgen der tectonik in Mitteleuropa und Zentralasien. Тр. III Всес. съезда геол. в Ташкенте в. I. 1930.





A. MARKOVSKY
**ON THE INTERRELATIONS OF THE PAMIRS AND THE
 TIAN-SHAN**
 (Summary)

Among the general geological problems of Central Asia one of the most interesting is that of the interrelations of the Pamirs and the Southern Tian-Shan. In the present paper the writer is exposing certain new data obtained in the result of recent explorations in the Pamirs and the Alai Range, affording interest for the elucidation of some points of that great problem.

An opposition of the south to the north, i. e. of the Pamirs to the Tian-Shan, may be found to be expressed in different ways in a number of the existing tectonic schemes of the Central Asia. The conception of these regions as being the contrary, or the antithesis of each other arose as long ago as Richthofen's times, and the tendency to account in this way or another for the fact of this antithesis has been a leading idea to whose development much attention was given.

The principal view which has long been prevailing in literature, is a notion of a sharp difference between the Southern Tian-Shan (the Alai mountain system) and the Pamirs. The Southern Tian-Shan presents an ancient folded region created by Variscian (and earlier) movements from the north, and having the structure of an arc with its convexity directed southwards. The Pamirs present a young folded region owing its structure, in the form of an arc having its convexity directed northwards, to Alpidian movements connected with a thrust from the south. Both regions are the opposite of each other possessing a different structure and having nothing in common with each other.

From this viewpoint it has been but natural to endeavour to find some sharply pronounced boundary between these regions, i. e. the Pamirs, or the Central Asiatic Alps, and the Alai mountain system, their foreland.

For such boundary was taken the Vakhsh fault proposed by Klebelsberg. According to the latter's conception from the southwestern

part of the Guissar Range, across the Alai, a fault is extending as far as Kashgaria; this fault was regarded as playing a prominent part in the structure of Central Asia. The Vakhsh fault has been represented in a number of Russian and foreign tectonic schemes, comprehended as a line of demarcation between two structurally different regions.

Explorations of recent years do not confirm the existence of such a fault or of such a disruption showing the above mentioned development and having the significance of a tectonic line of the first order.

In the Guissar Range, where, in the region of the presumed Vakhsh fault, disjunctive dislocations traceable for some distance are now and then observed, the significance of these dislocations does not exceed that of a common marginal overthrust, lost among a great many similar overthrusts which are increasing in strength both to the north and to the south of that „line“.

Farther east, in the region of the Alai Range no such disruption or transverse fault is to be observed.

The view, as to the Pamirs being the opposite of the South Tian-Shan Range was based upon the sharply different structure of these regions. In particular, the Pamirs have been distinguished as a region of exclusively intense manifestation of the Alpidian (Tertiary) orogeny.

In the light of new data the structure of the Pamirs appears not to be uniform. At present we are able to distinguish here a series of zones which are distinct both in their structure and development history and, besides, possessing different Alpidian structures. The differences between these zones are by far more significant than those between the northern regions of the Pamirs and the adjacent parts of the Alai mountain system. And thus, we cannot at present consider the Pamirs as a single unit.

Analyzing the structure of the northern Pamirs and of the Alai Range the writer is noting that in spite of the existing specific peculiarities of structure of these regions it is impossible to draw a sharp demarcation line between them.

The writer, moreover, gives much attention to the analysis of the manifestations of Alpidian movements in the Pamirs and in the Alai Range.

Examining the different structures resulting from the Alpidian movements on the territory of the Pamirs the writer is noting that they are not uniform. Besides more complex ones there are also simple structures connected with late Alpidian Tertiary phases. To be observed in the northern Pamirs are structures having many features in common with those exhibited in the Alai system.

The structure of the Transalai Range is distinguished by its greater complexity both from the more southern and more northern ranges. Inte-

resting are the peculiar structural characters of the eastern part of the Transalai Range.

In that part all the structural elements are seen to diverge eastwards, the general intensity of the folding gradually relaxing in the same direction (the Kashgar virgation).

The peculiarities in the structure of that region exclude the conception of the Pamirian arcs crossing here those lying farther northwards and producing great disruptions with horizontal displacements.

In this new light the question of the time of the formation of the arc-like structure of the Pamirs is set up, in particular of that of its northern part. The writer is developing the proposition as to the arcuate structure of the Pamirs having begun to be formed already in connection with Variscian and early Cimmerian movements. By subsequent movements belonging to the Alpidian orogeny proper these structures have been complicated. There also arises the question as to the contemporaneity of the formation of the Pamirian and Alai arcs.

The principal theses developed by the writer in the present paper may be formulated as follows:

1) The Vakhsh fault conceived as a single disruption line extending from the southwestern branches of the Guissar Range, across the Alai and along the outskirts of the Eastern Tian-Shan, i. e. as a structural line dividing two systems, that of the Pamirs and that of the Tian-Shan, is not confirmed by the evidence of the new data recently obtained.

2) It is impossible to draw a sharp boundary between the Alai mountain system and the Pamirs, basing upon a sharp difference in the structure of adjacent regions.

3) The structure of the Pamirs is not uniform. The difference between the separate zones of the Pamirs is greater than between the Northern Pamirs proper (the Kara-Kul zone) and the Alai Range.

4) It is impossible to oppose the Pamirs to the Northern regions, as a homogeneous unit, as a sharply different region with quite a different structure, particularly as a one showing exclusively intense manifestations of Alpidian movements.

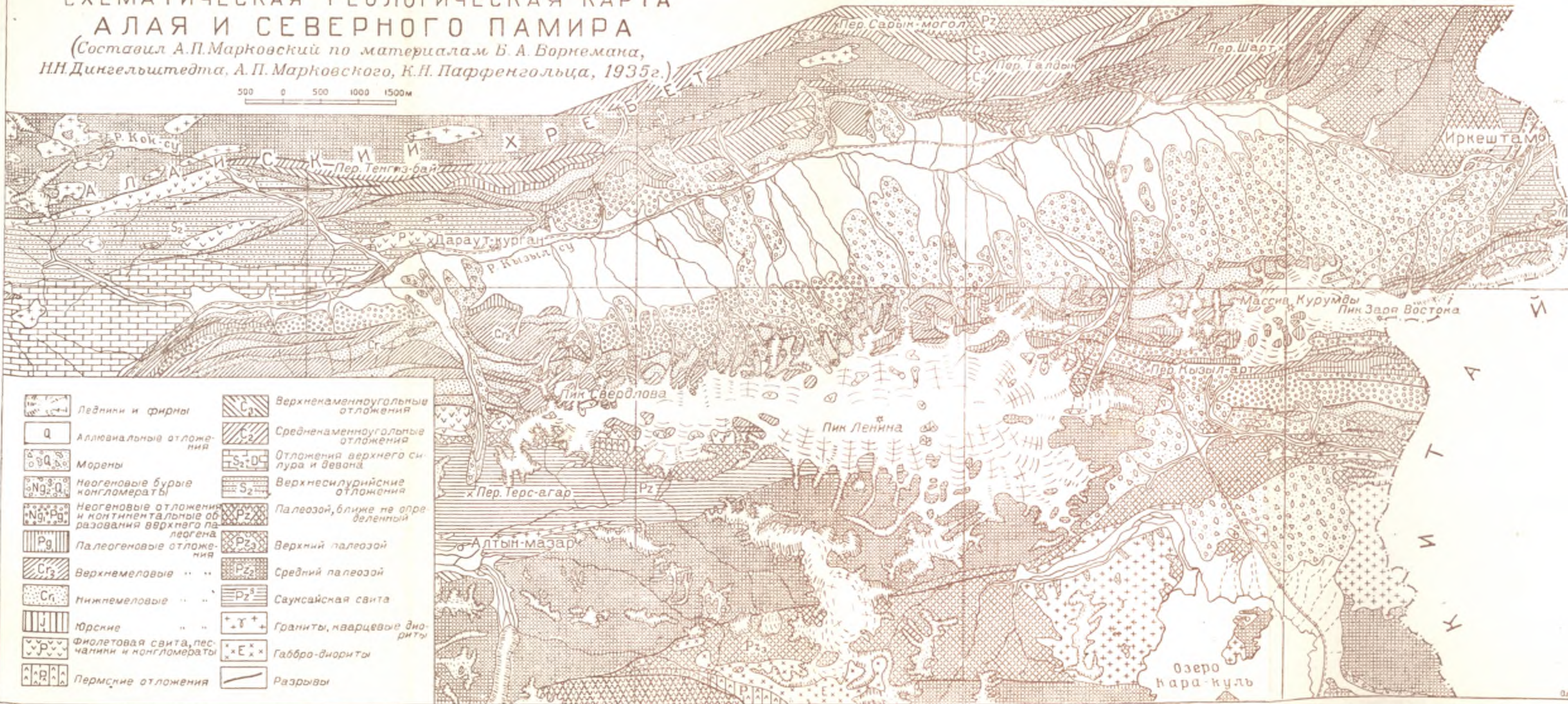
5) No reconstruction of the southern Tian-Shan by the Pamirs is to be observed. There are data pointing to the possibility of the arcuate structure of both systems being contemporaneous in age.

6) The problem of the interrelations of the Pamirs and of the Tian-Shan must pass into a new phase of its development; it must be succeeded by that of the establishment of separate zones on the territory of the southern part of Central Asia as a whole.

СХЕМАТИЧЕСКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА АЛАЯ И СЕВЕРНОГО ПАМИРА

(Составил А.П.Марковский по материалам Б.А.Борнемана,
Н.Н.Дингельштедта, А.П.Марковского, К.Н.Парфенгольца, 1935г.)

500 0 500 1000 1500м



	Ледники и фирны		Верхнекаменноугольные отложения
	Аллювиальные отложения		Среднекаменноугольные отложения
	Морены		Отложения верхнего силура и девона
	Неогеновые бурые конгломераты		Верхнесилурийские отложения
	Неогеновые отложения и континентальные образования верхнего палеогена		Палеозой, ближе не определен
	Палеогеновые отложения		Верхний палеозой
	Верхнемеловые ..		Средний палеозой
	Нижнемеловые ..		Сауксайская свита
	Юрские ..		Граниты, кварцевые диориты
	Фиолетовая свита, песчаники и конгломераты		Габбро-диориты
	Пермские отложения		Разрывы



А. В. МОСКВИН

СВЯЗЬ ОРУДЕНЕНИЯ С ВУЛКАНИЧЕСКИМИ ПОРОДАМИ АЛАЙСКОГО ХРЕБТА

Введение

Вопрос о связи рудных процессов какого-либо района с его изверженными породами принадлежит к числу наиболее глубоких геологических обобщений. Такое обобщение пользуется выводами двух различных дисциплин — учения о полезных ископаемых и петрологии, — и должно быть основано на очень детальном изучении как изверженных горных пород, так и всего комплекса рудных проявлений района. Являясь при этих условиях выводом основных закономерностей металлогенеза в их локальном преломлении для данного района, оно может служить руководством для поисков и перспективной оценки месторождений. С этой точки зрения сравнительная изученность Алайского хребта оказывается на сегодняшний день далеко неудовлетворительной и мало пригодной для обобщений. Особенно бросаются в глаза неравномерность исследований по площади и часто узкий прикладной их характер. Систематическому и разностороннему изучению с геологической картой в масштабе 1:400 000 были подвергнуты только северные склоны центральной части [4]¹. В пределах их хорошо разработаны тектоника и стратиграфия, но несколько отстает изучение изверженных горных пород. В части петрографической характеристики последних их необходимо отметить полное отсутствие количественных данных по минералогическому и химическому составу. Работой, к сожалению, совершенно не затронута южная высокогорная полоса и соответствующие склоны хребта. Следующая геологическая карта того же масштаба (1:420 000) относится уже к северо-восточному району и захватывает только узкую полосу северных склонов Алая в его восточной оконечности [17]. На этом кончаются капитальные геологические работы, связанные с систематическим площадным картиро-

¹ Цифры в прямых скобках соответствуют порядковым номерам списка „Литература“.

ванием. Дальше идут случайные статьи, посвященные отдельным районам. В распределении их по темам и площади тоже наблюдается большая неравномерность. Так напр., в связи с наличием промышленно интересных сурьмяно-ртутных месторождений достаточно освещены в литературе северные предгорья. Сравнительно равномерно изучена за последние годы самая западная оконечность и примыкающие к ней Туркестанский и Зеравшанский хребты. Однако, изученность распространяется только на месторождения полезных ископаемых и мало затрагивает петрографию изверженных пород. Обратная картина имеет место в районах, прилежащих к Алаю с востока. Здесь имеется обширный материал для петрографической характеристики [23], но зато совершенно отсутствуют какие-либо систематические наблюдения над рудообразованием.

Резюмируя литературный материал по району, нельзя не отметить и некоторые недостатки внутреннего содержания, часто зависящие от узости трактуемых тем и усложняющие задачу обобщения. При описании месторождений полезных ископаемых обычно отсутствуют результаты минерографического исследования, точные качественные анализы рудной массы и детальные указания на парагенетические соотношения — как раз те данные, которые должны лежать в основе сравнений для вывода закономерностей распределения и концентрации. Еще хуже обстоит дело с петрографическими описаниями. Ряд авторов отдает предпочтение количественному минералогическому составу, оставляя в стороне чисто химические особенности. В других описаниях наблюдается как раз обратная картина. Такая пестрота материала исключает возможность использовать его для целей сравнения хотя бы в форме вариационных диаграмм для вывода основных и сериальных признаков пород. В подавляющем большинстве случаев петрографические описания носят чисто качественный характер без количественных данных по химическому и минералогическому составу. Учитывая известный субъективизм в классификациях отдельных авторов и некоторую расплывчатость петрографической терминологии, трудно установить истинные генетические типы и количественные соотношения их в общем магматическом комплексе. Крупный недостаток наблюдается в описаниях морфологического типа интрузий и в указаниях на их возрастные признаки. Оба последних вопроса можно считать для Алая почти еще незатронутыми.

Учитывая вышеуказанные недостатки, в предлагаемой работе для целей сравнения и вывода основных закономерностей выделена только центральная часть Алайского хребта, представленная на карте (стр. 328). Такой выбор является результатом несколько большей концентрации здесь чисто количественного материала, допускающего уверенную

параллелизацию. Известную роль играет также личное знакомство автора с отдельными участками района. Благодаря этому некоторые неясности в литературных указаниях могли быть частично восполнены личными наблюдениями. На карте района (стр. 328) указаны границы распространения изверженных горных пород и рудные месторождения. Из числа последних только пять нанесены по литературным источникам, а остальные были лично осмотрены автором. При нанесении границ изверженных пород широко использованы упомянутые выше геологические карты В. Н. Вебера и Д. И. Мушкетова. На основании работы автора в 1930—1934 гг. в них внесены некоторые изменения и дополнения, в особенности в южной части карты. Недостаточно проверенные или внушающие сомнения границы изверженных пород нанесены пунктиром. Площади, околонтурные по литературным источникам и недостаточно ясно характеризованные петрографически, оставлены без условных обозначений. Помещенные внутри некоторых границ условные значки с вопросом указывают на вероятность присутствия здесь соответствующего типа пород.

Алайский хребет, даже во всем его целом, не может рассматриваться вполне изолированно вне связи с другими районами Средней Азии. Выводы, полученные на узко локальном материале, неизбежно будут нуждаться в поправках более широкого масштаба. В пределах картированной области можно подметить несколько своеобразных особенностей как петрологического, так и металлогенического характера. Учитывая их устойчивую повторяемость, можно считать, что они являются показателем того локального преломления, которое претерпели магматические процессы Средней Азии в геологической обстановке Алая. Как руководящие признаки особенностей металлогении они положены в основу даваемых в работе обобщений.

Изверженные породы

Подавляющее большинство рудных месторождений Алая обязано своим происхождением магматической деятельности. В силу этого естественно, что общая картина металлогенеза района в значительной степени определяется особенностями изверженных горных пород как родоначальных очагов концентрации и агентов распределения рудных элементов. Для вывода грубых обобщений, целью которых служит настоящая работа, в чисто петрографических описаниях необходимо внести некоторую схематизацию. С этой точки зрения всю совокупность изверженных пород картированной части Алая рационально подразделить на три больших самостоятельных группы:

- 1) породы излившиеся,

- 2) щелочные породы: а) граниты и б) сиениты,
3) гранодиориты.

Как видно будет ниже, такая группировка не только отвечает особенностям описываемых пород, но совпадает и со своеобразием их металлогенической деятельности. На карте (стр. 323) излившиеся породы не отмечены совершенно, так как в силу особенностей залегания границы их распространения с трудом поддаются учету. Остальные три представителя, относящиеся к интрузивному комплексу, имеют соответствующие обозначения.

С петрографической точки зрения выделение излившихся пород в самостоятельную группу вполне естественно. Что касается деления интрузивных представителей на два независимых ряда, то оно произведено по следующим основаниям. На первом месте нужно, конечно, поставить особенности минералогического состава. Они вполне отвечают тем представлениям, которые связаны в петрографической терминологии с вышеперечисленными породами и будут подробно изложены ниже. Вторым основанием для деления служит резко выраженная разница в химическом составе, заставляющая рассматривать оба ряда как вполне самостоятельные магматические образования. Особенно бросается в глаза распределение щелочей. Среднее содержание их ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) в гранодиорите порядка 6%, причем калий и натрий находятся почти в равных соотношениях ($\text{Na}_2\text{O} \approx \text{K}_2\text{O}$). Для сиенитов и гранитов сумма щелочей колеблется от 11.5 до 14%, причем у гранитов обычно наблюдается преобладание калия над натром ($\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$), а щелочные сиениты в большинстве представителей характеризуются обратным соотношением ($\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$). Другая особенность химического состава касается резко пониженного содержания щелочных земель для щелочных представителей. Если в гранодиорите мы имеем нормальное содержание кальция ($\text{CaO} \approx 5.5\%$) и магния ($\text{MgO} \approx 2.5\%$), то для щелочных сиенитов $\text{CaO} < 0.5\%$ и $\text{MgO} < 0.1\%$, а для щелочных гранитов $\text{CaO} < 0.7\%$ и $\text{MgO} < 0.3\%$. Содержание полуторных окислов в грубых цифрах отвечает средним значениям, даваемым в литературе для рассматриваемых групп пород. Приведенный цифровой материал является результатом сравнения семи анализов гранодиорита из различных пунктов района и восьми анализов щелочных представителей, также относящихся к отдельным интрузиям. Заканчивая изложение химических особенностей, необходимо отметить некоторую разницу в содержании летучих компонентов. Для всего интрузивного комплекса характерно присутствие фтора. Особенно богатство им наблюдается в ряду щелочных сиенитов (Джуры-сай). Последние вместе со щелочными гранитами обогащены также углекислотой и водой. Граниты и гранодиориты отличаются повышенным

содержанием бора. Для щелочных гранитов он является постоянным спутником, выделяясь в контактах и пегматитах. В гранодиоритах бор также встречается довольно часто, а в одной из интрузий (Чал-куйрюк) присутствует в исключительно больших количествах, давая насыщенные аксинитом скарновые образования.

Следующим основанием для деления интрузивного комплекса нужно считать количественные соотношения и особенности пространственного распределения гранодиоритов и щелочных пород. Приведенная карта (стр. 323) наглядно показывает, что гранодиорит является господствующей породой района. Количественное преобладание его станет еще более ясным, если учесть опущенные на карте мелкие дайки и куполы, расширяющие пределы картированных массивов или указывающие на еще не вскрытые эрозией крупные гранодиоритовые интрузии (верховье Аустана). На фоне повсеместно присутствующего гранодиорита выходы щелочных пород представляют собой изолированные пятна сравнительно небольших размеров. Они закономерно ориентированы в широтном направлении (вдоль по оси хребта), встречаются на всем протяжении карты и не могут рассматриваться как случайные образования. Если отрешиться от картированной части хребта и посмотреть на его продолжение к западу до восточной оконечности Зеравшана, то своеобразие в распределении щелочных пород окажется еще более разительным. В направлении с запада на восток можно перечислить следующие выходы: Тагобы-собак [24, 27], верховья Кшемыша [22, стр. 26], ледник Райгородского [2, 18], Ак-терек, Ходжа-ачкан и Джуры-сай [12, 16], Алауддин, Южный Кара-казык, верховья Исфайрама [13] и район Уларле. Получается устойчивая широтная цепочка, доказывающая, что в магматической истории Алая отщепление магмой ее щелочных дериватов носило вполне закономерный характер¹.

В связи с особенностями распределения можно отметить еще одно обстоятельство, дающее право рассматривать группу интрузивных пород как состоящую из двух самостоятельных рядов. Основание к такому заключению имеется в чисто морфологических особенностях внедрения, свойственных гранодиориту и щелочным породам. Хотя морфология интрузивов Алая почти не затронута изучением, но даже при беглом осмотре массивов бросается в глаза наличие самостоятельных форм только у пород гранодиоритового ряда. Среди них можно наме-

¹ Работами автора в 1935 г. значительно расширена область развития щелочных пород в центральной части Алая. Независимые интрузии нефелиновых, содалитовых и канкринитовых сиенитов установлены в районе Иштан-салды в бассейне Об-и-зан-коу, в верховьях Южного Тутэка и по рекам Дувава-су и Дара-и-пиоз в бассейне Ярхыча.

тить батолит Кичик-алайского хребта [17, стр. 29], массив Мошиляна в бассейне Шахимордана [4, стр. 81] и Шах-дар в бассейне Кок-су. Правда, оба последних не обладают достаточно крупными геометрическими размерами, но обнаруживают все типичные формы батолита. Во всяком случае, даже мелкие выходы гранодиорита редко подчиняются местным особенностям тектоники, а чаще сами ее определяют. Совершенно обратная картина имеет место для щелочных представителей магмы. В интрузиях их вообще отсутствуют морфологически классифицируемые формы и отдельные массивы представляют собой как бы результат пассивно выжатой магмы. Наблюдения показывают совпадение этого рода интрузивной деятельности с эпохой особенно сильных орогенических движений хребта. В силу этого щелочные массивы в своем распространении часто ориентируются мелкими, чисто локальными тектоническими нарушениями.

Переходя к петрографическому описанию изверженных пород, необходимо оговориться, что в него включено несколько представителей, неизученных в коренном залегании. В частности это относится к очень своеобразному горному узлу, который расположен в центральном хребте Алая между верховьями Уларле (правый приток Ак-буринского Кичик-алая) и ледником Кара-сель (левый приток Кичик-алая Исфайрамского). В моренных выносах последнего ледника в большом количестве присутствуют все три представителя интрузивных пород, которые считаются характерными для Алая. Находка новых щелочных массивов представляет большой интерес, и поэтому породы указанного района включены в описание на основании найденного обломочного материала. Учитывая полную петрографическую неизученность юговосточной оконечности Алайского хребта, массив Уларле условно показан пунктиром на карте (328). Также условно показаны в нем и все три типичных представителя магмы. Ниже приводится петрографическое описание изверженных пород района, причем последние рассматриваются в том порядке, который намечен классификационной схемой в начале главы.

Излившиеся породы

Эта группа в пределах Алая отличается наименьшей изученностью как со стороны распространения, так и по составу. Положение осложняется тем, что в ряде литературных источников, особенно касающихся полезных ископаемых, отсутствует отчетливое деление между, собственно, излившимися породами и различными жильными представителями, имеющими эффузивный облик, но заведомо относящимися к гипабиссальной фазе интрузий. Если отбросить такие сомнительные случаи, то можно сказать, что в эффузивах Алая одинаково широко

встречаются представители кислой и основной магмы. Количественно подчиненное положение занимают ультраосновные породы, обнаруженные только в северных предгорьях хребта. В качестве кислых представителей чаще всего присутствуют альбитофиры и кварцевые альбитофиры иногда со значительным содержанием микролитов ортоклаза в основной массе. Основные эффузии представлены, преимущественно, породами диабазового состава, но с рядом отклонений, дающих право приписывать им специальные названия [4, стр. 216]. Чаще всего — это обыкновенные авгитовые диабазы с хлоритом и кислым плагиоклазом. Обогащаясь альбитом, они переходят в, собственно, альбитовые диабазы и в излияниях подводного типа дают начало спилитам. Последние очень характерны для района и констатированы в целом ряде пунктов (среднее течение Турука, овраг Сассык в бассейне Айрбаза, Хайдарканская долина). На ряду с авгитовыми встречаются оливиновые диабазы, дающие в жильных представителях породы типа пикрита. Значительно реже наблюдаются диабазовые порфириты, иногда с хорошо выраженной интерсертальной структурой (район Уч-курмана). Характерной особенностью излившихся пород Алая служит строгая приуроченность их к песчано-сланцевым толщам. Они образуют небольшие покровы и чаще пластовые залежи. Последние обладают малой мощностью, но иногда очень большим простираем. Во вмещающих сланцевых свитах они дают широтно вытянутые полосы до нескольких километров длиной.

Щелочные породы

Щелочные граниты. В вышеприведенной классификации пород района эта группа объединена со щелочными сиенитами. Особенности залегания и наличие промежуточных членов не дают оснований приписывать тем и другим вполне независимое, самостоятельное происхождение. Тем не менее, учитывая наличие отдельных и однородных интрузий гранита и сиенита, в петрографическом описании рационально рассматривать каждую группу самостоятельно.

Во всех трех выходах, помещенных на карте, щелочные граниты представлены крупнозернистыми, преимущественно, лейкократовыми разностями. Количественно преобладают: калиевый полевой шпат (ортоклаз) и кислые плагиоклазы до № 10. Только в интрузии по Исфайраму встречаются представители с плагиоклазом № 22 [13, стр. 257]. В качестве цветной составной части постоянно присутствует биотит и в подчиненном количестве щелочная роговая обманка. Для интрузии по Алауддину и в районе Уларле — это рибекит. В массиве по Исфайраму щелочной характер амфибола не подлежит сомнению, но природа его точно не установлена; в некоторых разностях по оптическим кон-

стантам он близок к гастингситу. В качестве акцессорных минералов встречаются: апатит, циркон, ортит, магнетит и титанит. Со стороны полевошпатовой составной части во всех интрузивах очень распространенным явлением служит своеобразная структура прорастания ортоклаза и микроклина, напоминающая микропегматит [13, стр. 258]. В настоящее время неясно, следует ли рассматривать ее как микропегматитовую или относить к мирмекитовому пертиту. Несомненно, только, что она представляет собой устойчивое явление и стоит в непосредственной связи с особенностями генезиса всей группы пород. Характерным для всех щелочных гранитов района служит непостоянное содержание свободного кварца. Оно колеблется от 25% почти до нуля, причем колебания наблюдаются в пределах почти каждого интрузива. Так, напр., в массиве Алауддина южные части содержат до 25% свободного SiO_2 ; в направлении к северу содержание его прогрессивно падает и в северной оконечности опускается до 8—10%. Еще более резкая картина имеет место в интрузии по Исфайраму. Здесь щелочные граниты через целую серию незаметных переходов, постепенно теряя кварц, превращаются в типичные щелочные сиениты, почти не содержащие свободного SiO_2 . Такое поведение кварца служит одним из оснований, исключающих для обеих пород возможность вполне раздельного, самостоятельного происхождения.

Заканчивая описание щелочных гранитов, необходимо отметить богатство их летучими компонентами, а также склонность к образованию крупнозернистых пегматоидных разностей и нормальных пегматитов. Всю южную оконечность Алауддинского массива, выходящую в долину Кок-су, можно, напр., рассматривать как сплошной пегматит.

Щелочные сиениты. Входящие в эту группу породы характеризуются крупнозернистой панидиоморфной структурой, большим содержанием летучих компонентов и сильно лейкократовым habitus'ом. Меланократовые выделения встречаются или только вблизи глубинных контактов со сланцами [12, стр. 54—59], представляя собой, может быть, результат реакционного эффекта [3, стр. 192], или как шпировые образования, дающие породы, близкие к эссекситам [13, стр. 259]. В ряде массивов наблюдается небольшое содержание свободного кварца. Некоторые разности Южного Кара-казыка дают содержание SiO_2 до 5%; на Исфайраме, как указано выше, присутствуют переходные члены от щелочного гранита до сиенита, а в массивах по Джуры-саю и Ходжа-ачкану свободный кварц вообще не встречается. Не обнаружен он также и в образцах из верховьев Кара-сея. Преобладающим минералом породы служит калиевый полевой шпат, представленный микроклин-пертитом (Джуры-сай, Ходжа-ачкан), ортоклазом (Исфайрам и Кара-казык) и, реже, нерешетчатым микроклином. Плагноклазы отно-

сятся к кислым разностям. Для Ходжа-ачкана и Кара-сель мы имеем чистый альбит, а в интрузиях по Исфайраму и Южному Кара-казыку — олигоклаз-альбит до № 27. В качестве цветной составной части постоянно присутствует биотит и щелочная роговая обманка типа баркевикита и арфведсонита. Для интрузии по Джуры-саю характерно, кроме того, присутствие больших количеств щелочного пироксена, относящегося к чистому эгирину. По Ходжа-ачкану в более глубоких зонах массива близких к контакту со сланцами (подошва интрузии), чистый эгирин замещается эгирин-авгитом. Из акцессорных минералов постоянно встречаются: титанит, апатит, циркон, ортит, плавик и магнетит, а в пегматитах и жилах, кроме того, астрофиллит и точно идентифицированные желтые изотропные зерна радиоактивного минерала [12, стр. 97]. В качестве вторичных [минералов широко распространены: кальцит, плавик и цеолиты (анальцит).

Остановившись на особенностях полевошпатового состава пород, необходимо указать на присутствие описанных выше случаев микропегматитового прорастания калиевого полевого шпата. Особенно резко это явление выражено в массиве по левому притоку Южного Кара-казыка и в глубоких зонах исфайрамской интрузии (по Кичик-алаю). Указывая на особенности происхождения, такой характер сочетания минералов подчеркивает генетическую связь обеих групп щелочных пород. Следующая особенность полевошпатового состава характерная только для щелочных сиенитов заключается в повышенной подвижности натрия. Она выражается в широких процессах вторичной альбитизации, не только захватывающей все породы массива, но дающей самостоятельные выносы жильного альбитита. Выдающееся положение в этом смысле занимает массив Джуры-саю [12, стр. 66—68], где констатированы мощные жилы сахаровидного альбитита, внедряющегося во вмещающие интрузию сланцы. Минералогический состав жильных выделений и их положение среди пород показывают, что в данном случае мы имеем дело с мощными дифференциационными отщеплениями, которые дает щелочная магма в конечные стадии остывания основного тела интрузии.

Из фельдшпатидов в щелочных породах присутствует только один нефелин, причем его распространение между массивами весьма неравномерно. Интрузии по Джуры-саю и Ходжа-ачкану характеризуются постоянным содержанием данного минерала, и слагающие их породы с полным основанием должны быть отнесены к типичным нефелиновым сиенитам [16, 12, стр. 84—90]. Здесь же в крупнозернистых пегматоидных фациях встречены как минералогическая редкость мелкие зерна содалита. Из других массивов нефелин обнаружен только в интрузии по левому притоку Южного Кара-казыка. Минерал присутствует

как редкость в обогащенных биотитом пегматоидных разностях в виде мелких зерен, почти полностью превращенных в розовый гидронфелит. В породах Исфайрама, а также Кара-сель фельдшпатыды вообще не обнаружены.

Тенденция щелочных сиенитов к образованию пегматитовых жил неравномерно распределяется между породами различных массивов. Поскольку позволяют говорить данные полевых наблюдений, она прогрессивно увеличивается с востока на запад. Из описания выпадают, конечно, выходы по Кара-селю, как неизученные *in situ*. Среди пород Исфайрама, относящихся к чистым щелочным сиенитам, образования пегматитов вообще не наблюдалось. В интрузии по Южному Кара-казыку уже констатированы две мелких пегматитовых жилы. Одна из них представлена ортоклаз-биотитовой породой с редкими выделениями нефелина и с цеолитами. Другая совершенно не содержит нефелина и биотита. Цветной минерал заменен в нем черным турмалином, дающим крупные радиально-лучистые агрегаты. Следующий к западу Джурьсайский массив отличается особым богатством пегматитов [14, 12, стр. 34—42, 65—76]. Исключительно разнообразные представители их обогащены фтором, цеолитами и характеризуются повышенным содержанием редкоземельных минералов.

Гранодиориты

Среди этой группы можно выделить несколько типов пород, заслуживающих самостоятельного петрографического наименования. Сюда относятся кварцевые диориты, собственно гранодиориты и кварцевые монциты. Объединение их под одним термином произведено прежде всего по чисто формальным причинам. Отсутствие количественных данных по минералогическому составу исключает возможность точной спецификации пород и распределение их по карте. Для этого необходимы более детальные петрографические исследования, связанные с количественными характеристиками состава и с учетом особенностей сочетания различных представителей в пределах одного и того же массива. Однако, уже на современной стадии изученности хребта можно наметить несколько особенностей описываемого комплекса, оправдывающих подобное объединение. В свете их оно теряет свой вынужденный характер и может рассматриваться скорее как необходимая и достаточно обоснованная схематизация.

В смысле объединяющего момента на первом месте нужно поставить исключительное химическое сходство пород. На табл. 1 приводится результат сравнения семи анализов представителей гранодиоритового ряда, взятых из различных районов картированной площади. Распределение анализированных пород по массивам приведено в связи

с диаграммой в „Петрогенетическом очерке“ (стр. 301). Первая и вторая графы табл. 1 дают максимальное и минимальное содержание окислов, фактически обнаруженное анализами. В третьей графе приведен средний состав, а в четвертой — максимальное отклонение от него отдельных анализов, выраженное в относительных процентах.

Материал табл. 1 позволяет сделать следующие выводы:

Таблица 1

	Максимум	Минимум	Среднее	Отклонения
SiO ₂	65.09 ¹ / ₀	59.94 ⁰ / ₀	62.17 ⁰ / ₀	2.92 ⁰ / ₀
TiO ₂	0.64	0.52	0.59	0.07
Al ₂ O ₃	16.96	15.87	16.34	0.62
Fe ₂ O ₃	6.15	3.89	5.35	1.46
MnO	0.14	0.03	0.11	0.03
CaO	6.14	4.68	5.55	0.87
MgO	3.37	1.24	2.57	1.33
K ₂ O	3.34	2.37	2.89	0.52
Na ₂ O	2.87	2.50	2.70	0.20
H ₂ O < 110°	—	—	0.47	—
H ₂ O > 110°	—	—	1.53	—
			100.27	

а) господствующие породы Алая обнаруживают исключительную химическую близость друг с другом;

б) все они относятся к магме с содержанием кремнекислоты в узких пределах 60—65⁰/₀;

в) средний состав их ближе всего стоит к гранодиориту (по Daly);

г) колебания среди описываемой группы скорее обуславливаются содержанием мафических минералов (максимальные колебания MgO и Fe₂O₃), чем изменением состава или количества калийной части (постоянное содержание Al₂O₃, K₂O, Na₂O и CaO).

Вторым основанием для объединения описываемых пород в одну группу служит частое присутствие всех их в пределах одного массива. При этом только в единичных случаях можно рассматривать гранодиорит, кварцевый диорит и кварцевый монцит как самостоятельные фазы интрузии. В качестве лучшего примера можно привести массив Чал-кильдака в устье Турука [17, стр. 42], но и здесь отношения далеко не ясны и не убедительны. В подавляющем большинстве случаев пространственное распределение различных пород заставляет приписывать их происхождение мелким дифференциационным процессам внутри самого массива или термохимическому влиянию контактов.

Переходя к особенностям минералогического состава и структуры описываемых пород, можно констатировать, что все они представлены

мелко- и среднезернистыми мезократовыми разностями. Количество свободного кварца не поднимается выше 20%. Плагиоклаз всегда значительно преобладает над щелочным полевым шпатом и в количественном отношении содержание его — не ниже 65% от общей полевошпатовой суммы. Характер плагиоклаза — олигоклаз-андезин или чистый андезин, и основность его никогда не падает ниже № 45—50. Эти особенности состава служат главным основанием для отнесения пород к гранодиоритовому ряду. С количественной и качественной стороны они вполне укладываются в пределы, даваемые классификацией Johannsen [32]. По составу цветных минералов породы относятся к биотитовым и биотит-роговообманковым разностям. По структурным особенностям они должны быть причислены к типичным глубинным представителям. Случаи механического нарушения отдельных кристаллов весьма редки, отсутствуют следы протокластической структуры и наблюдается только нормальная зональность плагиоклазов. Изучение шлифов из отдельных массивов указывает на сравнительно спокойный характер кристаллизации и говорит за наличие времени достаточного для установления различных реакционных равновесий между отдельными компонентами. Эти наблюдения, повидимому, не исключают возможности некоторого перемещения магмы, вызванного орогеническими движениями в процессе ее застывания. Вероятность последних указывается для дифференцированных массивов и рассматривается как одна из причин хаотического распределения в них различных пород [23, стр. 24].

Способность описываемых пород давать пегматитовые жилы невелика и, кроме того, очень неравномерно распределена между отдельными массивами. Для некоторых обнажений (Аустан, Шах-дар, верховья Кок-су) пегматитовые жилы вообще не наблюдались; в других (Чал-кильдак, Кичик-алай, Джили-су) они встречаются как исключение и не обладают крупными размерами. Большое количество мелких пегматитовых жил констатировано по среднему течению Сурьме-таш в районе Мелик-су, а также в верховьях Северного Кара-казыка. В обоих пунктах они представляют собой результат заполнения мелких неориентированных трещин (синклаз), образовавшихся в период застывания массива. Мощность жил измеряется сантиметрами, о протяженности их говорить трудно в виду хаотического расположения трещин. Основной материал жил для Мелик-су — ортоклаз и биотит, а для Северного Кара-казыка — микроклин и пироксен. В большом количестве встречаются: черные и зеленые турмалины, скаполит, эпидот, ортит, циркон и рудные минералы (Cu_2S , $CuFeS_2$, MoS_2).

Петрографическое описание отдельных массивов гранодиорита выходит за пределы настоящей работы, что исключает возможность бо-

лее детальной характеристики пород этого комплекса. Существенно только отметить некоторую закономерность, проявляющуюся в уклонениях магмы от господствующего гранодиоритового типа. В восточной части района породы, представленные кварцевым диоритом, кварцевым монцитом и гранодиоритом, тесно переплетены друг с другом в пределах одного массива. Лучшим примером служит указанная выше интрузия в урочище Чал-кильдак по Туруку и массив Кичин-алай. Петрографический облик пород остается при этом несколько неопределенным, и часто возникают сомнения в принадлежности некоторых представителей к определенному классификационному типу. В западной части карты интрузивная деятельность начинает как бы специализироваться, причем эта специализация протекает в двух направлениях. Колебания минералогического состава становятся более узкими и породы легче укладываются в классификационные рамки. Вместе с этим содержание отдельных массивов становится более однородным в смысле наполнения его определенным типом магмы. Следует, однако, оговориться, что приведенное заключение в силу недостатка полевых наблюдений носит поверхностный характер и требует дополнительной проверки.

Заканчивая обзор интрузивных пород района, необходимо еще раз подчеркнуть отсутствие среди них как представителей основной магмы, так и нормальных гранитов. Последние в качестве самостоятельных интрузий появляются только за пределами карты к востоку [23, стр. 10—15] и западу [10]. Редкие выходы габбро по Тегермачу и Джанги-джеръ не имеют самостоятельного значения и должны рассматриваться как краевая зона гранодиоритовых интрузий [4, стр. 214] или как жильные представители [4, стр. 39]. Единственный случай находки эссексита также не может привлекаться во внимание, так как порода принадлежит к шлировым выделениям в сиените [13, стр. 25].

Вулканические циклы

Построение общей картины рудообразования, причинно связанного с плутонической деятельностью, должно опираться на точные данные петрогенеза. Хронологическая последовательность металлогенических циклов и их химический облик целиком определяются магматической историей района. Последняя охватывает как вопрос относительного возраста отдельных выходов изверженных горных пород, так и установление между ними внутренней генетической связи. На современной стадии изученности хребта вопросы хронологии не могут быть решены с достаточной глубиной и однозначностью. Упомянутый выше недостаток фактических наблюдений позволяет констатировать только

несколько частных положений, которые должны ориентировать дальнейшие исследования и достаточны лишь для первого грубого представления о характере вероятных возрастных отношений.

Остановившись сначала на породах излившихся, необходимо отметить крайнюю скудость хронологических данных, связанную с общей слабой изученностью этой стороны магматической деятельности. Характер сочетания излившихся пород с вмещающими осадочными свитами указывает, по крайней мере, на три отдельных периода излияний. О том же свидетельствуют и случаи находки эффузивной гальки в разновозрастных конгломератах и граувакках [4, стр. 217]. Наибольшим распространением и мощностью обладают излияния верхнего силура, подчиненное значение имеют эффузии нижнего девона и последняя (?) мощная эффузивная деятельность наблюдается в верхнем палеозое (C_3). Во всех трех периодах встречаются представители как кислой, так и основной магмы, но наибольшее количество первой приурочено к верхнему силуру [4, стр. 216].

Переходя к истории чисто интрузивной деятельности, необходимо в первую очередь решить вопрос о возрастных отношениях между породами ряда щелочных представителей магмы. При общем описании данного комплекса указывалось, что деление входящих в него пород на щелочные граниты и сиениты произведено несколько условно. Главным основанием для деления служило наличие самостоятельных интрузий, представленных только одним типом магмы. В качестве примера можно назвать массив Джуры-сая и Ходжа-ачкана для щелочных сиенитов и интрузию по Южному Алауддину, сложенную только гранитами. На ряду с такими гомогенными образованиями существуют массивы, породы которых обнаруживают ряд постепенных переходов между обоими крайними представителями (верховья Исфайрама, отчасти левый приток Южного Кара-казыка). Минералогический состав и характер пространственного распределения переходных членов внутри одного массива указывают не только на генетическую, но и на хронологическую общность пород. Согласно классификации Thomas и Beileу, интрузии описываемого типа должны быть отнесены к категории сложных. Будучи представлены различными породами, они не имеют заметно охлажденных внутренних контактов. Приведенные соображения дают основание предполагать, что, по крайней мере, в пределах фактических наблюдений интрузии щелочных гранитов и сиенитов более или менее одновременны.

Возрастные соотношения описанного комплекса с породами гранодиоритового ряда не могли быть проверены непосредственно по возрасту вмещающих осадочных толщ. Причину этого являются особен-

ности стратиграфии района, указанные ниже. Для целей сравнительной хронологизации не могли быть использованы также и наблюдения взаимных контактов *in situ*. Для некоторых массивов (напр. Джуры-сай) вероятность таких контактов вообще исключается благодаря совершенно изолированному положению щелочных интрузий в осадочной толще. В других случаях, наоборот, хотя непосредственные обнажения и отсутствуют, но вероятность тесного соприкосновения щелочных пород с гранодиоритами весьма велика. В двух пунктах района она косвенно подтверждается обломочным материалом. Так, напр., в моренной гряде по левому берегу ледника Южный Алауддин изредка встречаются обломки щелочного гранита с совершенно нерезорбированными ксенолитами кварцевого диорита. Аналогичные образования встречены в районе сиенитового массива по левому притоку Южного Кара-казыка. Глыбы щелочного сиенита до нескольких метров в поперечнике представляют собой своеобразную брекчию, обломки в которой представлены неправильными кусками гранодиорита, в свою очередь, достигающими полуметра в диаметре. Приведенные наблюдения над взаимными контактами указывают на более древний возраст гранодиоритов по сравнению со щелочными породами. Такое заключение косвенно подтверждается особенностями пространственного распределения последних пород, а также высокой стадией их дифференцированности („прогрессивная специализация“ Harker) характерной для заключительных фаз петрогенического цикла [33]. Не противоречит оно и обычно наблюдающимся фактам последовательности выделения различных пород в интрузивах многократного типа (Бушвельдский массив Трансвааля).

Переходя к определению истинного геологического возраста отдельных интрузий, необходимо подчеркнуть две особенности в стратиграфии района, весьма усложняющие задачу хронологизации. Первая из них заключается в полной нерасшифрованности верхнепалеозойских (C_3 — Р) осадков, представленных конгломератово-песчано-сланцевыми толщами. Исключительная бедность фауной и большое литологическое сходство с песчано-сланцевыми фациями силура и девона чрезвычайно затрудняют их идентификацию и часто делают почти невозможным точное пространственное разграничение. Из отложений этого возраста особенный интерес представляет сильно метаморфизованная конгломератово-сланцевая толща, выделенная В. Н. Вебером под специальным термином „сурьметашских“ конгломератов. Она широко распространена в обоих склонах Алайского хребта, иногда обладает огромной мощностью (не менее 3400 м [4, стр. 205]) и обнаруживает ряд активных контактов с изверженными породами. Благодаря указанным обстоятельствам, а также своеобразному литологи-

ческому облику она могла бы служить руководящим горизонтом для определения возраста. К сожалению, однако, вся толща почти не содержит фауны и собственный возраст ее определен только очень широко как верхнепалеозойский и то лишь для одного выхода по фауне в гальке [4, стр. 47]. Другое обстоятельство, затрудняющее хронологизацию интрузий, заключается в особенностях стратиграфии мезозоя. Отложения его всегда несогласно залегают на сильно размытой поверхности палеозоя и характеризуют резкий перерыв в отложении между C_3 —Р и Тг. Благодаря прерывистому расположению мезозойских бассейнов осадки их сохранились в настоящее время только редкими изолированными пятнами. Это относится, главным образом, к южной высокогорной области хребта, где имеется наибольшее число интрузий.

При этом из общей колонки пород совершенно выпадает ряд крупных горизонтов юры (и мела), а отложения триаса встречаются только как исключение. В частности, в центральной части хребта они отсутствуют совершенно или еще не выделены от сходных стратиграфических горизонтов юры. Нерасшифрованность верхнепалеозойских и триасовых отложений служит крупным тормозящим моментом во всех хронологических построениях. Именно эти осадки, как будет видно из дальнейшего, должны играть руководящую роль в определении возраста интрузий Алая.

Описываемые в настоящем очерке интрузивные породы вместе с их жильными представителями секут самые разнообразные свиты палеозоя, начиная от верхнего силура до нерасчлененного C_3 —Р. Все констатированные до настоящего времени контакты носят активный характер, и ни разу не наблюдалось случаев соприкосновения палеозойских толщ с интрузивными телами, где бы прямо устанавливался более древний возраст последних. Базируясь на этом, можно предполагать, что критическим моментом начала интрузивной деятельности служит верхний палеозой — в той его неопределенной трактовке, которая дается в настоящее время стратиграфией района. В пределах приведенной карты (вклейка, стр. 328) в направлении с запада на восток можно указать следующие случаи сочетания пород гранодиоритового ряда с верхнепалеозойскими отложениями.

1) Реки Янги-даван и Ак-бура, притоки Джили-су; гранодиориты и связанные с ними рудные кератофировые жилы секут верхнепалеозойские сланцы и „сурьметашские“ конгломераты, вызывая в них глубокие экзоконтактные изменения [4, стр. 129; 12, стр. 78];

2) массив Мошильяна в бассейне Шахимордана; диорит-порфиры, связанные с гранодиоритами, секут сланцевую свиту, принадлежащую к верхнему палеозою [4, стр. 81];

3) река Мелик-су, левый приток Сурьме-таш, бассейн Исфайрама; гранодиориты по левому берегу реки вызывают в „сурьметашских“ конгломератах глубокие термические и химические изменения;

4) река Каинды, бассейн Исфайрама; диорит-порфирит, находящийся в соотношениях, описанных для Мошильяна [4, стр. 50, 215];

5) река Дараут, бассейн Кызыл-су; в среднем течении „сурьметашские“ конгломераты рассечены узкими дайками жильных пород, которые, повидимому, связаны с мелкими куполами кварцевого диорита, не показанными на карте [13, стр. 251].

6) река Ничке, правый приток Тегермача (Исфайрамского); дайки диорит-порфирита, генетически связанного с гранодиоритами, секут верхнепалеозойские сланцы [4, стр. 215];

7) река Гез-арт, приток Чиле; батолит кварцевого диорита прорывает сланцевую толщу, условно относимую к C_3 —Р [17, стр. 29];

8) река Турук, ущелье Чал-кильдак; отношения аналогичные вышеописанным, но для смешанного массива гранодиорита и монзонита [17, стр. 41].

Приведенные примеры показывают, что подавляющее большинство выходов гранодиорита имеет возраст не ниже верхнего палеозоя. Учитывая отсутствие прямых указаний на более древние внедрения, а также на равномерное распределение вышеперечисленных контактов по площади карты, следует относить начало интрузивной деятельности хребта к самым верхам палеозоя, а именно к саальской или пфальцской фазе варисцийских дислокаций. Отмеченный выше резкий перерыв в отложении между C_3 —Р и Тг, сказавшийся в несогласном залегании последнего, свидетельствует о крупном изменении физико-географических условий в районе. Он косвенно указывает, может быть, на пфальцскую фазу, как наиболее вероятную для проявления усиленной складчатости и для мощных магматических внедрений. Полное отсутствие отложений триаса не исключает и древнюю фазу киммерийской складчатости как возможное начало интрузивной деятельности. Однако, говорить об этом в настоящее время еще нет оснований. Во всяком случае, необходимо учитывать следующую интересную особенность. Внимательно исследованная в ряде районов свита „сурьметашских“ конгломератов совершенно не содержит обломков изверженных горных пород интрузивного типа. Тем не менее, в некоторых горизонтах их в гальке встречаются отчетливо мраморизованные известняки [4, стр. 215]. Факт, который не нашел еще удовлетворительного истолкования, но предостерегает от переоценки возраста интрузий в сторону его повышения. Отнесение единого интрузивного цикла к верхам палеозоя несколько

противоречит фактам, констатированным для центрального и Северного Тянь-шаня. В последнем отчетливо установлено наличие древних (докарбонных) гранитов, повидимому, связанных с каледонской складчатостью. Очевидно Алай, хотя и связанный тектонически с Тянь-шанем, в отношении магматической деятельности представляет собой исключение. Это подтверждается аналогией с более восточным районом, в частности с Восточной Ферганой, Нарыном и Кашгарией, где господствуют характерные для Алая возрастные взаимоотношения [23, стр. 72—74].

Косвенно установленный по сравнению с гранодиоритом более молодой возраст щелочных пород не может быть определен в настоящее время с достаточной точностью. В этом отношении особенно ощутим досадный пробел в отложениях нижнего мезозоя. На ряду с гранодиоритами щелочные породы секут верхнепалеозойские осадки и этим предопределяют нижнюю границу своего возраста. В качестве примера можно привести следующие факты:

1) массив Джурь-сая; несогласное положение щелочной интрузии в толще верхнепалеозойских сланцев и конгломератов [12, 4, стр. 126], а также те контактные изменения, которые она вызывает в последних [12, стр. 61—68];

2) выходы роговообманковых сиенитов по Тегермачу и в устье Бевета, расположенные в области распространения верхнепалеозойских осадков [4, карта].

Данные относительно возможного верхнего возраста щелочных интрузий отсутствуют. В этом отношении можно привести только два наблюдения, грубо устанавливающие период орогенеза, выше которого внедрения их маловероятны:

1) левый приток Южного Алаудина, ведущей через почти непроходимый перевал Арча-баши в бассейн Северного Кара-казыка. Периферическая часть алаудинской интрузии, представленная щелочным гранитом, уходит на перевале под толщу мезозойских осадков; последние контактно не изменены; возраст их в данном месте не определен, но западная оконечность непрерывной мезозойской полосы, сохранившаяся в верховьях Ике-давана, отнесена В. Н. Вебером к мелу [4, карта];

2) по левому берегу Кок-су в 1.5 км выше впадения в него Южного Кара-казыка обнаружен сильно дислоцированный известняковый конгломерат; в гальке его в большом количестве присутствуют неокатаные обломки красного ортоклаза и редкие зерна плагиоклазов; по структурным особенностям и оптическим константам минералы принадлежат к интрузии щелочного гранита, расположенной в 3 км выше по течению Кок-су; хотя присутствующая в цементе конгломерата

фауна и не вполне определима, но возраст его с большой вероятностью может быть отнесен к верхнему мелу (любезное определение Б. А. Борнемана).

Приведенные факты не дают точного возраста и исключают только возможность отнесения щелочных интрузий к альпийскому орогенезу. Одинаково вероятными остаются как верхние фазы варисцийских дислокаций, так и вся эпоха киммерийской складчатости. Относительно последней необходимо заметить, что в пределах Алая она была выражена исключительно слабо. Весь мезозойский период характеризуется относительным орогеническим покоем, и некоторые нарушения соответствующих осадков объясняются чисто эпигенетическими движениями [4, стр. 219]. Морфологические особенности щелочных интрузий определенно указывают на тесную связь внедрений с периодом сильных дислокаций. С этой точки зрения может быть рационально относить появление щелочного комплекса к заключительным фазам варисцийской складчатости непосредственно после внедрения гранодиорита. Таким образом, получается впечатление об едином интрузивном цикле, совершившемся в две последовательных, но неясно разделенных ступени. Первая из них была представлена магмой гранодиоритового состава, а вторая дала начало чисто щелочным представителям. Закончился ли этот цикл полностью в домезозойское время или отдельные члены его захватили триас, — необходимо доказать дальнейшими исследованиями.

В настоящее время имеются данные о наличии нового, очень молодого вулканического цикла, констатированного в северных предгорьях хребта уже за пределами карты (район Тюя-муяна). Сведения о нем еще недостаточно освещены в литературе.

Петрогенетический очерк

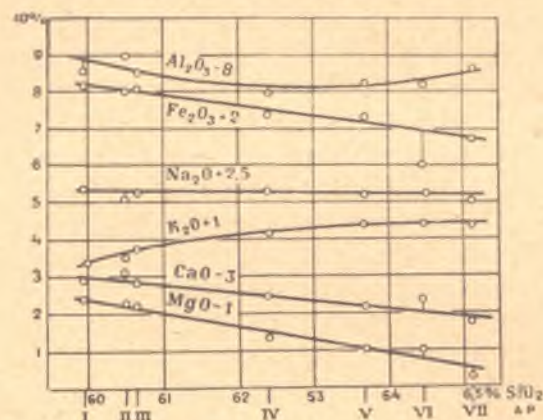
Цель настоящей работы заключается в установлении внутренней генетической связи между явлениями рудообразования и магматической деятельностью. С этой точки зрения магма рассматривается как сложный химический комплекс, в эволюционном развитии которого параллельно друг другу идут два самостоятельных процесса. Один из них представляет собой аккумуляцию рассеянных в магме рудных компонентов и в конечной стадии ведет к образованию соответствующих месторождений. Второй процесс заключается в эволюции собственно силикатовой части и заканчивается формированием изверженной горной породы как определенного геологического тела. Оба ряда изменений не могут, конечно, рассматриваться вполне независимыми. Постепенная концентрация рассеянных элементов отражает на себе последо-

вательные этапы развития родоначального очага. Однако, последние сказываются скорее на количественном, чем на качественном составе связанного с магмой рудного комплекса. С другой стороны, процесс формирования горной породы, если исключить случаи сингексиса и ассимиляции, сравнительно слабо затрагивает валовой химический состав силикатной части. Влияние окружающих геологических условий скорее определяет минералогические особенности и структурные признаки образующихся пород. Таким образом, качественный и количественный химический состав как рудной, так и силикатной частей магмы оказывается более устойчивым. Он в меньшей степени подвержен изменениям от чисто локальных особенностей геологической обстановки, в которой совершается процесс выделения. В соответствии с этим в приведенном выше делении интрузивных пород на группы в основу были положены, именно, чисто химические их признаки. То же самое делается в дальнейшем изложении для установления взаимной генетической связи отдельных магматических представителей. Их минералогический состав, структурные признаки и особенности залегания будут служить только дополнением к общей картине. При этом в силу отсутствия химических характеристик для ашистовых и, собственно, излившихся пород последние вынужденно выпадают из общей магматической схемы.

В предшествовавшем очерке выдвигалась мысль о двух самостоятельных фазах интрузивной деятельности. Первой из них по количественному распространению принадлежит господствующая роль в хребте. Интрузии этой фазы представлены гранодиоритовой магмой и породы ее, как указано выше, характеризуются сходством химического состава, доходящим почти до тождества. Второй интрузивный цикл дает начало другой группе пород, очень разнообразной по минералогическому и химическому составу, но тоже объединенной некоторыми сторонами своей химической характеристики. Для объяснения причин разнообразия обоих интрузивных представителей в настоящее время нет оснований допускать наличия двух самостоятельных магм, которые раздельно питали бы Алайский хребет в период его формирования. Объем и распространение щелочных пород не только на Алае, но и вообще в земной коре, не оправдывают возможности существования крупных самостоятельных бассейнов щелочной магмы. В согласии с общепринятой точкой зрения естественнее предположить, что щелочные породы образовались из более распространенного типа магмы путем дифференциации или ассимиляции при совершенно особых местных условиях.

Не предвещая вопроса о характере родоначального магматического очага, который питал Алайский хребет, необходимо установить,

которая из намеченных групп пород является нормальным дифференциационным рядом и как велика вероятность ассимиляции как одной из причин разнообразия. Наиболее удобным путем для этой цели служит построение вариационных диаграмм, отражающих те стадии, которые проходила магматическая жидкость в процессе ее эволюционного развития. Породы гранодиоритового ряда представляют в этом отношении известное удобство, так как целиком относятся к циклу нормальной дифференциации и грубым показателем степени последней может прямо служить процентное содержание кремнекислоты



Вариационная диаграмма пород гранодиоритового ряда. Variation diagram of the granodioritic rocks.

[33, стр. 117—132]. На чертеже, стр. 301 приведена вариационная диаграмма для пород гранодиоритовой группы, основанная на упомянутых выше анализах. Анализированные породы в порядке положения их на диаграмме относятся к следующим интрузивным массивам района: I — кварцевый монзонит, верховья Аустана выше р. Кашка-су [15, стр. 132]; II — гранодиорит, среднее течение Аустана, Чо-сай; III — кварцевый монзонит, верховья Пума под перевалом Ат-чабар [15, стр. 131]; IV — гранодиорит, верховья Кок-су против устья Южного Кара-казыка; V — кварцевый диорит, верховья р. Тамды-кол в Кичик-алае; VI — гранодиорит, нижнее течение Шах-дара по левому берегу Кок-су; VII — гранодиорит, р. Мелик-су в бассейне Сурьме-таш.¹ †

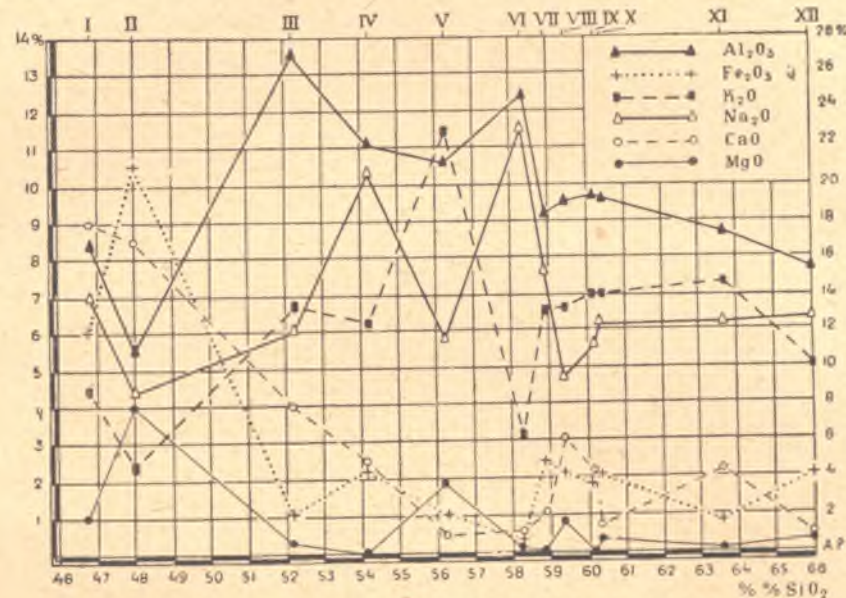
Диаграмма стр. 301 обнаруживает исключительную закономерность в изменении содержания порообразующих окислов, выраженного как функция содержания кремнекислоты. Сомнения могут возбуждать только кривые для Al₂O₃ и Fe₂O₃, так как определения закисного железа в породах не производилось. Закономерность диаграммы вме-

† Анализ II А. А. Кузьминой; IV—VII — ниж. Г. П. Павлова (не опубликованы).

сте с общностью геологических признаков подтверждает, что в случае пород гранодиоритового ряда мы, действительно, имеем дело с единым магматическим очагом. Вызванные им отдельные массивы представляют собой основной кристаллический щит хребта. Разнообразие выделившихся пород объясняется, в первую очередь, процессами дифференциации, которые происходили внутри самого очага. В значительно меньшей степени оно зависит от тех особенностей геологической обстановки, которые имели место для отдельных интрузий. Приведенное заключение интересно сопоставить с выводами, сделанными на основании чисто петрографического изучения одного массива: „Можно предполагать, что дифференциация магмы, давшей породы центрального массива, остановилась на стадии гранодиоритов и что этот массив принадлежит к разряду тех, где спокойный характер кристаллизационной дифференциации был неоднократно нарушен орогеническими движениями, которые вызвали перемещение магмы и как следствие этого до известной степени случайное неправильное распределение пород различного состава в пределах массива“ [23, стр. 24]. Приведенная карта (стр. 328) показывает, что анализируемые породы равномерно распределены по всей площади и отвечают, по крайней мере, пяти отдельным интрузиям. Это обстоятельство вместе с общностью химических и петрографических признаков позволяет предполагать, что цитированное выше заключение В. А. Николаева не ограничивается только Кичикалайским (Араванским) массивом, а распространяется и на всю центральную часть Алайского хребта.

Переходя ко второй группе интрузивных пород, необходимо констатировать полную невозможность совмещения их с представителями гранодиоритового ряда в одной вариационной диаграмме. Высокое содержание щелочей и резко пониженный процент щелочных земель исключают всякую возможность чисто химической параллелизации и указывают на принципиально различный характер происхождения. На фиг. 3 представлена самостоятельная вариационная диаграмма для пород щелочной серии. Как и в предыдущем случае, колебания в количестве породообразующих окислов представлены как функция процентного содержания кремнекислоты. Благодаря резким колебаниям в содержании Al_2O_3 и Fe_2O_3 соответствующие им кривые приведены в половинном масштабе. Для большей наглядности диаграмма дополнена рядом анализов щелочных пород из смежных с Алаем районов. В порядке положения на диаграмме выходы анализируемых пород географически распределяются следующим образом: I — ийолит, с ледника Райгородского [2, стр. 141]; II — эссексит, верховья Исфайрама выше устья Кичик-алая [13, стр. 261]; III — роговообманковый нефелиновый сиенит, Зеравшан, верховья Тагобы-собак [24, стр. 308]; IV —

содалитовый сиенит, отсюда же [24, стр. 316]; V — нефелиновый сиенит, отсюда же [24, стр. 316; 18, стр. 344]; VI — биотитово-нефелиновый сиенит, отсюда же [24, стр. 320]; VII — нефелиновый сиенит, верховья Ходжа-ачкана [12, стр. 90]; VIII — щелочной сиенит, левый приток Южного Кара-казыка (анализ не опубликован, произведен инж. Г. П. Павловым); IX — крупнозернистый нефелиновый сиенит, Джуры-сай [12, стр. 90]; X — щелочной сиенит, верховья Исфайрама [13, стр. 261];



Вариационная диаграмма щелочных пород. Variation diagram of the alkaline rocks.

XI — щелочной гранит (сиенит), верховья Исфайрама [13 стр. 261]; XII — щелочной гранит, отсюда же [13, стр. 261, 256].

В приложении к щелочным породам содержание кремнекислоты далеко не всегда оказывается критерием вполне достаточным для суждения о дифференциации. На диаграмме стр. 303 эта система функциональной зависимости принята лишь для удобства сравнения результатов с гранодиоритовой серией. Для обнаружения возможных закономерностей была сделана попытка получить диаграммы, основанные на других независимых переменных. В качестве последних были приняты щелочи и рассчитанная по норме общая сумма силикатных минералов. Однако, во всех случаях диаграммы обнаруживают совершенно хаотическое распределение точек, исключающее возможность действительных серийных отношений между анализируемыми породами отдельных массивов. Таким образом, на основании материала диаграмм каждый щелочной массив необходимо рассматривать как чисто

индивидуальное образование. Можно ожидать наличия сериальных отношений только между объединенными в нем породами. На это указывает вариационная диаграмма, построенная на салической сумме. С этой точки зрения происхождение щелочных интрузий можно считать результатом резкого и притом более или менее случайного нарушения, которое испытал нормальный ход дифференциации родоначального очага в чисто локальных условиях. В качестве причины такого нарушения естественнее всего рассматривать акт усвоения магмою чуждого ей материала. Только процессы ассимиляции, не подчиненные количественным ограничениям, могут объяснить иллюстрированную диаграммой хаотичность состава.

Таким образом, вопрос о генетических взаимоотношениях между обеими группами интрузивных пород сводится к решению старой задачи о происхождении щелочных пород вообще. В рассматриваемой части Алайского хребта, помимо закономерностей распределения, нет достаточно веских наблюдений, которые могли бы внести в разрешение поставленного вопроса принципиально новые направления. Учитывая особенности геологической обстановки, можно предположить, что наиболее вероятной причиной обособления магмою щелочных дериватов служит предложенная S. G. Shand [34] и С. Н. Smyth [35] возможность фракционирования щелочей под влиянием летучих компонентов. Тогда образование типичных щелочных сиенитов и фельдшпатоидных пород можно рассматривать как результат реакции с известняками, обогащенного щелочами магматического остатка [34]. В пользу такой концепции говорит присутствие в районе щелочных гранитов как промежуточного звена между обеими группами интрузивных пород. Их можно рассматривать в качестве того магматического остатка, который получился в результате нормальной дифференциации за счет обогащения щелочами при усиленной деятельности летучих компонентов. В почти чистом виде этот дериват выделялся в южной части Алауддинского массива, породы которой занимают промежуточное положение между нормальными и щелочными гранитами (SiO_2 — 69.97%, Na_2O — 4.21% и K_2O — 6.96% при наличии рибекита). Будучи обеднен кремнекислотой, хотя бы только за счет диффузии в известняковую толщину, он дал начало типичным щелочным гранитам [13, стр. 256—257]. Дальнейшее взаимодействие с известняками, протекавшее на большой глубине и, может быть, имевшее не столько характер реакции, сколько род одностороннего обмена и перераспределения, вызвало появление щелочных и нефелиновых сиенитов вплоть до таких крайних представителей, как ийолит ледника Райгородского [2, стр. 139—141]. Постороннее вмешательство в нормальный ход дифференциации не могло не отразиться на процессах концентрации, связанных

с магмою рудных компонентов. Изложенные ниже наблюдения над металлогеническими особенностями пород вполне подтверждают такое предположение.

Металлогенические циклы

Все рудные месторождения Алая, обязанные своим происхождением магматической деятельностью, можно разбить на четыре группы. Три из них совпадали с теми циклами металлогенеза, которые диктуются приведенной выше петрогенетической схемой. Они соответствовали внедрениям гранодиорита, щелочного гранита и сиенита. Четвертая группа охватывает ту сумму процессов рудоотложения, которая генетически связана с эффузивными породами. В силу особенностей последних месторождения этой группы занимают несколько обособленное положение в районе. В то же самое время три других самостоятельных цикла металлогении совпадали с определенными фазами единой интрузивной деятельности и служили отражением только различных этапов в развитии родоначальной магмы. По отношению к ним единство питающего очага должно было наложить некоторые черты сходства, распространяющиеся, по крайней мере, на качественный состав рудного тела. В дальнейшем изложении каждая из намеченных групп будет рассмотрена самостоятельно. При этом, помимо сравнительного участия отдельных элементов в процессе рудообразования, особое внимание будет уделено качественному химическому составу как наиболее устойчивому признаку. Минеральный состав месторождений значительно подвержен влиянию условий отложения и не может служить достаточно надежным критерием для параллелизации.

Излившиеся породы

Группа рудных процессов, связанных с эффузивной деятельностью, не может рассматриваться как единый металлогенический цикл. В действительности имел место целый ряд самостоятельных этапов оруденения, отдельных не только во времени, но и по характеру питающей магмы. Объединение их в одну группу произведено совершенно условно и объясняется только слабой изученностью излившихся горных пород и невозможностью уверенной их классификации. Вместе с родоначальными породами месторождения рассматриваемой группы приурочены к сланцевым свитам и пространственно локализованы в северных предгорьях хребта. В картированной части Алая оруденение выражено исключительно слабо — в неясных рассеянных формах. Имеется ограниченное число месторождений, которые можно с уверенностью приписать эффузивной деятельности. В этом отношении Алай-

ский хребет представляет резкую противоположность более северным и северозападным дугам Тянь-шаня, где оруденение представлено достаточно богато и ярко [6, стр. 134 — 140]. Северный и южный склоны Ферганской долины обнаруживают глубокую петрографическую общность, позволяющую рассматривать их (в духе Н. Dewey и S. S. Flett) как область распространения единой спилитовой свиты. Однако, вряд ли есть основание переносить целиком на склоны Алая господствующее на севере закономерности. Ограничиваясь материалами картированного района, можно наметить следующие элементы, как условно связанные с эффузивной деятельностью.

1) **Никель** — часто встречается в сланцевых свитах в виде яркозеленых намазок и жилков гарниерита. Может рассматриваться как результат разрушения серпентина или как вторичный продукт сульфидных руд магматического и гидротермального происхождения.

2) **Медь** — широко распространена в форме намазок гидрокарбонатов или мелких жилков и гнезд халькопирита с кварцем и карбонатами.

3) **Хром** — зерна хромита обнаруживаются во всех шлихах из бассейнов рек, размывающих палеозойские сланцевые толщи.

4—5) **Уран и ванадий** — оба элемента содержатся в коловратитах, приуроченных к свитам черных кремнистых сланцев в северных предгорьях хребта. Генезис месторождений неясен и связь с основными эффузиями не проверена.

6—8) **Молибден, кобальт и свинец**. — Самостоятельные мелкие месторождения, имеющие чисто минералогическое значение, существуют только для никеля, меди, свинца и хрома.

Для первых трех металлов можно указать Джул-барс [4, стр. 93; 5, стр. 103] и вообще район Киан-куля [4, стр. 101], а для хрома — Джул-барс и овраг Туз-дара восточнее Караганлы. Остальные металлы условно приписываются изверженным породам, подчиненным сланцевой толще. Обнаруживаются они в продуктах поверхностного процесса пустынного выветривания [30, стр. 42 — 46] или в результате выщелачивающей деятельности сульфатных десцендентных вод [15].

Интрузии гранодиорита

Подавляющее большинство рудных месторождений Алая генетически связано с интрузиями гранодиоритовой магмы. Этот цикл металлогении обладает наибольшей мощностью и качественным разнообразием. В полном согласии с констатированной выше монотонностью родоначальных пород рудный процесс отличается большим постоянством как качественного, так и количественного состава. Минералогические особенности отдельных интрузий почти не оказывают влияния на парагенетические соотношения рудных компонентов, и гео-

графически разобщенные месторождения в точности повторяют друг друга.

В виду исключительного значения, которое представляет рассматриваемый металлогенический цикл, наиболее яркие его месторождения будут описаны ниже в специальном очерке.

В целях наглядности здесь приводится только общая химическая характеристика с учетом сравнительного участия отдельных элементов. В состав рудного комплекса в порядке убывающих количеств входят следующие металлы и металлоиды.

1) **Мышьяк** — принадлежит к наиболее характерным компонентам гранодиоритовой магмы, причем выделения его подчиняются следующей вертикальной зональности, связанной с понижением температуры от родоначального очага к периферии. Мышьяк совершенно отсутствует в чисто контактных скарновых образованиях, не сопровождающихся наложением пневматолитической или гидротермальной фазы. Не обнаружен он также в пегматитах и пегматоидных жилах. Наибольшая концентрация наблюдается в гидронеоматогенную и гипотермальную фазы сульфидного оруденения.

Скопления арсенипирита в форме жил и неправильных гнезд пользуются повсеместным распространением, и характеризуются исключительной насыщенностью.

С понижением температуры содержание мышьяка резко падает. В типичных мезотермальных жилах As обнаруживается далеко не всегда и то лишь микрохимически.

Новое увеличение концентрации имеет место уже в чисто эпитептермальных образованиях, которые представлены для Алая хорошо известным сурьмяно-ртутно-мышьяковым комплексом.

Выделение мышьяка в форме реалгара и аурипигмента характеризуется здесь, в среднем, низким процентным содержанием компонента, но большими валовыми количествами благодаря исключительной широте оруденения.

2) **Железо** — чисто железные минералы весьма характерны для всех месторождений. Наибольшим распространением среди них пользуется пирротин. Выделения его всегда приурочены к контактам. Периферические части массивов и секущих жил изверженной породы обычно густо импрегнированы пирротинном (Чал-куйрюк, Аустан, Северный Кара-казык, Тамды-кол, Арча-баши, Янги-даван). Наибольшие количества его выделяются в самом контакте, будучи приурочены к диопсидово-гранатовому или волластонитовому скарну. Пирит как космополитический минерал встречается всюду, но играет резко подчиненную роль, обнаруживая, может быть, некоторое усиление в нижних частях мезотерм. Магнетит и гематит присутствуют только как редкость

в некоторых контактах, осложненных высокотемпературной гидротермальной деятельностью.

3) **Медь** — выделения ее проходят красной нитью через весь рудный процесс, начиная от высокотемпературных контактов до чисто эпitherмальных образований. Она встречается в пегматитах в форме медного блеска или халькопирита. Последний минерал импрегнирует периферические части гранодиоритовых массивов и особенно охотно концентрируется в контактах. Подавляющее большинство медных месторождений относится именно к этому типу. В гидротермальную фазу медь переходит в форме халькопирита, но сюда же примешиваются в значительных количествах борнит и тетраэдрит. Чистые жилы последнего особенно характерны для верховьев Кок-су. В чисто эпitherмальные образования медь попадала, повидимому, в форме комплексных соединений с другими сульфидами (блеклые руды, спаниолит). Эти соединения распались в поверхностных кислых зонах и давали начало гидрокарбонатам меди и выделениям аморфной киновари. Медные месторождения Алайского хребта иногда характеризуются большой насыщенностью. В качестве примера можно привести скарпные образования в устье Южного Кара-казыка с содержанием Cu в некоторых образцах до 21.9%, а также жилы чистого тетраэдрита из Рудного сая по левому берегу Кок-су. Однако, в современной стадии обнаженности они не достигают достаточно крупных размеров, чтобы иметь промышленное значение. Тем не менее, широта распространения медного оруденения заставляет рассматривать этот элемент как весьма характерный для описываемого металлогенического цикла.

4) **Сурьма** — так же характерна для рудного процесса, как и медь. Распределение ее по фазам подчинено следующим особенностям. В чисто контактных образованиях сурьма совершенно отсутствует. Все гидротермальные жилы обыкновенно содержат ее в следах. В некоторых случаях содержание Sb поднимается до значения существенной составной части, и металл обнаруживается тогда в форме тетраэдрита, фаматинита, блеклой руды, джемсонита или буланжерита. Наибольшие количества сурьмы в виде антимонита выделяются в эпitherмальную фазу вместе с ртутью и мышьяком.

5) **Ртуть** — обнаруживается только в эпitherмальных жилах по северным предгорьям хребта. Встречаясь в сравнительно рассеянной форме, она захватывает громадные площади и дает исключительно большие валовые запасы. Поиски Hg в мезотермальных жилах не дали положительных результатов. Не обнаруживается она и шлиховыми работами вдоль по центральной оси Алая.

6) **Свинец** — по сравнению с приведенными выше металлами занимает резко подчиненное положение. В подавляющем большинстве руд-

ных жил встречается только в следах и, повидимому, присутствует как примесь в блеклых рудах. Самостоятельные жилки галенита сравнительно редки и не достигают значительных геометрических размеров.

7) **Цинк** — встречается совместно со свинцом в обычных ассоциациях полиметаллической зоны средних глубин. Однако, эти месторождения не типичны для Алая и количественно очень слабо распространены. В то время как свинец сдвигается на некоторое расстояние от контактной плоскости, наибольшее количество цинка (в форме сфалерита) выделяется непосредственно в контактах, осложненных гидротермальной деятельностью. Здесь уже свинец (большой частью в следах) является спутником цинка и большинство месторождений рассматриваемого металлогенического цикла относится именно к этому типу.

8) **Висмут** — на ряду с медью и мышьяком представляет собой характерный компонент рудного процесса, связанного с интрузиями гранодиорита. Он встречается буквально во всех проявлениях рудоносности. Наибольшая концентрация висмутового блеска имеет место в гидатопневматолитических и гипотермальных образованиях, относящихся к перимагматическому замещению. В некоторых участках (жилы Турука и Южного Кара-казыка) содержание его в рудном теле достигает 1%. При переходе к чисто гидротермальным процессам содержание висмутового блеска быстро падает.

9) **Кобальт** — также очень характерен для рассматриваемой металлогении. Металл обыкновенно ассоциируется с висмутовым блеском и арсенопиритом, причем относится к исключительно высокотемпературной фазе. Необходимо отметить, что в данной ассоциации кобальт совершенно отделен от никеля, который не обнаруживается даже микрохимически.

10) **Никель** — открывается только микрохимически в редких пунктах обогащения пирротинном.

11) **Молибден** — встречается в пегматитах и кварцевых жилах в гранодиорите. Мелкие чешуйки молибденита сильно рассеяны на большой площади. Наравне с никелем и последующими металлами молибден не является характерным для района¹.

12) **Серебро** — встречается только в следах в ограниченном числе чисто свинцовых месторождений, относящихся к мезотермальному типу. Сюда же, вероятно, нужно причислить и единственное самостоятельное (?) месторождение [12, стр. 94]. Выпадение серебра (и отчасти свинца) из общей геохимической колонки, которая определяет первичную зо-

¹ В пределах Алайского хребта за 1935 г. автором установлен целый ряд новых месторождений молибденита, заставляющих относить молибден к числу характерных элементов металлогенического цикла, связанного с интрузиями гранодиорита.

нальность рудных компонентов, весьма характерно для рассматриваемого металлогенического цикла.

13) **Олово** присутствует в форме оловянного колчедана в некоторых гипотермальных жилах. Содержание его ничтожно мало и устанавливается только микрохимическим анализом. Вероятность выделения оловянного камня в тех процессах, которые связаны с гранодиоритом, исключается шлиховыми работами, по крайней мере, для района от границы карты на востоке до меридиана $41^{\circ}20'$ на западе.

14) **Кадмий, хром и уран** — не обнаружены химическими анализами для целого ряда рудных образований. В частности, крайне слабая концентрация последнего металла, почти ускользающая от количественного определения, подтверждается специальными радиометрическими измерениями.

15) **Фтор** — встречается в небольших количествах в пегматитах и контактах. Высокая концентрация его имеет место в эпиптермальных процессах, где F выделяется как вполне самостоятельно, так и в связи с сурьмяно-ртутным оруденением. В силу очень широкой распространенности этот элемент на ряду с бором принадлежит к числу типичных представителей рудного процесса.

16) **Бор** — для него показательно обилие турмалинов в мелких пегматитовых жилках, рассеянных по всему району. Необходимо также отметить исключительное по алайским масштабам месторождение аксинита по Чал-куйрюку [30, стр. 32—35]. Действительные размеры оруденения значительно превышают те данные, которые приведены в цитированной работе.

Приведенными элементами исчерпывается разнообразие того металлогенического цикла, который завершился в последние стадии варисцидской складчатости и генетически был связан с мощными внедрениями гранодиоритовой магмы. В силу слабой изученности неясное положение занимают в нем такие металлы, как вольфрам, золото и представители редкоземельной группы. Наблюдения по вольфраму и редкоземельным вообще отсутствуют, если не считать нескольких находок ортита в шлифах из пегматитовых жил. Довольно равномерное содержание золота в районе устанавливается шлиховыми работами. Наличие его в бассейнах рек, размывающих только гранодиоритовые интрузии, косвенно указывает на вероятную принадлежность золота к той же металлогении. В дополнение к этому следует указать на постоянное присутствие золота в антимонитах эпиптермальных месторождений. В частности для Чаувае, содержание Au колеблется, но незначительно.

Некоторые особенности парагенетических соотношений и условий выделения будут изложены при описании типичных месторождений.

Интрузии щелочных сиенитов

Можно утверждать а priori, что связанный с сиенитами металлогенический цикл должен обладать большим своеобразием. Явления ассимиляции, которые провизорно были положены в основу генезиса этой группы пород, не могли не отразиться на рудном составе родончальной магмы. Полевые наблюдения вполне подтверждают подобное предположение. В картированной части хребта не обнаружено месторождений, которые с уверенностью можно было бы связать со щелочными и нефелиновыми сиенитами. К числу элементов, обнаруживающих некоторую концентрацию, следует отнести:

1) **Фтор** — выделяется в пегматитах и гидротермальных жилах в форме флюорита. Особенного богатства фтористых эманаций в районе щелочных интрузивов не наблюдается; исключение представляет массив Джуры-сая с его плавиковыми жилами и пегматитами [12].

2) **Железо** — можно отметить минералогически интересные выделения магнетита в пегматитах и заметную пиритизацию. Последняя приурочена к контактам и распространяется как на изверженную породу, так и на вмещающие интрузию свиты.

3) **Медь** — ничтожные скопления халькопирита были констатированы в юговосточном контакте щелочного массива по левому притоку Южного Кара-казыка.

4) **Редкоземельные металлы.** — Значительных скоплений соответствующих минералов in situ не обнаружено. Концентрация подтверждается шлиховыми работами, а также случайными находками некоторых минералов [12].

5) **Радиоактивные компоненты.** — Все щелочные сиениты района и связанные с ними пегматитовые жилы характеризуются повышенной активностью. Результаты специальных радиометрических измерений еще не обработаны, но с несомненностью установлено, что рассматриваемая группа интрузивных пород отличается среди всех других особенно высокой концентрацией радиоэлементов. Постоянное присутствие в шлихах оранжита, монацита и циркона косвенно указывает на обогащение пород ториевой группой. Это находится в согласии с обычной тенденцией тория к накоплениям в более основных магмах и в частности в нефелиновых сиенитах.

Приведенный обзор подчеркивает качественную и количественную бедность металлогении, связанной с интрузиями щелочных сиенитов. На основании полевых наблюдений можно утверждать, что процесс обособления щелочной магмы не сопровождался концентрацией и выносом тяжелых металлов.

Интрузии щелочных гранитов

Последний металлогенический цикл описываемого района связан с интрузиями щелочных гранитов. В приведенной выше схеме магматической деятельности этот тип интрузий рассматривался как промежуточное звено между щелочными сиенитами и нормальными гранитами. Было сделано предположение, что благодаря специфической обстановке Центрального Алая, последний продукт нормальной магматической дифференциации не дал типичных гранитов. Он испытал на глубине ряд реакций с чуждыми магме материалами и выделился в форме щелочных пород. Особенно глубокая ассимиляция вызвала появление типичных щелочных сиенитов; не вполне закончившийся процесс усвоения дал начало щелочным гранитам, а совершенно не затронутый ассимиляцией магматический остаток был вынесен в виде почти нормального гранита. Типичным представителем последнего в районе нужно считать породу южной части Алауддинского массива. В согласии с такой концепцией можно ожидать, что металлогения щелочных гранитов будет представлять собой ослабленный цикл гранодиорита. В тех случаях, когда магматический остаток не был нарушен ассимиляцией (Алауддин), оруденение должно быть дополнено компонентами характерными для чисто гранитного ряда. Анализ рудных образований, связанных со щелочными гранитами, обнаруживает следующее распределение элементов.

1) Мышьяк — присутствует в рудных образованиях гипотермального типа только в следах, а иногда может быть обнаружен лишь микрохимически.

2) Железо — количественно преобладает над всеми компонентами. Обычной формой выделения служит пирит. Последний присутствует в контактах или выносится в кварцевых жилах далеко за пределы контактной площади. Гораздо реже встречается гематит (Исфайрам) в самостоятельных прожилках по контакту со сланцами.

3) Медь — занимает резко подчиненное положение. Небольшие выделения халькопирита присутствуют в контактах и переходят в чисто гидротермальные образования.

4) Сурьма — встречается как редкость в следах, уловимых только микрохимическим анализом.

5) Кобальт — обнаруживается анализом в тех жильных образованиях, которые сравнительно обогащены мышьяком.

6) Висмут — констатирован во всех рудных точках независимо от генетического типа отложения. Количества его незначительны и висмутовый блеск не обнаруживается макроскопически.

7) Свинец и цинк — оба металла тесно ассоциированы друг с другом, в количественном отношении играют подчиненную роль.

8) Серебро, ртуть, кадмий, никель и хром — не обнаружены анализами.

9) Вольфрам — мелкие зерна шеелита присутствуют как минералогическая редкость в пегматитах по Исфайраму.

10) Редкоземельные металлы — довольно крупные выделения ортита встречаются в пегматитах Алауддинского массива, где представляют обычное явление.

11) Уран — элемент встречается в форме уранинита в пегматитовых жилах. Выделения его по Исфайраму (к востоку от перевала Кой-джулы) сравнительно редки. Наибольшая концентрация имеет место в южных частях Алауддинского массива.

12) Олово — в форме оловянного колчедана отсутствует как в контактных, так и в гидротермальных образованиях. Однако, начиная с меридиана $41^{\circ} 20'$ в направлении к западу от него, шлихи постоянно обнаруживают оловянный камень. Последний одинаково встречается в бассейнах рек, текущих по северную и южную сторону хребта. В пределах картированной части Алая наибольшая концентрация касситерита в шлихе констатирована для верховьев Кок-су непосредственно ниже Алауддинского массива.

13) Фтор — присутствует в форме плавика в пегматитах, но количества его очень малы.

14) Бор — типичной формой выделения служит турмалин. Исключительным богатством последнего отличаются пегматиты Алауддинского массива и верхние зоны исфайрамской интрузии к востоку от перевала Кой-джулы.

Сопоставляя качественный и количественный состав рудных образований, необходимо констатировать тесную близость их с месторождениями, уже описанными для металлогенического цикла гранодиоритов. Одновременное присутствие таких элементов, как As, Fe, Cu, Bi, Sb, Co, Pb, Zn, F и B, свидетельствует, что в обоих случаях мы имеем дело с единым питающим магматическим очагом. Значительно ослабленное по интенсивности оруденение последнего металлогенического цикла находится, по видимому, в связи с процессами ассимиляции, игравшими роль при образовании щелочных гранитов. Они уже совершенно подавили металлогеническую деятельность магмы в случае щелочных сиенитов.

При общем сходстве металлогенических циклов гранодиорита и щелочного гранита необходимо отметить некоторые характерные черты последнего. Сюда относится появление вольфрама, урана и больших количеств олова. Эти элементы сближают металлогению щелочных гранитов с рудными образованиями типичными для нормального гранитного ряда. В общей схеме металлогенеза гипотетического родо-

ренностью отнесены к тому или другому из намеченных выше вулканических циклов. Детальное изучение северных месторождений должно в значительной степени исправить предложенную схему металлогенеза и, главным образом, дополнить ее данными о роли излившихся и основных пород, почти не затронутых настоящей работой.

Типы месторождений

Предыдущим очерком устанавливается доминирующая роль, которую играл в Центральном Алае варисский металлогенический цикл, связанный с мощными интрузиями гранодиоритов. Для характеристики его ниже приведено описание нескольких месторождений, типичных в генетическом отношении, и еще недостаточно освещенных в литературе.

Пегматитовый тип хорошо представлен месторождением молибденита по р. Мелик-су, левый приток р. Сурьме-таш. В апикальной части гранодиоритового массива имеется большое число мелких, неориентированных трещин (синклиз), заполненных пегматитом и кварцем. Выделение последнего, по видимому, представляет собой первичное явление и обязано высокому местному давлению, не позволившему пегматиту освободиться от избыточного кварца ранней стадии гидротермолита. В температурном отношении комплекс жил захватывает широкий период от начала фазы D до начала фазы F. Материал жил импрегнирован чешуйками молибденита (0,5—4 мм) и характеризуется присутствием мусковита, темнозеленого турмалина и мелких зерен ортита. Оруденение распространено на большой площади, но имеет очень рассеянный характер.

Контактовый тип месторождений очень распространен, но обыкновенно осложнен пневматолитом и наложением ранних стадий гидротермальной деятельности. Выделение его в чистом виде невозможно; поэтому в дальнейшем приведено описание целых районов, со всеми встречающимися в них рудными проявлениями.

Особенный интерес представляют верховья Кок-су в районе гранодиоритовой интрузии Южного Кара-казыка. Апикальные части гранодиоритового массива покрыты шапками мраморизованных известняков и все рудные проявления локализованы в последних. Число отдельных выходов оруденения необыкновенно велико. Получается впечатление, что весь массив окутан общим сульфидным покровом, который выступает везде в местах нарушения мраморной шапки. Можно наметить несколько следующих типов оруденения.

1) В непосредственно обнаженном контакте периферическая зона гранодиорита густо импрегнирована халькопиритом. Затем идет полоса

диопсидово-гранатового скарна с отдельными гнездами халькопирита и реже пирротина. Дальше расположена мощная зона волластонита и за ней уже мрамор. Главное оруденение приурочено в виде гнезд к контакту волластонита с диопсидово-гранатовым скарном и представлено халькопиритом и борнитом. Анализ рудной массы дан под № 10, 12, 14 и 17 в табл. 2.

2) Описанная контактная полоса сечется более поздними кварцевыми жилами с арсенопиритом и висмутовым блеском. Химический состав оруденения приведен в табл. 2 под № 13.

3) Значительно чаще скарновая масса из кварца, граната, диопсида, амфиболов и плагиоклазов как бы выдавлена в трещины в мраморах, где образует конусы, трубки и жилы, густо импрегнированные сульфидами. Среди рудных минералов встречаются арсенопирит, халькопирит, висмутовый блеск, галенит и сфалерит. Состав приведен в анализах табл. 2 под № 16, 18—21, 28, 31—33. Иногда такие трубки и жилы состоят из чистых сульфидов с вышеперечисленными минералами (табл. 2, анализы № 11, 22, 25, 27).

4) На некотором отдалении от контакта сульфиды начинают обособляться и дают упоминавшиеся выше жилы чистого тетраэдрита (табл. 2, анализ № 29) или галенита (табл. 2, анализ № 30).

Интересный тип контактового метасоматоза представляет месторождение Шах-дар [5, стр. 104]. Массив гранодиорита имеет вид купола, который приподнял слои известняка с подчиненными последнему сланцевыми прослойками. По периферии всего массива осадочные породы имеют падение согласное со склонами интродуцированного тела. Южные контакты гранодиорита по правому берегу Кок-су лишены оруденения и представлены только гранатовым и волластонитовым скарном. По правому берегу Шах-дара на протяжении около 1 км имеется серия параллельных выклинивающихся жил, расположенных по трещинам в известняке и гранодиорите. Трещиноватость вызвана давлением интрузии и ориентирована параллельно контакту. Состав вмещающей руды породы лежит в пределах от 95% диопсида + 5% роговой обманки до 60% роговой обманки + 30% кальцита + 10% кварца. Гранат во всех случаях играет подчиненную роль. Ближе к контакту оруденение представлено халькопиритом (Cu — 5,3%), пирротинном, арсенопиритом, висмутовым блеском и цинковой обманкой. Анализ руды приведен под № 36 и 37 табл. 2. В сторону известняков прогрессивно увеличивается количество арсенопирита и уменьшается содержание меди (табл. 2, анализы № 34 и 35). К этому же массиву относится, вероятно, известное в литературе крупное месторождение арсенопирита, расположенное в верховьях р. Саук-джейляу [4, стр. 49; 5, стр. 117, № 332].

Несколько другие типы контакта имеют место в водораздельном гребне Абшира и Исфайрама по верховьям двух правых притоков последнего — Аустана и Пум. Район представляет собой центр еще не вскрытого эрозией крупного массива, сложенного породами близкими к кварцевому монцониту. Отдельные куполы и апофизы единого массива обнажены в большом количестве точек. Периферические части их в контакте с верхнепалеозойскими сланцами густо импрегнированы пирротинном. Импрегнация захватывает как тело изверженной породы, так и вмещающие сланцы — роговики. Помимо пирротина, в резко подчиненном количестве присутствуют халькопирит и арсенипирит. На перевале Ат-чабар дайки кварцевого монцонита контактируют с палеозойскими известняками (верхний силур) и дают в них ряд рудных жил и гнезд. Основная масса жил представлена пирротинном и в резко подчиненных количествах халькопиритом и висмутовым блеском. Химический состав приведен в табл. 2, анализы № 5 и 6. Жильной породой служит диопсид и обыкновенный гранат с небольшим количеством кварца.

Месторождение не имеет промышленного значения, но кустарно эксплуатировалось в древности.

Контакт, значительно осложненный пневматолитом и гидротермальной деятельностью, описан для монцонитового массива в районе Чалкуйрюка [30, стр. 32—36]. Анализ рудных образований приведен в табл. 2 под № 2. Помимо указанных в цитированной работе крупных рудных жил, в районе обнаружено большое количество мелких жил и гнезд, приуроченных к контакту и выполненных пирротинном и халькопиритом.

Примеры чисто гидротермальных образований, относящихся к зоне высоких температур, уже описаны для района Кок-су. В качестве типичного представителя гипотермальных жил, обнаруживающих значительное участие пневматолита, заслуживает описания мышьяковое месторождение Турука. Жилы расположены в сильно измененной роговиковой свите по правому берегу Турука в непосредственной близости от гранодиоритовой фации массива Чал-кильдак. Оруденение представлено чистым арсенипиритом со значительным содержанием висмута и кобальта. Анализ рудной массы приведен в табл. 2, № 1. Продукты разрушения жил сильно окрашены в розовый цвет эритрином. Обращает на себя внимание полное отсутствие (даже в следах) серебра и урана. Это указывает на высокотемпературный тип образования и несмотря на характерную ассоциацию мышьяка, кобальта и висмута не позволяет параллелизовать жилы хотя бы со Schneeberg или Temiskaming See. Месторождение сильно маскировано осыпями и нуждается в дополнительном изучении.

Тип мезотермальных жил чрезвычайно слабо распространен в картированной части Алая. Отчетливая депрессия этой фазы гидротермальной деятельности служит характерным признаком всего рудного процесса и объясняется, может быть, гипабиссальным положением господствующих интрузий. Комплекс элементов, связанных с мезотермальной фазой развития гидротермалита, или отсутствует совершенно, или тесно накладывается на контактный и гипотермальный процессы. Примером последнего случая могут служить описанные выше галенитовые и тетраэдритовые жилы Кок-су, а также свинцовые месторождения по правому берегу Янги-давана [14, стр. 95], анализ которых приведен в табл. 2, № 26. В качестве примера типичных, мезотермальных образований, отчетливо связанных с гранодиоритовой магмой, заслуживает упоминания свинцово-цинковое месторождение Саук-джейляу. В непосредственной близости от описанного выше молибденового месторождения по Мелик-су гранодиорит образует контакт с палеозойскими известняками. В нем развивается обычный для Алая комплекс рудных минералов. Из непосредственного контакта с гранодиоритом оруденение переходит в осадочную толщу и оказывается приуроченным к линии тектонического (?) контакта палеозойских известняков со свитой сурьметашских конгломератов верхнего палеозоя. Вблизи от интрузии рудный процесс обогащается цинком, свинцом и серебром (анализ приведен в табл. 2, № 40), а дальше встречаются уже только галенит и сфалерит. Слабое оруденение через устье Мелик-су перебрасывается на левый берег Саук-джейляу и тянется (на расстоянии около 6 км) вдоль по контакту до перевала из последней реки в ее приток Кара-кавак. Южная часть месторождения прослежена только по осыпям, так как оруденение расположено очень высоко, в недоступной известняковой стенке. Месторождение очень бедное и имеет чисто минералогическое значение. Очень вероятно, что южным концом этой оруденелой полоски служит месторождение Мынджилга по р. Каинды, левому притоку Исфайрама [5, стр. 105, № 292], представленное также сульфидами свинца и цинка.

Группа эпитептермальных месторождений расположена в северных склонах хребта и представлена сульфидами ртути, сурьмы и мышьяка. Благодаря наличию в ней промышленно выгодных объектов она хорошо освещена в литературе как в целом [31, стр. 95, 107], так и в отношении отдельных месторождений [26, стр. 33—86; 15; 28, стр. 58—61]. Весь широтный пояс оруденелых точек, далеко выходящий за пределы картированной области, принадлежит к типичным телемагматическим образованиям. Только для двух из них Ашат [30, стр. 30] и Бирк-су [28, стр. 61] намечается неясная связь с изверженными породами неопределенного возраста. В настоящем очерке все месторождения этого

типа отнесены к вариссийской металлогении. Такое обобщение, противоречащее распространенному мнению о приуроченности реальгаровых месторождений к альпийскому орогенезу, сделано на следующих основаниях: 1) сурьмяное месторождение Тамды-кол в Кичикалайском хребте со следами (?) в нем киновари [30, стр. 9] связано с фельзит-порфиром, который является дериватом Кичикалайского гранодиоритового массива; 2) на Аустане по ущельям Камырша и Заксай обнаружена группа плавиковых жил со следами аморфной киновари и конформно окружающими ее гидрокарбонатами меди. Оба компонента выносились, повидимому, совместно в форме сложной сульфосоли, разложившейся при реакции с кислыми водами поверхности. Нерастворимая в кислой среде киноварь выделилась в аморфном состоянии, а медь перешла в гидрокарбонаты. Одна из жил находится в непосредственной близости от контакта с дайками кварцевого монзонита, который, в свою очередь, сильно обогащен плавиком и медью. Совместное присутствие фтора и меди в активных контактах и эпitherмальных жилах говорит за связь оруденения с монзонитовой магмой и заставляет относить его к вариссийской металлогении. Общность рудного комплекса Аустана с прочими киноварными месторождениями Алая вряд ли представляет собой только результат одинакового геохимического поведения рассматриваемых элементов в рудном процессе. Причина сходства минеральных ассоциаций лежит, вероятно, значительно глубже и заключается в общности родоначального очага. В пользу вариссийского возраста сурьмяно-ртутных месторождений говорят так же наблюдения Е. В. Радкевич над рудами Канского полиметаллического месторождения. В минералах последнего в качестве примесей постоянно присутствует ртуть. Возраст месторождения на основании палеонтологических материалов Е. В. Радкевич относит к вариссийской или нижнекиммерийской складчатости, но во всяком случае не к альпийскому орогенезу.

В настоящей очерке приведены только наиболее крупные и типичные месторождения. Описание ряда мелких рудных точек выходит за пределы работы. Необходимо только отметить, что их качественный химический состав и возрастные отношения не противоречат принятым общим выводам.

Общие выводы

Рассмотренная часть Алайского хребта в магматическом отношении представляет собой небольшой элемент очень крупной петрографической провинции, характеризующейся исключительным богатством своих представителей. Петро- и металлогенические выводы, сделанные на пространственно ограниченном материале, нуждаются в поправках

широкого масштаба и должны быть проверены сопоставлением с смежными районами. К сожалению, такого рода сопоставления возможны только для западного района, так как рудные проявления восточной части совершенно не освещены в литературе.

Остановливаясь на петрографической стороне вопроса, необходимо констатировать общее сходство изверженных горных пород Центрального Алая с его западной оконечностью и прилегающими к ней Зеравшанским и Туркестанским хребтами. Однако, указанное сходство ограничивается только: а) одновременным наличием средней и щелочной магмы и б) полным отсутствием магмы основной. Отличительной особенностью западной части служит глубокая и совершенная дифференцированность массивов. Если господствующей породой Центрального Алая является промежуточный тип гранодиорита, то на западе наряду с ним имеются отчетливо выраженные диориты [10, стр. 70,92] и нормальные граниты. Глубокая дифференцированность распространяется и на щелочные породы [27, 10, стр. 90]. Последние дают, напр. такие крайние представители, как ийолит ледника Райгородского [2, стр. 141]. Совершенно специфической особенностью западных районов служит богатство нормальными гранитами. Среди них имеются два отчетливо различных типа [10, стр. 80]. Первый представляет собой крупнозернистый, существенно калиевый гранит с порфиroidной структурой. Крупные порфиroidные вкрапленники представлены микроклин-микрпертитом, цветная составная часть — биотитом. Породы характеризуются повышенной склонностью к образованию пегматитов и большим разнообразием минерального состава последних. Ближайшим аналогом их в картированной части Алая нужно считать описанные выше породы южной оконечности Алауддинского массива. Второй тип гранитов представлен мелкозернистыми биотитовыми и биотитроговообманковыми разностями. Первый типичный представитель расположен сразу же за пределами карты в верховьях Соха, по Арча-баши [7, стр. 112]. Если наложить его химический состав на диаграмму, стр. 303, то все породообразующие окислы совершенно точно ложатся на соответствующие продолжения кривых. Это обстоятельство позволяет считать его нормальным дифференциационным продуктом той родоначальной магмы, которая в пределах Центрального Алая получила возможность дифференцироваться только до гранодиорита.

Таким образом, получается впечатление, что единый родоначальный магматический очаг имел в западном районе более удобные для дифференциации условия. Причиной этого можно отчасти считать более глубокое (гипсометрически) положение, а также отсутствие резких тектонических нарушений в период интрузии характерных для Центрального Алая и мешавших спокойной дифференциации. В резуль-

тате обеих причин полноценно развились строго специализированные дериваты магмы и получили в составе интрузивного комплекса значение существенных составных частей. Обогащенные минерализаторами калиевые порфиридные граниты обособились в районах развития осадочных сланцевых толщ. Последние как плотный покров облегчали фракционирование щелочей под действием летучих компонентов.

Единство питающего магматического очага косвенно подтверждается общностью химического состава рудных образований из самых разнообразных месторождений. Особенно ясно это сказывается в группе полиметаллических жил [19, 20, 25, 31] и на составе эпитермальных сурьмяно-ртутно-мышьяковых месторождений. Широкое распространение таких элементов, как висмут [9, стр. 126; 31, стр. 122], молибден [6, стр. 144; 20, стр. 158], сурьма [8, стр. 204; 21, стр. 158], фтор [6, стр. 142; 11, стр. 242] и кобальт, не может также считаться случайным. Вместе с этим глубокая специализация изверженных пород повлекла за собой значительную дифференциацию в рудном процессе. Каждая группа пород служила источником определенных ассоциаций элементов и вызвала образование месторождений с более дифференцированным составом; напр., с порфиридными гранитами обособился самостоятельный металлогенический цикл, характеризующийся повышенным содержанием олова, летучих и редких элементов [10, стр. 85; 28, стр. 56].

В картированной части Алая отголоски этого цикла нужно видеть в оруденении, связанном со щелочными гранитами и, в частности в металлогении Алауддинского массива.

Гипабиссальный характер интрузий Центрального Алая и частые орогенические нарушения в период внедрения обусловили среднюю степень дифференцированности магмы. В связи с большим или меньшим участием ассимиляции выделились циклы щелочных гранитов и щелочных сиенитов. Что касается гранодиоритового комплекса, то при слабой его дифференцированности рудный состав не претерпел значительных изменений. Нужно полагать, что расчленение основного металлогенического цикла на фазы кварцевого монзонита, гранодиорита и кварцевого диорита скорее скажется на количественных соотношениях отдельных элементов, чем на качественном составе месторождений.

С этой точки зрения отождествление металлогенической деятельности вышеперечисленных пород может считаться справедливым как первое приближение, каким и является настоящий очерк.

ЛИТЕРАТУРА

1. А. Андреев. Каталог полезных ископаемых Русского Туркестана. 1913.
2. Д. С. Белякин. О щелочных горных породах в леднике Райгородского. Изв. СПб. политехн. инст. XIII. 1910. стр. 135—145.
3. Н. Л. Боуэн. Эволюция изверженных пород. ОНТИ. М. 1934.
4. В. Н. Вебер. Геологическая карта Средней Азии. Тр. Всес. геол.-разв.] объедин. в. 194. Л. 1934.
5. В. Н. Вебер. Полезные ископаемые Туркестана. СПб. 1913.
6. Ф. И. Вольфсон. К геологии, тектонике и оруденению Северовосточного Кара-мазара. Сб. Тадж.-Пам. эксп. 1933 г. Л. 1934. стр. 130—150.
7. Б. А. Гаврусевич. О пегматитах гранитной магмы верховьев р. Сох. Тр. Пам. эксп. 1930 г. в IV (14). изд. АН СССР. 1932. стр. 101—129.
8. Т. Н. Иванова. Работы Пенджикентского поисково-геохимического отряда. Сб. Тадж.-Пам. эксп. 1933 г. Л. 1934. стр. 195—206.
9. С. Р. Ивановский. Проблема висмута. Сб. Тадж.-Пам. эксп. 1933 г., Л. 1934. стр. 125—129.
10. Н. В. Ионин. Северные склоны Туркестано-Алайского хребта. Сб. Тадж.-Пам. эксп. 1933 г., Л. 1934. стр. 67—94.
11. Г. М. Михайлов. Месторождения свинцового блеска и плавикового шпата района р. Такоб. Сб. Тадж.-Пам. эксп. 1933 г. Л. 1934. 242—246.
12. А. В. Москвин. Щелочные породы верховьев р. Ходжа-ачкан. Тр. Пам. эксп. 1930 г. в IV (14), изд. АН СССР. 1932. стр. 1—99.
13. А. В. Москвин. Щелочные породы верховьев р. Исфайрам. Тр. Петрограф. инст. в. 6. изд. АН СССР. 1934. стр. 251—263.
14. А. В. Москвин. Микроклин с р. Джуры-сай. Тр. Петрограф. инст. в. 3. изд. АН СССР. 1933. стр. 5—12.
15. А. В. Москвин. Чаувайское сурьмяно-ртутное месторождение. Тр. Пам. эксп. 1931 г. в. 1 (16), изд. АН СССР. 1933.
16. А. В. Москвин и А. А. Сауков. Щелочные породы р. Джуры-сай. Тр. Пам. эксп. 1928 г. в. VII. изд. АН СССР. 1931. стр. 65—88.
17. Д. И. Мушкетов. Геологическая карта Средней Азии. Тр. Геол. ком. в. 169. Л. 1928. §
18. И. В. Мушкетов. О содалитовом сиените из долины Сабах в верховьях Зеравшана. Зап. СПб. минер. общ. сер. 2. ч. 31. 1894. стр. 344—350.
19. Б. Н. Наследов. Месторождения полиметаллов Средней Азии. Минер. богатства Ср. Азии. Л. 1935. стр. 61—94.
20. Б. Н. Наследов. Работы в Зеравшанско-Пенджикентском направлении. Сб. Тадж.-Пам. эксп. 1933 г. Л. 1934. стр. 151—161.
21. Б. Н. Наследов. Месторождения мышьяковых руд в западной части Зеравшанского хребта. Сб. Тадж.-Пам. эксп. 1933 г. Л. 1934. стр. 207—216.
22. И. К. Никитин. Петрографический очерк северных склонов Туркестанского хребта. Тр. Всес. Геол.-разв. объедин. в. 259. Л. 1933.
23. В. А. Николаев. Материалы к петрографии Восточной Ферганы. Тр. Геол. ком. в. 169. Л. 1928.
24. А. И. Преображенский. Нефелиновые сиениты верховьев р. Тагобы-собак. Изв. СПб. политехн. инст. XV. 1911. стр. 293—335.
25. М. П. Русанов и А. В. Королев. Медные руды Средней Азии. Минер. богатства Ср. Азии. Л. 1935. стр. 11—60.
26. А. А. Сауков. Хайдарканское ртутно-сурьмяное месторождение. Тр. Пам. эксп. 1930 г. в. III (13), изд. АН СССР. 1932. стр. 33—86.

- 27.-В. И. Соболевский. Нефелиновые сyenиты верховьев Зеравшана. Сб. Тадж. компл. эксп. 1932 г. Л. 1933, стр. 199—214.
28. А. Ф. Соседко. Полезные ископаемые Туркестанского хребта. Сб. Тадж.-Пам. эксп. 1933 г. Л. 1934, стр. 53—63.
29. А. Е. Ферсман. Геохимия. т. I и II. Л. 1934.
30. Д. И. Щербаков. К геохимии Алайского хребта. Тр. Пам. эксп. 1928 г. в VII. изд. АН СССР, 1931, стр. 1—52.
31. Д. И. Щербаков. Минеральные богатства Средней Азии. Л. 1935. Гл. Ртуть и сурьма. стр. 95—107. Гл. Мышьяк, редкие и малые элементы. стр. 107—130.
32. A. Johannsen. Quantitative mineralogical classification. Journ. of Geol. 1917, pp. 63—97. 1919, pp. 1—62.
33. A. Harker. The natural history of Igneous Rocks. London. 1909.
34. S. G. Shand. Limestone and the Origin of Feldspathoidal Rocks. Proceed. Geolog. So. of South Africa. v. 1922, pp. 13—32.
35. C. H. Smyth. Amer. Journ. of Science. v. (4) 36. 1913, p. 76.



A. V. MOSKVIN

CONNECTION BETWEEN THE ORE DEPOSITS AND THE IGNEOUS ROCKS OF THE ALAI MOUNTAIN RANGE

(Summary)

For lack of sufficient systematic observations, the author confines his conclusions to the central part of the Alai mountain Range represented on the appended map. For the same reason, the ore deposits connected with effusive rocks are but slightly touched upon in the present paper, while the metallogenic activity of intrusive rocks is discussed in a more detailed way.

On the basis of their chemical and mineralogical properties the abyssal rocks are divided into two independent groups: 1) granodiorites and 2) alkaline rocks. In those parts shown on the map, the first group is the most extended. It is represented by granodiorites, quartz-diorites and quartz-monzonites. The rocks greatly resemble one another in chemical composition, as illustrated on the variation-diagram (p. 301). As the variations in chemical composition follow a quite definite law, the author is led to the conclusion that the various rocks belong to the same differential series, ascribing the variety in mineralogical composition to the influence of local intrusive conditions. The existence of a single initial magma-basin is further confirmed by the geological and morphological properties of the intrusions. It is thought that the differentiation of the initial magma in the Central Alai has been able to proceed only up to granodiorites owing to frequent tectonic disturbances during the period of intrusion and to the insufficiently deep location of the magma-basin. The intrusion of the rocks of this group occurred more or less simultaneously, coinciding with the last phases of the Variscian folding.

The second group of abyssal rocks presents two extreme branches connected by members of intermediate composition. One of these branches is represented by alkaline granite, the other — by alkaline and nephelite syenites. On the basis of the morphological character of these rocks and the regularity of their distribution the author is led to admit the following conclusions as to the possible genesis of the alkaline derivatives of the magma. The

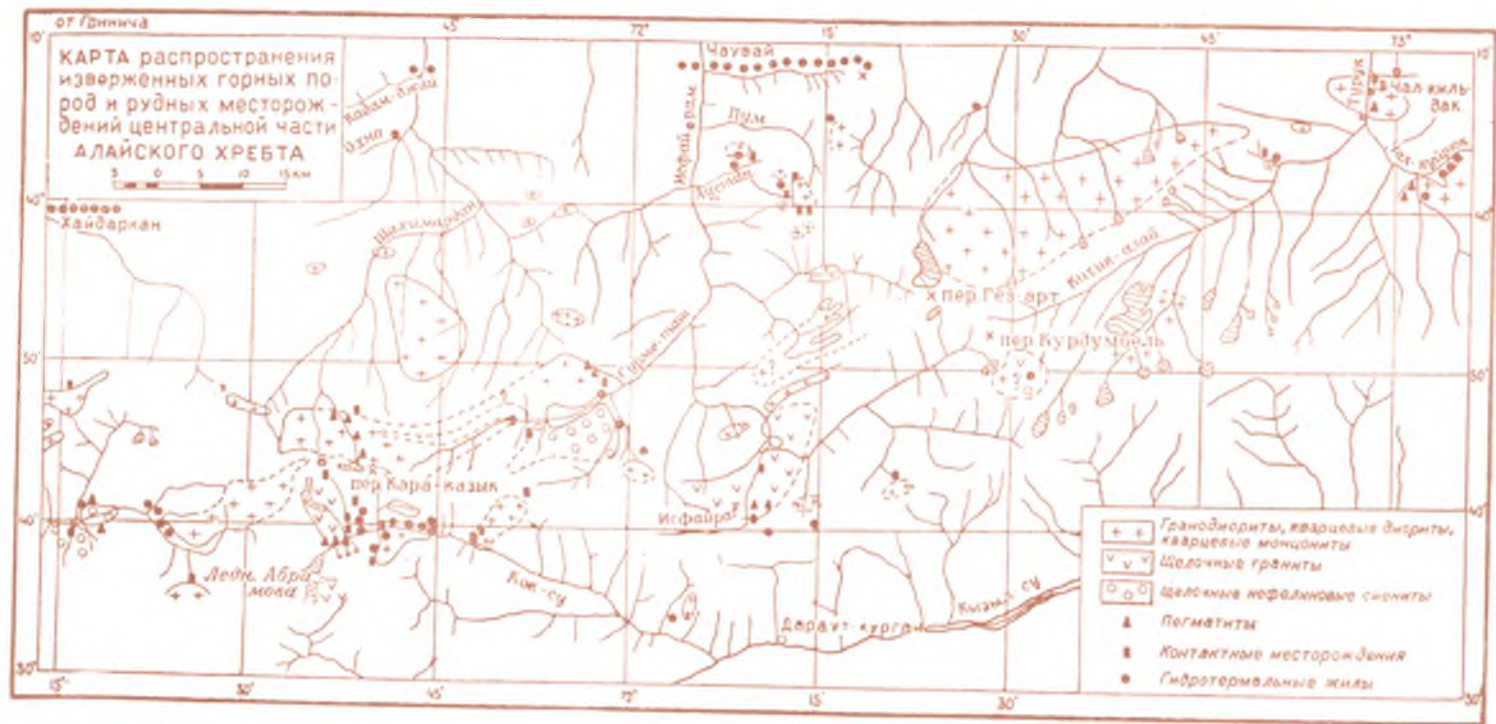
magma residue which is due to differentiation, became enriched with alkalis and silica and produced the normal granite; the last, in a pure state, intruded only in one spot. In the other parts of the map, this residue reacted at a considerable depth with some extraneous substances, most likely with, limestone which in this region, is quite abundant. The successive impoverishment in silica caused by the reaction led to the formation of various alkaline rocks, beginning with that of alkaline granite and ending with that of typical feldspathoidal rocks. The hybrid character of the alkaline derivatives of the magma is confirmed by the peculiarities of their chemical composition, as illustrated by the variation-diagram on p.303. The intrusion of the alkaline rocks was posterior to that of the granodiorite. The upper age of these intrusions has not yet been determined, but the process is sure to have been completed prior to the period of the Alpine orogenesis.

In accordance with the above chronological sequence of intrusions the existence of three independent metallogenic cycles has been established. The first cycle is connected with the intrusion of granodiorite and is characterized by a great intensity and qualitative diversity of composition. During this period occurred the concentration of such elements as As, Fe, Cu, Hg, Sb, F, Bi, Co, Pb, Zn, Ag, Mo and B. The majority of ore deposits in the central part of the Alai Range dates back to this cycle. In the present paper a description is given of contact, hypo and mesothermal ore deposits, as well as a few data concerning the epithermal gangues with As, Hg, Sb and F, found in the northern foothills of the Alai Range. The second cycle coincides with the intrusion of alkaline and nephelite syenites. The above mentioned processes of assimilation, to which we have ascribed the formation of the alkaline rocks, exercised a considerable influence on the ore contents of the initial magma. The intrusion of alkaline and nephelite syenites was not accompanied by any formation of ore deposits; only a certain concentration of fluorine and radioactive minerals (thoric series) could be observed. The third metallogenetic cycle is connected with the intrusion of alkaline granites. Forming an intermediate link between the first two, this cycle represents a considerably impoverished kind of the metallogeny of granodiorites. Owing to the assimilation processes, the contents of elements such as As, Hg, Sb and Au considerably decreased, while elements such as Sn, W, U and the rare earths made their appearance as a result of a more complete differentiation process.

The comparison, from the standpoint of petrogenesis, of the central part of the Alai mountain Range with the adjacent western regions shows in these latter the existence of more differentiated rocks, beginning with diorite and ending with normal granite. This can be brought into connection with the comparatively deep location of the magma-basin as well as with the absence of frequent tectonic disturbances during the whole

process of intrusion. Owing to the more complete differentiation of the magma the corresponding processes of ore concentration also changed. Each group of rocks was the source of a definite association of the elements and caused the formation of ore deposits of a more differentiated kind. On the whole, the metallogeny of granodiorite coincides with the predominant type in the Central Alai. The processes of ore deposition which are connected with the intrusion of normal granites, attained the greatest development. Here a concentration of Sn, Be, Li, Ta, Nb, B etc. could be observed, thus allowing us to associate this cycle with the above described metallogeny of alkaline granites.







В. А. НИКОЛАЕВ

ОЧЕРК МАГМАТИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ ПАМИРА И ДАРВАЗА

Настоящий очерк, как показывает заглавие, охватывает территорию Памира и Дарваза в пределах существующих границ СССР с Афганистаном и Китаем. На севере естественными границами служат: хребет Заалайский, хребет Петра I и западные отроги последнего.

В основу нашего очерка положено представление о неразрывной связи характера проявлений вулканизма, в широком смысле этого слова, их форм и интенсивности с особенностями геотектонических циклов, пережитых Памиром и Дарвазом.

Три фазы или стадии геотектонического цикла — литогенезис, орогенезис и глиптогенезис — сопровождаются определенными проявлениями магматической активности. Стадия литогенезиса, т. е. формирования и углубления обширных впадин литосферы, аккумуляции огромных масс осадков, естественно, вызывает нарушения в равновесии и устойчивости элементов коры. Эти нарушения сопровождаются разломами и более или менее мощными и продолжительными излияниями лав, особенно основных, с образованием в древних орогенах так называемых вулканогенных формаций, выраженных толщами „зеленокаменных“ пород.

Фазы складкообразования связываются с крупнейшими интрузиями магмы в верхних горизонтах коры, которым следуют менее значительные по объему „малые“ интрузии, частью представляющие настоящие жильные породы, генетически связанные с большими глубинными интрузиями, частью являющиеся самостоятельными гипабиссальными интрузиями.

Фаза глиптогенезиса характеризуется затуханием вулканизма или слабыми „остаточными“ проявлениями его, как бы пережитками предшествовавших более активных эпох; в прошлом земли она обычно не различается, сливаясь с начальными стадиями следующего цикла.

Подчеркивая цикличность процессов вулканизма, их закономерную повторяемость в геологическом прошлом нашей планеты, мы далеки от мысли считать эту последовательность магматических фаз строго обязательной для каждой складчатой зоны и тождественной как по формам и интенсивности проявления, так и по составу продуктов магматической деятельности.

Идея циклического развития земли вовсе не предполагает однообразного повторения по схеме замкнутых и одинаковых по содержанию кривых или кругов, и тем, кто в настоящее время с такой легкостью зачисляет идею циклов в категорию идей буржуазно-метафизических и вульгарно-эволюционных, не мешало бы учесть, что она никогда не закрывала геологам картины развития земли качественно отличными этапами и никогда не убивала интереса к сравнительному изучению этих этапов или циклов, к выяснению различий между ними.

В сущности, последняя задача и была для геолога и петрографа важнейшей в тех случаях, когда он пользовался идеей цикличности, т. е. закономерной повторяемости однородных (но не тождественных!) явлений.

С другой стороны, не только по формальным мотивам, но и по существу, неправильно часто встречающееся искажение понятия магматического цикла и подмена его действительного и полного содержания отдельными, частными этапами или фазами магматической активности. Нельзя, напр., вырывать искусственно из совокупности геологических процессов эпохи временного оживления суперкрупного вулканизма и говорить о верхнепалеозойском эффузивном цикле, точно так же, как нельзя говорить о киммерийском интрузивном цикле.

Как ни широко понятие геотектонического цикла и с какими бы трудностями ни связывалось разграничение их в геологическом прошлом, все же только это понятие в состоянии ориентировать нас в сложной совокупности магматических процессов литосферы.

Неправильно утверждение, что крупные геотектонические циклы распадаются на ряд аналогично построенных, малых и не полных циклов.

Множественность фаз складкообразования и связанных с ними магматических интрузий еще не является основанием для таких же мелких подразделений в геотектонических и магматических циклах. Временные перерывы в процессе заполнения геосинклиналей, наступающие в связи с фазами складчатости и интрузиями, повторяются неоднократно в истории развития складчатых зон литосферы. Стадия литогенезиса не всегда обрывается сразу, одним революционным актом диастрофизма, и не всегда переходит сразу же после этого единственного акта в третью, заключительную фазу цикла — глиптогенезиса.

Пароксизмы складкообразования могут нарастать постепенно, повторяясь несколько раз, и постепенно выводить складчатую зону или часть ее из геосинклинальных условий развития, все больше ограничивая площадь и масштаб процесса седиментации.

Естественно, таким образом, считается с множественностью эффузивных (суперкрупных) фаз магматического цикла так же, как и с повторением интрузивных фаз на протяжении одного цикла. Супер-



Граниты Уйбулак-бена (Кара-куль)

The granites Uybulak-Ben (Kara-Kul)

крупные фазы мы обозначаем по времени их проявления, напр.: среднепалеозойская фаза извержений Северного Памира, верхнепермская фаза Дарваза и т. д.

Интрузивные фазы находят название по одновременным с ними проявлениям складчатости, напр.: древневарисский граниты Дарваза, киммерийские граниты Южного Памира и т. д. Магматические циклы устанавливаются в полном соответствии с геотектоническими, и в обозначении их мы так же, как и для Тянь-шаня, предпочитаем названия: первый палеозойский — каледонскому, второй палеозойский — варисский.

Мезозойский (или киммерийский) цикл разделяется нами, собственно, от альпийского, что вызывается исключительным значением движений и интрузий мезозоя (триас — юра) в формировании центральных и южных зон Памира.

В хронологии движений литосферы мы нередко пользуемся обозначениями Stille как наиболее дробными и распространенными [57]¹. Основное положение о связи процессов геотектогенеза с вулканизмом, принимаемое всеми, еще во многом остается неясным и заключает в себе ряд нерешенных проблем. Из них в настоящий момент мы отметим следующее. Формирование геосинклинали и заполнение ее осадками — процесс эпирогенный (уидации Stille) и, вообще говоря, не связанный, по мнению Stille, с разломами и сбросами. Только в эпохи синорогенные, т. е. эпохи усиленных эпирогенных движений, одновременных с орогенезом, разломы коры нередко сопровождаются вулканическими излияниями. Нам представляется важным уточнение возраста так называемых вулканогенных формаций и горизонтов, так как они образуются в фазе седиментации, фазе заполнения осадками геосинклинали и, вне сомнений, вызываются глубокими разломами коры в зонах растяжения. Насколько длителен процесс накопления вулканогенных толщ, насколько постоянны и в каких зонах орогена возникают условия благоприятные для их образования, остается не всегда ясным. Незначительные по мощности горизонты лав, повидимому, отражают собой специфические формы движений литосферы — трещины и разломы, одновременные с иными движениями в других частях складчатой зоны, где эти эпохи характеризуются фазами складкообразования; напр. верхнепермские эффузивы Памира постоянные в известных нам разрезах невольно сопоставляются с фазами одновременных складчатых движений (Алай, быть может, Северный Памир).

Точно так же, не всегда можно быть уверенным, что интрузии большого масштаба захватывают только одну кратковременную фазу складкообразования. Наконец, основной вопрос геотектогенеза Памира и связанных с последним проявлений вулканизма — это взаимоотношения между варисцидскими и альпийскими структурами и зонами складчатости, вопрос о границах варисцидского и альпийского орогенов. Неудачные попытки фиксировать эту границу определенными тектоническими линиями или зонами заставляют все больше считаться с правильностью представления Argand, если не об Азии, в целом, то об отдельных частях ее как о сооружениях, обусловленных в своей архитектуре единством альпийского плана и альпийских движений, нагромождающих мощные „складки основания“ (plis de fond) из фрагментов древних орогений и создающих новые специфические складки и структуры в зонах новейшей, мезозойской и третичной седиментаций. В какой-то мере для Памира, вероятно, весьма значительной,

первая категория форм геотектогенеза — складки основания — возникает с изменением первичной внутренней структуры, структуры более древних (чем альпийская) орогений, и в этом надо искать причину соответствия альпийских элементов Памира и Тянь-шаня с варисцидскими так же, как и причину замечательно дугообразного расположения структурных зон Памира.

Наше описание для Памира разбивается на три зоны, к которым приурочено изложение процессов вулканизма.

Первая зона — ее в дальнейшем будем называть „северной“ — охватывает Дарваз, верховья Хингоу, Мук-су, верховья Маркан-су, бассейн Кара-куля, Ак-байтал, Ранг-куль.

Вторая зона — „центральная“ — близко совпадает с течением и бассейном рр. Ак-су, Мургаб, Бартанг.

Третья зона — „южная“ — обнимает левобережье Аличура, большую часть бассейна Гунта, бассейн Шах-дары и правые склоны рр. Памир и Пяндж примерно от Зор-куля через Ишкашим до Хорога.

Все три зоны следуют основным структурно-стратиграфическим элементам Памира, и границы между ними так же, как и господствующие простирания свит, входящих в их состав, имеют дугообразные очертания, выпуклостью обращенные к северу; при этом простирания отклоняются к юго-западу в Западном Памире и Дарвазе и к юго-востоку — в Восточном Памире.

Глубокие различия в геологической истории и составе этих зон неоднократно отмечались разными исследователями Памира, особенно за последние годы. Мы ограничимся вначале лишь краткими указаниями на основные структурно-геологические особенности каждой зоны, с тем чтобы в дальнейшем более подробно остановиться на отдельных вопросах стратиграфии и тектогенеза, имеющих ближайшее отношение к проблемам вулканизма, при описании каждой зоны в отдельности.

Северная зона является зоной преимущественного развития палеозойских отложений, среди которых преобладают отложения нижнего и среднего палеозоя, в различной мере метаморфизованные. В пределах ее лежит Памиро-Дарвазский „золотой пояс“. Верхнепалеозойские отложения занимают значительные площади в Дарвазе и на склонах Заалайского хребта. Отложения мезозоя и третичные образуют северный бордюр этой зоны, слагая северные склоны хребтов Заалайского и Петра I и значительную часть бассейнов рр. Хингоу и Оби-равноу. В средних и южных частях северной зоны эти отложения встречаются спорадически в виде узких полос и чешуй среди палеозоя (Ванч, Музкол, Ак-байтал, Ранг-куль). Разнообразные магматические породы северной зоны относятся, главным образом, к варисцидскому циклу (второй палеозойский, по В. А. Николаеву [28]),

¹ Цифры в прямых скобках соответствуют порядковым номерам списка „Литература“.

который для этой части Средней Азии так же, как и для всего Памира, заканчивается не в перми, а в триасе. Поэтому наиболее молодые магматические породы связываются уже не с варисийскими, а с киммерийскими движениями земной коры. Необходимо, однако, отметить, что в пределах северной зоны киммерийский возраст „молодых“ магматических пород лишь в единичных случаях устанавливается с достаточной убедительностью. С юга линиями крупных надвигов Язгулемского хребта — Танымаса — Ак-байтала — Ранг-куля северная зона примыкает к следующей на юге центральной зоне.

Центральная зона характеризуется преимущественным, если не исключительным, развитием верхнепалеозойских и мезозойских отложений. Последние представлены верхним триасом (преимущественно, сланцево-песчаниковые толщи, с резко подчиненными или отсутствующими известняками) и мощной серией юрских известняков, начинающихся верхним лейсом [26] и заканчивающихся низами нижнего мела [35]. Магматические породы связываются с киммерийскими движениями, а наиболее молодые эффузивные и гипабиссальные разности их и, быть может, некоторые граниты — с фазами альпийских дислокаций. Гранитные интрузии центральной зоны (киммерийские) в некоторых местах (верховья Горумды, Яшиль-куль, Кой-тезек, Тагаркаты) внедряются в гранитно-гнейсовый комплекс следующей на юг третьей зоны.

Южная зона складывается — „кристаллической серией Южного и Юго-западного Памира“, как ее называет В. А. Николаев [24], или гранито-гнейсово-мраморной толщей. До сих пор неизвестен возраст осадочных формаций, подвергшихся глубокому метаморфизму с образованием гнейсов, кристаллических сланцев и мраморов в этой зоне так же, как и время гранитных интрузий, с которыми связывается процесс глубинного метаморфизма¹. Гранитные интрузии южной зоны — разного возраста, и, как уже только-что отмечалось нами, наиболее молодые из них — киммерийские граниты верховьев Горумды, Кой-тезека и некоторые другие. С более древними гранитными интрузиями надо связывать явления множественной послонной инъекции и гнейсификации, столь характерные для этой зоны. Нет достаточных оснований говорить в настоящее время о древнем (докембрийском) возрасте кристаллической серии, который представлялся наиболее вероятным некоторым геологам (Д. В. Наливкин [19], Г. Л. Юдин [44]). В. А. Николаев [24] В. И. Попов и С. И. Клуников [15] по разным соображениям высказывались против отнесения кристаллической серии к докембрию.

¹ С. И. Клуников в 1934 г. нашел в мраморах Шах-дары, залегающих среди гнейсов, неясные формы, повидимому, органического происхождения, напоминающие замковые брахиоподы.

Насколько убедительны их доводы — мы увидим в дальнейшем. Во всяком случае, возраст наиболее молодых гранитных интрузий кристаллической серии в настоящее время может считаться установленным; эти интрузии — киммерийские. Они несогласного типа по отношению к структурным элементам гранито-гнейсового комплекса. Интрузии последнего и процессы метаморфизма в нем могут быть связаны предположительно с более древними фазами киммерийских или варисийских движений.

Таковы в главных чертах особенности магматических процессов памирских зон.

Северная зона Памира

Эффузивная фаза нижнего и среднего палеозоя

Геологическая история северной зоны Памира за последние годы обогатилась рядом ценных наблюдений и обобщений, которые мы находим в работах многих геологов, посетивших эту часть Таджикистана. Среди них отметим: Д. В. Наливкина и его спутников по экспедиции 1927 г. [20], В. И. Попова [29, 30], L. Höth [53], Д. В. Никитина [22, 23], А. В. Хабакова [35], П. П. Чуенко [36, 37], Г. Л. Юдина [41], И. Г. Баранова [3,4], А. Г. Володина [6], Д. И. Щербакова [38], Ю. А. Арапова [2], Н. Н. Дингельштедта [7, 8, 9], В. А. Николаева [24, 25, 27].

В работах последних трех авторов главное внимание обращено на петрологические вопросы и характеристику магматических и метаморфических пород, в силу чего эти работы приобретают для нас особое значение. Не менее важными являются сводные статьи Д. В. Никитина и В. И. Попова, которыми намечаются главные этапы проявления магматической деятельности северной зоны и параллелизация их в отдельных районах по простиранию этой зоны. Наиболее существенными результатами изучения стратиграфии и тектогенеза, интересующими нас в данный момент и достаточно согласованными у разных исследователей, будут следующие.

В северной зоне развита мощная толща осадков нижнего и среднего палеозоя, ясно выраженного геосинклинального типа, в различной мере метаморфизованная и вследствие этого, а также и присутствия магматических пород и их туфов довольно разнообразная по своему составу. Заведомо докембрийские отложения неизвестны, и фаунистически охарактеризованные горизонты начинаются нижним палеозоем. Это — проблематические археоциаты в свите мраморов и хлоритовых сланцев Янги-давана (Танымас), найденные В. И. Поповым [29] в 1929 г., затем нижнесилурийская фауна трилобитов в песчаниково-

сланцевой свите Дарваза, собранная П. П. Чуенко [36], и найденная им же, повидимому, также нижнесилурийская форма с перевала Ак-байтал. Нет надобности останавливаться на многочисленных находках фауны верхнего силура. Отметим лишь, что к настоящему моменту эта фауна и фауны девона известны на всем протяжении зоны от Дарваза до Ак-байтала и Ранг-куля, и несмотря на всю сложность выяснения действительных стратиграфических взаимоотношений все исследователи сходятся на необходимости выделения мощного комплекса отложений среднего и нижнего палеозоя как наиболее важного члена всей серии осадочных и метаморфических образований северной зоны. Мощность этого комплекса — порядка 5 000—6 000 м в Дарвазе (Попов), около 4 000—5 000 м — в бассейне Хингоу (Вологдин); цифрами такого же порядка она определяется и в других разрезах северной зоны.

Достаточно определенно обрисовывается на всем протяжении северной зоны от Калай-хумба до Ранг-куля отсутствие ясно выраженных стратиграфических несогласий внутри нижнего и частью среднего палеозоя. Разрезы представляются непрерывными и „свиты лежат согласно, постепенно переходя одна в другую“ (В. И. Попов).

Нижняя граница возраста рассматриваемых свит остается не определенной, что и было причиной отнесения некоторых из них, обычно более метаморфизованных, не только к самым низам палеозоя, но уже к протерозою. Во всяком случае, неизвестны факты трансгрессивного налегания этих свит на какие-либо более древние, и пока нет оснований считать их выходящими из рамок палеозоя. Среднепалеозойские члены в разрезах северной зоны заканчиваются нижним карбоном (близ перевала Ак-байтал [35]), возможно местами и средним, но в большинстве случаев верхняя граница возраста определяется трансгрессивным и несогласным залеганием верхнего палеозоя, в котором известняки верхнего карбона и перми начинают новую серию осадочных образований, которую мы рассмотрим позднее¹.

Наметим в общих чертах те проявления супракрустального вулканизма северной зоны, которые сопровождали в эпохи нижнего и среднего палеозоя накопление мощных свит сланцев, песчаников и известняков, другими словами, — те магматические породы, которые в форме лавовых потоков, подводных и насущных вместе с рыхлыми вулканическими выбросами являются сингенетичными образованиям с нормальными осадочными породами. Вместе с ними они отражают основную особенность геологического развития северной зоны в рассмат-

¹ Г. А. Дуткевич отмечает, правда, несогласное залегание среднего карбона на палеозое гор Карташ, в левобережье Ак-байтала (из неопубликованного отчета Г. А. Дуткевича за 1933 г.).

риваемое время, именно — непрерывно идущий, длительный процесс накопления осадков геосинклинального типа.

Совершенно естественно, что не так легко различить в древних толщах эти сингенетичные магматические образования. В условиях общего метаморфизма и сложности тектонических структур не так легко разобраться в действительных формах залегания изверженных пород (покровы или жилы) и в присутствии рыхлого вулканического материала в составе сланцев и песчаников. Поэтому для многих райо-



Полого залегающие гнейсы в долине Шах-дары (близ Шашевата).

Slightly-titled gneisses in the Shah-Dara Valley (near Shashavat).

нов северной зоны мы не встречаем определенных указаний на развитие древних лав и туфов, и только в зонах мощного проявления супракрустального вулканизма эти указания становятся достоверными. Если двигаться с востока на запад, от границы с Китаем (Рангкульский район), захватывая южную и среднюю часть северной зоны, то вначале, именно в Рангкульском районе, мы не встречаем ясных следов проявления интересующей нас фазы вулканизма.

И. Г. Баранов для района своих исследований в 1933 г. к юго-востоку от Ранг-куля отмечает в свитах нижнего палеозоя развитие филлитовых сланцев различного характера (хлорито-филлитовые сланцы, отрелитовые филлиты, бурошпатовые и т. п.) и песчаников (кварцитов), но нигде не указывает вулканогенных пород в разрезах нижнего палеозоя. В свитах среднего палеозоя, состоящих (в нижней части разреза) из сланцев, кварцитов и конгломератов, к северу и северо-

западу от Ранг-куля (лог Тузгумы и др.) Баранов указывает на развитие мощной серии спилитов и порфиroidов [32]. Эти образования могут относиться к проявлениям супракрустальной фазы времени верхнего силура — нижнего девона, но, к сожалению, геологические условия и возраст их до последнего времени остаются невыясненными. Особенно интересно указание на развитие порфиroidов, которые так характерны для Маркан-су, Саук-сая, Мук-су и Дарваза — на всем протяжении северного золотого пояса Памира.

В нижнем течении Ак-байтала Г. А. Дуткевич [10] выделяет мощную толщу нижнепалеозойских метаморфических сланцев под названием Сарымуллинской свиты. Некоторые сланцы этой свиты (альбитроговообманковые и хлоритовые), быть может, являются результатом метаморфизма древних основных лав и их туфов. В среднем и верхнем течении Ак-байтала и в верховьях Музкола (Чон-су) А. В. Хабаров в аналогичной толще древних сланцев отмечает хлорит-альбитовые сланцы, туфогенные агломераты, хлорито-серицитовые и другие сланцы, в которых иногда реликтовые признаки позволяют установить или предполагать эффузии и жильные образования альбитовых диабазов (спилитов) габбро-диабазов и, реже, порфиоров.

Средний палеозой Ак-байтала и Ранг-куля в значительной части (повидимому, начиная с верхов S_2 и кончая нижним карбоном), охарактеризованный преобладанием известняковых отложений, отличается полным отсутствием лавовых и туфовых образований. В южной части бассейна Кара-куля К. Н. Паффенгольц в нижнепалеозойских свитах сланцев, кварцитов и мраморов констатирует отсутствие прослоев каких-либо эффузивных пород.

Нам представляется вероятным, что так же, как и в ранее упоминавшихся районах, некоторые сланцы музкольской свиты, для которых К. Н. Паффенгольц отмечает в составе существенное содержание альбита, могут быть туфогенными породами.

В той же музкольской свите местами встречаются пластовые жилы альбит-уралитовых диабазов, которые испытали одинаковый с этой свитой метаморфизм и, вероятнее всего, являются древними жильными образованиями рассматриваемой фазы магматического цикла [24, 25]. К. Н. Паффенгольц без достаточных оснований объединяет эти жильные диабазы с альпийскими (значительно менее измененными) диабазами такого же типа, как на перевале Ак-байтал [24, 25].

Для верхнего течения Танымаса и бассейна Ванча имеются отрывочные указания (В. И. Попов, П. П. Чуенко [36]) на присутствие в древней (нижнепалеозойской) метаморфической толще основных пород диабазового типа так же, как и на вероятное развитие их вместе с туфами в некоторых метаморфизованных членах этой толщи —

хлорито-тальковых и других сланцах. Порфириты и альбитофиры близ устья Бартанга [36] связываются с кварцито-мраморной толщей, вероятно, нижнепалеозойского возраста. Средние по кислотности лавы в нижнем палеозое Танымаса отмечает В. И. Попов [29], предполагая, что корнями их являются пластовые жилы кварцевых диоритов и диорит-порфиритов.

Нам остается рассмотреть вулканическую деятельность эпохи нижнего и среднего палеозоя в пределах северных окраин северной зоны, более или менее полно совпадающих с Памиро-Дарвазским золотым поясом. Еще в 1916 г. Д. В. Никитин [23], останавливаясь на разрезах Саук-сая, говорил, что осадочные породы уцелели „лишь немногими пропластками среди пород изверженных“ и подобны „скелету с весьма тонкими, не по корпусу сочленениями“.

Позднее Н. Н. Дингельштедт [7, 8] вполне определенно подтверждает принадлежность метаморфических сланцев Саук-сая к древнему эффузивному комплексу; к такому же заключению о происхождении сланцев значительной части бассейна Хингоу приходит Ю. А. Арапов [2]. Н. Н. Дингельштедт отмечает, правда, редкость пород, которые можно было бы причислить к туфам. Однако, реликтовые признаки структуры и состава туфовых пород могли быть почти в полной мере затемнены последующим метаморфизмом; кроме того, вероятным представляется вообще слабое развитие туфового материала в условиях спокойных излияний основных лав (спилитов) на дне моря.

В золотоносном районе Саук-сая среди древних излияний узнаются несмотря на значительную степень метаморфизма альбитовые диабазы, спилиты, альбитовые порфириты и альбитофиры.

Для этого же района и сопредельных с ним В. И. Попов указывает древние эффузивные и гипабиссальные основные породы и их туфы в разрезах самых нижних горизонтов метаморфической толщи (кембрий и подстилающие сланцы); в силуре им отмечаются диабазы и мандельштейны, местами шаровые диабазы (спилиты). Начало излияний порфиоров (вероятно, альбитофиров) относится В. И. Поповым еще к нижнему силуру. Эффузивные (и жильные) альбитофиры Саук-сая, как полагает Д. В. Никитин [13], образовались, главным образом, в девоне и частью в нижнем карбоне, а Н. Н. Дингельштедт [8] начало их относит к верхнему силуру. Для бассейна Северного Кара-куля и верховьев Маркан-су Н. Н. Дингельштедт [9] предполагает, что развитые в этом районе кварцевые альбитофиры и их туфы покрываются известняками верхнего силура или переслаиваются с известняками, вероятно, верхнесилурийского возраста. По Маркан-су в разрезе среднего палеозоя над мощной толщей сланцев, покрывающих известняки S_2 , появляется новый, более молодой горизонт эффузивных кварцевых аль-

битофиров (порфиридов), в свою очередь, согласно покрывающийся известняками верхнего палеозоя. Появление этих альбитофиров Н. Н. Дингельштедт относит к судетской фазе движений, т. е. эпохе нижнего — среднего карбона.

Таким образом, переходя от восточных районов (Маркан-су, Уй-су, низовья Кара-джилги) к более западным, к бассейну Саук-сая, можно констатировать большую длительность и напряженность процессов супракрустального вулканизма. Главная масса пород среднепалеозойского разреза на Саук-сая выражена основными и кислыми лавами богатыми NaO , ряда спилит — кварцевый альбитофир, переслаивающимися друг с другом и с рыхлыми продуктами извержений, имевших характер подводных излияний, не прекращающихся, повидимому, вплоть до верхнего палеозоя. Еще западнее, в бассейне Мук-су, ниже Алтын-мазара и на северных склонах хребта Петра I, повидимому, сохраняются в существенных чертах основные особенности сауксайского среднепалеозойского разреза, продолжением и эквивалентом которого является мощная метаморфическая „зеленокаменная“ толща (А. А. Аверин [1]).

Едва ли правдоподобна стратиграфическая схема для восточной части хребта Петра I, данная Д. И. Щербаковым [38]. Согласно этой схеме, свита зеленых сланцев (аналог сауксайской) покрывается темными немymi известняками р. Киргиз-об, а последние несогласно покрываются филлитовыми темными сланцами и песчаниками долин Гармо, Гандо и Бохуда. Эти сланцы в левой ветви Хингоу (Оби-мазар) А. В. Вологдин с большим основанием помещает внизу палеозойского разреза, что согласуется с стратиграфической схемой Дарвазского хребта, составленной Я. С. Эдельштейном [39] и другими исследователями (Наливкин, Чуенко, Клебельсберг), так же, как и с возрастом вероятного продолжения этой сланцевой зоны в верховья Танымаса (Попов), Ю. А. Арапов [12] для правых истоков Хингоу (Гандо, Гармо и Бохуда) дает стратиграфическое положение свиты зеленых сланцев, согласное со схемой А. В. Вологодина.

Если обратиться к последней, то наибольшее внимание в ней привлекает довольно строгая фиксация во времени образования интересующей нас вулканогенной свиты, с значительным преобладанием в составе ее метаморфизованных кварцевых порфиров, фельзитов и их туфов, представленных различными порфиридами и серицито-хлоритотальковыми сланцами. Вулканогенная свита относится А. Г. Вологдиным к среднему карбону, так как она подстилается известняками нижнего карбона.

Такая определенность в возрасте вулканогенной свиты, правда, принимается А. В. Вологдиным с большими оговорками, так как стра-

тиграфические и тектонические взаимоотношения исследованного им района достаточно сложные и еще далеки от полной ясности. Нам кажется преждевременным делать соответствующие выводы о проявлениях среднепалеозойского суперкрустального вулканизма бассейна Хингоу на основании схем А. Г. Вологодина, Ю. А. Арапова и Д. И. Щербакова, тем более что в соседней к юго-западу области, в Калайхумбском районе Дарваза, В. И. Попов рисует иную хронологию процессов поверхностного вулканизма в нижнем и среднем палеозое.



Моренные глыбы в долине Баш-гумбез. Moraine blocks in the Bash-Gumbez Valley. Инъекция аплитов и пегматитов в гнейсах. Aplitic and pegmatitic injection in gneisses.

Отметим, что А. Г. Вологдин в толще сланцев (Обимазарская свита), относящихся к нижнему палеозою, упоминает кварцево-хлоритовые альбитизированные сланцы. Вероятно, это измененные эффузивы и их туфы, присутствие которых в аналогичных по возрасту сланцах бассейна Хингоу устанавливает Ю. А. Арапов.

Разрез Калайхумбского района, по В. И. Попову, начинается снизу мощными толщами нижнепалеозойских метаморфизованных сланцев, песчаников, мраморов, кварцитов и конгломератов. Для этих свит активитовые и роговообманковые сланцы В. И. Попов считает измененными эффузиями и гипабиссальными пластовыми интрузиями основной магмы, условно относя время появления их в разрезе к кембрию и кембросилуру. Нижний силур характеризуется затишьем вулканической деятельности. Во время отложения верхнесилурийских известняков начались мощные излияния кислых кварцево-порфировых лав в сопрово-

ждении туфов и туфо-брекчий, которые достигали наибольшей силы в эпоху формирования главной вулканогенной свиты, покрывающей известняки верхнего силура. Несколько позже и частью параллельно с кислыми излияниями происходили излияния основных лав, образующих мощные покровы мандельштейнов и шаровых диабазов (спилитов) в главной вулканогенной свите и жилы пластовые и секущие в более древних свитах известняков силура. Вулканогенная свита Калай-хумба покрывается известняками среднего палеозоя (нижний карбон), над которыми лежит еще одна „верхняя“ свита метаморфических сланцев.

В то же время В. И. Попов подчеркивает несогласное залегание верхнего палеозоя на всех более древних свитах и склонен даже считать известняки, покрывающие вулканогенную свиту, более древними, чем карбон. Из стратиграфической колонки Дарвазда для Калай-хумба выпадают отложения девона и нижнего карбона вследствие размыва этих более древних отложений, последовавшего за вариссийской складчатостью. Эпоха размыва предшествовала отложению свит верхнего палеозоя, начинающихся базальным конгломератом и в средних известняковых горизонтах содержащих фауну верхнего карбона.

Нам представляется целесообразным к настоящему моменту считать наиболее вероятным для всей северной зоны среднепалеозойский возраст вулканогенной свиты кварцевых альбитофиров, спилитов, альбитовых порфиритов и диабазов, массовые излияния которых начались в верхнем силуре и, вероятно, закончились к эпохе нижнего карбона. Совершенно отчетливо выступает почти полное отсутствие вулканических излияний кислых альбитофиров в более древних свитах нижнего палеозоя, разрезы которых бедны магматическим материалом, если только нет опасности ошибиться в определении первоначальной природы метаморфических сланцев нижнепалеозойских толщ, многие из которых, как мы отмечали, могут быть измененными основными эффузивами и их туфами.

Северный палеозой южных окраин северной зоны (Ранг-куль, Акбайтал, низовья Ванча и Язгулема) нигде не обнаруживает тенденции к развитию вулканогенных фаций, и пока имеющийся в нашем распоряжении материал заставляет считаться с полным отсутствием проявлений поверхностного вулканизма в этой части северной зоны в эпохи среднего палеозоя.¹

Локализация массовых и длительных извержений вдоль северной окраины северной зоны Памира, несомненно, находится в связи с геотектоническим положением ее в среднеазиатском вариссийском орогене.

¹ Выше (стр. 338) альбитофиров и спилитов к север-западу от Ранг-куля были условно отнесены ко времени среднего палеозоя.

Эффузивная фаза верхнего палеозоя

Магматическая деятельность вдоль северного края северной зоны не затухает и в верхнем палеозое. Прерывно идущей полосой от берегов Пянджа в Северозападном Дарвазе, через Хингоу и Мук-су, в бассейне Саук-сая и далее к востоку по Маркан-су протягиваются выходы верхнепалеозойских отложений, как бы окаймляя с севера „золотой“ пояс Памиро-Дарваза и на востоке в значительной мере срезаясь тектоническими линиями Заалайского хребта с развитыми в нем молодыми отложениями (мел + третичные), под покровом которых скрываются свиты верхнего палеозоя.

Накопление верхнепалеозойских осадков после перерыва (в среднем карбоне) снова возобновляется в верхнем карбоне и приводит к образованию мощных (в 2—3 км) толщ сланцев, известняков и песчаников, переслаивающихся с разнообразными по составу эффузивами и их туфами. В Дарвазе Я. С. Эдельштейн [39] подчеркнул впервые значительную роль магматических пород, их туфов и брекчий в разрезах верхнего палеозоя. Среди верхнепалеозойских лав Я. С. Эдельштейн называет пироксеновые кварцевые порфиры и ортофиры и различные диабазы: протеробазы, вариолиты и кварцевые диабазы. В. И. Попов указывает для Дарваза такую последовательность излияний: вначале (верхний карбон) кварцевые порфиры, затем шаровые диабазы, мандельштейны и кристаллические диабазы; позднее (в перми) состав эффузивов неоднократно меняется (ортофиры, авгитовые порфириты и др.).

Последние отголоски вулканической деятельности в Дарвазе можно проследить до наступления нижнетриасовой эпохи (Я. С. Эдельштейн, В. И. Попов). В бассейне Хингоу А. Г. Вологдин [6] отмечает прослойки глинистых сланцев, песчаников и туфов в верхнепалеозойских известняках, но главную фазу накопления эффузивных пород с их брекчиями и туфами относит к верхней перми или несколько выше, подчеркивая их свежесть, отсутствие внешних динамических воздействий и факты прорыва ими всех более древних пород района, включая сюда и швагериновые известняки. Среди лав, по А. Г. Вологдину, преобладают основные, характера порфиритов, диабазов и амигдалоидов.

В бассейне Саук-сая (Н. Н. Дингельштедт [7, 8]) среди верхнепалеозойских сланцев, конгломератов и известняков встречаются эффузивные породы, но особенно большое развитие они получают в вышележащей свите точно определенного возраста (пермь — триас), сложенной краснофиолетовыми песчаниками, конгломератами, туфами и эффузивами. Среди последних имеются различные по структуре авгитовые порфириты, диабазовые и андезитовые, а также каолинизированные порфиры. В отличие от других исследователей Северного Памира Н. Н. Дингельштедт полагает, что сауксайская метаморфическая золото-

носная свита эффузивов и туфов согласно покрывается и постепенно переходит в свиту верхнего палеозоя. Выше лежащая (пермо-триасовая) краснофиолетовая свита лежит несогласно на известняках верхнего палеозоя.

По сравнению с породами эффузивной фазы нижнего и среднего палеозоя необходимо предполагать на основании имеющихся у разных авторов, к сожалению, довольно беглых описаний и определений, что лавы верхнего палеозоя отличаются рядом своеобразных особенностей. Прежде всего они менее изменены процессами дислокационного гидротермального метаморфизма, они разнообразнее по составу и по всем признакам только среди них появляются настоящие кварцевые порфиры и нормальные порфириты и диабазы. Напомним, что в более древних эффузивах мы отметили исключительное развитие пород ряда кварцевый альбитофир — спилит. Некоторые старые и частью более поздние определения пород древней серии, как порфиоров (с калиевым полевым шпатом) и порфиритов (с средним плагиоклазом) или диабазов (с основным плагиоклазом), которые встречаются в литературе [23, 1, 29], не подтверждаются более тщательными петрографическими исследованиями. Ряд авторов (В. А. Николаев, Н. Н. Дингельштедт, Ю. А. Арапов) указывает на исключительное развитие пород спилитовой серии в лавах нижнего и среднего палеозоя и на широкое развитие процессов альбитизации во всех без исключения сланцах „зеленокаменной“ толщи.

Древневарисийская интрузивная фаза

На этом мы заканчиваем обзор сингенетических вулканогенных образований северной зоны. Среди мезозойских и кайнозойских отложений северной зоны подобные образования отсутствуют, и в мезозое магматический цикл проявляется только местами интрузивной фазой. Перейдем к последней, — сначала для времени палеозоя, затем — для мезозоя. Нам необходимо остановиться прежде всего на основных чертах геотектогенеза северной зоны.

Согласно принятому нами взгляду, процесс заполнения геосинклинальных впадин осадками нередко сопровождается мощными вулканическими извержениями, которые захватывают длительные интервалы времени и не связываются непосредственно с пликативными нарушениями. Глубокие разломы коры — естественное следствие непрерывно нарастающих напряжений в геосинклинальной зоне, хотя процессы эпирогенного опускания без разрыва сплошности (прогиба дна) и являются там доминирующими. Временами и в особых условиях нарушений равновесия в глубоких слоях литосферы возникающие напряжения разрешаются с разрывом сплошности — трещинами и глубокими

разломами. По ним подготовленный процессом геосинклинального развития магматический материал подымается к поверхности. Это — начальная, или первая фаза магматического цикла, находящая себе наиболее яркое выражение в образовании „вулканогенных“ формаций, сложенных покровами и потоками различных лав и продуктами распыления их (туфы) вместе с нормальными осадочными породами. Для северной зоны Памира, как мы видели, вулканогенная фаза особенно характерна для среднего палеозоя (силур — девон) и верхнего палеозоя (карбон — пермь).

Фазы складчатости врываются в нормальный ход процессов тектогенеза и литогенеза геосинклинальной зоны. Они кратковременны и повторяются неоднократно на протяжении геологического цикла, вызывая своими наиболее мощными пароксизмами вместе с последующими эпирогенными движениями временное или окончательное прекращение процесса развития геосинклинальной впадины и, наконец, переход к заключительной фазе цикла — фазе эрозионного расчленения, денудации и выравнивания образовавшихся в предыдущую стадию горных систем. В тех случаях, когда прекращение процесса седиментации кратковременно и за фазой складчатости быстро наступает продолжение эпирогенных положительных движений (новый период седиментации в геосинклинальной зоне), мы имеем все основания и в ходе магматического цикла отмечать определенные фазы, именно интрузивные. Эпохи внедрения магмы в верхние горизонты коры легче всего сопоставлять (хронологически) с этими фазами складкообразования, если не ставить с ними в причинную зависимость. Не следует, конечно, думать, что все интрузивные породы координируются по тем или иным фазам складчатости. Интрузивные формы залегания (жилы, дайки) обычны и в условиях широкого развития эффузивных образований. Они встречаются на различных уровнях супракрустального вулканического аппарата — от даек, рассекающих склоны вулкана, до жил и даек, питающих извержения (трещинные или центральные) как насушные, так и подводные. Поэтому значительная часть магматических пород вулканогенных формаций северной зоны, имеющих жильные формы залегания, реже штокообразные, и вдобавок обладающих одинаковым составом и структурой с породами, излившимися и одинаково с ними метаморфизованными, включается нами в рассмотренную выше первую фазу магматического цикла.

Большие по размерам интрузивные тела с структурой глубинных пород так же, как и породы, которым не свойственны экструзивные формы залегания, напр. перидотиты, представляют образования более глубинные, связанные с фазами складчатости, и более поздние, чем те или иные горизонты эффузивно-осадочного комплекса или даже

весь комплекс в целом. Мы включаем их в рамки процессов интрузивной фазы магматического цикла.

Фазы складчатости в процессах геотектогенеза, как уже подчеркивалось нами в введении, характеризуются, в первую очередь, угловыми несогласиями. Стратиграфические перерывы сами по себе, так же, как образование внутриформационных конгломератов, накопление вулканогенных толщ и т. п., еще не доказывают наличия складчатых движений литосферы и могут совершаться в условиях эпирогенных колебаний коры и изменений береговой линии. Особенное значение в складчатых зонах, переживших несколько пликтивных фаз, приобретают положительные доказательства пликтивных фаз, так как угловые несогласия могут быть затушеваны сложностью тектонических структур, псевдосогласными (и тектоническими) соприкосновениями свит или даже отсутствовать местами, напр. в перегибах не слишком крутых синклиналиальных складок.

Нам уже приходилось отмечать непрерывность процесса седиментации по разрезам нижнего и частью среднего палеозоя северной зоны.

Каледонские складчатые движения нигде на протяжении северной зоны не констатированы. В юговосточном крыле северной зоны Г. А. Дуткевич [10] и И. Г. Баранов [3] согласно отмечают большую степень регионального метаморфизма нижнепалеозойских свит по сравнению с среднепалеозойскими. Это обстоятельство, с нашей точки зрения, не может указывать на наличие соответствующих, т. е. каледонских фаз складчатости. Если подтвердится наблюдавшееся Г. А. Дуткевичем в левобережье нижнего течения Ак-байтала угловое несогласие между средним (?) карбоном с свитами более древними и В. И. Поповым — в северозападной части Памира (и в Дарвазе) такое же залегание нижнего карбона, то нет оснований относить фазы складчатых движений, вызвавших эти несогласия, к эпохам более древним, чем ранние фазы вариссийских движений (бретонская и судетская). Германский геолог L. Nöth для бассейна Саук-сая указывает также несогласное залегание нижнего (?) карбона на сланцевой золотоносной свите [53].

Гониатитовая фауна известняков заставляет несколько сомневаться в правильности определений возраста их как нижнекарбонного, так как в том же районе Н. Н. Дингельштедт [9] упоминает артинские слои с гониатитами и отрицает вообще угловое несогласие и перерыв между средним и верхним палеозоем. Последнее также внушает сомнение и, вероятно, объясняется чисто локальным псевдосогласием в том небольшом районе, который исследовался названным геологом.

Более молодые фазы вариссийских движений намечаются достаточно ясно, но точно не фиксируются. В Дарвазе (Я. С. Эдельштейн

[39]) верхний палеозой лежит несогласно на более древних свитах (астурийская или заальская фаза).

Несогласное залегание краснофиолетовой свиты в бассейне Саук-сая (Дингельштедт), если эти свиты действительно пермо-триасового возраста, говорит за имевшие место юновариссийские (заальская фаза) складчатые движения.

В других разрезах северной зоны угловые несогласия в верхнем палеозое неизвестны;¹ также неизвестны они в Дарвазе на границе



Инъекционные жилы в гнейсах долины Injected veins in gneisses of the Khar-gush Valley.

палеозоя и нижнего триаса. Киммерийские (едва ли складчатые) движения на границе триаса и юры намечаются в Дарвазе [29].

Резко несогласное залегание верхнего мела на триасе Дарваза, отмеченное еще Я. С. Эдельштейном, может также указывать на фазы киммерийской складчатости.

Других указаний на фазы вариссийских движений, заслуживающих внимания с нашей точки зрения, привести нельзя. В частности, достаточно подробная хронология этих движений, приведенная А. Г. Вологдиным [6] для бассейна Хингоу, не выдерживает критики. Намечая отдельные фазы в этом районе (четыре вариссийских), автор хотя и считался с необходимостью угловых несогласий для установления

¹ Только А. Г. Вологдин [6] указывает на несогласное залегание верхнепермской свиты эффузивов на известняках нижней перми.

отдельных фаз, но наиболее важные из них — древневарисийские фазы (судетская и астурийская) установлены по развитию вулканогенных толщ среднего и верхнего палеозоя, что принципиально нельзя считать правильным, не говоря уже о том, что и возраст этих вулканогенных толщ А. Г. Вологдиным определяется достаточно произвольно.

Таким образом, мы в состоянии наметить к настоящему моменту следующие фазы складчатости в пределах северной зоны:

- 1) древневарисийские (бретонская, судетская),
- 2) юноварисийские (заальская),
- 3) киммерийские (древнекиммерийская),
- 4) альпийские (оставленные нами без рассмотрения).

Рассмотрим вначале интрузивные породы северной зоны, формирование которых естественно связать с древневарисийскими фазами складчатости. Эти породы в совокупности характеризуют древневарисийскую интрузивную фазу магматического цикла (второго палеозойского цикла, по В. А. Николаеву).

К породам древневарисийских фаз относятся небольшие интрузии габбро-перидотитовой магмы, в значительной мере озмеевикованные и амфиболитизированные (серпентиты и амфиболиты). Интрузии их встречаются спорадически в пределах северной зоны и залегают чаще в свитах нижнего палеозоя, нередко в близком соседстве с мраморами (В. И. Попов). Они интересны своими асбестовыми месторождениями, из которых пока известно одно (на Ванче) с хризотил-асбестом хорошего качества [34]. В. И. Попов считает, что габбро-перидотитовые интрузии располагаются тремя прерывистыми поясами. Первый с севера тянется через Оби-хумбоу и Мук-су на Саук-сай; второй (центральный) идет от Калай-хумба через Висхарви и верховья Хингоу (Оби-мазар) на Баянд-киик, и, наконец, третий, южный, тянется по долине Ванча на северо-восток к Янги-давану (Танымас), к низовьям Ак-байтала и в Ранкульский район.

Иногда можно восстановить первоначальную природу серпентинитов по плохо сохранившимся реликтовым признакам и выяснить принадлежность их к гарцбургитам (Саук-сай, Янги-даван) или резко меланократовым оливиновым габбро и пироксенитам (Ак-байтал), реже, к горнблендитам (Ранкульский район).

Возможно, что к интрузиям этой группы принадлежат и некоторые пластовые жилы пород диоритового состава (кварцевые диориты и диорит-порфиры в нижнем палеозое Танымаса [30]), которые выше мы условно отнесли к первой фазе цикла (стр. 339).

Время интрузии перечисленных выше габбро-перидотитовых пород определяется несколько условно, и только следующая по возрасту группа своеобразных интрузивных пород гранитового состава, несом-

ненно, связана с варисийскими фазами складчатости. Эти граниты прорывают средний палеозой и более древние интрузии габбро-перидотитов (В. И. Попов).

В Дарвазе гранитная интрузия образует мощное тело, вытянутое в югозападном направлении, в бассейне Оби-хумбоу, и доходящее на северо-восток до правобережья Хингоу (между Сангваром и Лянгаром) к кишлаку Сыхат. Выше по Хингоу (Оби-мазар) граниты залегают в ядрах антиклиналей среднего палеозоя, две мощные полосы, вытянутые к северо-востоку (граниты Оби-занку и Джюс-гора).

Дальше к северо-востоку, в бассейне правых ветвей Хингоу, на продолжении указанных гранитных массивов находятся снова мощные интрузии правого склона Киргиз-об (Южный Сагран), ледника Финстервальдера; южнее выходы аналогичных гранитов известны в верховьях Бохуда (Акбай — Сытарги).

Граниты Южного Саграна (Ю. А. Арапов [2]), залегающие на южных склонах хребта Петра I, представляют собой зеленоватосерые, крупнозернистые и среднезернистые альбитовые граниты, с хлоритизированными цветными минералами. Калиевый полевой шпат нередко альбитизирован. Цепочки и скопления мелких чешуек биотита имеют эпимагматическое происхождение. Кроме хлорита и альбита (частью), вторичные минералы в граните следующие: серицит, клиноцоизит, карбонаты, лейкоксен, кварц (частью), вторичный апатит. Граниты Оби-мазара и Оби-хингоу, к сожалению, еще не имеют сколько-нибудь подробных описаний, но, повидимому, не отличаются существенно от гранитов Саграна [6]. На Оби-хумбоу в них имеются рогово-обманковые и биотитовые разновидности. Жилы диабазов и порфиров, рассекающие граниты, В. И. Попов склонен считать корнями верхнепалеозойских эффузивов так же, как и жилы часто неправильно ветвящихся интрузий кварцевых порфиров. Серая окраска, серицитизация (и, вероятно, альбитизация) отмечаются А. Г. Вологдиным для гранитных выходов Оби-мазара и Хингоу [6]. Часто проявляется огневосование, местами рассланцованность и милонитизация „до типа своеобразных гранитных сланцев“ [6].

В. И. Попов для гранитов Оби-хумбоу указывает признаки неглубокого формирования интрузии: развитие эндоконтактных гранит-порфировых фаций, отсутствие пегматитов, ничтожную мощность, своеобразие минералогических ассоциаций в контактовом ареале.

Еще дальше к востоку выходы гранитов в хребте Петра I, связанные с гранитами Южного Саграна и сходные с ними как внешне, так и микроскопически, известны на перевале Пеший и далее за ледник Брюкнера на северном склоне хребта. Подробно описаны

Н. Н. Дингельштедтом [8,9] аналогичные хингоусским альбитовые граниты в бассейне Саук-сая и Маркан-су.

Альбитовые граниты (которые Н. Н. Дингельштедт ранее называл кварцевыми диоритами) на Саук-сае образуют согласное с вмещающей эффузивно-метаморфической толщей резко вытянутое по простиранию интрузивное тело, с такими же характерными особенностями состава, структуры и вторичных изменений, как и в гранитах Южного Саграна. Калиевый шпат отсутствует совершенно, цветные минералы также не сохранились. Катаклиз выражен отчетливо, структура гипидиоморфная, с резко выраженным идиоморфизмом альбита и кварца. На восточном конце интрузии наблюдаются переходы в разновидности с гранофировой структурой; такими же альбитовыми гранофирами выражена интрузия этих пород на Маркан-су.

Возраст альбитовых гранофиров и гранитов Н. Н. Дингельштедт вначале склонен был считать послевариссийским (киммерийским), но вскоре отказался от этого мнения, так как в гальке пермо-триасовых конгломератов им самим были найдены тождественные с сауксайскими альбитовые граниты [9]. Однако, новая попытка уточнить возраст этих интересных и характерных для северной зоны интрузий, сделанная Н. Н. Дингельштедтом, едва ли может считаться удачной. Ссылаясь на залегание гранофиров Маркан-су под известняками предположительно верхнепалеозойского возраста, Н. Н. Дингельштедт время интрузии считает не древнее низов верхнего палеозоя и не моложе перми [астурийская (?) фаза, по Н. Н. Дингельштедту]. Нам представляется стратиграфическое положение мраморов, под которыми лежат гранофиры, совершенно неопределенным, и параллелизация их с верхнепалеозойскими известняками правого склона Маркан-су достаточно произвольна; возраст альбитовых гранитов и гранофиров, вероятнее всего, падает на одну из более древних фаз вариссийской складчатости — судетскую или бретонскую. Наиболее важным в наблюдениях Н. Н. Дингельштедта является факт нахождения гальки альбитовых гранитов в верхнепермском конгломерате, с чем хорошо согласуются данные о возрасте аналогичных гранитов в Дарвазе: там эти граниты рассекаются жилами верхнепермских порфиритов, диабазов и порфиров [23] и древнее всего мощного верхнепермского комплекса эффузивных пород [6].¹

Альбитовые граниты Саук-сая в краевых фациях связываются переходами с кварцевыми и бескварцевыми альбитофирами, не отличаю-

¹ Н. Н. Дингельштедт сравнивает альбитовые граниты Саук-сая с некоторыми разновидностями гималайских гранитов. По данным Auden, альбитовые граниты Гималаев встречаются в обломках пород верхнекарбонного возраста [46].

щимися от многих пластовых интрузий альбитофиров Сауксайского района и, вероятно, более или менее одновременными с интрузией альбитовых гранитов. Возможно, что такие жилы служили путями продвижения магмы к поверхности и изливания ее, с образованием верхних горизонтов среднепалеозойской толщи эффузивов и туфов.

В свою очередь, альбитовые граниты Саук-сая секутся серией жильных порфиров и порфиритов, в которой Н. Н. Дингельштедт [9] устанавливает такую последовательность: уралитовые порфириты — рассланцованные, кварцевые альбитофиры — диоритовые порфириты — микродиориты — альбитовые диориты — альбитофиры. Последние породы, начиная с микродиорита, являются хорошо сохранившимися, слабо измененными и не рассланцованными в противоположность более древним.

Такие породы пересекают жилами верхнепалеозойские и пермские (условно пермо-триасовые) отложения, относясь уже к более молодой интрузивной фазе, чем рассматриваемая нами в настоящий момент.

Альбитовые граниты северной зоны представляются интересными петрологическими образованиями, хорошо дополняя характерную для Памиро-Дарвазского золотого пояса серию натровых пород от наиболее кислых альбитофиров до диабазов (спилитов) включительно. Эти граниты следует считать более глубинными фациями обычных кварцевых альбитофиров, ближе и теснее связанными с источниками разнообразных по составу и температуре эманаций, вызвавших минерализацию и метаморфизм зеленокаменной толщи и возникновение месторождений золота.

Вопрос о первичном или вторичном характере альбита как для самых гранитов, так и для других пород вулканогенной свиты может вызывать сомнения и решаться различно. Принципиальная важность его многими петрографами преувеличивается.

Трудно доказать первичность альбита во многих породах, особенно основных, понимая под термином „первичный“, главным образом, минералы ранней и главной стадии кристаллизации. Но еще труднее согласиться с воззрением, что альбит рассматриваемых пород целиком вторичный, эпигматический минерал. В конечных стадиях кристаллизации возникновение альбита из магмы непосредственно или путем реакции ранее выделившихся и более основных плагиоклазов с этой остаточной магмой или остаточными растворами — процесс совершенно допустимый и стирающий грань между минералами строго первичными и первичными с известными оговорками. К минералам последней категории нам представляется естественным отнести альбит „спилитовой“ серии пород. С другой стороны, первичная обогащенность натрием магм этой серии едва ли может возбуждать сомнения. В гео-

химии процессов вулканизма в широком смысле именно эта особенность, так ярко проявляющаяся на различных этапах эпимагматической жизни и в характере метаморфизма пород „золотого“ пояса, нам кажется наиболее существенной.

Возвращаясь к югозападному крылу северной зоны, мы в состоянии лишь совершенно условно отнести ряд гранитных интрузий к фазе (или фазам) древневарисских движений, так как никаких указаний о верхней границе их возраста мы не имеем. Они прорывают нижнепалеозойские толщи Ванчского и Язгулемского хребтов, нередко глубоко метаморфизуя вмещающие породы, с образованием из них инъекционных гнейсов, и сами нередко обнаруживая переходы в гнейсовидные и мигматитовые разновидности.

Мы уже упоминали выше (стр. 349) о выходах альбитовых гранитов Дарвазского хребта (Акбай-Сытарги). Они, судя по описанию, представляют еще более измененные и катаклазированные альбитовые граниты, аналогичные рассматриваемым. Повидимому, такого же типа образованиями являются и „гнейсы“ Викоры [2] в верховьях Бохуда.

Гнейсовидные лейкократовые граниты, биотитовые гнейсо-граниты, эпидот-альбитовые гнейсы, биотитовые граниты, гранодиориты, альбит-микроклиновые гнейсо-граниты — такими породами слагаются тела небольших гранитовых интрузий по Пянджу между Кала-вамаром и Курговадом и на склонах Язгулемского и Ванчского хребтов. Гранитная интрузия окрестностей Курговада на Пяндже (Дарваз) едва ли отличается по своему геологическому положению и возрасту от названных выше. Эта интрузия В. И. Поповым [29] считается альпийской в виду сходства пород контактового ареала жильных пневматолитовых и гидротермальных образований с интрузией гранитов Кудары. Возраст последней, вероятно, древнекиммерийский, но, поскольку граниты Курговада петрографически еще не изучены, трудно говорить об их одинаковом возрасте с кударинскими гранитами на основании тех же признаков, которые указываются В. И. Поповым. Точно так же неясен возраст гранитных интрузий ледника Федченко, которые мы условно объединяли в одну группу с гранитами Кара-куля.

Более обоснованный характер такое объединение приобретает для гранитных интрузий Рангкульского района, в северной части развитого здесь большого гранитного массива, и для отдельных интрузий к северо-востоку от Ранг-куля на гребне Сарыкольского хребта. Петрографическое сходство с породами гранитных интрузий Кара-куля здесь подтверждает необходимость такого объединения [4]. Все названные интрузии (Федченко, Кара-куль, Ранг-куль) описываются в следующем разделе.

Юноварисская интрузивная фаза

Констатированное в Дарвазе [39] согласное залегание верхнего палеозоя с нижним триасом является для северной зоны, в сущности, единственным основанием предполагать, что, кроме юноварисских фаз складчатости (стр. 346), здесь имели место и киммерийские фазы, в частности древнекиммерийская. Это предположение, на первый взгляд, в значительной мере подтверждается результатами геологических съемок 1933 г. в центральной зоне Памира [4, 10, 33, 26]. Ряд авторов устанавливает здесь согласное залегание верхней перми



Предгорья и северный склон Аличурского хребта. Озеро Газ-куль.

(На заднем плане — трог р. Кумбы в полого залегающих гнейсах).

Foothills and northern flank of the Alichur Range. Lake Gaz-Kul.

(In the background — the Kumba River trough in slightly tilted gneisses).

с мезозоем (триасом), хотя, повидимому, во всех известных разрезах выпадает нижний и средний отделы триаса. Однако, стратиграфический перерыв нигде не сопровождается несогласным залеганием верхнего триаса на верхней перми и вызван движениями эпирогенного порядка. На всей громадной площади развития палеозойских отложений северной зоны, в ее средних и южных частях, отложения верхнего палеозоя и нижнего мезозоя неизвестны, за единичными исключениями (Южная Кара-джилга — нижняя пермь [9], близ перевала Ак-байтал — верхний карбон [35]), в которых стратиграфические отношения неясны. Поэтому фиксировать с уверенностью юноварисские или древнекиммерийские фазы нет возможности. Только по Саук-саю несогласное залегание краснофиолетовой (пермо-триасовой) свиты на более древних говорит об имевших место юноварисских фазах складчатости [8].

Мы считаем, что геологическая история северной и центральной зон Памира в верхнем палеозое и мезозое складывалась различно, и только в центральной зоне продолжались геосинклинальные условия развития процессов тектогенеза и литогенеза. Северная зона процессами вариссийского орогенеза если не была из этих условий выведена, то седиментация в пределах ее для последующих эпох ограничивалась, повидимому, только более или менее замкнутыми депрессиями, или окраинами ее и характеризовалась осадками временно наступавших и уходивших эпиконтинентальных морей. Стратиграфические и палеогеографические отношения в Северозападном Дарвазе, характеризующие верхний палеозой и нижний мезозой, так же как и сходные отложения этих эпох в центральной зоне, едва ли можно распространить на большую часть северной зоны. Это заставляет нас (так же, как и положительные свидетельства в пользу юновариссийских движений) считать верхнепалеозойскими те интрузии, для которых в северной зоне верхняя граница возраста не определяется прямым путем и которые в то же время, безусловно, моложе группы интрузий древневариссийских.

Граниты Кара-куля. Довольно хорошо изучены интрузивные породы рассматриваемой фазы в бассейне Кара-куля, с которого мы и начнем описание их.

Здесь они представлены серией пород гранито-диоритового ряда, повидимому, с ясным преобладанием обычных гранитов над гранодиоритами и кварцевыми диоритами. Наибольшая по размерам гранитная интрузия слагает Восточнокаракульский хребет (Сарыкольский, как его иногда называют), начинаясь несколько южнее Маркан-су и протягиваясь к югу почти до перевала Кара-арт. Эта интрузия, так же как и другие гранитные интрузии в южной и западной частях бассейна Кара-куля, является западным окончанием громадного интрузивного тела, развитого за пределами СССР, в непосредственно примыкающей с востока Кашгарии [бассейн Муджи (Туманчи), по данным Hayden]. Граниты Кара-куля — средне- и крупнозернистые породы светлосерого и серого цвета, нередко порфиридные, биотитовые. Несколько более лейкократовые, двуслюдистые граниты являются частью фациальными разновидностями обычных, связываясь с ними переходами, но местами обнаруживают ясные интрузивные отношения к последним и залегают в них неправильными массами и жилами. Калиевый шпат в гранитах Кара-куля — всегда типичный микроклин, однородный или слабо пертитовый. Плагноклаз — обычно не кислее олигоклаза. Структура нормальная гранитовая; катаклаз не заметен или проявляется в слабой мере на зернах кварца. Текстура массивная, но с хорошо различимой, однообразной ориентировкой порфиридных кристаллов

микроклина. Нередко встречаются шлифы диоритового состава. Такие же диоритовые породы встречаются отдельными небольшими массами среди гранитов и, вероятно, являются гибридными породами или гранитизированными, изверженными породами основного состава. Граниты обнаруживают ясные интрузивные отношения к диоритам и вместе с ними пересекаются жилами турмалиновых, пегматитов и гранатсодержащих аплитов. Гранодиориты (и кварцевые диориты, частью), повидимому, без особой правильности, перемежаются в выходах с гранитами или переходят в них постепенно.

Химический состав гранодиоритовой фации характеризуется анализом одного из образцов таких пород в Южнокаракульском районе, приведенным в табл. 1 (стр. 356).

Гранитные интрузии Кара-куля представляют собой по формам залегания тела промежуточного характера между штоками и согласно залегающими интрузивами типа факолитов. Текстурные элементы в самих гранитах и направления контактов часто совпадают с залеганием вмещающих пород, подчиняясь общему, почти широтному простиранию; в других же случаях нередко резко несогласные контакты или секущие апофизы вдоль контактов, в основе согласных. Перемежаемость с полосами и зонами гибридных пород и глубоко измененных, ясно контактовых сланцев и гнейсов заставляет предполагать, что в бассейне Кара-куля имеется складчато-интрузивный комплекс, достаточно сложной структуры, погружающийся к востоку, с одновременным увеличением мощности интрузивного материала в том же направлении.

В южной части бассейна Кара-куля гранитные тела находятся в толще сланцев и песчаников нижнего палеозоя; возраст пород, окружающих большую интрузию Сарыкольского хребта, остается неизвестным. В рудном отношении граниты Кара-куля пока ничем себя не зарекомендовали, и каких-либо заслуживающих внимания признаков рудной минерализации в них самих или во вмещающих породах мы не знаем.

Граниты ледника Федченко. Примерно на простирании южных выходов гранитов бассейна Кара-куля приходится мощная, вытянутая в широтном направлении полоса гранитов ледника Федченко. С юга эти граниты начинаются от правого склона так называемой Большой фирновой ложины и протягиваются вниз по леднику, на север, на расстояние около 15 км.

Севернее располагается вторая полоса гранитов, которая идет почти от здания метеорологической станции на леднике Федченко и достигает ширины около 10 км.

Судя по краткому и неполному описанию К. Н. Паффенгольца [33], граниты ледника Федченко очень похожи на граниты Кара-куля

Таблица 1

Таблица химических анализов изверженных пород Памира

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	49.58	58.91	58.41	61.74	73.22	73.22	74.77	71.79	74.72	72.76	78.78	80.12
TiO ₂	1.33	0.84	0.84	0.69	0.30	не опре- дел.	0.18	0.41	0.23	0.20	0.22	0.11
Al ₂ O ₃	14.22	15.80	16.48	13.91	13.55	13.45	14.29	13.01	13.01	14.06	10.42	11.90
Fe ₂ O ₃	2.43	3.24	1.95	1.21	1.30	2.80	0.48	0.48	1.29	0.73	2.63	0.50
FeO	8.08	2.17	2.70	4.37	0.73	Вме- сте с не опре- дел.	1.13	2.48	0.87	1.16	0.07	нет
MnO	0.20	0.09	0.04	0.12	0.03	не опре- дел.	0.04	0.05	0.03	0.04	0.03	след.
MgO	10.20	7.37	6.25	4.66	1.70	2.05	1.21	1.41	0.93	1.39	1.72	0.74
CaO	7.86	2.10	2.40	2.68	0.45	0.66	0.62	1.06	0.47	0.56	0.15	0.06
K ₂ O	0.41	2.26	1.89	4.07	3.74	3.28	4.95	3.54	4.47	4.56	0.41	0.82
Na ₂ O	2.99	2.90	2.00	2.16	2.16	4.03	2.66	3.35	2.92	3.20	4.68	5.40
P ₂ O ₅	не опре- дел.	0.16	0.18	не опре- дел.	не опре- дел.	—	0.05	0.24	0.25	0.17	0.05	0.02
Потеря при прок. . . .	2.45	1.40	5.82	1.33	0.33	0.26	0.57	0.95	0.74	0.80	0.22	0.21
H ₂ O	0.09	0.46	0.26	0.13	0.06	0.13	0.23	0.22	0.06	0.30	0.07	0.07
Cl CO ₂ SO ₂		сле- ды 2.45	0.08			0.13				0.09	0.73	
Σ	98.84	100.14	100.31	100.24	99.80	99.98	100.35	100.30	99.99	100.04	100.18	99.95

Примечание. 1—диабаз, Оксалы-мазар (Музкол), возраст неизвестен, возможно альпийский (лабор. ЦНИГРИ, анализ. Р. П. Ильинский); 2—андезит пилотакситовый, в 4 км выше устья Айдын-куля, возраст альпийский (лабор. ЦНИГРИ, анализ. Р. П. Ильинский); 3—андезит витрофиромый, в 6 км к востоку от Джарты-гумбеза, возраст альпийский (лабор. ЦНИГРИ, анализ. Р. П. Ильинский); 4—гранодиорит, пик Карасак, водораздел Кызыл-джика с Кара-артом, возраст юноварисский (лабор. ЦНИГРИ, анализ. Р. П. Ильинский); 5—гранит, ледник Федченко, возраст юноварисский [33] (лабор. ЦНИГРИ, анализ. Р. П. Ильинский); 6—гранит, Кудара, возраст киммерийский (?) (лабор. ЦНИГРИ, анализ. Т. А. Рагозина); 7—гнейсо-гранит двуслюдистый, перевал Баш-гумбез, возраст неизвестен (лабор. ЦНИГРИ, анализ. Е. А. Сверхинская); 8—гранит, верховья Горумды, интрузия Урта-буза, возраст киммерийский (лабор. ЦНИГРИ, анализ. Е. А. Сверхинская); 9—гранит, правый склон Баш-гумбеза, близ устья, возраст киммерийский [26] (лабор. ЦНИГРИ, анализ. Р. П. Ильинский); 10—гранит, перевал Урта-бель, возраст альпийский (?) (лабор. ЦНИГРИ, анализ. Р. П. Ильинский). Нельзя не отметить почти полное сходство между анализом „7“ („древний“ гнейсо-гранит кристаллической серии) и анализом „9“ и „10“ (киммерийские или альпийские граниты по периферии кристаллической серии). Анализ „11“—„12“ дают представление о составе богатых натром кварцевых альбитофиров серной зоны; первый из них—с р. Кайнды, второй—с р. Кара-джилга. Эти два анализа взяты из материалов Д. В. Никитина.

а по словам К. Н. Паффенгольца, они идентичны гранитам Каракульского района.

Химический анализ одного из образцов гранитов ледника Федченко приведен в табл. 1.

Граниты Ранкульского района. Исследования И. Г. Баранова в 1933 г. показали значительное развитие гранитов к юго-востоку от Ранг-куля [4]. Большая часть гребня и западного склона Сарыкольского хребта (на границе с Китаем), от широты оз. Ранг-куль на севере до перевала Бердыш на юге, сложена гранитами и связанными с ними кристаллическими сланцами и гнейсами. Южная часть этих выходов, начиная примерно с широты перевала Пангаз-бель и верховьев лога Зор-бурулюк, сложена гранитами „пшартского“ типа, которые мы рассматриваем в следующей главе (стр. 369).

Прямо к востоку и северо-востоку от Ранг-куля, на перевале Ак-берды и Чагатай, выходят кварцевые диориты и гранодиориты, сходные с породами бассейна Кара-куля. Неясен возраст и отношения к гранитам южного комплекса (пшартским) лейкократовых мелко- и среднезернистых гранитов, преобладающих в северной части. На перевале Мускурук—это микроклиновые биотит-роговообманковые граниты, с довольно основным плагиоклазом (№ 30), но по р. Ак-джилга (бассейн р. Кара-су) некоторые признаки заставляют Н. Н. Дингельштедта [4] видеть в этих гранитах черты сходства с древневарисскими альбитовыми гранитами Маркан-су. Нам представляется это сходство мало обоснованным и скорее возникшим вследствие локальных процессов катаклаза и гранобластеза, сильно изменивших первоначальные особенности гранита. Во всяком случае, именно с этими лейкократовыми мелкозернистыми гранитами (олигоклазовыми, с калиевым шпатом в форме микроклина), по словам И. Г. Баранова, связано развитие мощных пегматитовых и аплитовых жил, а также переходы в аплитовидные фации и широко распространенные явления магматической инъекции и гнейсификации сланцев нижнего и среднего палеозоя. Гнейсы Мустагата лежат на продолжении к востоку этой зоны кристаллических пород Ранкульского района.

Гипабиссальные интрузии альбитофиров и других пород. На всем протяжении Памиро-Дарвазского золотого пояса отмечены пластовые интрузии альбитофиров, которые своей свежестью и отсутствием рассланцованности и катаклаза резко отличаются от прорываемых ими обычных альбитофиров и туфов зеленокаменной толщи. Нередко и в более молодых свитах верхнего палеозоя встречаются жилы таких свежих альбитофиров, а Н. Н. Дингельштедт [8] указывает их и среди отложений краснофиолетовой свиты, условно относимой к пермо-триасу. Состав этих гипабиссальных пород в Сауксайском

районе определенно говорит за принадлежность к ряду полнокристаллических кварцевых, фельзитовых и бескварцевых альбитофиров. Последние Н. Н. Дингельштедт называет альбититами. Он же указывает на пластообразные интрузии диоритовых и габбро-диоритовых пород в краснофиолетовой свите Чакмак-таша (Саук-сай). В Дарвазе и по Мук-су аналогичные по возрасту и залеганию порфириновые породы называют кварцевыми порфирами, что требует проверки [1, 29]. В бассейне Мук-су (низовья Кумыш-Джилги) среди верхнего палеозоя известны интрузии ультраосновных пород (В. И. Попов).

Гипабиссальные и эффузивные породы киммерийского и альпийского возрастов

Магматические циклы в отношении полноты проявления отдельных фаз находятся в прямой зависимости от характера синхроничных фаз геотектонического цикла. Развитие последнего в формах и условиях характерных для складчатых зон литосферы создает необходимые предпосылки для проявления соответствующих фаз вулканизма. Особенности фазы седиментации в верхнем палеозое и мезозое для северной зоны Памира мы уже отмечали. Они нетипичны для геосинклинальных впадин, и только по окраинам северной зоны, в Северозападном Дарвазе, хребте Петра I и в Заалайском хребте масштаб процессов седиментации, здесь сосредоточившихся, носит некоторые черты складчатых областей, хотя мощность мезозоя и кайнозоя Заалайского хребта, напр. достигает всего 1 000 м (без неогеновых конгломератов), а мощность всего мезозоя Дарваза — около 1 200 м, т. е. измеряется цифрами значительно меньшими, чем во многих областях альпийского орогена. Если учесть еще наличие больших стратиграфических перерывов в седиментации мезозоя и кайнозоя для всей северной зоны, особенно ее центральной части, то станет ясным, что в первой фазе нового геологического цикла отчетливо намечается тенденция отступления от обычного хода развития геологического цикла типичных складчатых зон. В связи с этим находится и почти полное отсутствие сингенетических с толщами мезозоя и кайнозоя вулканогенных формаций, которые некоторыми геологами (Кобер, Нигли, С. Бубнов и др.) считаются наиболее характерными образованиями в условиях геосинклинального накопления осадков.

Только на Мук-су, близ Лянгара, можно предполагать наличие супракрустальной вулканической фазы, вероятно, мезозойского возраста [6]. Она выражена кварцевыми порфирами и их туфами, лежащими на древней денудационной поверхности верхнепалеозойских известняков, снивелированных (в мезозое) вместе с прорывающими их жилами верхнепермских порфиритов и диабазов. Предположительно А. Г. Во-

логдин [6] относит кварцевые порфиры и туфы Лянгара к триасу. Краснофиолетовая свита Заалайского хребта (Саук-сай, верховья Аtdжайляу) в верхних горизонтах содержит значительное количество эффузивного материала (авгитовые порфириты, спилиты, каолинизированные порфиры, туфы) и принимает облик, типичный для вулканогенных формаций [7,8]. К сожалению, нигде не удалось доказать принадлежность этих горизонтов к мезозою, и вполне возможно, что возраст их и всей свиты, в целом, не выходит из рамок палеозоя (перми).

Как всегда, в условиях неполного проявления фаз магматического цикла фаза „малых“ интрузий, интрузий гипабиссальных пород, оказывается особо постоянной и легко обнаруживается.

В Дарвазе к этой группе пород В. И. Попов относит жилы и неправильные залежи кварцевых порфиритов, жилы и интрузии кварцевых диоритов р. Оби-равноу, Шурабадского и Сарыгорского районов, которые, по его мнению, образовались не ранее триаса. В долине Ванча рэтические сланцы и песчаники прорваны жилами разложенных мандельштейнов и диорит-порфиритов [36].

На перевале Ак-байтал, в зоне сложно-чешуйчатых структур, в меловых отложениях залегают своеобразные диабазовые породы в формах, сходных с трубчатыми жилами (pipe) [24].

Повидимому, аналогичные по формам залегания диабазы бассейна Южного Кара-куля, прорывающие музкольскую сланцевую свиту нижнего палеозоя, также являются альпийскими.

Химический анализ такого диабаза (к югу от мазара Оксалы) приведен в табл. 1, стр. 356.

Процессы метаморфизма в северной зоне

Общезвестна связь процессов геотектогенеза и магматических интрузий с метаморфизмом горных пород и их превращением в кристаллические сланцы. Недостаток места заставляет нас в самых кратких чертах оттенить лишь некоторые характерные черты метаморфизма геологических формаций северной зоны.

В древних свитах нижнего и среднего палеозоя, особенно резко в свитах, занимающих наиболее низкое положение в стратиграфическом разрезе, все исследователи Памира отмечают значительную степень метаморфизма, имеющего характер метаморфизма регионального или динамотермального, не связанного с типичными и легко отличающимися формами контактового метаморфизма во всем его разнообразии. Проявление этого регионального метаморфизма ставится в связь с большей глубиной залегания древних свит в земной коре и с большим количеством орогенических фаз, которые на них воздействовали, по сравнению с свитами более молодыми. Есть опасность, что при слож-

ности тектонических структур, в отсутствии надежных стратиграфических горизонтов или при полном отсутствии фауны, самый признак степени метаморфизма свит становится корреляционным при составлении стратиграфического разреза. Поэтому положение: „более древние свиты более глубоко метаморфизованы“ требует критической проверки, тем более что не всегда легко местные и отдаленные воздействия еще не вскрытых эрозией интрузивных масс (телеконтактный метаморфизм) различить от проявлений общего метаморфизма свит. Точно так же местные проявления преобладающего дислокационного метаморфизма могут в значительной мере изменить вдоль определенных тектонических зон нормальный облик тех или иных свит и придать им сходство с более древними, регионально метаморфизованными свитами. Почти полное отсутствие специальных петрографических исследований по метаморфическим породам северной зоны также необходимо иметь в виду для оценки того вывода о большой метаморфизации древних свит Памира, который мы находим в работах памирских геологов.

Метаморфические толщи Дарваза и Северозападного Памира, которым приписывается нижнепалеозойский, частью, быть может, докембрийский возраст, называются В. И. Поповым как амфиболиты слюдяные, актинолитовые, хлоритовые сланцы, тальковые, кварцево-хлоритовые, серицитовые филлиты. Кроме сланцев, в этих свитах находятся мраморы, кварциты, метаморфизованные песчаники и конгломераты, а также серпентиниты. В бассейне Южного Кара-куля К. Н. Паффенгольд называет различные филлиты, часто песчанистые и известковистые в музольской сланцевой свите, а в более высокой по своему стратиграфическому положению караартской свите — кварциты и серицитокварцевые сланцы. В бассейне Ак-байтала [35,10] сланцевая свита нижнего палеозоя сложена различными сланцами типа хлоритовых и серицитовых филлитов, мраморами, кварцитами, а также кварцево-биотитовыми сланцами и гнейсами. Последние, повидимому, являются контактно-метаморфическими породами, так же как и оригинальные сланцы типа „узловатых“, с порфиробластами дистена, встречающиеся и в Рангкульском районе.

В среднепалеозойских свитах Ак-байтала широко развиты в нижних горизонтах филлиты (особенно характерны оттрелитовые филлиты) и кварциты. В районе Ранг-куля широкое распространение имеют хлорито-филлитовые сланцы, оттрелитовые филлиты и различные другие типы филлитовых сланцев, кварциты и мраморы. Более полно изучены нижнепалеозойские метаморфические сланцы верховьев Хингоу Ю. А. Араповым [2]. Он описывает сланцы Гандё как филлиты песчанистые и аркозовые, хлоритовые филлиты и хлорит-альбитовые сланцы

и измененные туфы. Парагенезис возникающих минералов: хлорит, серицит, эпидот-клиноцоизит, кальцит, пирит, быть может, альбит. В сходных филлитовых сланцах Бохуда Ю. А. Арапов указывает также как измененные осадочные породы, так и туфы.

Преобладающий характер изменений в сланцах нижнего и частью среднего палеозоя северной зоны не оставляет сомнений в том, что эти изменения по своему характеру довольно типичны в условиях метаморфизма эпизоны (Грубенманн) и обязаны совокупному действию ориентированного давления и перекристаллизации под влиянием



Аличурский хребет с перевала Кара-белес. The Alichur Range as seen from the Kara-Beles Pass

гидротермальных растворов. Источником последних, вероятно, были отдаленно залегающие магматические тела варисцийских интрузивных фаз.

За последнее время в значительной мере освещен характер процессов метаморфизма среднепалеозойской вулканогенной толщи Памиро-Дарвазского золотого пояса в связи с поисково-геологическими работами ТПЭ на золото и выяснением генезиса коренных месторождений золота.

Основные эффузии и их туфы в пределах этого пояса превращены в типичные „зеленые“ сланцы, с резким изменением их первоначального состава, структуры и текстуры. Современный минералогический состав характеризуется следующим списком: альбит, актинолит, хлорит, эпидот-клиноцоизит, серицит, кальцит, тальк, сфен, магнетит, пирит, моноклинный пироксен (реликты) [2]. В альбитофирах и их туфах развиваются такие же минеральные ассоциации, с добавлением значитель-

ного количества кварца и меньшей ролью хлорито-талково-сланцевых компонентов. Нередко лишь по косвенным признакам можно судить о первоначальной природе пород эффузивной группы, — настолько сильно изменение состава и структуры [2]. Сходный парагенезис минералов характеризует различные филлитовидные сланцы „золотого пояса“: эпидотовые, хлоритовые, альбит-хлоритовые, альбит-хлорит-актинолитовые и другие сланцы, которые нередко имеют характер известковистых филлитов и, вероятно, представляют метаморфизованные осадочные и туфовые породы сланцево-известнякового ряда. Золото встречается в сланцах различного типа и происхождения, подвергшихся указанным изменениям, обычно в связи с зонами интенсивной пиритизации и развития сети неправильных кварцевых и кварцево-карбонатных жил. Появление золота [вместе с пиритом, кварцем, турмалином (редко) и карбонатами], очевидно, относится к начальным, сравнительно высокотемпературным фазам процессов метаморфизма и объявлено восходящим термальным растворам. Происхождение этих растворов не совсем ясно. Они, конечно, не связаны с поствулканической фазой остывания эффузивных пород [22] и едва ли берут начало из многочисленных, но тонких пластовых жил альбитофиров „зеленокаменной“ толщи. Скорее их следует связывать с более глубинными и мощными магматическими массами, питавшими эти пластовые жилы, которые уже после своего затвердевания вместе с другими породами „золотого пояса“ вдоль тектонических трещин и зон дробления подверглись процессу метаморфизма и рудной минерализации.

Главная фаза этих процессов, повидимому, совпадает с ранними фазами вариссийского орогенеза, и возможно, что золотоносные растворы поднимались от интрузий богатых натром „альбитовых“ гранитов. Известны, правда, золотоносные проявления и в верхнем палеозое [7].

Породы верхнего палеозоя (и тем более, мезозоя и кайнозоя) являются слабо измененными или совершенно нормальными вулканогенными и осадочными породами, и для них заслуживают интереса и внимания лишь процессы контактового метаморфизма, о которых мы почти не говорили при описании более древних формаций. В грубых чертах эти процессы могут быть разбиты на две группы: по типу нормального контактового метаморфизма, с маломощными зонами биотитовых роговиков или слабо ороговикованных сланцев, и по типу инъекционного метаморфизма с более или менее мощными зонами гнейсификации боковых пород.

Среди гранитных интрузий северной зоны многие по характеру вызываемых ими контактовых явлений попадают в первую группу (интрузии Калай-хумбского района Дарваза, интрузии Южнокаракульского

района и частью Северного Кара-куля, интрузии к северо-востоку от Ранг-куля), другие относятся ко второй (интрузия Кургозада и многие интрузии Дарвазского, Ванчского и Язгулемского хребтов, интрузии ледника Федченко, интрузии к юго-востоку от Ранг-куля, Сарыкольская интрузия в бассейне Кара-куля).

В значительной мере характер процессов контактового ареала определяется, конечно, глубиной отвердевания интрузивных масс, их мощностью, формами залегания и отношениями к боковым породам, обилием летучих ингредиентов в магме и режимом их в процессе формирования интрузии и остывания, т. е. многими достаточно сложными факторами. Повидимому, нет прямой зависимости в этих изменениях от возраста интрузий, и даже в пределах одного массива (напр. Сарыкольский на Кара-куле) контактовые явления могут идти частью по первому типу, с образованием роговиковых сланцев и скарнов, частью по второму (гнейсы, кристаллические сланцы и мраморы) [24].

Практически интересных в условиях Памира рудных концентраций, связанных с гранитными интрузиями северной зоны, мы пока с достоверностью не знаем, хотя разнообразные проявления минерализации в контактовых зонах и констатированные в ряде точек месторождения различных металлов (Cu, As, Fe, Pb) все больше увеличиваются в числе.

Центральная зона Памира

Стратиграфические и тектонические взаимоотношения

Граница между северной и центральной зоной Памира определяется крупными тектоническими перемещениями, местами характера пологих надвигов и зон сложно-чешуйчатой структуры.¹ На юго-западе, в Дарвазе, этой границей мы не считаем чешую континентальных ретических сланцев в долине Ванча, зажатую в древних сланцево-известковых толщах палеозоя. Естественнее искать границу обеих зон южнее, в Язгулемском хребте, вероятно, в его осевой части и по северозападному склону, где соприкасаются древние метаморфические толщи северной зоны с ретическими сланцами Бартанга. Отсюда линия надвига проходит к Танымасу (Кызыл-тугай) и через бассейн Кокуй-бель-су к водоразделу Восточного Пшарта и Ак-байтала и далее к востоку и юго-

¹ Эта тектоническая граница, по мнению автора, является наиболее важным и интересным элементом геотектоники Памира. Роль ее для правильного понимания взаимоотношений вариссийских и альпийских (точнее, киммерийских) структур Памира такого же порядка, как и зоны надвигов в Тянь-шане, разделяющей древние, каледонские и докембрийские структуры от вариссийских. См. ст. автора О важнейшей структурной линии Тянь-шаня. Зап. Мин. общ. ч. LXII. 1933, № 2.

востоку по правой стороне Мургаба, совпадая здесь в основных чертах с северным контактом гранитов „пшартского“ типа. Южная граница центральной зоны характеризуется разломами и гранитными интрузиями (киммерийского возраста) Рошанского хребта, долины Аличура и левобережья Горумды и к югу или юго-востоку от Зор-куля уходит в пределы Афганистана и Китая.

В наиболее изученных частях центральной зоны, к югу от Памирского поста, общая мощность верхнепалеозойских и мезозойских отложений достигает 8 км, и из них на время от перми до нижнего мела приходится более 5.7 км [33].

Находящиеся в низах этого мощного разреза сланцы и кварциты, плохо охарактеризованные фаунистически, согласно подстилают пермские отложения и, вероятно, относятся к верхнему карбону. Юго-восточное крыло центральной зоны замечательно развитием мощных известняковых отложений мезозоя. Это — так называемый памирский известняк (Pamir limestone, Hayden), который к настоящему моменту может быть назван как титон-валанжинский известняк [33]. Более молодые отложения мезозоя отсутствуют, а более древние известняки средней юры (байос-бат-келловей) имеют значительно меньшее развитие, и пока только в бассейне Горумды и в правобережье Аличура найдены известняки верхнего лейаса [26]. Значительным развитием пользуются рэтические сланцы и сланцево-известняковые отложения верхнего триаса, согласно, но трансгрессивно лежащие на верхней перми.

В югозападном крыле центральной зоны рэтические сланцы, вероятно, вместе с подстилающими их пермскими отложениями, особенно мощно развиты в бассейне Бартанга, Кудары и Кокуй-бель-су. Вместе с верхнеюрскими и меловыми отложениями общая мощность свит, развитых здесь, достигает цифры свыше 7 км. Таким образом, отличительной чертой центральной зоны является процесс накопления мощных осадков верхнего палеозоя и мезозоя, в основном, закончившийся в нижнемеловое время.

Перерывы седиментации намечаются для нижнего и среднего триаса, для нижнего и среднего лейаса, в средней юре (до байоса), в верхней юре (до титона) и после нижнего мела (валанжина).

Угловые несогласия фиксированы только на границе верхнего триаса с отложениями лейаса (древнекиммерийская фаза), на границе средней юры (байос) с более древними свитами (истыкская фаза, как ее называет В. П. Ренгартен) и в верхней юре (андийская фаза). Более поздние альпийские фазы складчатости констатируются по складчатым нарушениям титон-валанжинских известняков и красноцветных меловых отложений (Кудары, Зорташкол, Мургаб, Пшарты, Ак-байтал), а также

по дислокации неогеновых конгломератов (Горумды в Аличурском хребте, Бахмач-джилга в Базар-даре). Наиболее интенсивная фаза складчатости — древнекиммерийская, что особенно ясно обнаруживается последними работами Г. А. Дуткевича в хребте Базар-дара.¹

Эффузивная фаза

Магматические породы центральной зоны Памира мы относим, главным образом, к киммерийскому циклу и частью к альпийскому.

Отсутствие больших перерывов и угловых несогласий на границе палеозоя и мезозоя указывает, что верхнепалеозойская складчатость в центральной зоне Памира не проявлялась. Альпийский цикл (и связанные с ним проявления вулканизма), по видимому, менее полон по сравнению с киммерийским, и пока не может быть расчленен достаточно подробно по отдельным и многочисленным фазам альпийского орогенеза.

Супракрустальные процессы вулканизма на всем протяжении мощного разреза верхнего палеозоя и мезозоя центральной зоны только в верхней перми и в юре приводят к образованию настоящих вулканогенных горизонтов, не отличающихся, правда, особо значительной мощностью и постоянством в разрезах. Отчасти это может объясняться для верхнепермских эффузивов трансгрессивным залеганием верхнего триаса с предшествующим размывом вулканогенной серии. Она развита к востоку от устья Ак-байтала, в правобережье Мургаба, на южном склоне гор Мысхаджир, где достигает мощности в 170 м и представлена туфами и туфогеновыми песчаниками с покровами спилитов и мандельштейнов. Такое же стратиграфическое положение (в верхних горизонтах верхней перми) занимают выходы аналогичных пород на Кара-су (к югу от поста Памирского), по Мургабу, в районе Буз-тере — Куберганды в хребте Базар-дара так же, как, вероятно, и в левом склоне долины Аличура, близ главного автомобильного тракта, где основные эффузивы и их туфы, вместе с переслаивающимися с ними песчаниками, сланцами и конгломератами встречаются от устья Горумды на востоке до Баш-гумбеза и далее на запад почти до устья р. Шеген-бета.² На Кара-су вулканогенный горизонт (всего 25 м мощности) состоит, главным образом, из туфов и туфогеновых песчаников, переходящих в агломераты из обломков спилитов, альбитовых диабазов и альбитофиров. Пластовые залежи или покровы альбитовых диабазов встречаются как здесь, так и в левобережье Аличура, где также характерны

¹ По докладу Г. А. Дуткевича о геологических исследованиях 1934 г.

² Г. А. Дуткевич в хребте Базар-дара выделяет эффузивно-туфогеновый горизонт, мощностью около 300 м, залегающий между верхним триасом и известняками верхнего лейаса. Возможно, что эффузивы левого склона Аличура надо параллелизовать именно с этим (лейасовым) вулканогенным горизонтом Базар-дары.

различные агломератовые накопления обломков спилитов, переходящих местами в валуно-галечниковые туфогенные конгломераты. По-видимому, к верхнему палеозою (P_2) относятся разложившиеся альбитофиры и порфиры Базар-дары, в предгорьях хребта, к востоку от устья Бахмал-джилги [13], так же, как и альбитофиры и спилиты в гальках триасовых (?) конгломератов Бартанга [43].

Облик всех эффузивных пород, выше названных, — типичный, палеотипный, и они довольно сильно разложены. Иначе выглядят эффузивные породы Кызылрабатского района, найденные в 1933 г. С. И. Клуниковым среди известняковых конгломератов и туфов, покрывающих среднеюрские известняки. Для этих пород характерна сравнительная свежесть, слабая измененность и в отдельных образцах под микроскопом ряд особенностей, типичных для кайнотипных эффузивных пород. В. А. Николаев среди них называет биотит-пироксеновые андезиты, с витрофировой и пилотакситовой структурой, биотит-пироксеновые дациты и липариты, частью пойкилитовые, а также витрофировые и сферолитовые.

Некоторые из андезитов (пилотакситовые) залегают неправильными интрузивными массами, большая же часть имеет характер настоящих покровов, переслаиваясь с туфами и конгломератами.

Образцы С. И. Клуникова взяты, главным образом, к востоку от Джаргы-гумбеза, в нескольких километрах, а также к западу и северо-западу от поста Кызыл-рабат.

Вероятный возраст эффузивов и конгломератов Кызыл-рабата — верхнеюрский.

Таким образом, в юго-восточном крыле центральной зоны мы констатируем еще один вулканогенный горизонт, в котором состав магматических пород и облик их резко отличен по сравнению с более древними горизонтами.

Этого нельзя сказать о третьем, намечающемся горизонте, именно в верхней части разреза нижнемеловых (?) красных песчаников Ак-байтала, немного выше устья Пшарта, где наблюдаются значительные по мощности (250—300 м) покровы — один на правом склоне и два на левом склоне. Они состоят из сильно разложившихся миндалекаменных порфиритов типичного палеотипного габитуса. Не являются ли красные песчаники Ак-байтала более древними чем нижний мел?

По непроверенным данным [41] красные туфо-порфиры имеются в среднемеловых отложениях в верховьях Зор-таш-кола, а палеотипные порфиры и туфы указываются В. И. Поповым в нижнемеловых (?) красноцветных породах Кудары.

Химические анализы двух андезитов (табл. 1, стр. 356) дают представление о составе интересных эффузивных пород Кызыл-рабата.

Киммерийская интрузивная фаза

Вопрос о возрасте интрузивных пород центральной зоны Памира в последние годы привлекал внимание ряда геологов, решался различно и неоднократно служил предметом оживленных дискуссий. В эти годы создавалось представление о Памире как альпийском горном сооружении, и, естественно, наметилась тенденция подкрепить это представление альпийским возрастом пород магматического цикла. Даже на северной окраине Памира, в Заалайском хребте, подозревались граниты альпийского возраста [20], и только в 1933 г. там удалось



Моренное озеро по р. Калата-кара
(левая ветвь Горумбы).

Moraine lake on Kalata-Kara River
(left branch of the Gorumba River)

выяснить палеозойский возраст черных сланцев, принимавшихся за юрские, и валуны гранитов по Маркан-су оказались принесенными издалека, скорее всего, с Кара-куля [9]. Альпийским считался возраст гранитов пшартской интрузии, которые по первым беглым наблюдениям прорывали красноцветные меловые отложения [20]. Альпийский возраст приписан был гранитам в хребте Базар-дара. К этому времени процесс альпинизации тектогенеза и магматической геологии Памира достиг кульминационной точки и нашел выражение в заметках и статьях Г. Л. Юдина [40, 41, 43, 44].

В настоящее время, после геологических исследований экспедиции 1933 и 1934 гг., результаты которых нам известны частью по напечатанным работам, частью в рукописях, выясняется следующее.

Альпийский возраст гранитов центральной зоны нигде не доказан прямым путем, т. е. активными контактами гранитов с отложениями нижнемелового или более юного возраста. Прежние наблюдения, напр. относительно гранитов Пшарта, оказались ошибочными. Активные кон-

такты гранитов наблюдались с известняками средней юры (Базар-дара),¹ с верхнепалеозойскими свитами (пшартская интрузия, интрузия Бузтере) или свитами рэтическими (верховья Горумды) и частью, вероятно, более древними (Кудара). Второй аргумент защитников альпийского возраста гранитов на Памире заключается в признании доминирующей роли альпийской складчатости в тектонике Памира; отсюда вывод: „возраст изверженных пород можно установить как послемеловой, так как они секут складки, в которые вовлечены меловые отложения“ [43]. Этот вывод — явно необоснованного характера. Еще раз необходимо подчеркнуть, что нигде граниты не прорывают отложений более молодых, чем среднеюрские. Ряд угловых несогласий свидетельствует в районах более изученных о наличии более древних фаз складчатости, чем, собственно, альпийские: это древнекиммерийская фаза, истыкская и андийская (стр. 364).

Наиболее мощные и интенсивные, безусловно альпийские, структуры Заалайского хребта как-раз характеризуются полным отсутствием изверженных пород. Основной вывод геологических исследований Памира в 1933—1934 гг. заключается в утверждении доминирующей роли киммерийских фаз складчатости для центральной зоны, и особенное значение приобретает древнекиммерийская фаза, с которой и связывается большая часть интрузивных пород.

Удельный вес второго аргумента, как мы видим, невелик.

Остается третий аргумент, к которому иногда прибегают, — это наличие минеральных и рудных жил, местами высокотемпературных, в мезозойских отложениях, иногда входящих в рудный концентр гранитной интрузии, которая сама заключена в более древних или неопределенных по возрасту свитах (Кудара). Здесь необходимо считаться с тем, что в случае, когда такая аргументация применяется в обоснованном виде (Кудара), мезозойские отложения в жилах, о которых идет речь, оказываются рэтическими. Минеральные заполнения в жилах среди более молодых свит, как правило, оказываются эпиптермальными по своему характеру и стоят вне всякой связи с какими-либо близкими интрузивными породами неопределенного возраста.

Эпиптермальные рудные проявления молодого возраста мы знаем не только на Памире, но и в Тянь-шане, напр. в ртутно-сурьмяном поясе Алайского хребта. Однако, было бы большой ошибкой связывать их непременно с близлежащими интрузивными породами или сомневаться в палеозойском возрасте уже вскрытых эрозией магматических пород. Самый тип этих рудных концентраций (апомагматический или телемагматический) указывает на значительную удаленность

¹ По сообщению Г. А. Дуткевича о работах 1934 г.

от источника рудных эманаций, на весьма умеренную температуру растворов, что и подтверждается для Ферганы безуспешностью попыток найти „молодые“ магматические породы, с которыми можно было бы связать оруденение.

Необходимо указать, что если в аргументации сторонников альпийского возраста гранитов центральной зоны мы вскрываем ряд слабых сторон, с нашей точки зрения обесценивающих эту аргументацию, то и противники альпийского возраста гранитов должны считаться с существенными поправками, которые вносятся последним годом (1933) геологического изучения Памира. Напр. утверждение их, что „рэт-юрская“ сланцевая свита гранитами едва ли прорывается, надо считать неверным. Верхний палеозой и рэтическая (а не рэт-юрская, как считалось раньше) сланцевая толща составляют цельный и мощный комплекс, не требующий особого выделения так называемой мургабской свиты (пермь-триас), сложенный в складки в древнекиммерийскую фазу и интродуцированный гранитами. Наше введение к характеристике интрузивных пород центральной зоны по необходимости краткое все же выходит по своему объему из рамок настоящего очерка и заставляет нас отослать интересующихся к геолого-петрографическим отчетам разных авторов, работавших на Памире в 1932—1933 гг. (см. список „Литература“).

Граниты пшартской интрузии. Эта интрузия вскрыта в нижнем течении Восточного Пшарта, откуда она протягивается далеко на восток и юго-восток, слагая южную часть горы Мын-хаджир и большие площади к юго-востоку от Ранг-куля, южнее перевала Пангаз-бель и верховьев лога Зор-бурулюк.

Граниты пшартской интрузии по внешнему виду и составу похожи на граниты Кара-куля. Их отличительные черты: порфировидная структура, с выделениями калиевого шпата до 15 см величиной, в среднезернистой массе обычного гранитового состава. Цветной минерал — биотит. Калиевый шпат по своим оптическим свойствам близок к микроклину или занимает промежуточное положение между ортоклазом и микроклином. Северный контакт интрузии, повидимому, на значительном протяжении, если не целиком тектонический и сопровождается явлениями катаклаза, окварцевания, альбитизации и серицитизации в гранитах. Примыкающие здесь к гранитам кварцитовые породы, — вероятно, вторичного происхождения так же, как и кварциты в зоне южного контакта, где также нередки тектонические осложнения вдоль контакта, хотя в основе характер последнего остается интрузивным. Раньше (стр. 368) высказывались противоречивые суждения о возрасте гранита Пшарта. В. П. Ренгартен в последнее время с некоторыми оговорками высказался за их юноварисский возраст [33]. Нам ка-

жется, что единственным основанием для этого послужило залегание гранитной интрузии в сланцах верхнего палеозоя (или даже карбона, по В. П. Ренгартену). Более вероятен древнекиммерийский возраст гранитов, так как конец палеозоя в центральной зоне Памира не отмечен фазами складкообразования.

Предположение В. А. Николаева [24] о неглубоком (гипабиссальном) затвердевании интрузии, основанное на недостаточном количестве фактического материала, в настоящее время требует некоторых поправок. Граниты Пшарта скорее являются образованием средних глубин. Они сопровождаются пегматитами и дают мощные экзоконтактные зоны вторичного окварцевания.

Граниты Кудары. Кударинская интрузия гранитов, несомненно, является одной из наиболее интересных с петрографической стороны, особенно для выяснения процессов образования кристаллических сланцев в контактовой зоне и зависимости между формами и характером гранитных инъекций и степенью метаморфизма вмещающих пород. В восточной части интрузии граниты Кудары образуют штокообразную массу, слагающую водораздел между рр. Кокуй-бель-су и Танымасом и часть склонов их долин в их нижнем течении. Граниты здесь прорывают полого падающую на север толщу сланцев и известняков неопределенного возраста. Остатки кровли отдельными пятнами уцелели на высоком и недоступном, скалистом гребне Танымас — Кокуй-бель-су. В западной части интрузии, в ядре очень пологой антиклинали, вскрытого р. Кудара ниже устья Кокуй-бель-су, граниты едва обнажаются из-под мощной толщи (1.5—2 км) контактно-метаморфизованных сланцев и мраморов. Эта часть интрузии в противоположность северо-восточной, повидимому, представляет согласный антиклинальный массив, с многочисленными пластовыми и секущими апофизами гранитов, аплитов и пегматитов. Сами граниты здесь представлены гнейсовидными разностями (светлые гнейсы), частью магматитами.

Первично гнейсовидное сложение и в гранитах восточного штока.

Преобладающие породы интрузии: светлые, среднезернистые и мелкозернистые граниты, биотитовые, реже, биотит-роговообманковые, иногда обогащенные ортитом [14]. Калиевый полевой шпат имеет ортоклазовый облик.

Существует резкая разница в степени и характере контактовых изменений вдоль северного края интрузии по сравнению с южным, юго-западным и юговосточным. Северный контактовый ареал незначителен по размерам и интенсивности. Только узловатые сланцы, едва различимые макроскопически, и темные филлитовидные сланцы, обогащенные биотитом, отражают в этом направлении влияние гранитной интрузии. В южных контактах наблюдается иная картина. Здесь мощные (1.5—

2 км) толщи сланцев превращены в слюдяные сланцы, с гранитом, ставролитом, андалузитом. Мраморы обогащаются скаполитом, флогопитом, диопсидом и в отдельных слоях и линзах превращаются в темные пироксеновые породы с тремолитом, скаполитом и альбитом, нигде, однако, не давая типичных скарнов и вообще содержащих гранит разновидностей. Создается впечатление ориентированного движения интрузивных масс к югу, юго-западу и юго-востоку, и северная сторона интрузии Кудары представляется как бы теневой в этом движении, при том движении не только магматического материала, но и потоков тепловой энергии так же, как флюидных и термальных эмиссий, вызывающих характерные особенности контактового ареала. Интрузия Кудары может служить своего рода моделью, на которой в малом масштабе происходят явления образования кристаллических сланцев и гнейсов [24]. В разнообразных и обильных продуктах пневматолитовой и гидротермальной фазы отвердевания гранитов Кудары, вынесенных в контактовую зону, характерно наличие молибдена и золота.

Сходные по составу и характеру вызываемого метаморфизма гранитные интрузии „кударинского“ типа известны в нескольких местах в бассейне Бартанга по его левым и правым притокам, от Таш-кур-гана до Калай-вамара [40, 43].

В противоположность В. И. Попову и Г. Л. Юдину мы считаем граниты Кудары и Бартанга киммерийскими, а не альпийскими. В табл. 1, стр. 356 приведен химический анализ гранита кударинской интрузии.

Граниты Базар-дары и предгорий Аличурского хребта. К югу от поста Памирского, у подножия Зоу-таша в верхнепалеозойских сланцах встречаются мелкие интрузии кварцевых диоритов, имеющих форму небольших штоков и жил. Западнее, близ перевала Буз-тере, эти сланцы прорываются дайками гранит-порфиров и дибазовых порфиров, а на южном склоне хребта р. Буз-тере вскрывает ближе к устью Агалхара штокообразную интрузию порфировидных биотитовых гранитов. Западнее сая Ак-булык в строении хребта Базар-дара граниты принимают весьма существенное участие и слагают большую интрузию, расположенную на гребне и южном склоне хребта. На запад эта интрузия тянется к Яшиль-кулю, Лянгару и несколько далее по Гунту. Своими северными краями она доходит почти до Сареза (у кишлака Ирхт), а на юге, повидимому, крайние выходы ее располагаются в районе левой ветви р. Тагаркаты и перевала Койтезек. На очерченной, таким образом, площади (около 4 000—5 000 кв. км), кроме гранитов, выходят местами прорываемые ими сланцы и туфы верхнего палеозоя и триаса, а также значительные участки заняты породами южной зоны — гнейсами, мраморами (Лянгар, среднее тече-

ние и перевальная часть хребта). С последними породами кристаллической серии контакты частью тектонические (Южный Лянгар, гора Арал-кыр и др.), частью, повидимому, интрузивные, и граниты большой интрузии Базар-дары как бы спаивают разнородные (и разновозрастные) геологические комплексы: породы кристаллической серии на юге с породой верхнего палеозоя и мезозоя центральной зоны, представляя собой, таким образом, интрузии межформационного типа.

В восточных выходах интрузии известны по наблюдениям Н. В. Ионина порфирированные граниты такого же типа, что по Буз-тере [19]. Западнее эти граниты не встречаются и преобладают серые среднезернистые биотитовые и биотит-роговообманковые граниты, переходящие в гранодиориты и кварцевые диориты. Контактные изменения с породами верхнего палеозоя и триаса — всегда незначительны и проявляются начальными ступенями обычного термального метаморфизма по типу роговиков и роговиковых сланцев. По данным Г. А. Дуткевича, наблюдаются также ясные интрузивные контакты гранитов Базар-дары с известняками средней юры.

Медное и свинцовое оруденение хребта Базар-дара генетически связывается с описанной гранитной интрузией. Возраст ее мы считаем более молодым, чем гранитов пшартской интрузии, — скорее всего, юнокиммерийским. Для гранитов Буз-тере В. П. Ренгартен допускает сравнительно древний, т. е. варисский возраст [33]. Его замечание о тектоническом характере контактов этой интрузии („выжимание“ гранитного ядра в толщу мягких сланцев) едва ли справедливы, так как местами (правый склон Буз-тере, немного выше устья Агалхара) нормальный интрузивный контакт гранитов не внушает сомнений.

В предгорьях Аличурского хребта находится по правую сторону Баш-гумбеца и в левом склоне Горумды интрузия гранитов, тождественных по своему составу с гранитами Буз-тере. Она прорывает толщу туфов и спилитов (лейаса) и пермскую сланцевую свиту, но с известняками юры (средней) контакты гранитов тектонические, а не интрузивные.

Эти граниты так же, как и граниты Буз-тере, мы считаем юнокиммерийскими.

В табл. 1, стр. 356 приведен химический анализ гранитов Баш-гумбеца и Горумды.

Большой интерес представляет гранитная интрузия в истоках Горумды, слагающих близ перевала Урта-буз левый склон и гребень Аличурского хребта. Этими гранитами заканчиваются на востоке выходы пород кристаллической серии Аличурского хребта. Дальше к востоку, юго-востоку и юго-западу находятся сплошные поля мезозоя („памирский“ известняк, сланцы триаса) и верхнего палеозоя. На западе почти меридиональный контакт гранитов Урта-буза сечет близкие к ши-

ротным структурные элементы гранито-гнейсов Аличурского хребта; такие же несогласные контакты известны на северной стороне штока по левым притокам Горумды, со сланцами верхнего триаса.

Здесь геологу А. П. Недзведскому (сотрудник отряда С. И. Клуникова) удалось найти в 1933 г. в контактово-метаморфизованных сланцах отпечатки пелиципод верхнетриасового облика, на основании чего граниты Урта-буза нами объединялись в одну группу с киммерийскими гранитами Буз-тере и Баш-гумбеца [26]. Однако, микроскопическое изучение гранитов (весной 1934 г.) показало, что только один внешний



Комплекс осадочных образований хр. Базар-дара (Pz³), надвинутый с севера на юг на гнейсы (Gn). Г. Арал-пыр.

The sedimentary complex of the Bazar-Daar Range (Pz³) overthrusting from north to south the Aral-Pyr Mt. gneisses (Gn).

признак (порфирированная структура) является общим в гранитах Урта-буза и Буз-тере — Баш-гумбеца. В остальном граниты Урта-буза очень сходны с гранитами кристаллической серии Аличурского хребта. Подобно последним, это — двуслюдистые микроклиновые граниты, почти всегда гнейсовидные, с протокластической или бластоцементной структурой. Плагноклаз в них не зональный, олигоклаз — альбит.

Не гнейсовидные и нормальные по структуре граниты Баш-гумбеца — Буз-тере, с ортоклазовым (почти моноклинным, не решетчатым) калиевым полевым шпатом, плагноклазом состава олигоклаза (часто зональный, изредка и каемками альбита) и характерным красно-коричневым биотитом, резко отличен от гранитов Урта-буза. Трудно оценить в полном объеме значение находки А. П. Недзведского, определяющей, по нашему мнению, нижнюю границу возраста гранитов, кото-

рые безусловно играют существенную роль в строении кристаллической серни, хотя и являются в ней несколько более молодыми, чем преобладающие двуслюдяные гнейсо-граниты. К этому вопросу мы еще вернемся в дальнейшем. Пока же отметим, что, считая граниты Уртабуза древнекиммерийскими, мы можем объяснить совокупность признаков, отмеченных в гранитах типа Баш-гумбез — Буз-тере или несколько более молодым возрастом их (юнокиммерийским), или иным геотектоническими условиями формирования их, ближе еще не изученными.

В табл. 1, стр. 356 приводится анализ гранита Уртабуза.

Альпийская интрузивная фаза

Горизонт вулканогенных образований отмечен нами в разрезе мезозоя в крайнем юговосточном крыле центральной зоны, в районе Кызыл-рабата, и отнесен к верхней юре. Не исключается, однако, и более молодой возраст некоторых из развитых здесь и имеющих жильное залегание андезитов, дацитов и липаритов, так что эти образования можно считать относящимися к альпийскому магматическому циклу.

С еще большими затруднениями, чем для предыдущих киммерийских интрузий, определяется принадлежность некоторых глубинных и гипабиссальных пород к альпийской интрузивной фазе, и ни в коем случае нельзя считать возраст их вполне установленным. Почти полное прекращение процесса седиментации, собственно, в альпийское время (мел — третичный период) предопределяет своеобразие форм альпийских фаз геотектогенеза, которые пока находят отражение лишь в совершенно неудовлетворительном обозначении их термином „германотипные“ [33]. И в тесной связи с этими факторами стоит проблематичность альпийского возраста некоторых интрузий и безусловно меньшая роль их в строении Памира по сравнению с киммерийскими интрузиями.

Мы уже отмечали, насколько неубедительный характер имеет аргументация сторонников альпийского возраста гранитов в центральной зоне Памира (см. выше стр. 335). Не останавливаясь дальше на этом, перейдем к оценке и характеристике немногих фактов, заставляющих считаться с действительным альпийским возрастом некоторых интрузий. В Кызылрабатском районе С. И. Клуников предполагает, что некоторые гранитные интрузии (к востоку от Джарты-гумбеза, на перевале Бейк и к юго-востоку от Зор-куля) прорывают вулканогенные горизонты верхней юры, и тем самым возраст их определяется как альпийский. Нужно ждать подтверждения этих наблюдений в 1935 г.

Граниты перевала Урта-бель (к востоку от Джарты-гумбеза) обычные, биотитовые; на перевале Бейк и по Урта-чиль-обу (к востоку от

Зор-куля) — это скорее гранодиориты, биотитовые и биотит-рогово-обманковые.

Характерно гнейсовидное сложение для всех названных пород при нормальной гранитной структуре и присутствие микропегматитовых прорастаний. Последнее говорит за гипабиссальный характер интрузии. Калиевый полевой шпат имеет облик ортоклаза. Породы похожи на юнокиммерийские граниты и гранодиориты Базар-дары и Кой-тезека.

В табл. 1 (стр. 356) приводится один химический анализ гранита Урта-бель.

Между устьями Горумды и Баш-гумбеза, в левом склоне Аличура туфогенная свита (лейасовая) прорвана жилами и небольшими штоками кварцевых альбититов или, точнее, альбитизированных и окварцованных аплитов и гранит-аплитов. В. А. Николаев для этих пород, названных в 1933 г. плагиоаплитами, предполагал альпийский возраст, хотя прямых доказательств к этому не имеется.

Некоторые жильные породы Кызылрабатского района, напр. пироксен-биотитовые гранит-порфиры и гранодиорит-биотитовые порфиры пересекают среднеюрские известняки и, без сомнения, являются корнями верхнеюрских излияний андезито-дацитово-магмы в этом районе.

В правых притоках Горумды, напр. по Кара-ташу, С. И. Клуников указывает дайку диоритового порфира, прорывающую не только известняки средней, но и верхней юры.

Сходные с последними гипабиссальные, почти всегда жильные породы Базар-дары, частично также являются, вероятно, альпийскими по возрасту.

На этом мы заканчиваем характеристику интрузивных процессов центральной зоны в киммерийские и альпийские фазы складчатости. Процессы метаморфизма этой зоны настолько ясно связываются с влиянием гранитных интрузий, что их, естественно, было отметить при описании отдельных интрузий, что и было сделано нами.

Южная зона Памира

О возрасте кристаллической серни

Общая характеристика южной зоны Памира дана в введении к настоящему очерку. Немногого остается добавить к сказанному. Прежде всего необходимо отметить, что в характеристике этой зоны мы лишены возможности держаться той схемы последовательного хронологического изучения отдельных фаз вулканизма, которая применялась ранее для других областей Памира. Возраст осадочных образований, послуживших материалом для создания кристаллического комплекса южной зоны (различных гнейсов параряда и инъекционных,

рые безусловно играют существенную роль в строении кристаллической серии, хотя и являются в ней несколько более молодыми, чем преобладающие двуслюдяные гнейсо-граниты. К этому вопросу мы еще вернемся в дальнейшем. Пока же отметим, что, считая граниты Уртабуза древнекимммерийскими, мы можем объяснить совокупность признаков, отмеченных в гранитах типа Баш-гумбез — Буз-тере или несколько более молодым возрастом их (юнокимммерийским), или иным геотектоническими условиями формирования их, ближе еще не изученными.

В табл. 1, стр. 356 приводится анализ гранита Урта-буза.

Альпийская интрузивная фаза

Горизонт вулканогенных образований отмечен нами в разрезе мезозоя в крайнем юго-восточном крыле центральной зоны, в районе Кызыл-рабата, и отнесен к верхней юре. Не исключается, однако, и более молодой возраст некоторых из развитых здесь и имеющих жильное залегание андезитов, дацитов и липаритов, так что эти образования можно считать относящимися к альпийскому магматическому циклу.

С еще большими затруднениями, чем для предыдущих киммерийских интрузий, определяется принадлежность некоторых глубинных и гипабиссальных пород к альпийской интрузивной фазе, и ни в коем случае нельзя считать возраст их вполне установленным. Почти полное прекращение процесса седиментации, собственно, в альпийское время (мел — третичный период) предопределяет своеобразие форм альпийских фаз геотектогенеза, которые пока находят отражение лишь в совершенно неудовлетворительном обозначении их термином „германотипные“ [33]. И в тесной связи с этими факторами стоит проблематичность альпийского возраста некоторых интрузий и безусловно меньшая роль их в строении Памира по сравнению с киммерийскими интрузиями.

Мы уже отмечали, насколько неубедительный характер имеет аргументация сторонников альпийского возраста гранитов в центральной зоне Памира (см. выше стр. 335). Не останавливаясь дальше на этом, перейдем к оценке и характеристике немногих фактов, заставляющих считаться с действительным альпийским возрастом некоторых интрузий. В Кызылрабатском районе С. И. Клушников предполагает, что некоторые гранитные интрузии (к востоку от Джарты-гумбеза, на перевале Беик и к юго-востоку от Зор-куля) прорывают вулканогенные горизонты верхней юры, и тем самым возраст их определяется как альпийский. Нужно ждать подтверждения этих наблюдений в 1935 г.

Граниты перевала Урта-бель (к востоку от Джарты-гумбеза) обычные, биотитовые; на перевале Беик и по Урта-чиль-обу (к востоку от

Зор-куля) — это скорее гранодиориты, биотитовые и биотит-рогово-обманковые.

Характерно гнейсовидное сложение для всех названных пород при нормальной гранитной структуре и присутствие микропегматитовых прорастаний. Последнее говорит за гипабиссальный характер интрузии. Калиевый полевой шпат имеет облик ортоклаза. Породы похожи на юнокимммерийские граниты и гранодиориты Базар-дары и Кой-тезека.

В табл. 1 (стр. 356) приводится один химический анализ гранита Урта-бель.

Между устьями Горумды и Баш-гумбеза, в левом склоне Аличура туфогенная свита (лейасовая) прорвана жилами и небольшими штоками кварцевых альбититов или, точнее, альбитизированных и окварцованных аплитов и гранит-аплитов. В. А. Николаев для этих пород, названных в 1933 г. плагиаплитами, предполагал альпийский возраст, хотя прямых доказательств к этому не имеется.

Некоторые жильные породы Кызылрабатского района, напр. пироксен-биотитовые гранит-порфиры и гранодиорит-биотитовые порфиры пересекают среднеюрские известняки и, без сомнения, являются корнями верхнеюрских излияний андезито-дацитово-магмы в этом районе.

В правых притоках Горумды, напр. по Кара-ташу, С. И. Клушников указывает дайку диоритового порфирита, прорывающую не только известняки средней, но и верхней юры.

Сходные с последними гипабиссальные, почти всегда жильные породы Базар-дары, частично также являются, вероятно, альпийскими по возрасту.

На этом мы заканчиваем характеристику интрузивных процессов центральной зоны в киммерийские и альпийские фазы складчатости. Процессы метаморфизма этой зоны настолько ясно связываются с влиянием гранитных интрузий, что их, естественно, было отметить при описании отдельных интрузий, что и было сделано нами.

Южная зона Памира

О возрасте кристаллической серии

Общая характеристика южной зоны Памира дана в введении к настоящему очерку. Немногого остается добавить к сказанному. Прежде всего необходимо отметить, что в характеристике этой зоны мы лишены возможности держаться той схемы последовательного хронологического изучения отдельных фаз вулканизма, которая применялась ранее для других областей Памира. Возраст осадочных образований, послуживших материалом для создания кристаллического комплекса южной зоны (различных гнейсов параряда и инъекционных,

а также мраморов), остается неизвестным. Многие породы южной зоны настолько затемнены процессами метаморфизма и глубинной инъекции, что нельзя составить полного представления о петрографическом составе первоначальных осадков. Значительную роль играли среди них, вероятно, сланцы и подчиненные известняки, впоследствии превращенные в различные гнейсы и мраморы. Песчаники и кварциты а также возможные вулканогенные образования в процессе глубинного метаморфизма не сохранили реликтовых черт, позволяющих восстановить их первоначальные особенности. Пока не встречены в разрезах кристаллической серии и породы с реликтовыми признаками конгломератов.¹

На юго-западе кристаллическая серия переходит в пределы Афганистана. В окрестностях Кабула Гризбах [5] нашел в мраморах среди кристаллических сланцев и гнейсов остатки кряноид, что послужило для него основанием считать всю толщу результатом метаморфизма каменноугольных отложений. К этому выводу Гайдена относится с некоторым сомнением. Им обнаружено (тоже в окрестностях Кабула), что кристаллическая серия несогласно покрывается верхним палеозоем. Последний представлен так называемой *Khingil series* — известняками с фауной триаса и верхнего палеозоя [7]. По мнению Гайдена, окончательное решение вопроса о возрасте кристаллических сланцев, мраморов и гнейсов Гиндукуша на основании этих данных сделать еще нельзя. Минералогические ассоциации указывают скорее на сходные образования архея, а стратиграфические отношения — на палеозой.

К юго-востоку южная кристаллическая дуга в значительной мере теряет свои отличительные особенности еще в пределах Памира.

В. А. Николаев в 1933 г. устанавливает для верховьев Горумды погружение антиклинальной интрузии гнейсо-гранитов Аличурского хребта в восточном направлении под толщу мезозоя [26]. Здесь же породы кристаллической серии прорываются штоком киммерийских гранитов Урта-буза, о котором мы говорили ранее (стр. 374).

Аналогичные явления погружения складок к юго-востоку, повидимому, наблюдаются и в Ваханском хребте. Вот, почему Гайдена не указывает здесь (и в Тагдум-баше) характерных для кристаллической серии признаков и не отмечает ее регионального развития. С другой стороны, местные изменения сарыкольских сланцев в контакте с гранитами заставляют его признать, что и сланцы Ваханского хребта

¹ С. И. Клунников указывает на существование одного горизонта конгломератов с карбонатным цементом и гнейсовой „галькой“, залегающего внутри кристаллической серии, на границе между гнейсами и одной из пачек мраморов. Я считаю на основании просмотра всего материала (включая и шифры из этих пород), что „конгломераты“, на самом деле, являются — тектонитами.

являются метаморфизованными аналогами „сарыкольских“ сланцев (верхний палеозой — частью нижней мезозой).

В бассейне Горумды Гайдена указывает, что „сарыкольские“ сланцы прорваны гнейсо-гранитами Аличурского хребта. В последних имеются включения сланцев, и сланцы по мере удаления от интрузии и на правом склоне Горумды принимают нормальный облик, подстилая памирский известняк. Эти наблюдения справедливы только для истоков Горумды, где сланцы триаса, действительно, интродуцированы гранитами Урта-буза. Последние, в свою очередь, прорывают гнейсо-граниты Аличурского хребта. На всем остальном участке Горумды и западнее, вдоль северного подножия Аличурского хребта, контакты гнейсо-гранитов с „сарыкольскими“ сланцами тектонические, а не интрузивные.

Нигде в пределах Памира мы не знаем трансгрессивного залегания на кристаллической серии отложений более древних, чем неогеновые. С другой стороны, в наиболее характерном и мощном горизонте верхнеюрских конгломератов по северо-восточной окраине аличурских гнейсо-гранитов нигде не встречаются обломки пород кристаллической серии.¹ Трансгрессия юрского моря на месте Аличурского хребта, и быть может, везде в пределах южной зоны не встретила вскрытых эрозией пород кристаллической серии.

Так усложняется вопрос о возрасте кристаллических пород южной зоны.

Необходимо расчленить его и ставить отдельно: для стратиграфического положения первоначальных осадочных формаций, с одной стороны, а с другой, — для времени интрузии „древних“ гранитов (гнейсо-гранитов) и связанных с ними явлений магматической инъекции и глубинного метаморфизма.

Наиболее простое решение затронутых вопросов мы находим во взглядах геологов, считающих кристаллические породы южной зоны докембрийскими [20, 44]. Однако, единственный аргумент в пользу докембрийского возраста кристаллической серии основан на том, что в наиболее древних палеозойских отложениях Памира нет такого глубокого метаморфизма, как в породах гнейсовой зоны. Удельный вес этого аргумента невелик, если учесть, что нигде на Памире заведомо палеозойские отложения не включают в себе такой массы инъецирующего магматического материала, как это наблюдается в составе кристаллической серии. Наоборот, там, где палеозойские и мезо-

¹ В юрском (?) конгломерате устья Горумды много валунов гранита, но они типа киммерийских или верхнепалеозойских. Гнейсы и гранито-гнейсы типичные для кристаллической серии в этом конгломерате отсутствуют (26).

Геологическое изучение Памира еще только выходит из этой первой стадии, и мы считаем, что самая постановка важнейших вопросов, связанных с кристаллической серией, настоятельно необходима, как бы далеки мы ни были от их окончательного решения и какие бы возражения ни встречали первые попытки ответа на эти вопросы. Интересно отметить в заключение постоянство отрицательных гравитационных аномалий Южного Памира, не свойственное древним кристаллическим плитам.

Петрографический состав пород кристаллической серии

В кристаллической серии южной зоны Памира мы отмечаем разнообразные метаморфические и магматические породы, тесно связанные между собой в специфических условиях множественной и, преимущественно, послонной инъекции магматического материала в условиях глубокого взаимодействия между внедрившимися массами и вмещающими их образованиями, с развитием в качестве окончательных продуктов этого взаимодействия разнообразных смешанных пород, магматитов и инъекционных гнейсов. Главнейшими, генетически различными образованиями внутри кристаллической серии будут:

а) гнейсо-граниты (ортогнейсы) и давленные граниты, с переходами в нормальные граниты, пегматиты и аплиты; всегда в большей или меньшей мере связываются с магматитами и переходят в них;

б) гнейсы разного происхождения, преимущественно магматиты, частью парагнейсы и мраморы;

в) граниты (киммерийские) типа Урта-буза и Базар-дары, прорывающие породы предыдущей группы и неактивные в процессе гнейсификации (контактные ареалы по типу нормального термометаморфизма, с образованием роговиков).

Кратко охарактеризуем породы всех перечисленных групп.

Гнейсы. Среди гнейсов кристаллической серии большая часть имеет характер мигматитов. Послойные инъекции и секущие жилы гнейсо-гранитов и особенно пегматитов и аплитов в изобилии прорезают гнейсы и создают почти все виды мигматитов от интрузивных брекчий (агматитов) до небулитов, но чаще происходит послонная инъекция и образование ленточных гнейсов и артеритов. Артериты и являются наиболее распространенным типом мигматитов. Нередко возникают также и очковые гнейсы (рис. стр. 385). Артериты имеют вид серых богатых биотитом, полосатых гнейсов, обычно содержащих гранат и бедных калиевым полевым шпатом. В очковых гнейсах „очки“ имеют состав пегматита или же представлены индивидуумами полевых шпатов как плагиоклазом, так и калиевым полевым шпатом.

Состав лейкократовых полос артеритов и ленточных гнейсов соответствует составу гнейсо-аплитов, обедненных калиевым шпатом или лишенных его совершенно.

Кроме биотита, иногда в мигматите содержится и роговая обманка, значительно реже пироксен. Акцессорные минералы: магнетит, апатит циркон, сфен.

Структура мигматитов гранобластовая, обычно среднезернистая. Гранат выделяется более крупными порфиробластами. Катаклаз не заметен. Текстура параллельная и слоистая.

Особо выделяется плагиоклаз-биотитовые гнейсо-катаклазиты по северной окраине кристаллической зоны, наиболее типично выраженные в северных предгорьях Аличурского хребта. Структура их бластоцементная, нередко явления еще более сильного катаклаза и переходы в милониты.

Некоторые особенности состава этих гнейсов заставляют предполагать в них частью измененные катаклазом и гранобластезом основные изверженные породы, частью же это контактово-метаморфические и мигматитовые плагиоклаз-биотитовые породы, возникшие, вероятно, из глинистых сланцев.

Среди гнейсов, залегающих вместе с мраморами или переслаивающихся с ними, характерно присутствие ортоклазовых разновидностей, совершенно не содержащих плагиоклаза. Обычно эти ортоклазовые гнейсы — пироксеновые или пироксен-роговообманковые. Неясно происхождение роговообманковых сланцев и амфиболитов, также встречающихся вместе с мраморами.

Мраморы. В мраморах кристаллической серии интересны своеобразные пегматито-пневматолитовые „гибридные“ образования в форме жил и гнезд, состоящие из флогопита и диопсида, реже, чисто диопсидовые. С ними связаны гнезда, прожилки и вкрапленники редкого цветного камня — ляпис-лазури, найденного на Ляджуар-даре (левый приток Шах-дары) [42, 25]. Более обычна в мраморах вкрапленность тех же минералов — диопсида и флогопита, а также тремолита, шпинели, форстерита, клиногумита, апатита, графита. Мраморы состоят или из одного кальцита, или из кальцита с примесью доломита.

Розовая шпинель месторождения Куги-ляль добывалась как драгоценный камень.

Ляпис-лазурь Ляджуар-дары в отдельных образцах ассоциирует с диопсидом, в то время как ляпис-лазурь знаменитых копей Афганского Бадахшана, повидимому, теснее связывается с участками мраморов, обогащенными форстеритом.

Парагенезис минералов, возникающих в мраморах, характерен для процессов метаморфизма гранито-гнейсовых формаций в условиях зна-

чительных давлений и глубин и с этой точки зрения южная зона Памира сближается с докембрием „кристаллических“ щитов Евразии и Америки.

Гнейсо-граниты. Наиболее распространенные в кристаллической серии Памира гранитовые породы — двуслюдистые среднезернистые граниты, всегда гнейсовидные, светлосерого цвета, обычно лейкократовые. Калиевый шпат в них — микроклин однородный или слабо пертитовый, с неясной решеткой. Плагноклаз — кислый олигоклаз или олигоклаз-альбит, как правило, незональный. Кварц — нередко в округлых зернах, придающих структуре гранитов „гранулитовый“ характер. Примеси: апатит, циркон и монацит.¹

Часто проявляется резорбция плагноклазов кварцем; обычны мirmekитовые образования и некоторые другие черты гранобластеза в структуре. Катаклаз выражен слабо или совершенно не заметен. Переходы в более крупнозернистые пегматитовые разности, жилы и линзы пегматитов и, наконец, ленточно-полосатая и пятнисто-полосатая текстура, зависящая от чередования и переслаивания обычных и пегматитовидных гранитов с гранитами, обогащенными биотитом, и различными мигматитами, — все это составляет обычные признаки рассматриваемых пород. Мы называем их двуслюдистыми гнейсо-гранитами или просто гнейсо-гранитами.

В табл. 1, стр. 356 приведен химический анализ одного образца гнейсо-гранита в Аличурском хребте.

Этими гранитами в значительной мере сложен Аличурский хребет, особенно в его центральной и северной части, а дальше к западу большое распространение гнейсо-граниты имеют в Шугианском хребте, между Гунтом и Шах-дарой.

В Аличурском хребте структурные элементы гнейсо-гранитов указывают на антиклинальную интрузию, с пологим северным крылом (10 — 20°) и более крутым южным крылом. Перегиб антиклинали находится в пределах северного склона хребта и обычно отмечается образованием зоны „агматитов“, выраженной в весьма крупном масштабе. В северном крыле непрерывной полосой по периферии интрузии, расширяющейся к западу, тянутся своеобразные, резко давленные и милонитизированные в отдельных тонких слоях „очковые“ гранитные катаклазиты, переслаивающиеся с плагноклаз-биотитовыми гнейсами и давленными пегматитами и аплитами. Последние (пегматиты и аплиты) образуют нередко и секущие жилы (рис., стр. 385).

Зона „очковых“ гнейсов, по нашему представлению, является образованиями характера „краевых гнейсов“ и отмечает интенсивные диф-

¹ Россыпи монацита в настоящее время разведываются на Ваш-гумбезе.

ференциальные перемещения на стыке центральной и южной зон Памира. Как уже указывалось нами, эти перемещения сопровождали формирование и поднятие гнейсо-гранитного комплекса на уровень несколько более поздних интрузий гранитов типа Базар-дары и Урта-буза.

Другие гранитные интрузии в пределах кристаллической серии, напр. граниты нижнего течения Шах-дары, граниты правобережья Гунта и Пянджа, могут являться аналогами описанных гнейсо-гранитов, представляя более мелкие интрузивные тела внутри гнейсов, или же еще нуждаются в дальнейших исследованиях для определения их возраста и отношений к процессам метаморфизма (гнейсификации).

Граниты типа Базар-дары и Урта-буза. Характеристика этих гранитов дана в описании предыдущей, центральной, зоны Памира. Напомним, что мы считаем доказанным молодой возраст этих интрузий, — скорее всего, кимерийский. Их структурное положение определяется нахождением между двумя геологическими комплексами; кристаллическим на юге и мезо-верхнепалеозойским на севере. Кроме форм залегания (штоки, а не конкордатные интрузии), отличим от гнейсо-гранитов в интрузиях этой группы являются и некоторые другие особенности, резко выступающие в гранитах Базар-дары и Горумды — Баш-гумбеза:

- 1) переходы в гранодиоритовые и кварцево-диоритовые разновидности;
- 2) жилы лампрофиров и гранит-порфиров;
- 3) нормальная гранитовая структура;
- 4) преобладание ортоклазовых (моноклинных) форм калиевого полевого шпата над микроклиновыми (триклинными);
- 5) зональное строение плагноклазов;
- 6) контактное воздействие по типу нормального термометаморфоза с образованием роговиков обычно маломощных.

О метаморфизме пород кристаллической серии и структуре ее

(Сравнение с другими областями)

Гнейсо-гранитно-мраморная толща Памира представляет одно из наиболее замечательных геологических образований Средней Азии. Мы познакомились с вещественным составом пород кристаллического комплекса и выяснили, насколько возможно, вопрос о возрасте интрузивных пород. Отметим некоторые структурные в тектоническом понимании элементы гнейсовой серии, затем остановимся на характерных особенностях процессов метаморфизма. Антиклинальное строение гнейсо-гранитов Аличурского хребта нами уже указывалось. Погружение

этой антиклинали к востоку заканчивается в верховьях Горумды, где гнейсо-граниты вместе с гранитами Урта-буза скрываются под пеленой мезозоя и верхнего палеозоя. Западнее Баш-гумбеза намечается противоположная тенденция к погружению перегибов складок кристаллического комплекса на запад, с формированием синклиналей гнейсов, зажатых среди гнейсо-гранитов по Харгущу, и расширением северной окраинной зоны очковых гнейсов и милонитов, в которых формируются очень пологие складки (гора Арал-кыр—Тагаркаты). Структура остальной, значительно большей площади, занятой гнейсами к юго-западу, и западу остается невыясненной. Поражает пологое, местами почти горизонтальное залегание гнейсов, в которых создаются, как напр. в Шах-даре, единственные в своем роде, и живописные разрезы кристаллической серии на глубину 1.5—2 км. Указывает ли это спокойное на вид и пологое залегание на действительную простоту структур, с мало выдержанными и нехарактерными основными элементами, подчиненными в основе куполообразным поднятиям вокруг интрузивных масс гранитов, или это явление кажущееся и структура, на самом деле, сложнее, типа резко опрокинутых или лежащих складок, — остается неясным. Во всяком случае, в подтверждение сложности структур приводились (В. А. Николаев, С. И. Клунников) некоторые доказательства [24, 15].

Последние данные о работах (в 1934 г.) С. И. Клунникова на юго-западном Памире заставляют считаться с большей вероятностью второго предположения. Наблюдения над мелкими тектоническими формами типа drag folds в гнейсах и мраморах приводят С. И. Клунникова к заключению, что вся структура кристаллической серии в области между рр. Шах-дара и Пяндж определяется развитием громадной лежащей антиклинали, обнаруживая ясные следы волочения с севера на юг. Разрезы Шах-дары и Пянджа вскрывают верхнее крыло антиклинали с нормальной последовательностью слоев.

В описании состава и характера гнейсов и кристаллической серии мы не отметили, главным образом, по недостатку фактического материала, роли и значения таких метаморфических пород, которые обычно гнейсами не называются. Это будут темные роговиковые сланцы и микрогнейсы окрестностей Зор-куля (зоркульская свита, по экспедиции Д. В. Наливкина в 1927 г.), которые встречаются в виде включений и среди гнейсо-гранитов Аличурского хребта, к северу от восточной части Зор-куля. Образование их надо связывать с периферическими зонами замыкающегося к востоку антиклинального интрузива Аличурского хребта. Не исключается возможность, что здесь, на Зор-куле, удастся доказать интрузивные контакты гнейсо-гранитов Аличурского хребта с верхним палеозоем и триасом, что решит окончательно вопрос о воз-

расте кристаллической серии. Пока, как мы знаем, такие контакты доказаны (с триасовыми сланцами) для гранитов Урта-буза.

Повидимому, темные биотитовые гнейсы, микрогнейсы и роговиковые сланцы встречаются и дальше к западу. Некоторые из сланцев по Гунту являются метаморфизованными диабазовыми породами [25].

Еще неизвестно стратиграфическое положение мраморов внутри гнейсовой толщи. Высказывалось предположение, что они слагают верхние горизонты гнейсов, но это не подтверждается, и более вероятно залегание их несколькими пачками в нижней и средней частях разреза кристаллической серии [25]. При более детальных исследованиях,



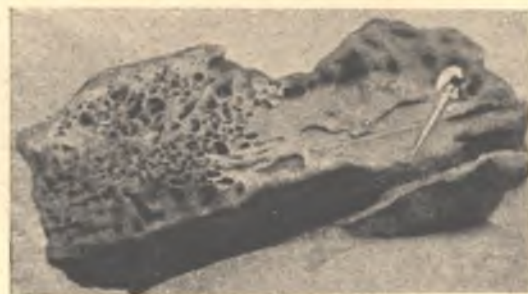
Очковые гнейсы и милониты в устье
Шегембата.

Augengneisses and mylonites in the mouth
of Sheguembat River.

вероятно, удастся выяснить как основные элементы структуры гнейсово-мраморной серии, так и закономерные переходы к менее метаморфизованным горизонтам кристаллических сланцев. Решающую роль в этих переходах, как показывают примеры в Аличурском хребте, должны играть факторы, определяющие глубину отвердевания и массу гнейсо-гранитных интрузий, удаленность от последних вмещающих пород, обилие инфильтрующих и секущих жил пегматитов и т. п.

Метаморфизм кристаллической серии в основе является контактовым метаморфизмом более глубинных зон литосферы, чем характерные для „нормального“ метаморфизма образования типа роговиков и роговиковых сланцев. Трудно оценить степень глубинности процесса. Для Памира характерно отсутствие в метаморфическом комплексе кордиеритовых гнейсов, отсутствие пород чарнокитовой серии, гранулитов и вообще редкость пироксеновых гнейсов, которые появляются только

в связи с мраморами в форме своеобразных ортоклазовых разновидностей. В этом — отличие Памира от многих областей заведомого докембрия (Алдан и Прибайкалье в Сибири, Индия, Богемская плита и др.); отличие, вероятно, связанное с более высокими уровнями процессов метаморфизма на Памире по сравнению с другими областями. С другой стороны, эти признаки сближают южную зону Памира с гнейсо-гранитными образованиями складчатых зон палеозойского и более юного возраста, напр. центральные гнейсы Восточных Альп, с их гнейсово-сланцевой покрывкой (третичные), граниты и гнейсы Гиссарского хребта (варисийские) и многие другие своими геологи-



Формы пустынного выветривания гнейсов в долине р. Чаргуш.

Forms of desert-weathering of gneissic rock blocks in Chargush-River Valley.

ческими и петрографическими особенностями во многом напоминают южную зону Памира.

Гнейсовая зона района Ранг-куля и Мустаг-ата, связанная с интрузиями варисийских (?) гранитов, возможно, представляет собой несколько ранее сформировавшийся комплекс кристаллических пород, чем гнейсовая толща южной зоны Памира. Вопрос этот еще требует накопления новых данных по геологии и петрологии Памира.

Другие выводы по петрографии и геохимии процессов метаморфизма южной зоны можно найти в единственной пока петрографической работе В. А. Николаева и К. Н. Вендланда, посвященной в значительной мере кристаллической серии Памира [25].

Отличительные черты новейших процессов вулканизма на Памире по сравнению с Тянь-шанем указаны в статье В. А. Николаева, которая в настоящее время печатается [27].

О химическом составе магматических пород Памира

Предыдущее описание изверженных пород Памира, начиная от древнейших и кончая наиболее молодыми, дает основания считать, что эти породы являются представителями щелочноземельных магм, столь

характерных для складчатых зон литосферы. Представители пород щелочного ряда в их типичных разновидностях совершенно не встречаются. Особое положение занимают эффузивные и гипабиссальные натровые породы северной зоны, ряда спилит — кварцевый альбитофир, которые можно считать промежуточными по своему химизму от пород нормальных к щелочным породам натрового ряда.

Немногие химические анализы изверженных пород Памира сгруппированы в табл. 1 (стр. 356).

Количество анализов совершенно недостаточно для того, чтобы строить сколько-нибудь обоснованные выводы о химизме магм различных циклов вулканической деятельности, тем более что возраст анализируемых пород не всегда надежно установлен.

ЛИТЕРАТУРА

1. А. А. Аверин. Работы Мускуйской подгруппы. Сб. Тадж. компл. эксп. 1932 г. Госхимтехиздат. 1933.
2. Ю. А. Арапов. Петрографические и геологические наблюдения в верховьях р. Хингоу. В. XVII. Тр. ТКЭ 1932 г. Химтеорет. 1935.
3. И. Г. Баранов. О геологическом строении окрестностей оз. Ранг-куль. Зап. Всес. мин. общ. 1933. № 2.
4. И. Г. Баранов. Геологические исследования в Рангкульском районе на Восточном Памире. В. XXXI. Тр. ТПЭ 1933 г. Химтеорет. 1935.
5. К. И. Богданович. Геологические исследования в Восточном Туркестане. Тр. Тибетской эксп. ч. 2. СПб. 1892.
6. А. Г. Вологдин. Вахио-и-болё. Сб. Тадж. компл. эксп. 1932 г. Госхимтехиздат. 1933.
7. Н. Н. Дингельштедт. Коренные месторождения южного склона Заалайского хребта. Сб. Тадж. компл. эксп. 1932 г. Госхимтехиздат. 1933.
8. Н. Н. Дингельштедт. О геологии и рудообразовании Сауксайского золотоносного района на Северном Памире. В. I. Тр. ТКЭ 1932 г. Госхимтехиздат. 1934.
9. Н. Н. Дингельштедт. Геология Северо-Каракульского района. В. XXXIII. Тр. ТПЭ 1933 г. изд. ТПЭ. 1935.
10. Г. А. Дуткевич. Геологические исследования в Шоркуль-Манхаджирском районе на Восточном Памире. Вып. XXXI. Тр. ТПЭ 1933 г. Химтеорет. 1935.
11. А. К. Жерденко. Месторождения Язгулема, Бартаंगा и Кудары. Сб. Тадж. компл. эксп. 1932. Госхимтехиздат. 1933.
12. Д. Л. Иванов. Краткий отчет о геологических исследованиях на Памире. Зап. Мин. общ. ч. XXII. 1886.
13. Н. В. Ионин. Хребет Базар-дара. Сб. Тадж. компл. эксп. 1932 г., Госхимтехиздат. 1933.
14. Н. С. Каткова. Граниты Кудары. Сб. Тадж. компл. эксп. 1932 г. Госхимтехиздат. 1933.
15. С. И. Клунников. Аличур и Гуит. Сб. Тадж. компл. эксп. 1932 г. Госхимтехиздат. 1933.
16. А. Н. Лабунцов. Геолого-минералогические исследования на Западном Памире. Пам. эксп. 1928 г. Тр. эксп. в. IV. изд. Ак. Наук. 1930.

17. И. В. Мушкетов. Туркестан. ч. I. 1915.
18. Д. В. Наливкин. Обзор геологии Памира и Бадахшана. Тр. Всес. геол.-разв. объедин. в. 182. 1932.
19. Д. В. Наливкин. Предварительный отчет о поездке летом 1915 г. в Горную Бухару и на Западный Памир. Изв. Русск. геогр. общ. т. II. 1916.
20. Д. В. Наливкин и др. Геологическое строение Памира. Тр. Всес. геол.-разв. объедин. в. 182. 1932.
21. Б. Н. Наследов. Контуры металлогении и металлорудных возможностей Средней Азии. Ташкент. 1932.
22. Д. В. Никитин. Золоторудное месторождение на Памире. Мат. по общ. и прикл. геол. в. 9. 1926.
23. Д. В. Никитин. Золотоносность Памира и Дарваза. В. I. Тр. ТКЭ 1932 г. Госхимтехиздат. 1934.
24. В. А. Николаев. Петрология Памира. Сб. Тадж. компл. эксп. 1932 г. Госхимтехиздат. 1933.
25. В. А. Николаев и К. Н. Вендланд. Материалы к петрологии Памира. В VII. Тр. ТКЭ 1932 г. Госхимтехиздат. 1934.
26. В. А. Николаев. Аличурский хребет. (Печатается).
27. В. А. Николаев. О новейшем вулканизме Памира и Тянь-шаня. (Печатается).
28. В. А. Николаев. Вулканизм в геологической истории Тянь-шаня. Тр. III Всес. съезда геологов. Ташкент. 1930.
29. В. И. Попов. Южные склоны Дарвазского хребта. Сб. Тадж. компл. эксп. 1932 г. Госхимтехиздат. 1933.
30. В. И. Попов. Месторождения золота Восточного Таджикистана. В. I. Тр. ТКЭ 1932 г. Госхимтехиздат. 1934.
31. В. И. Попов. Месторождения молибдена, олова и вольфрама на Памире. Разведка недр. 1933.
32. Н. М. Прокопенко. Термы Памира. Пам. эксп. 1930 г. Тр. эксп. В. I (11). изд. Ак. Наук. 1932.
33. В. П. Ренгартен. Геологическое строение района Мургаб — Истык на Восточном Памире. Тр. ТПЭ 1933 г. В. XXII. изд. ТПЭ. 1935.
34. А. А. Сауков. Ванч и Язгулем (Дарваз). Сб. Тадж. компл. эксп. 1932 г. Госхимтехиздат. 1933.
35. А. В. Хабаков. Восточная часть Музкольского хребта. Сб. Тадж. компл. эксп. 1932 г. Госхимтехиздат. 1933.
36. П. П. Чуенко. Материалы по геологии Южного Дарваза. Изв. Геол. ком. т. XLVII. № 9—10. 1929.
37. П. П. Чуенко. Западная часть Музкольского хребта. Сб. Тадж. компл. эксп. 1932 г. Госхимтехиздат. 1933.
38. Д. И. Щербаков. Восточная часть хребта Петра Великого. Сб. Тадж. компл. эксп. 1932 г. Госхимтехиздат. 1933.
39. Я. С. Эдельштейн. Верхнепалеозойские слои Дарваза. СПб. 1907.
40. Г. Л. Юдин. На Кударе и Бартанге. Сб. Тадж. компл. эксп. 1932 г. Госхимтехиздат. 1933.
41. Г. Л. Юдин. О геологическом строении Центрального Памира. Изв. Всес. геол.-разв. объедин. т. LI. в. 41. 1932.
42. Г. Л. Юдин, А. В. Хабаков и П. Н. Лукницкий. Месторождение ляпис-лазури на Памире. Пам. эксп. 1930 г., Тр. эксп. В. II (12). изд. Ак. Наук. 1932.
43. Г. Л. Юдин. Материалы по геологии долины р. Бартанг. Пам. эксп. 1928 г. Тр. эксп. В. VII. изд. Ак. Наук. 1931.

44. Г. Л. Юдин. Новейший вулканический цикл и палеогеографический очерк Памира. Пам. эксп. 1930 г. Тр. эксп. В. II (12). изд. Ак. Наук. 1932.
45. F. Angel und F. Heritsch. Das Alter der Zentralgneise der Hohen Tauern. Zentralbl. f. Min., Geol., Pal. Abt. B. № 10. 1931.
46. J. B. Auden. On the Age of certain Himalayan Granites. Records of the Geol. Surv. of India. v. LXXI. p. 4. 1933.
47. S. Bubnoff. Geologie von Europa. B. II. 1930.
48. Burhard and Hayden. Geography and Geology of the Himalaya Mountains and Tibet. 1907.
49. H. W. Craber. Vergleichende granittektonisch petrographische Beobachtungen im Passauer Wald. Neuer Jahrb. f. Min., Geol., Pal. B. 66. Abt. A, H. 1932.
50. Griesbach. Field-notes from Afghanistan. Records of the Geol. Surv. of India. v. 18, 19, 20, 1885—1887.
51. H. Hayden. The Geology of Northern Afghanistan. Mem. Geol. Surv. of India. v. XXXIV. p. I. 1911.
52. H. Hayden. Notes on the Geology of Chitral, Gilgit and the Pamirs. Records of the Geol. Surv. of India. v. XLV. p. IV. 1915.
53. L. Nöth. Geologischen Untersuchungen im Nordwestlichen Pamirgebiet. Wiess. Erg. d. Alai-Pamir Exp. 1928.
54. F. F. Suess. The European Altaidae and their Correlation to the Asiatic Structure. 1929.
55. H. Stille. Grundfragen der vergleichenden Tektonik. 1924.
56. H. de Terra. Geologische Forschungen im Westlichen K'un-lun und Karakorum Himalaya. Berlin. 1932.
57. Wadia. Geology of India.





V. NIKOLAEV

OUTLINE OF THE MAGMATIC GEOLOGY OF THE PAMIRS AND DARVAZ.

(Summary)

In this paper the writer is describing the manifestations of volcanic activity observed in that part of the Pamirs which lies in the confines of the USSR. These manifestations are examined in close connection with the general course of the geotectonic development of the region and, according to the writer's conceptions, the volcanic cycles and regularities established by him in the Pamirs are inseparably linked with different stages of the geotectonic cycle. In its most complete form the geotectonic cycle is revealed in the folded (geosynclinal) zones, being mainly of three phases: epeirogenic movements connected with the latter, the phase of sedimentation and of folding and the phase of epeirogenic uplifts and subsidences of the folded complex, accompanied by its denudation.

The epeirogenic movements include not only uplifts and subsidences without disturbance of the continuity of strata, but also fracturing and disruptions of the earth's crust in conditions of tension, the magma from deep seated magmatic centers ascending to the surface along the vents thus produced.

The first phase of the geotectonic cycle is accompanied by submarine extravasations of lavas, most frequently basic in composition and approaching the types of albite diabases, spilites and albite porphyrites. The second phase, or that of the development of folding processes, is marked by the largest intrusions of magmas of the gabbro-granitic series, followed by minor intrusions of vein and hypabyssal rocks.

The third phase,—that of most intense epeirogenic movements, is accompanied by land and submarine extravasations of lavas which in the past geologic cycles are poorly preserved and hardly discernible, usually merging into the phase of sedimentation of the next following cycle.

The intensity of the folding phases introduces some complications in this scheme, marked by two or three intrusive phases, not disturbing, however, the general course of the processes of magmatic evolution of the geosynclinal zones.

In the light of modern geologic data on the geology of the Pamirs and Darvaz, the writer divides these regions into three zones,—a northern, a central and a southern, basing upon the uniformity of geotectonic development within each of these zones, presenting, as it were, integral units of their own, as concerns their structural and stratigraphic characters. The boundaries of the zones are tectonic ones, and are expressed in a series of overthrusts. The northern zone is characterized by mighty extrusions of lavas, albitophytic and spilitic in composition; these extrusions took place in the Middle Paleozoic (Upper Silurian-Devonian), coinciding with the first phase of the magmatic cycle, i. e. being contemporaneous to the process of accumulation of sediments of the geosynclinal type. The first phases of the Variscian folding are accompanied within the limits of the northern zone by rather insignificant intrusions of rocks derived from basic magma, i. e. gabbro and peridotites, as well as of peculiar albite granites forming large bodies.

The geosynclinal course of development does not cease with this after an interruption in the Middle Carboniferous, a further accumulation of sediments of Upper Paleozoic and of Lower Triassic age is going on (Darvaz). This process is accompanied by volcanic eruptions whose composition is much more varied than in the Middle Paleozoic. The later phases of the Variscian folding are marked in the northern zone by mighty intrusions of microcline granites and granodiorites.

Such is the Variscian magmatic cycle of the northern zone, or the "second Paleozoic cycle" as the author proposes to term it. The manifestations of the older, or first Paleozoic (Caledonian) cycle remain obscure to us.

The central zone of the Pamirs region shows exclusive development of the Upper Paleozoic and of the Mesozoic which are reaching here a thickness of about 8 km,

Extrusions of basic lavas (spilites) took place in the Upper Permian and at the outset of the Liassic.

The main, or ancient Cimmerian folding which took place either on the boundary of the Upper Triassic and of the Jurassic, or in the Liassic, was accompanied by mighty granite intrusions and it is to it that the much more complicated structure of the Upper Paleozoic and Triassic, as compared with younger Mesozoic deposits, seems to be wholly due. In the Mesozoic the plicative movements in the Middle Jurassic and at the outset of the Tithonian, especially the latter (the Andinian phase) were also accompanied by granite intrusions.

At places (Kyzyl-Rabat) the Upper Jurassic is represented by volcanogenous horizons, among which there prevail well preserved dacites, andesites, rarer, liparites. The presence in the limits of the northern zone of igneous rocks of Alpidian age for some rare exceptions (porphyrites and diabases) is doubtful.

The central zone of the Pamirs may, thus, be characterized as a region in which magmatic processes of the Mesozoic (Cimmerian) cycle have been fully revealed.

The southern zone of the Pamirs embraces a region of exclusive development of crystalline rocks, both igneous and metamorphic, such as gneissose granites, gneisses and marbles. Among the gneisses the most widely distributed are migmatites, prevalently of the type of arterites.

The marbles are remarkable by the occurrence in them of lapis-lazuri in characteristic paragenesis with phlogopite, diopside, forsterite etc.

The former conception of the pre-Cambrian age of the crystalline series of the Southwest Pamirs meets at present with a number of objections, and there are more grounds for supposing that the age of the granite (gneissose-granite and pegmatite) intrusions causing deep alterations in the initially sedimentary series is Upper Paleozoic or even early Cimmerian. The metamorphic processes, the tectonic dislocations and the intrusions of gneissose granites are considered by the writer to be phenomena united in one general process that has been going on at moderate depths of the earth's crust (Grubenmann's median zone). A number of observations of minor tectonic forms of the type of drag folds (S. Klunnikov) suggests the supposition, as to the apparently quiet, not infrequently horizontal attitude of the gneisses being in reality the result of most complex movements of the low-angle overthrust ("Decken") type directed from north to south.

In the study of the crystalline series the writer has widely resorted to the method of correlating granite intrusions on the base of characters indicating the depth of their formation. This method permitted him with certainty to distinguish within the crystalline series and especially along its periphery a number of granite bodies which have been formed at a much shallower depth than the older "gneissose-granites" and which give contact aureoles of the type of normal hornstones without any conspicuous gneissose structure appearing in the enclosing rocks. Such "non-abysal" intrusions developed along the northern of the crystalline series belong to the late Cimmerian phases of the magmatic cycle and in places produce, as it were, a fusion of the central zone of the Pamirs with the southern zone.

A certain idea of the chemical composition of the rocks of different age is given by the table of analyses appended to this paper.



В. Э. ПОЯРКОВ

СТРУКТУРА И ГЕНЕЗИС РТУТНО-СУРЬМЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КИРГИЗИИ

Обширная группа эпитермальных месторождений является одной из наименее изученных в общем комплексе рудных месторождений Союза ССР.

Промышленное освоение этих месторождений, представляющих собой единственный источник таких дефицитных металлов, как ртуть и сурьма, составляет одну из серьезных очередных задач нашей промышленности редких металлов.

Однако, слабая изученность месторождений этого типа, отсутствие опыта и установленной методики разведок в совокупности с сложными геологическими условиями их образования сильно замедлило освоение эпитермальных месторождений в Средней Азии.

В дальнейшем решение проблемы дефицитных в Союзе сурьмы и ртути должно будет пойти более ускоренными темпами.

Поэтому настоящая статья, кратко излагающая результаты почти трехлетних работ автора на некоторых ртутно-сурьмяных месторождениях Ферганы может быть, окажется полезной как при дальнейшем изучении Южноферганских месторождений, так и других.¹ Первое упоминание о сурьмяно-ртутных месторождениях в Алайском хребте мы находим в кадастре В. Н. Вебера [6]². Им отмечены месторо-

¹ Ряд ценных указаний и советов во время полевых работ был дан геологами Д. И. Щербатовым, Б. Н. Наследовым, В. М. Крейгером, Б. Н. Некрасовым и А. В. Королевым, посетившими Хайдаркан в разное время. Особенно важной для автора в части разработки структурных вопросов оказалась консультация проф. В. М. Крейгера, указавшего на основные моменты механики образования седловидных жил, а также доц. А. В. Королева, познакомившего автора с идеями Нилинг и сравнившего Хайдаркан с жилами Bendigo, за что автор приносит всем им глубокую благодарность.

² Цифры в прямых скобках соответствуют порядковым номерам списка „Литература“.

ждения Кадам-джай, Тамды-кол, Чаувай, Бирк-су и Ашат и высказаны предположения о наличии большого ртутного месторождения в районе Соха.

Систематическое изучение их начинается с 1925 г. под руководством Д. И. Щербакова. Работы 1925—1928 гг. носили геолого-поисковый характер.

С 1928 г. начинаются разведочные работы на Кадамджайском и Хайдарканском месторождениях. Результатам работ периода 1925—1931 гг. посвящен ряд печатных работ (см. список использованной литературы).

Основными являются работы Д. И. Щербакова, А. А. Саукова, Т. Б. Боровской и А. В. Москвина. Работы Д. И. Щербакова [40,41] дают общее геохимическое описание месторождений. Уже в 1926 г. им был сделан прогноз о региональности распространения этого типа в Южной Фергане [41], блестяще подтвердившийся в последующие годы. Работы остальных авторов [4, 15, 31, 32, 33] посвящены описанию отдельных месторождений. Во всех этих работах красной нитью проходит одна основная идея о „надвиговой“ структуре ртутно-сурьмяных месторождений.

Согласно этой идее, общее для Хайдаркана, Кадам-джая и Чаувая перекрытие сланцами известняков, с развитием рудной брекчии в области контакта обязано своим происхождением надвиговым явлениям.

Возраст сланцев обычно трактовался как силурийский, а возраст известняков устанавливался довольно точно как карбоновый. Напряжениями, возникшими при надвигании и объяснялось образование брекчированных зон.

Искусственность этой „надвиговой“ концепции при применении и к ртутно-сурьмяным месторождениям Ферганы будет видна из дальнейшего изложения.

Дислокации, играющие роль в образовании рудных месторождений, можно подразделить на региональные и локальные.

Первые имеют значение, главным образом, путей для проникновения рудных растворов из первичной магмы. Поскольку эпитермальные месторождения, по мнению А. Е. Ферсмана [37], образуются не ближе, чем в 2 км от кровли родоначальных батолитов, большой масштаб этих дислокаций вполне понятен. Они образуются в областях больших геодинамических напряжений. Именно поэтому эти области обычно характеризуются распространением ртутных и сурьмяных месторождений, располагающихся целыми сериями (США, Италия, Кавказ, Средняя Азия).

Значительно сложнее условия необходимые для образования крупных концентраций ртути и сурьмы. Такими условиями, играющими

решающую роль в образовании месторождений ртути и сурьмы, являются: во-первых, — наличие свободных промежутков, во-вторых, — изменения температуры и давления и в третьих, — изменения химического состава растворов.

Случай благоприятного сочетания всех этих условий необычайно редки. Этим объясняется, что среди многих сотен ртутных месторождений известных во всем мире, месторождения как крупные по запасам, так и с высоким содержанием металлов, насчитываются только единицами.

В этой работе мы коснемся пока только первого условия образования свободных промежутков и пустот и взаимосвязи во времени этих геодинамических процессов с процессами геохимическими.

Образование пустот, послуживших вместилищем для рудных минералов, обязано, главным образом, локальным тектоническим дислокациям как пликативным, так и дизъюнктивным. Значения региональных дислокаций мы касаться не будем, так как этот вопрос в значительной степени уже разработан для Алайского хребта Д. И. Щербаковым [40].

Геологические условия главнейших ртутно-сурьмяных месторождений Южной Ферганы

Всего известно в Алайском и Туркестанском горных хребтах 22 точки нахождения ртути и сурьмы. Из них 8 точек еще неизвестны



Хайдаркан. * Медная и ** Плавиновая горы.

Хайдаркан. * Медная гора. ** Плавиновая гора.

в коренном залегании, намечаясь, главным образом, по шлиховым данным. О пяти точках, кроме довольно точных сведений о их местонахождении, больше почти ничего не знаем. Для шести имеем только общее описание и 3 месторождения — Хайдаркан, Кадам-джай и Чаувай — разведаны в разной степени. Все месторождения расположены на пространстве от границы с Синь-цзяном на востоке до бассейна р. Ляйляк на западе, главным образом, на северных склонах Алайского хребта.

Намечается продолжение этой ртутно-сурьмяной зоны к западу через группу сурьмяных месторождений Маргузорских озер и дальше к хребту Куги-танг.

Из всех этих многочисленных месторождений мы здесь остановимся только на наиболее изученных — Хайдарканском, Кадамджайском и Чаувайском.

Хайдаркан. Это месторождение находится в 80 км от г. Фергана и расположено на южном склоне хребта Ишме-тау.

Стратиграфия района разработана довольно подробно [29] и может быть сведена в колонку, изображенную на стр. 397.

Из этого нормального разреза следует, что в двух местах в нем мы имеем условия совершенно аналогичные. Как в силуре, так и в карбоне наблюдается перекрытие мощных толщ известняков сланцами. Ниже мы коснемся вопроса, какое значение имеет это обстоятельство для процесса рудообразования.

Обратим сейчас внимание только на любопытный пример вертикальной зональности. В районе Хайдаркана мы имеем не только эпitherмальные ртутно-сурьмяные месторождения, но и свинцово-цинковые, вероятно, уже мезотермальные. Если первые в данном районе все приурочены к карбону, то полиметаллическое оруденение располагается стратиграфически ниже — уже в силуре.

Не останавливаясь на отложениях силура, обратимся прямо к карбону, отложения которого вмещают ртутно-сурьмяное оруденение. Визейские известняки обнажаются только в ядрах антиклинальных складок в качестве нижнего члена. Турнейский ярус, как и отложения девона, нигде не выходит на поверхность и поэтому взаимоотношение нижнего карбона с девоном не ясно.

Известняки визе светлосерого, реже темносерого цвета, мраморизованы, массивны по слоению, иногда грубослоисты и только изредка среди них наблюдаются маломощные, тонкослоистые серии. Перекрываются они обычно несогласно непостоянной свитой конгломератов и пудлингов уже верхнего карбона. Мощность последних колеблется от 0 м в южной части месторождения до 50 м в северной, хотя расстояния между этими точками всего около 1 км. Одновременно с увели-

чением мощности к северу, отмечается увеличение размеров обломочного материала, слагающего конгломераты, что указывает на расположение береговой линии в северной части района.

Перерыв в отложениях между визейским ярусом и конгломератами верхнего карбона вместе с наблюдающимися несогласиями в залеганиях, достигающими по углу 30° , свидетельствует о наличии в этом пере-



рыве между ними тектонических движений, относящихся к первой фазе вариссийского орогенеза.

Характерно отметить, что более резкие несогласия между C_1^2 и C_3 относятся к северной части района, что в связи с наблюдениями, изложенными выше, позволяет наметить начало формирования хребта Ишме-тау в эту фазу.

Выше лежит мощная толща сланцев и песчаников верхнего карбона. Песчаники в этой толще развиты широко, составляя не менее 50% . Обычно наблюдается частое переслаивание песчаников со сланцами, иногда до 50—100 раз на 1 м мощности. Возраст этой толщи установлен работами М. Г. Гумаровой и В. Э. Пояркова, нашедшими

в ряде пунктов формы, как *Productus cora* d'Orb., *Spirifer (Choristites)* sp. (ex gr. *mosquensis*), *Sp. cf. cameratus* Morton, *Chonetes* и др.¹

В восточной части района отложения верхнего карбона перекрыты послетретичными конгломератами мощностью до 800 м.

Тектоника района рисуется в следующем виде.

Силурийские отложения собраны в большую антиклинальную складку изоклиального типа, опрокинутую на юг. Южное крыло ее по большой взбросовой линии контактирует с отложениями карбона, собранными в ряд более мелких складок.

Таких складок мы имеем три. Первая представлена самой крупной антиклиналью Кара-арча, от которой на сегодня сохранились лишь северное крыло и западное периклиналильное окончание. Несколько южнее и западнее, через Центральный конус, Медную и Плавиковую горы, протягивается следующая складка. Третья система расположена еще южнее, у самого подножия хребта Ишме-тау, и представлена пологой складкой Восточного рудного поля и куполом Главного рудного поля.

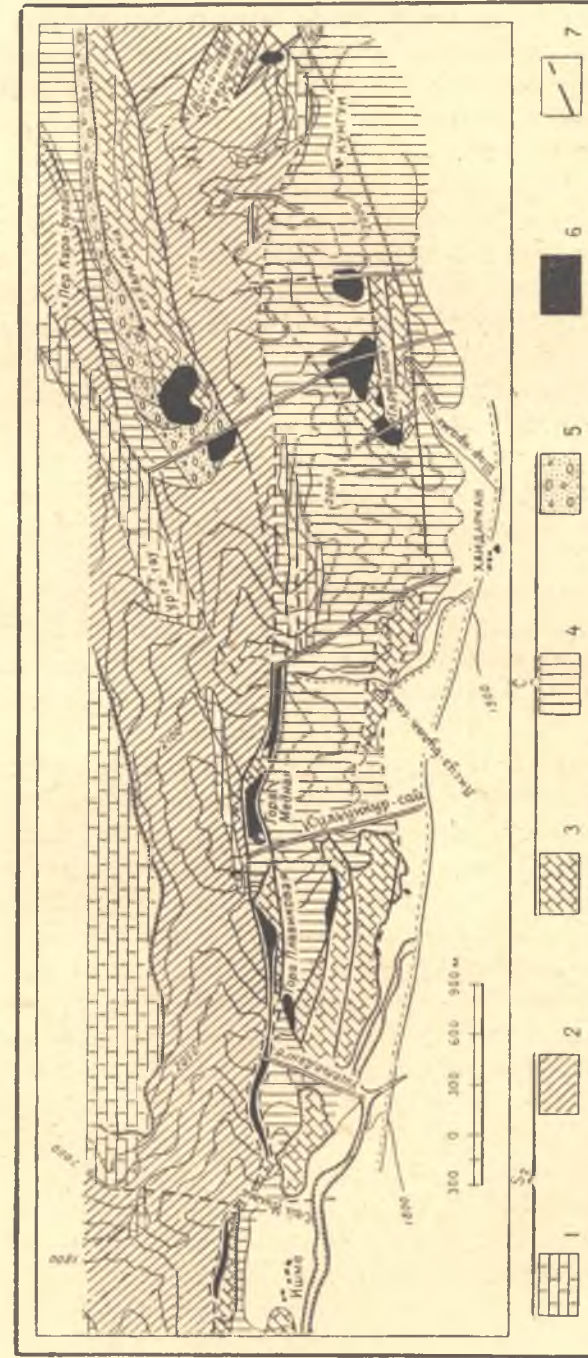
Рудные тела приурочены, в общем, к сводовым частям всех этих антиклинальных структур карбона.

Дизъюнктивные дислокации, усложнившие и деформировавшие эти структуры в последующие тектонические циклы, необычайно разнообразны и сложны.

В основном, их все же можно свести к двум системам трещин — широтным и меридиональным. Направление простирания последних колеблется от северозападного до северо-восточного. Эти трещины, связанные уже с радиальными усилиями, разделяют южный склон хребта Ишме-тау на ряд отдельных глыб. Такими глыбами являются Восточная вершина, Кара-арча, Главное рудное поле, Центральный конус, Медная и Плавиковая горы. Эти глыбы испытывали локальные вертикальные перемещения, неодинаковые как в разных глыбах, так и в разных точках одной глыбы. Последнее привело к появлению серий дополнительных ступенчатых мелких нарушений тех же двух основных направлений. Эти движения наложили отпечаток на характер рудных тел и, по ряду данных, рудный процесс сопровождал первые фазы как пликативных, так и последующих дизъюнктивных дислокаций.

Начало их относится к вариссийскому орогенезу. Дальнейшее развитие тектонических процессов не ясно во времени. Однако, работы Шабарова, Шехтмана [31], Кочнева и др. (устные сообщения) говорят о проявлении в предгорной полосе киммерийской тектоники.

¹ Определено Л. А. Коловой.



Геологическая карта рудно-сурьмяного месторождения Хайдаркан.

Geological map of the Khaidarkan antimony-mercury deposit.

1 — известняки Абмэстри; 2 — сланцы Лудлоу и «Манак»; 3 — известняки Визэ; 4 — сланцы; 5 — конгломераты; 6 — рудный роговик; 7 — разломы.

1 — Ludlow and „Manack“ shales; 2 — Aumestry limestones; 3 — Viséan limestones; 4 — shales; 5 — conglomerates; 6 — ore bearing chert; 7 — faults.

Киммерийские дислокации, отмеченные ими, незначительны по масштабу. Надо думать, что ближе к осевой части Алайского хребта они проявились резче по аналогии с варисцидскими дислокациями, которые заметно становятся слабее по мере удаления от осевой части хребта к Ферганской долине.

Альпийский горообразовательный цикл проявился резко. Он выразился как в повторениях глыбовых локальных движений по наметившимся ранее линиям, так и в образовании новых.

Последние отчетливо секут оруденение, значительно усложнив и без того сложную структуру рудных тел. Изучение их позволило наметить следующие закономерности: для широтных сбросов характерно опускание южных крыльев, а для меридиональных — на восточных границах отдельных глыб характерно опускание восточных крыльев, для западных же границ — опускание западных крыльев.

О густоте тектонической сетки говорят данные разведочных выработок, в которых на каждые 7—10 м приходится по одному сбросу в среднем).

Наконец, самые молодые четвертичные дислокации, секущие свиту послегретичных конгломератов, в значительной степени способствовали формированию современного рельефа, приведя к образованию грабена — современной Хайдарканской долины и горста — хребта Ишме-тау.

Чаувай так же, как и Хайдарканское месторождение, представляет, по существу, целую группу месторождений, протягивающихся цепью, как показали работы Москвина (1934), от устья р. Чаувай на западе до р. Абшир на востоке. Но так как сравнительно подробно изучена лишь западная часть месторождения, то остановимся только на ней.

Выходы рудных тел приурочены к южному крылу большой антиклинальной структуры. Эта структура в ядре представлена девонскими известняками, на которых лежат известняки нижнего и среднего карбона. Это жесткое известняковое ядро облекается сланцево-песчаной толщей, возраст которой до сих пор трактовался как ве хнесилурийский. Однако, во-первых, литологический состав (развитие песчаников, достигающее 50% от всей толщи), расцветка более светлая, чем типичные для силура темные тона, наконец, находка А. Расторгуевым в известняковых прослоях, подчиненных сланцево-песчаной толще, фауны, определенной О. И. Сергуньковой как *Spirifer (Choristites) sp.*, заставляют считать ее возраст верхнекарбоновым.

Эта складка дает своеобразные короткие виргации к юго-западу, к периклинальным окончаниям которых приурочены некоторые выходы рудных тел (Западное рудное поле, рудный выход к югу от пещеры Сарт-истаган).

Южное крыло этой складки претерпело дополнительные изгибания — обычное падение к югу от 25 до 30°, почти на уровне долины р. Чаувай, начинает меняться на более крутое, доходящее до 70°.

К местам этого перегиба крыла приурочены Центральное и Восточное рудные поля. Ближе к сводовой части расположено рудное поле Уирма.

В западной части эта складка носит характерные черты структуры протыкания и может быть классифицирована как диапировая.



Общий вид Северного рудного поля Хайдаркана. — General view of the Northern Khaldarkan ore-field.

* Ишме-тау. ** Кара-арча.

* Ishme-Tau. ** Kara-Archa.

Южнее развиты сланцевые толщи верхнего силура, фаунистически охарактеризованные сборами А. В. Москвина [15].

Дизъюнктивные дислокации здесь выражены менее резко. Однако, системы меридиональных (диагональных) и широтных трещин с амплитудами до 100 м намечаются и здесь. Связаны они с теми же тектоническими циклами, что и в Хайдаркане, поэтому подробно останавливаться на них здесь мы не будем.

Кадам-джай. Стратиграфия Кадам-джая не изучена и возраст отложений здесь до сих пор не ясен.

Знакомство автора с общим разрезом среднего и верхнего палеозоя Южной Ферганы дает некоторое основание к ориентировочному определению возраста известняковой серии, как турнейский ярус и, может быть, низы виле нижнего карбона.

Действительно, немые черные слоистые известняки имеют много общего хотя бы с выходами турнейского яруса в районе кишлака Газ

вблизи Соха, описанные еще В. Н. Вебером [8]. Лежащие на них массивные, неясно слоистые, серые известняки очень похожи на низы визе, которые обычно тоже бедны фауной.

Перекрывающие их сланцы до сих пор не охарактеризованы фауной, но по типу имеют много общего с сланцево-песчаной толщей верхнего карбона.

Таким образом, нами пока предположительно и здесь рисуется та же схема, которая документально доказана для Хайдаркана и Чаувае. Наблюдения над характером контакта известняков и сланцев дают основание отрицать и здесь существование надвига.

Эти отложения также собраны в антиклиналь, к своду которой и приурочено рудное тело. Основные дизъюнктивные дислокации были намечены еще в работе Т. Б. Боровской [4]. К последним надо отнести сбросовые линии широтного направления, идущие вдоль крыльев как северного, так и южного. Кроме них, как элементы той же глыбовой тектоники присутствуют меридиональные сбросы, которыми и нужно объяснить погружение складки к западу.

Широтные линии на крыльях антиклинали вместе с изучением взаимоотношения сланцев и известняков на крыльях позволяют рисовать ту же диапировую структуру.

Минералы и последовательность минералообразования

Минералогический состав всех этих трех месторождений довольно однообразен, почему эта глава является общей для всех.

Описание минералов располагаем в порядке распространенности и значения их для месторождений.

Кварц является самым распространенным минералом. Отмечается в двух генерациях. Первая генерация, к которой относятся не менее 80% всего кремнезема, развитого на месторождениях, представлена плотной роговиковой разностью, чрезвычайно напоминающей породу, которую американцы называют „Chert“. Под микроскопом структура мелкозернистая с размерами зерен от 0.1 до 0.5 мм. Часто пересекается жилками более крупнокристаллического кварца.

По времени образования является первым. Для выделения кремнезема первой генерации характерен процесс метасоматического замещения известняка и в меньшей мере выполнение свободных пустот.

Выделения этого кварца образуют мощные тела в сводовых частях антиклиналей. Во время его образования тектонические процессы продолжались, о чем свидетельствуют обломки первой генерации кварца, сцементированные им же.

При процессе метасоматоза известняков кремнеземом сохраняется их окраска. Кварц же, выпадавший в пустотах, сохраняя все структурные особенности первого, отличается белым цветом. Благодаря этому в большинстве случаев удается наблюдать структуру брекчированных зон, в которых протекали наши рудные процессы.

Гребенчатый кварц второй генерации выпадал значительно позднее. Представлен шестоватыми кристаллами, нередко с хорошо образован-



Хайдаркан. Вид на Главное рудное поле Khaidarkan. Main ore field seen from the mine settlement.

ными пирамидальными верхушками. Наблюдается в виде оторочек и крустификаций в пустотах и трещинах; иногда наблюдаются его оторочки вокруг почти неокремненных известняковых обломков, что свидетельствует об отсутствии при его образовании явлений метасоматоза.

Флюорит также является весьма распространенным минералом, встречающимся на всех трех месторождениях. Серьезное значение, однако, имеет только в Хайдаркане и Чаувае; в Кадам-джае встречается значительно реже. Представлен двумя генерациями.

Первая — темнофиолетовая, иногда почти черного цвета. Кристаллы мелкие, часто представлены хорошо образованными кубами. Встречается мелкокрапленным в роговик, часто пересекает его тонкими прожилками. Начало выпадения относится к середине кварцевого процесса первой генерации.

Флюорит второй генерации представлен крупнокристаллическими выделениями светлых тонов: белого, розового, слабофиолетового и зеле-

новатого цветов. Встречается часто короткими, неправильными жилами мощностью до 1—1.5 м, выполняя пустоты между обломками.

Время выделения главных количеств — после кварца первой генерации, но раньше кварца второй генерации. В незначительных количествах продолжает образовываться почти на всем протяжении рудного процесса. Для некоторых рудных участков Хайдаркана и Чаувае может быть принято среднее его содержание в рудных телах от 10 до 20%. Для Кадам-джае отмечен в значительных количествах только для полого падающей жилы, пересеченной Восточной шахтой.

Широкое развитие флюорита в районе к югу от Хайдаркана как в виде самостоятельных жил, так и в виде компонента в различных мезо- и гипотермальных жилах, а иногда и пневматолитовых образованиях (в связи с интрузиями щелочных гранитов и сиенитов), а также и в нефелиновых сиенитах, дает указание на вероятную связь наших месторождений с этими глубинными породами. Как и кварц, флюорит характерен в главной своей массе для седловидных жил в сводовых частях антиклинальных структур.

Антимонит. Время выделения антимонита можно наметить: почти сразу после белого гребенчатого кварца второй генерации. Встречается в виде крупнокристаллических скоплений в свободных пустотах. Длина отдельных кристаллов достигает 15 см. Во время его отложения продолжались тектонические процессы, так как часто наблюдается цементирование раздробленного антимонита антимонитом же.

В Хайдаркане начало выпадения антимонита характеризует почти полное прекращение выделения кремнезема. Микроскопические исследования и растворение его в кислотах показали отсутствие в нем какого-либо кремнистого скелета или прорастания кремнеземом, что довольно часто наблюдается в Чаувае и Кадам-джае.

На западной части Медной горы в Хайдаркане встречается мелкокристаллический, иногда игольчатый антимонит. Эту структурную разницу надо, по видимому, объяснить первичной зональностью, так как он сопровождается более высоко температурными минералами, как фаматинит, сфалерит, тетраэдрит.

Крупные скопления антимонита как на Медной горе Хайдаркана, так и в Кадам-джае, встречаются, главным образом, не в своде, а в крыльях складки.

Киноварь характерна для Хайдаркана и Чаувае. В Кадам-джае отсутствует. Выделилась после антимонита. Встречается вкраплениями, иногда прожилками. Концентрация киновари также зависела целиком от наличия и характера свободных пустот. Установлена в виде двух разновидностей.

Первая — кристаллическая — встречается иногда скоплениями до 10 см в поперечнике, чаще мелковкрапленная, иногда образует прожилки штокверкового характера.

Вторая — землястая, — порошковатая, так называемая „вторичная“, связана, вероятно, с разрушением шватцита, может быть, лизингтонита. Кроме того, переносится в суспендированном виде нисходящими водами по постминерализационным трещинам, секущим рудные тела, представляя собой механически раздробленную кристаллическую киноварь.

Распространена очень широко как по площади, так и по вертикали.

Встречается в наиболее структурно разнообразных телах, начиная от седловидных жил в сводах складок и кончая вертикальными трещинами в известняках, в сотнях метров ниже сводов. Иногда переходит в метациннабарит.

Реальгар и аурипигмент встречаются совместно в небольших количествах, главным образом в сланцах на крыльях складок, реже в известняках. По времени образования являются последними рудными минералами. Встречены в Чаувае и в меньших количествах в Хайдаркане.

Кальцит является последним по времени образования из жильных минералов.

Кальцит завершает собой рудный процесс, накладываясь в незначительной степени на последние выделения киновари. Представлен крупнокристаллическим молочно-белым кальцитом, прекрасно колющимся по спайности на ромбоидальные пластинки. Конец кальцитового процесса характеризуется выделениями совершенно прозрачного исландского шпата.

Наконец, полное затухание наших терм выражается в **образовании арагонита** в виде корок и натеков на стенках пустот.

На основании изложенного материала можно составить генетическую схему (стр. 407).

Кроме порядка выделения минералов, на этой схеме указано расположение во времени главнейших циклов дробления, создавших пустоты, в которых образовывались наши рудные минералы. Наиболее крупные циклы дробления указаны буквой D, второстепенные буквой — d.

Условия образования и структура рудных тел

Основным выводом из вышеизложенного является, что все наши месторождения приурочены к антиклинальным структурам.

Отметим, что это же положение типично в большинстве случаев и для остальных месторождений, которых мы здесь не касались за недостатком места.

Хорошо известные идеи Ньюхауза и др. [26, 44, 45], главным образом американских геологов, о связи рудных месторождений в складчатых горных областях с антиклинальными структурами делают поэтому весьма соблазнительной попытку связать образование наших рудных тел с процессами пликвативной складчатости.

Действительно, при первом даже беглом знакомстве с нашими месторождениями мы повсеместно находим типичные седловидные жилы¹.

В сводах антиклиналей, деформированных иногда до неузнаваемости последующей тектоникой, мы видим мощные брекчированные зоны. Происхождение их бесспорно связано с дроблением при складкообразовании „некомпетентных“ массивных известняков под толщей „компетентных“ сланцев.

Эти мощные брекчированные зоны, обладающие большим количеством свободных пустот, благоприятны для течения рудных процессов.

Именно с ними теснейшим образом и связана первая грандиозная по результатам фаза рудного процесса, фаза накопления кремнезема, сопровождающегося иногда в меньших количествах флюоритом. Очевидно, только этими необычайно благоприятными геологическими условиями, совпавшими с первой фазой рудного процесса, и можно объяснить накопление кремнезема в таких грандиозных количествах.

Размеры этого геохимического процесса станут совершенно отчетливыми, если сказать, что только для одной Боарды-Арпалыкской антиклинали на участке Абшир—Кадам-джай, где почти непрерывно наблюдаем следы этого процесса, количество привнесенного кремнезема по самым скромным подсчетам нужно оценивать в 150—200 млн. куб. м.

Однако, совершенно напрасно увлеченные этой грандиозностью мы направили бы сюда свое внимание на поиски сурьмы и ртути. Рудные участки с богатыми концентрациями рудных минералов только в исключительных редких случаях, притом в очень небольшом ма-

¹ Первый классифицировал некоторые рудные тела Хайдаркана как седловидные жилы А. И. Сулоев в 1932 г. [35].

штабе, связаны с сводовыми частями складок. Главная же масса рудных тел, представляющая промышленный интерес, тяготеет к крыльям складок, иногда к их периклинальным окончаниям. Это отчетливо наблюдается в Чаувайском районе и, бесспорно, доказано разведочными работами в Кадам-джае и Хайдаркане.

Не менее неожиданным является нахождение в ряде случаев особо богатых концентраций рудных минералов в сланцах, т. е. породах, являющихся компетентными при складкообразовании и, казалось бы,

МИНЕРАЛЫ	ФАЗЫ МИНЕРАЛИЗАЦИИ				
	КРЕМНИСТАЯ	СУЛЬФИДНАЯ	КАРБОНАТНАЯ		
SiO_2	■				
CaF_2		■			
Sb_2S_3			■		
HgS				■	
As_2S_3, AsS					■
$CaCO_3$					■
ЯЗЫКОВЫЙ	D_1	d_2, D_2	d_4, d_3	D_5	

наименее благоприятными для образования рудных месторождений, основным условием чего является наличие свободных пустот.

С другой стороны, обычно все рудные тела, приуроченные к сводовым частям антиклиналей, характеризуются или полным отсутствием или чрезвычайной рассеянностью рудных минералов.

Если для ртути при известных экономических условиях могут все же представлять интерес рудные тела с содержанием ртути в 0.1%, то содержание сурьмы в 0.5—1.0% надо считать нерентабельным при любых прочих условиях. Однако, именно эти содержания являются верхней границей для ртути и сурьмы в присводовых седловидных жилах. Очевидно, генезис наших месторождений сложнее и не укладывается в обычные схемы, принятые для месторождений, связанных с антиклинальными структурами.

Для выяснения этого вопроса перейдем к детальному анализу процесса рудообразования по Медной горе Хайдаркана, для которой мы располагаем наибольшим количеством фактического материала.

Тектонически Медная гора, как указано выше, представляет собой антиклинальную складку изоклинального типа, опрокинутую к югу. В ядре складки зажаты визейские известняки. В крыльях развиты верхнекарбоновые сланцы и песчаники, сохранившиеся к настоящему времени в своде складки только в нескольких точках. Переход к сланцам от известняков через серию сперва известняковых конгломера-

тов, а затем кремнистых пудингов говорит о наличии резкой смены фаций, соответствующей, очевидно, орогеническим движениям. Этим объясняется наблюдающееся некоторое несогласие в залеганиях сланцевой толщи S_3 на известняках S_1^2 .

Северное крыло складки обрезано большим взбросом, по которому отложения карбона контактируют с силуром. Сохранившееся южное



Общий вид на рудничный поселок и Сурьяную гору Кадам-джая.

крыло очень сложно, носит следы дополнительной мелкой складчатости, проявившейся в местной гофрировке сланцев.

Изучение взаимоотношения сланцев с известняками говорит за обусловленность контакта в ряде случаев дизъюнктивными дислокациями. Эти дислокации представлены широтными, крутопадающими трещинами, расположенными ступенчато. Характерной их особенностью является распространение в известняках и в области контакта со сланцами. В самих же сланцах они не прослеживаются. Нормальные соотношения сланцев с известняками наблюдаются только в своде складки.

Соотношения в положении характерного горизонта конгломератов, залегающего в основании верхнего карбона в сводовой части и ненарушенной части южного крыла, указывают на взбрасывание известнякового ядра складки по отношению к крыльям.

Ступенчатое расположение дислокационных трещин, отмеченных

выше, дает основание сделать вывод о более резком поднятии в центральной части складки с ступенчатым затуханием его по направлению к крыльям.

Таким образом, Медная гора, равно как и ее продолжение к западу и востоку (Плавиковая гора и Центральный конус), рисуется в виде типичной диапировой складки, подчеркнем еще раз — опрокинутой к югу.

General view of the mine settlement and the Surmyanaya Mt. of Kadam-Jay.

Рассмотрим подробнее, какие структурные особенности, важные для образования месторождения, могут возникать при образовании диапировой структуры.

Образование диапировой складки, т. е. структуры протыкания жестким ядром облекающего более пластичного материала, обязано, конечно, радиальным усилиям. При большей скорости поднятия свода по сравнению с крыльями в последних, естественно, происходит растяжение.

В связи с таким растяжением, несколько усугубляющимся увеличенным давлением блоков жесткого ядра, расположенных ближе к своду и отделенных от медленнее поднимающихся участков трещинами раскола, происходит образование в сланцах межпластовых трещин растяжения. Характерной особенностью таких трещин является их большая мощность у контакта, уменьшающаяся иногда быстро по мере отдаления от него.

С другой стороны, вследствие действий радиальных напряжений, направленных кверху на свиту известняков, падающую к северу под углами от 70 до 80° (складка опрокинута к югу), вполне вероятно появление трещин растяжения в известняках, главным образом, приуроченных к плоскостям напластования.

Действительно, при этих условиях неизбежно разложение главного усилия на две составляющих (как показано на рис., стр. 414, 415). Одна из них, большая, будет направлена по линии наименьшего сопротивления, т. е. вдоль плоскостей напластования, вызывая скольжение вдоль них; другая, перпендикулярная первой, будет направлена к висячему боку, т. е. к северному крылу складки.

В результате образуются межпластовые трещины растяжения в известняках, причем наблюдения говорят, что наиболее мощные приурочены, главным образом, к лежащему боку или к южному крылу.

Таковы ослабленные зоны с большим количеством свободных пустот, которые могут возникнуть в результате приложения радиальных усилий к складке типа Медной горы.

Обратимся к конкретным фактам: какие же, в действительности, мы наблюдаем на Медной горе морфологические типы рудных тел?

Таких основных типов выделить можно четыре.

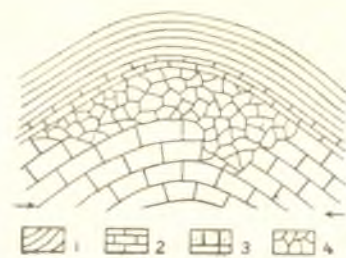
I. Типичные седловидные жилы. Расположены в своде складки.

Сложены рудной брекчией. Главные черты брекчии: в основном, брекчия представлена известняковым материалом и лишь в верхней части — в незначительном количестве сланцевыми обломками. Материал дробления несортированный, различной крупности от 1 мм до десятков см в поперечнике. Имеются следы нескольких фаз дробления. Из них для первых характерна большая величина обломков и большое развитие свободных промежутков, достигающее до 30%. Последующие фазы характеризуются значительно более мелким материалом дробления и чрезвычайной уплотненностью с очень незначительным количеством пустот. Отсюда можно сделать вывод о наличии в первые фазы дробления растягивающих усилий, а в последнюю — сжатия. Этот тип представлен рудным телом, выходящим на поверхность Медной горы как в ее восточной части, так и в западной — на водопаде Суль-ункур-сая, где оно отпрепарировано эрозией от покрывающих сланцев. Этот первый тип непосредственно связан со следующим.

II. Короткие неправильные жилы, связанные также с растяжением в своде при складкообразовании. Характеризуются быстрым уменьшением мощности на глубину и чрезвычайно неправильными контурами в плане. Брекчия представлена исключительно известняковым материалом. Примером являются жилы, обнажающиеся на западном

склоне Медной горы, аналогичные жилы известны также на южном склоне Плавиковой горы.

III. Межпластовые жилы в сланцах на крыльях складки. У контакта с известняковым ядром мощность значительная, но быстро падает по мере удаления от него. Материал дробления сланцевый, иногда крупный, но чаще вследствие слабых механических свойств средний и мелкий. Висячий бок резко выражен и представлен сланцами, несущими следы изменения гидротермальным процессом. Лежащий бок представлен постепенным переходом к безрудным породам.



1—сланцы C_2 ; 2—тонкоослабые известняки C_2 ; 3—massive limestones C_1 ; 4—брекчия.

Залегание у контакта крутопадающее, несколько выполаживающееся по мере удаления от него. Примерами являются рудные тела, вскрытые штольной № 5 (первые 40 м), в устье штольной № 8 и канавой № 2.

IV. Приконтактные и межпластовые жилы в известняках. В приконтактных жилах брекчия из смешанного материала как известнякового, так и сланцевого. Они неправильны по очертаниям; сланцевый зальбанд обычно вполне отчетлив, известняковый выражен не резко (постепенный переход к неоруденным породам). Примером этого типа является оруденение, пересеченное стволом первой капитальной штольной и рассечкой № 3. В межпластовых жилах материал дробления исключительно известняковый. Зальбанды не резко выраженные. Материал дробления разнообразный по величине, несортированный. В верхних частях совпадают иногда с жилами типа II. Мощность с глубиной не изменяется резко.

Примером являются жилы у устьев штолен № 1 и № 3 и пересеченная рассечкой № 6 капитальной штольной.

Проследим теперь распределение рудных минералов по жилам этих четырех типов.

Тип I характеризуется преобладанием кварца, главным образом роговикового, метасоматически замещающего обломки известняка. Содержание SiO_2 до 80%. Распространен широко и флюорит в коли-

чествах до 15—18%. Антимонит и киноварь обычно мелкокрапленые, рассеянные. Содержание сурьмы — от 0.01 до 1.0%. Содержание ртути колеблется от 0.00 до 0.3%.

Тип II по минералогическому составу почти идентичен с первым.

Оруденение типа III представлено гребенчатым кварцем в виде кристификации, выполняющим стенки пустот в количестве обычно не выше 15—20%. Флюорит встречается в количествах до 5%, редко больше. Антимонит встречается концентрациями до 27%, в среднем, 8—10%.

Киноварь встречается только в приконтактной части. В частях жилы, удаленных от контакта, киноварь или отсутствует или встречается в сотых долях процента.

Тип IV в верхних частях, иногда совпадающих с жилами типа II, представлен оруденением, типичным для последних, но уже в виде обломков, цементированных гребенчатым кварцем, незначительным количеством флюорита и антимонитом с киноварью. Содержание сурьмы доходит до 25%, в среднем — около 10%.

На глубину отмечается появление в брекчии неокремненного известнякового материала и переход к киноварно-кальцитовым жилам.

Сопоставим эти данные с порядком выделения минералов, приведенным выше в генетической схеме (стр. 407). Из этой генетической схемы следует, что процесс минералообразования можно грубо разделить по времени на три фазы (не вдаваясь в несущественные сейчас для нас детали): 1) кремнефтористая, 2) сурьмяная и 3) ртутно-карбонатная.

Теперь мы имеем возможность сделать попытку реконструкции хода рудного процесса на **Медной горе**. Схематически это изображено на рис., стр. 411, 415.

На рис., стр. 411 показан общий случай образования брекчии в связи с дроблением некомпетентных известняков в своде при складкообразовании. Очевидно, этот процесс предшествует или совпадает с кремнефтористым процессом. В результате образуются седловидные жилы и жилы типа II с роговиковым кварцем и флюоритом, показанные на рис., стр. 413.

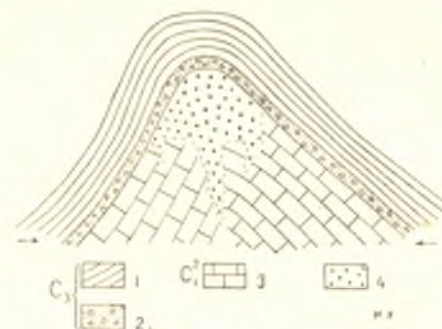
Этим кончается связь рудного процесса с пликативными дислокациями.

Наиболее важные для нас фазы выпадения, собственно, рудных минералов (антимонита и киновари) связаны уже с дизъюнктивными дислокациями, приведшими к образованию из простой ассиметричной складки изоклинального типа сложной диапировой структуры.

Сперва происходит протыкание складки на сравнительно широком по мощности протяжении (вкрест простирания складки). Этот текто-

нический процесс, в свою очередь, совпадает или несколько предшествует фазе образования антимонита. Благодаря этому образуются богатые межпластовые сурьмяные жилы как в сланцах, так и в известняках (III и IV), а в связи с появлением трещиноватости в кварцево-флюоритовой седловидной жиле вследствие сжатия — рассеянное оруденение в ней. Эта фаза процесса представлена на рис., стр. 414.

Наконец, продолжение процесса протыкания складки, но уже в несколько меньших масштабах по мощности, а может быть и по вертикали, совпадает с временем выпадения из растворов киновари.



1 — сланцы C_3 ; 2 — конгломераты C_2 ; 3 — известняки C_2 ; 4 — кремнефтористое оруденение. 1 — shales C_3 ; 2 — conglomerates C_2 ; 3 — limestones C_2 ; 4 — siliceous-fluorine mineralization.

В результате происходит наложение последней в богатых концентрациях на антимонит в рудных телах типа IV, на приконтактные зоны рудных тел типа III, и, наконец, киноварь может накладываться в верхних частях на рудные тела типа II, не приоткрывшиеся во вторую фазу, как это и имеем в жиле, пересеченной рассечкой № 6. По тем же причинам, что и для антимонита, в седловидной жиле встречена бедная, рассеянная киноварь. Эта фаза представлена на рис., стр. 415.

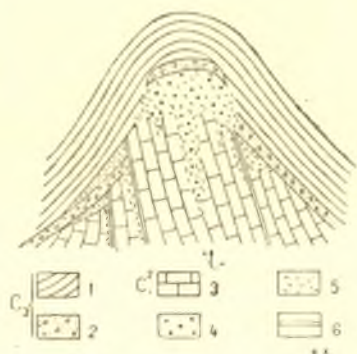
В этой схеме процесса рудообразования нами использовано только три цикла дробления, совпадающие с началом вступления в рудный процесс новых, наиболее важных минералов — циклы, указанные на рис., стр. 407, как D_1 , D_2 и d_3 .

Наличие еще трех циклов дробления, сопровождающих рудный процесс, только подтверждает тесную связь во времени тектонических и рудных процессов.

Детальное изучение вещественного состава рудных тел по схеме и методом, разработанным А. В. Королевым при разведке Алмалыкского меднорудного месторождения, должно представлять следующий этап геологического изучения наших ртутно-сурьмяных месторождений, и, бесспорно, материалы этого изучения позволяют уточнить и разра-

ботать уже в деталях данную выше пока только в самых общих чертах схему процесса рудообразования.

Эта схема, однако, не является универсальной. Наоборот, необходимо со всей категоричностью подчеркнуть, что, поскольку с пликативной складчатостью связана первая нерудная фаза минералообразования, а, собственно, рудные процессы связываются уже с дизъюнктивными дислокациями, то построение универсальной схемы образования рудных тел для всех месторождений невозможно. Действительно, текто-



1—сланцы C_3 ; 2—конгломераты C_3 ; 3—известняки C_3^1 ; 4—кремнефтористое оруденение; 5—сурьмяное оруденение; 6—сброс.
1—shales C_3 ; 2—conglomerates C_3 ; 3—limestones C_3^1 ; 4—siliceous-fluorine mineralization; 5—antimony mineralization; 6—fault.

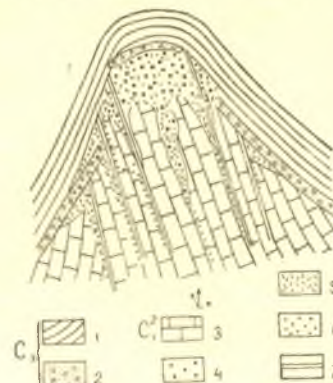
нические формы и структуры многообразны и резко отличаются по характеру не только на разных месторождениях, но и на разных участках одного месторождения. Это говорит за то, что механическое перенесение полученных концепций на другие, еще не изученные месторождения было бы грубейшей методической ошибкой. Однако, пользуясь тем же методом, попробуем бегло рассмотреть фактический материал по остальным участкам Хайдаркана и другим месторождениям и наметить типы рудных тел, характерные для них.

Повидимому, ту же картину, что на Медной горе, мы имеем на **Центральном конусе**, структурно одинаковом с Медной горой. Здесь так же, как на Медной горе, седловидная жила содержит убогое оруденение, вскрытое небольшой штольней. Богатое же оруденение вскрыто на крыльях древними выработками (для Медной горы также характерна приуроченность древних выработок не к обнаженной седловидной жиле, а к обогащенным рудным телам на крыльях складки, хотя они зачастую скрыты под сланцами).

Плавиковая гора структурно тоже аналогична Медной горе. Однако, здесь верхняя часть седловидной жилы смыта. На самой ее вершине мы видим вскрытое древней выработкой рудное тело типа IV с бога-

тым ртутным и сурьмяным оруденением. Перспективы нахождения на южном крыле (северное обрезано сбросом) рудных тел типа III, безусловно, имеются.

На **Главном рудном поле** тектонические процессы шли иначе и привели к образованию других типов рудных тел. Первой кремнефтористой фазе здесь предшествовала пликативная складчатость, приведшая к образованию куполовидной структуры. В куполе (рис., стр. 411) произошло образование брекчии, затем кремнистой седловидной жилы района выработки № 19. Западное крыло купола претерпело сильное



1—сланцы C_3 ; 2—конгломераты C_3 ; 3—известняки C_3^1 ; 4—кремнефтористое оруденение; 5—сурьмяное оруденение; 6—ртутное оруденение; 7—сброс.
1—shales C_3 ; 2—conglomerates C_3 ; 3—limestones C_3^1 ; 4—siliceous-fluorine mineralization; 5—antimony mineralization; 6—mercury mineralization; 7—fault.

дополнительное изгибание, что привело к образованию такой же жилы, но несколько иначе расположенной в пространстве, — жилы района выработки № 1.

Эти жилы на Главном поле являются изолированными друг от друга, обязаны своим происхождением каждая особым локальным причинам, и увязывать их в одно целое, как это делалось раньше [32], является ошибочным.

Вторая фаза — фаза начала дизъюнктивных дислокаций — совпадает здесь, однако, не с сурьмяным процессом, а с ртутным. Только этими неблагоприятными условиями и нужно объяснять нахождение антимонита на Главном поле лишь в минералогических количествах.

Дизъюнктивные дислокации проявились здесь тоже в поднятии. Значительное поднятие испытала западная часть единой структурной линии Главное поле — Восточное поле. Благодаря этому появился ряд меридиональных разрывов с растяжением между западной частью Главного поля и Восточным полем. Одна из крупнейших таких трещин, совпадающая с Шаркраме-саем, вполне отчетливо устанавливается, и к ней, именно, приурочены более обогащенные кинноварью зоны.

Элементами тех же дизъюнктивных процессов являются системы трещин северо-восточного простирания, имеющих такое же влияние на рудные тела. Область пересечения первых со вторыми наиболее обогащена киноварью, и, именно, к ней приурочена главная масса древних выработок.

Значительно хуже изучено **Северное рудное поле**. Первичная седловидная жила приурочена к периклинальному окончанию складки. Отсутствие разведочных выработок при большой задернованности заставляет ориентироваться здесь, главным образом, на данные древних выработок. Расположение последних намекает на тяготение богатых рудных участков к дизъюнктивным дислокациям южного крыла.

Прежде чем перейти к остальным месторождениям, остановимся еще на одном факторе — влиянии водонепроницаемых покровов.

Роль последних в образовании обогащенных участков несомненна, и, очевидно, выражается: во-первых, в направлении рудных растворов по определенным трещиноватым зонам, а во-вторых, в замедлении продвижения их, что способствовало, может быть, более успешному и быстрому росту кристаллов. Г. Берг [1] также указывает на большое значение непроницаемой кровли для выпадения киновари из раствора. Он придает значение такой кровли в антиклиналях как месту возможного накопления углекислого газа, который является резким осадителем киновари из щелочных растворов. Наличие такой кровли у нас над известняками, в которых шел процесс метасоматического замещения кремнеземом, вероятно, сопровождавшийся связыванием части кальция фтором, без сомнения, обеспечивало накопление углекислоты в сводах антиклиналей. Во всяком случае, повсеместное нахождение более крупных кристаллических агрегатов рудных минералов, именно вблизи от водонепроницаемой кровли, говорит за ее серьезную роль в образовании богатых концентраций рудных минералов.

Кроме того, значение для образования более обогащенных зон имели главные подводящие каналы, по которым подымались растворы. Наиболее благоприятными местами для поднятия последних могли служить пересечения широтных трещин с меридиональными. Наблюдения над рудными участками Хайдаркана подтверждают и это положение [29]. В самом деле, более обогащенными участками являются, напр. восточное и западное окончание Медной горы, где эти пересечения двух систем трещин установлены.

После этих дополнений перейдем к рассмотрению Кадам-джа и Чауая.

В Кадам-дже мы имеем четыре разведочные линии, пересекающие рудоносную антиклиналь перпендикулярно ее оси.

Первая (с востока на запад) представлена обнажениями по Рудному оврагу, а затем рядом шурфов (№ 7, 6, Восточная шахта и др.). Эти выработки свидетельствуют, что главная масса обогащенных участков была, во-первых, на северном крыле, во-вторых, приурочена к южному крылу, где была пересечена шурфом № 6 и Восточной шахтой с рассечками, идущими из нее на юг на горизонте 20 м.

Второй разрез представлен несколько западнее штольней № 5.

Здесь наблюдается та же картина: в устьях штолен № 4 и 5 встречены обогащенные участки, протягивающиеся вдоль северного крыла от Рудного оврага, как показал карьер. На южном крыле эти обогащенные участки прослежены на запад сбойкой из Восточной шахты с штольней № 5, а также гезенком № 4 штольни № 5.

Третий разрез еще западнее представляет штольня № 7. У устья отмечается богатое оруденение с содержанием сурьмы до 20% и выше, необычной мощности до 20 м. Гезенком № 2 встречено богатое рудное тело в сланцах с сланцевым материалом дробления.

Это рудное тело чрезвычайно напоминает межпластовую трещину растяжения, вскрытую в сланцах штольни № 5 на Медной горе Хайдаркана. Оруденение гезенка № 1 штольни № 7, очевидно, того же характера, но, может быть, представляет уже другой более низко расположенный ярус. Южного крыла эта штольня еще не вскрыла. Таким образом, вдоль северного крыла обогащенная зона протягивается почти на 200—250 м непрерывно. То же в вскрытой части (до 100 м по простиранию) отмечено и для южного крыла. Наконец, Западная шахта в северном крыле вскрыла довольно концентрированное оруденение в связи с зонами растяжения в сланцах, расположенное в два яруса.

Как естественные обнажения, так и штольни № 5 и № 7 с гезенками показали, что в своде оруденение — более убогое, — обычно не выше 1—2%, сурьмы.

Это вполне понятно, так как и здесь кремнистый процесс шел в связи с пликативной складчатостью. Дизъюнктивные дислокации, с которыми по времени совпал антимонитовый процесс так же, как на Медной горе, образовали диапировую структуру с зонами растяжения в крыльях.

Однако, складка здесь не изоклиального типа, как на Медной горе, а, скорее, приближается к сундучному типу. Пласты в своде лежат очень полого. Поэтому здесь ожидать развития рудных тел типа IV не приходится.

В Чауае структуры рудных тел также отличаются своеобразием. В своде большой складки находится безрудное мощное окремнение, достаточно широко заходящее в пологие крылья. Вторая фаза склад-

чатости, совпадающая с ртутно-сурьмяным процессом, выразилась в дополнительном изгибе южного крыла с 25 до 70°. К этому изгибу и приурочено ртутно-сурьмяное оруденение Центрального рудного поля.

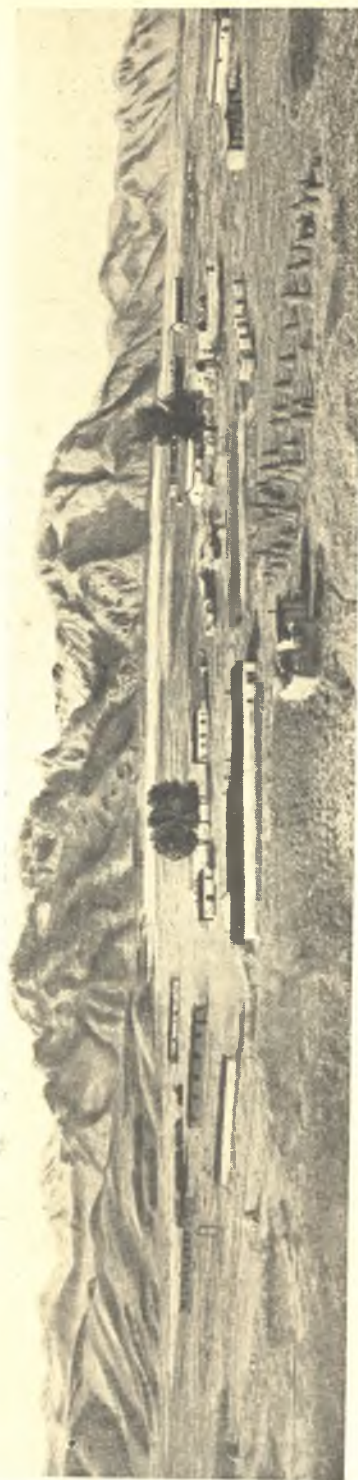
Третья фаза уже дизъюнктивная повлекла за собой создание диапировой структуры аналогично Медной горе и Кадам-джаю. Однако, она совпала уже с мышьяковым процессом — более поздним. Именно, благодаря этому появляются зоны растяжения в сланцах, густо импрегнированные реальгаром и аурипигментом.

Кроме того, здесь обнажены более глубокие горизонты известнякового массива. Ближе к сводовой части, но уже значительно ниже контакта со сланцами, расположены межпластовые, пологие трещины растяжения, выполненные киноварью и кальцитом. Эти рудные тела в незначительной степени вскрыты древними выработками к западу от Центрального рудного поля.

Этого же типа имеем оруденение на востоке — в пещере Сарт-истаган. Эти рудные тела расположены несколькими горизонтами и иногда соединяются по трещинам кливажа.

Крайне беглое изучение рудных тел в этих нижних горизонтах и известняках позволяет все же отметить их невыдержанность и чрезвычайную разбрызганность обычно убогого оруденения.

Объяснение этому нужно, видимо, искать в фациальной выдержанности известняков и отсутствии, или, во всяком случае, редкости в них сланцевых прослоев, которые могли бы играть корректирующую роль при движении растворов. Растрескивание известняков по новым и разным направлениям при развитии тектонических процессов, которые сопровождалось рудным процессом, очевидно, представляло достаточно свободы движению растворов и обуславливало непостоянство проводящих каналов. На это указывает буквально повсеместное присутствие киновари в известняковых массивах нижнего карбона, по вертикали наблюдавшееся, напр. в хребте Катран-тау почти на 1 000 м. Конечно, эта разбрызганность и убогость оруденения в нижних горизонтах ни в коей мере не определяет богатства рудных тел вблизи контакта известняков со сланцами. В отдельных случаях и в известняках встречаются достаточно обогащенные ртутью рудные участки, но они имеют чисто местное значение и небольшое развитие. Перспективы наших месторождений могут сильно возрасти, если в верхней части известняковых толщ будут установлены сланцевые прослои. Так как они могут иметь чисто местное значение, то на каждом рудном участке совершенно необходимо рекомендовать проходку структурных скважин глубиной не менее 200 м от верхнекарбоновой сланцевой кровли.



Хайларкан. Общий вид.

Khaldarkan. General view.

Эти специфические особенности наших месторождений резко отличают их от других месторождений, приуроченных к песчанику. В самом деле, песчаники фациально являются весьма неустойчивыми. Для них совершенно обычно и даже характерно переслаивание с пластами глин и глинистых сланцев. Именно, такое ограничение некомпетентных, легко растрескивающихся пластов песчаников, часто с сохранившейся первичной пористостью, могущей достигать 25% по объему, прослоями пластичных, сохранивших сплошность и, следовательно, непроницаемость глинистых сланцев имело немаловажное значение при образовании богатых рудных тел Альмадена, Никитовки и др.

При слабой концентрации растворов (в условиях близких к поверхности земли), от количества растворов, прошедшего через данный отрезок жилы, несомненно, зависело образование рудного тела с большей или меньшей концентрацией металла.

Эта специфичность ртутных месторождений Средней Азии, резко отличных от обычных типов ртутных месторождений, подвергавшихся промышленной разработке в мировой практике, заставляет задаться вопросом об их промышленной ценности. Именно, поэтому вполне уместно уделить несколько строк этому вопросу.

Промышленные перспективы Южноферганских месторождений ртути и сурьмы

Вопросы промышленных оценок наших месторождений были очень спорными до последнего времени.

Если один из первых исследователей Хайдаркана — инж. А. А. Сауков определял перспективы Медной горы как очень большие, то уже в середине 1933 г. инж. О. М. Каминский произвел подсчет, резко изменивший радужные взгляды на Медную гору Хайдаркана.

Такая большая резкая разница в оценках, конечно, могла быть объяснена только недостаточностью материала у обоих исследователей. Промышленность в лице Главредмета (ранее Союзредмета), ясно давала себе в этом отчет, и хотя проект „большого Хайдаркана“ и был снят с повестки дня, но месторождение все же не было забраковано. Изучение и разведка Хайдаркана продолжались в 1933 и 1934 гг. В результате по материалам на 1 января 1935 г. автором произведен новый подсчет, на основании которого перспективы Медной горы рисуются уже в несколько другом свете.

В основу последнего подсчета положено соображение о необходимости разделения руд на промышленные и непромышленные. Этим существенно отличается новый подсчет от прошлых, учитывавших

всю без исключения массу руды с средним, в общем, убогим содержанием полезных компонентов.

Так как ведущим компонентом в рудах Медной горы, как на прочих участках Хайдаркана, является ртуть, то критерием для установления промышленного значения руды было принято минимальное содержание ртути в 0.1%. При этом подходе мощности рудных тел ни в одном случае не устанавливались менее 3 м.

Результаты этого подсчета достаточно ясно говорят, что если Медная гора и не является месторождением-гигантом, как это рисовалось А. А. Саукову, то, с другой стороны, запасы и среднее содержание металлов характеризуют ее как обыкновенное по масштабу, но уже находящееся в пределах рентабельности месторождение, в противовес оценке О. М. Каминского. Пересчет запасов Главного рудного поля дал при условии исключения убогих участков, достаточно большие цифры.

Практическое значение Хайдаркана подчеркивается достаточно сильно и запасами остальных, еще не изученных в достаточной степени рудных полей.

Его перспективы позволяют выдвинуть Хайдаркан на первое место из всех известных на сегодня ртутных месторождений Союза.

Решение вопросов технологии комплексных ртутно-сурьмяных руд и энергоснабжения Хайдаркана позволит приступить к рабочему проектированию нового предприятия.

Запасы Кадам-джая подсчитаны также в 1933 г. инж. О. М. Каминским и выражаются в значительных количествах сурьмы металла. Близок к этой цифре и подсчет инж. А. Я. Яковлева. Среднее содержание сурьмы по всему месторождению было вычислено небольшое.

Однако, все разведочные работы до сих пор сосредоточивались в сводке складки, а крылья ее, представляющие, как видно было из материала изложенного выше, значительный интерес, изучены были весьма недостаточно. Надо полагать, что их изучение и разведка расширят наши представления о перспективах Кадам-джая.

Этот краткий обзор отчетливо говорит о несомненном практическом значении наших месторождений, и это бесспорно обязывает к дальнейшему углубленному их изучению.

Основные выводы

Рациональная организация разведочных работ может быть поставлена только после детальной и подробной увязки рудного процесса с геологическими особенностями данного района и месторождения.

Решающую роль для наших эпитеpmальных процессов играют: 1) механические свойства пород, вмещающих месторождение, и 2) тектонические процессы как пликативные, так и дизъюнктивные.

Особое значение для расшифровки структур рудных тел имеет увязка во времени отдельных тектонических циклов с отдельными фазами минералообразования.

Детальное изучение геологии месторождений позволяет сделать ряд выводов.

1) Совпадение во времени начала рудного процесса (кремнефтористая фаза) с пликативной складчатостью явно варисцийского возраста, с одной стороны, и предшествование ее первым же дизъюнктивным дислокациям (очевидно, того же возраста) дает основание к установлению возраста наших месторождений как варисцийского, во всяком случае, не моложе киммерийского. Такое представление о возрасте вяжется больше с общей геологической и геохимической обстановкой Алайского хребта [14, 28], чем предполагавшийся ранее альпийский возраст.

2) Перспективы к нахождению новых месторождений ртути и сурьмы могущих представлять промышленный интерес в Алай-Туркестанской горной системе, главным образом, имеются в тех районах, где достаточно резко проявились дислокации как пликативные, так и дизъюнктивные. С одной стороны, это приковывает наше внимание к изучению крыльев антиклинальных структур, ибо они, находясь под нагрузкой сводов, легче всего подвергаются дизъюнктивным дислокациям.

С другой стороны, это положение ограничивает районы поисковых возможностей.

В самом деле, предгорные области, где проявилась уже затухающая пликативная складчатость с образованием пологих брахиантиклиналей и куполов и почти не проявились дизъюнктивные дислокации, хотя и являются любопытными с точки зрения антиклинальной теории, вследствие особенностей геохимического процесса являются все же малоперспективными.

Действительно, осмотренные автором в 1934 г. пять таких куполовидных структур к западу от кишлака Алыш (Уразбекабад) показали присутствие в сводах мощных, интенсивно окремнелых брекчий, почти без следов рудных минералов.

Объяснение этому, конечно, нужно искать в восстановлении монолитности пород в результате кремнистого процесса и отсутствии последующих дроблений.

3) Предыдущее положение намечает как наиболее перспективную область для развития поисковых работ на ртуть и сурьму, среднюю часть склонов Алайского и Туркестанского хребтов. В нижней части

мы не имеем проявлений достаточно интенсивных дизъюнктивных дислокаций, а в осевой части хребта наиболее перспективные зоны уже удалены эрозией.

Вытекающее из п. 1 единство во времени металлогенических циклов Алая и Тянь-шаня заставляет обратить серьезное внимание на предгорные районы Тянь-шаня с целью поисков месторождений там ртути и сурьмы.

Многочисленные находки киновари в шлихах в различных районах Тянь-шаня свидетельствуют о том, что при наличии благоприятной геологической обстановки мы можем рассчитывать здесь на нахождение серьезных концентраций ртути и сурьмы.

Следующим весьма перспективным направлением надо считать западное окончание Зеравшанского хребта и далее к западу Кугитанга. Находка сурьмяных месторождений Маргузорских озер Т. Н. Ивановой в 1933 г. [10], которые подвергались разведке в 1934 г. под руководством Б. К. Брешенкова, и сообщение геолога М. А. Шмидта о находке в Кугитанге киновари в кальците подкрепляют этот прогноз.

Третье возможное направление — Нуратинское.

Однако, сильная эрозия этой горной системы, разрушившая в значительной мере антиклинальные структуры карбона, снижает перспективы этого района.

5) Антиклинальные структуры карбона в силу благоприятного сочетания некомпетентных свойств известняков нижнего карбона, лежащих в основании и перекрытых компетентными и водонепроницаемыми сланцами верхнего карбона, играли немаловажную роль в металлогении Средней Азии. С ними связаны не только сурьмяно-ртутные, но, очевидно, и ряд полиметаллических месторождений Памиро-Алая и Тянь-шаня.

Необычайно близко к ним и Аурахматское месторождение плавикового шпата, приуроченное к аналогичной структуре карбона.

Внимательное изучение этих антиклинальных структур при благоприятном сочетании механических свойств пород не только в карбоне, но и в отложениях других геологических периодов, бесспорно, во много раз расширит наши представления о запасах минеральных ресурсов в Средней Азии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Г. Берг. Геохимия месторождений полезных ископаемых. Пер. с нем. 1933, стр. 242—249.
2. Г. Берг. Выполнение жил во время открытия трещин. Пер. с англ. Вести. Всес. Геол.-разв. объедин. 1932, № 3—4, стр. 79—82.
3. К. И. Богданович. Рудные месторождения. т. I. 1912, стр. 357—369.
4. Т. Б. Боровская. Кадамжайское сурьмяное месторождение. Пам. эксп. 1930 г. Тр. эксп. в. III (13), изд. Ак. Наук. 1932, стр. 95—122.
5. Т. Б. Боровская и Д. И. Щербаков. Ртуть. Пам. эксп. 1930 г. Тр. эксп. в. III (13), изд. Ак. Наук, 1932, стр. 1—18.
6. В. Н. Вебер. Полезные ископаемые Туркестана. 1913—1917.
7. В. Н. Вебер. Исфайрам выше Валякиша. Путев. экск. III Всес. съезда геол. Ташкент, 1928.
8. В. Н. Вебер. Геологическая карта Средней Азии. Лист VII — 6 (Исфара, северная половина). Тр. Всес. геол.-разв. объедин. в. 194. 1934.
9. Вебер и др. Андижанское землетрясение.
10. Т. Н. Иванова. Геология, тектоника и металлогения Шинк-Магианского района. вып. XXIX. ТПЭ 1933 г.
11. И. С. Комишан. Нижняя часть долины Исфайрама. Путев. экск. II Всес. съезда геол. Ташкент, 1928.
12. В. Линдгрэн. Минеральные месторождения. Пер. с англ. в. I. 1934, стр. 132—139.
13. А. В. Моквин. Рудные процессы Алая. Сб. Тадж.-Пам. эксп. 1934 г. 1935.
14. Д. И. Мушкетов. Основные идеи в тектонике Средней Азии. Тр. III Всес. съезда геол. Ташкент, 1930.
15. Д. В. Наливкин. Геологический очерк Туркестана. 1925.
16. Д. В. Наливкин. Тектонические циклы в западной части Ангарской геосинклинали. Тр. III Всес. съезда геол. Ташкент, 1929.
17. Д. В. Наливкин. Северный склон Алайского хребта. Путев. экск. III Всес. съезда геол. Ташкент, 1928.
18. Д. В. Наливкин. Новые данные и проблемы геологии Средней Азии. Вести. Всес. Геол.-разв. объедин. 1932, № 3—4, стр. 29—40.
19. Б. Н. Наследов и др. Контуры металлогении Средней Азии. 1931.
20. Ниггли. Генетическая классификация магматических рудных месторождений. Пер. с англ. 1933.
21. В. А. Николаев. Вулканизм в геологической истории Тянь-шаня. Тр. III Всес. съезда геол. Ташкент, 1930.
22. В. А. Николаев. Материалы к петрографии Восточной Ферганы.
23. Д. Ньюхауз. Отношение рудных месторождений к складчатым породам. Пер. с англ. 1933.
24. В. Э. Поярков. О находке реальгара на Чаувайском месторождении. За недра Ср. Азии. 1932, № 2.
25. В. Э. Поярков. Отчет о геолого-разведочных работах на Хайдарканском месторождении в 1933 г.
26. А. А. Сауков. Чаувайское месторождение. Пам. эксп. 1930 г. Тр. эксп. в. III (13), изд. Ак. Наук. 1932, стр. 19—32.
27. А. А. Сауков. Хайдарканское ртутно-сурьмяное месторождение. Пам. эксп. 1930 г., Тр. эксп. в. III (13), изд. Ак. Наук. 1932, стр. 33—86.
28. А. А. Сауков. Хайдарканское ртутно-сурьмяно-плавиковое месторождение. Редк. мет. 1932, № 3, стр. 14—20.

29. Уиллис. Механика Аппалачских структур. Пер. с англ. 1934.
30. А. Е. Ферсман. Геохимия. т. II. 1934.
31. Н. В. Шабаров и П. А. Шехтман. К геологии Кызылкийского бурогоугольного месторождения. За недра Ср. Азии. 1932, № 2.
32. Д. И. Щербаков. Охнинское ртутное месторождение. Пам. эксп. 1930 г. Тр. эксп. в. III (13), изд. Ак. Наук. 1932, стр. 87—94.
33. Д. И. Щербаков. К геохимии Алайского хребта. Пам. эксп. 1928 г. Тр. эксп. вып. VII, изд. Ак. Наук. 1931.
34. Д. И. Щербаков. Новые данные о месторождениях киновари и антимонита в Южной Ферганае. Докл. Ак. Наук СССР. 1926.
35. В. Эммонс. Отношение металлоносных жильных систем к массивам изверженных пород. Пер. с англ. 1933.
36. В. Эммонс. Изменения первичного оруденения с глубиной. Пер. с англ. 1933.
37. С. D. Huling. Structural control of ore depositions. Econ. Geol. 1929, № 1, pp. 15—49.
38. W. Lindgren. Mineral Deposits. Thr. Ed. New. Y. 1928. pp. 538—553.





V. FOYARKOV

THE STRUCTURE AND GENESIS OF MERCURY DEPOSITS OF KIRGHIZIA

(Summary)

The major part of the mercury and antimony deposits of those known from Central Asia are confined to the Alai and Turkestan ranges. 22 deposits have been stated here. A rather detailed geologic investigation of three of them, the Khaidarkan, Kadamdjai and Chauvai deposits, permits to outline the main conditions of their origin.

Stratigraphically, the section is the most thoroughly studied in Khaidarkan, but roughly outlined, it is typical of nearly all of the other deposits. At the base of the sedimentary series constituting the region described the Upper Silurian is exposed. The Upper Silurian is represented by a great thickness of massive limestones belonging to the Aymestry beds (apparent thickness above 300–400 m). These limestones are overlain by Ludlow shales. The Ludlow beds are overlain by transitional Silurian–Devonian or the so-called „Manak“ beds, likewise represented by the shale facies. The Devonian proper is represented by massive limestones passing without interruption into Lower Carboniferous deposits. The Lower Carboniferous Viséan limestones are already unconformably overlain by the Upper Carboniferous (Uralian), which is represented by conglomerates of inconstant thickness and by a very (up to 3000 m) thick sandstone and shale series. All the known mercury-antimony deposits of this region are confined to Lower Carboniferous limestones, the largest mercury bodies—with a high metal concentration are usually located near the contact of the limestones with the overlying shale and sandstone series.

It is to be noted, moreover, that in the region of Khaidarkan, in the contact of the Aymestry limestones with the overlying Upper Silurian shales is observed a polymetallic mineralization in the form of zinc-lead deposits.

The geographic distribution of the mercury-antimony deposits in the Alai-Turkestan mountain system as it was shown by D. Shcherbakov, stands in connection with mighty dislocations of the regional type.

As to the formation of separate deposits and separate ore bodies, it is controlled by local dislocations, both of the plicative and disjunctive type. If the first regularity consists in the confinement of the majority of the deposits described to the contacts of the shales with Carboniferous limestones, the second one is revealed in the location of the majority of the ore bodies in the crowns or the limbs of anticlinal folds.

The process of ore formation has been a sufficiently lasting one and may be divided into several phases. The coincidence of the different phases of the mineralization process with different tectonic processes led to the formation of ore bodies of different types. The comparison of the frequency of occurrence of separate minerals in ore bodies of different types, whose form is ruled by tectonic causes, affords material for a schematic representation of the successive development of the mineralization process in time.

The mineralogy of these deposits is rather simple.

The list of minerals arranged according to the order of their appearance is as follows: quartz, cherty—fluorite, dark violet—quartz, comby—antimonite—cinnabar—fluorite, light—calcite—realgar. Thus, the mineralization process may be divided into 3 phases: 1) the siliceous—fluorite phase, 2) the sulphide phase and 3) the carbonate phase.

Characteristic of the first phase are processes of metasomatic replacement of limestones by quartz and fluorite, whereas the other phases are characterized by the deposition of minerals (especially of cinnabar and antimonite) in open voids and free spaces in absence of metasomatic processes.

The coincidence in time of the first phase with folding processes led to the formation of mighty siliceous-fluorine saddle reefs. The formation of these saddle-like veins is caused by the crushing of the limestones in the crests of folds due to the „incompetency“ of the limestones. The free spaces which made the movement of solutions at the time when the metasomatic processes were going on, more easy, to a high extent also owe their origin to the combination of the „competent“ properties of the overlying shales with the „incompetency“ of the underlying limestones. In the result of this in the crests of anticlinal folds arose a peculiar siliceous-fluorine breccia appearing, as stated above, in the form of a saddle-like lens (saddle reef).

From the standpoint of its mercury and antimony contents this siliceous-fluorine breccia is practically barren of ore.

The mercury-antimony ore bodies were formed at a later period. In those cases where to the crumbling (which in time preceded or coincided with the deposition of cinnabar and antimony) just this siliceous-fluorine breccia was subject, the mercury-antimony ore bodies proper are found to coincide territorially with this latter. In other cases, unsilicified rocks were subject to this crushing and then, independent mercury and antimony bodies may be observed in them.

In mount Mednaya at Khaidarkan presenting an anticlinal fold of isoclinal type, slightly reversed southward, a siliceous-fluorine saddle vein may be observed. This saddle reef arose in connection with the formation of the fold. The secondary crushing which led to the formation of free spaces in which cinnabar and stibnite were deposited is here due to local dislocations which accompanied the conversion of the mentioned fold into a diapiric one. During the formation of such a diapiric structure, i. e. a structure in which the rigid limestone core of the fold pierces the enveloping, more plastic shales, a greater rapidity of the uplift of the crest as compared with the limbs being moreover characteristic, a tension naturally obtained in these limbs and resulted in the formation of breccias. As the formation of these brecciated zones in the limbs took place after the deposition of quartz I and fluorite I, these minerals are absent from these breccias and the composition of these ore bodies is chiefly represented by combed quartz, stibnite and cinnabar. On the other hand, due to the action of radial stresses directed upward upon the limestone series dipping northwards at an angle of 70—80° (the fold being reversed southward) the formation of tension fissures in the limestones took place. These fissures are mostly confined to the bedding planes. This might have obtained due to the fact that the radial stresses were resolved into 2 components, of which one should be directed along the bedding planes, as along a line of least resistance, and the other, perpendicular to the first, toward the hanging wall.

In these highly dipping zones of crushing a localization of cinnabar and stibnite also took place.

Analogous diapiric structures are to be observed in the Kadamdjai and Chauvai deposits. In Kadamdjai also occurs a thick silicious saddle-vein, which is almost barren of ore, as regards antimony.

The formation of the diapiric structure accompanied by the appearance of tension zones in the limbs coincided with the process of stibnitization and led to the formation of rich ore bodies both in the southern and the northern limbs of the fold. But the fold is here rather low, approaching in character the box type and it is probably due to this that the highly dipping bedded veins observed in mount Mednaya at Khaidarkan are absent here.

In Chauvai an analogous picture is observed, but here the process of piercing of the fold has coincided with the very last phase of mineralization revealed in the deposition of realgar and orpiment. Thanks to this the zone of tension in the limbs is represented by an arsenic mineralization.

Such a close connection of the ore-forming process with pre-Alpidian tectonic processes, in association with the general metallogenic conditions in the Alai Range suggests the supposition as to the age of the described mercury-antimony deposits being not Alpidian as heretofore supposed, but older, — possibly, Variscian, yet in any case not younger than Cimmerian.





И. И. ЧУПИЛИН

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЫШЬЯКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Со времени своего возникновения (1925 г.) наша мышьяковая промышленность не прекращала энергичных исканий в области расширения рудной базы по всей Советской стране для мышьяковых заводов. Эти искания особенно усилились в период I пятилетки, когда были проревизованы все наши известные месторождения мышьяка и параллельно открыт ряд новых объектов в разных районах Союза ССР.

В Средней Азии до I пятилетки были известны отдельные точки проявления мышьяковых руд; они указаны, напр. на карте В. Н. Вебера, но среди этих точек не было ни одной сколько-нибудь детально описанной или значимой в промышленном отношении.

Последующие открытия (1929—1934 гг.) специальных партий Союзгео-разведки и отрядов Таджикско-Памирской экспедиции показали сравнительно широкое распространение в Средней Азии мышьяка и среди многочисленных точек его разнообразного генезиса наличие, несомненно, промышленных объектов. Это обилие месторождений и некоторая их изученность могли дать материал для постановки уже обобщающих тем, как, напр., и предлагаемый очерк характеристики генетических типов мышьяковых месторождений Средней Азии.

Как известно, разработка генетической характеристики отдельных месторождений основывается на точных и детальных данных о минералогическом составе руды этих месторождений, порядке и особенностях возникновения ее компонентов, связи месторождения с активным эруптивом, характере последнего и вообще на металлогении данного района, т. е. на таких материалах, какие получаются лишь в результате всестороннего изучения как самого рудного объекта, так и всей обстановки, в которой он возник.

В настоящее время Средняя Азия энергично и всесторонне изучается геологически, но результаты этих работ будут сведены в одну стройную картину еще не скоро, и на сегодняшний день такие вопросы, как развитие вулканических циклов в пределах Средней Азии, ее металлогения, т. е. детальное изучение всех ее месторождений в их взаимной генетической связи, еще даже не ставятся как отдельные темы: сейчас идет накопление материалов для этих проблем, разрешение которых принадлежит будущему.

Это положение, конечно, целиком должно отразиться и на полноте разрешения поднятого на страницах этой статьи вопроса. Хотя сейчас мы и имеем в пределах Средней Азии от 35 до 40 установленных пунктов проявления мышьяка, но эти точки в подавляющем большинстве все-таки еще весьма слабо изучены. Поэтому дать полный анализ генетического облика рассматриваемых месторождений и наметить ряд генетической последовательности их возникновения сейчас можно лишь приблизительно, оговаривая, что такая схема является первой наметкой или, в лучшем случае, материалом для будущей большой аналогичной работы.

Прежде чем перейти к разбору генетических характеристик отдельных месторождений мышьяка Средней Азии, дадим краткую схему поведения его вообще в земной коре, что, собственно, и должно лежать в основе генетической классификации рудных месторождений этого элемента.

Схема геохимической жизни мышьяка в земной коре

Среднее содержание мышьяка в первичных горных породах, на основании определений F. W. Clarke, равно всего 0.0005%. В осадочных породах его содержится примерно такое же количество (V. M. Goldschmidt).

По пути эндо- и экзогенетических процессов, протекающих в земной коре, мышьяк ассоциируется, видимо, легче всего с железом и сульфидами и меньше всего — с силикатами. В то время как в теллурическом железе содержится его от 0.02 до 0.05%, в магматических сульфидах — около 0.02%, в силикатах сосредоточивается всего 0.0105% As. Между тем, в рудных образованиях он достигает нередко концентрации до 25—30% As, в среднем. Эта концентрация обуславливается его способностью обогащаться вместе с летучими в остаточных расплавах магмы, причем скопления его, носящие характер руд, связываются, главным образом, с эволюцией кислой магмы, и, только как исключительные случаи, имеются промышленные месторождения мышьяка, порожденные основными породами, как, напр. Никкель-Плэт в Британской Колумбии.

Концентрированные и количественно мощные скопления мышьяка образуются в достаточном удалении от породившего их материнского очага кислой магмы. Чаще всего это — гипозона и переход от нее в мезозону; кроме того, в виде небольших масс мышьяк концентрируется в верхах эпизоны, образуя своеобразные сульфиды этого металла. В отрезке перехода от гипо- к мезозоне сосредоточены главные массы мышьяка земной коры, как сказано, связанные с эволюцией кислой магмы. Наоборот, ближе к магматическому очагу стоят проявления мышьяка, связанные с основной магмой, но количественно это совершенно ничтожные массы.

В генетической классификации минералов мы встречаем первых носителей мышьяка в виде соединений с некоторыми элементами только VIII группы системы Менделеева — Pt, Fe, Ni и Co; причем среди образований магматического типа мышьяк дает всего один и притом весьма редкий минерал сперрилит ($PtAs_2$), встречаемый, между прочим, в пирротинах Сёдберри, трактуемых как ликвиационные обособления основной магмы¹. Аналогичного явления кислые магмы не дают вовсе, и поэтому можно с бесспорностью установить, что мышьяковые месторождения самостоятельные или комплексные среди магматических сегрегаций главной кристаллизации неизвестны и, видимо, быть не могут.

В группе жильных магматических образований (ортотектитов) ждать сингенетического выпадения соединений мышьяка тоже нельзя. Однако, имеется ряд указаний как из заграничных источников (F. Ulrich), так и из данных нашей практики (особенно работы ТПЭ), на развитие рассеянного арсенопирита в некоторых аплитах, порфирах и альбититах. Генезис этих интересных проявлений мышьяка еще не изучен, но думается, что здесь надо видеть не сингенетическое, а эпигенетическое (вероятнее всего, — гипотермальное) происхождение арсенопирита. То же самое надо сказать и о присутствии сульфидов мышьяка в пегматитах. В этих остаточных кристаллизациях мышьяковые минералы крайне редки и появляются, видимо, за пределами чисто пегматитовой фазы в условиях перехода последней в пневматолитические и гидротермальные процессы.

В обширной группе постмагматических образований эманационного типа мышьяк встречается на всем их протяжении, начиная от контакто-

¹ Магматогенное происхождение сперрилита является до некоторой степени условным, так как этот минерал встречен и среди, несомненно, термальных образований (Н. К. Высоцкий), и неизвестны детали его возникновения в пирротинах Сёдберри или хромитах Бушвельда. Возможно, что и в этих месторождениях он образовался после магматической стадии их генезиса, и тогда мы в праве будем отрицать возможность вообще возникновения мышьяковых минералов в магматическую фазу какой бы то ни было магмы.

вых месторождений и кончая последними проявлениями эпиптермального минерогенеза.

Месторождения контактового типа очень часто содержат мышьяковые минералы, но здесь они образуются, видимо, не в первые моменты реакций магматического расплава с материалами пород крыши, а значительно позднее, обычно после фазы образования скарнов, магнетита, пирротина и халькопирита, редко входя в комплекс нерасчлененных зонально сульфидов, заметно обособляясь от последних в самостоятельные тела и принимая здесь черты типичных термальных образований. Носителями мышьяка в эти высокотемпературные фазы генезиса являются арсениопирит $FeAsS$, леллингит $FeAs_2$ и, изредка, никелин $NiAs$, кобальтин $CoAs$ и некоторые другие соединения мышьяка с элементами группы железа.

Рядом промежуточных форм месторождения контактового генезиса переходят в гипотермальные. Основное отличие этих двух групп заключается только в том, что, отходя от магмы, рудные эманации дифференцируются, сбрасывают свои компоненты постепенно и последние распределяются все более зонально, а самые рудные тела принимают все более правильные формы, приурочиваясь к зонам разрывов и смятий. По мере понижения температуры и перехода процесса минерогенеза в стадию мезотермальной фазы поведение мышьяка начинает меняться. Хотя все еще он образует отмеченные выше арсениды Fe , Ni и Co , но в то же время здесь присоединяются и новые его соединения, напр. с Cu , Ag и пр. Количество мышьяковых минералов начинает увеличиваться в числе и усложняться по составу. Здесь начинают появляться сульфосоли, особенно основные (тип блеклых руд), сульфоарсениаты (энаргит) и пр. По мере приближения к нижним границам эпизоны, все уменьшается количественное значение арсениопирита и арсенидов Ni и Co , и при дальнейшем охлаждении терм они полностью исчезают, и мышьяк вновь выпадает, преимущественно, в виде простых соединений, но теперь, главным образом, с серой As_2S_3 , реальгар As_2S_3 , аурипигмент, редко усложняясь до метасульфосолей, как лорандит AsS_5Tl или склероклаз $(AsS_2)_2Pb$.

Вступив в область гипергенеза, первичные соединения мышьяка сравнительно быстро разрушаются и образуют многочисленные и разнообразные соединения типа арсенатов, среди которых наиболее част и промышленно ценен скородит $FeAsO_4 \cdot 2H_2O$. Постепенно разрушаясь и мигрируя в верхних слоях литосферы под влиянием процессов экзогенного порядка, мышьяк большей частью уходит в океан, где его среднее содержание 0.0000015% (0.015 мг As на литр морской воды), что, между прочим, равно всего 0.07% от всей массы мышьяка, освобожденной в течение всего геологического времени (V. M. Gold-

schmidt), частью же рассеивается в атмосфере (чему в сильной степени способствует индустрия), вероятно, в незначительной лишь степени извлекаясь из нее организмами.

Приведя краткую схему геохимии мышьяка, перейдем теперь непосредственно к нашей задаче — разбору генетических типов мышьяковых месторождений Средней Азии и начнем с описания объектов, генезис мышьяковых минералов которых ближе всего стоит к магматической фазе, но раньше условимся относительно содержания некоторых терминов, особо связанных с нашей темой.

Назовем „типovým“ месторождение, соединяющее в себе какие-либо геологические черты, могущие быть принятыми для принципиального сравнения его с другими месторождениями. Отсюда „генетическим типом“ мышьяковых месторождений надо назвать такие, в котором соединяются генетические признаки, т. е. такие, какие вытекают из хода геохимической эволюции соединений мышьяка по пути их постмагматической жизни, что и должно ложиться в основу генетической классификации месторождений.

Принимая непрерывность такого хода постмагматического процесса, назовем „фазой“ отрезок его, носящий в себе какие-либо особо характерные черты, отражающие на себе особенности гео-физико-химических условий, в которых он протекает, не могущие возникнуть полностью ни до, ни после этого геохимического отрезка при нормальном ходе постмагматического процесса, напр. фаза скарнизации, фаза гипотермальных сульфидов и т. п.

I класс — Представители контактовых месторождений мышьяка

Коксуйская группа месторождений мышьяка (Алайский хребет)

На южном склоне Алайского хребта, в истоках р. Кок-су, работами ТПЭ были изучены несколько месторождений мышьяковых руд, по своему генезису относящихся к типу контактовых и частью гипотермальных образований. Наиболее типичными из них являются месторождения Кара-казык, Шах-дар и Чал-куйрюк.

Кара-казык (по данным геолога А. В. Москвина, рис., стр. 437).

В районе Кара-казыка на значительной площади развиты отчетливые контакты гранодиоритов с известняками, причем последние по границе с интрузивами обращены в агрегаты мощных кристаллов волластонита, размерами до 1 м длиной, с подчиненным диопсидом и гранатом и наличием в массе такого скарна линзовидных обособлений из микроклина, диопсида, граната и кальцита, очевидно, выделившихся

как более поздние образования. Под зоной интенсивных скарнов, непосредственно прилегая к гранодиориту и пропитывая последний, наблюдаются скопления сульфидов, как бы накрывающих апикальную часть интрузива. В составе этих рудных образований установлены: пирротин, магнетит, халькопирит, борнит, арсенопирит, сфалерит, висмутин, сидерит и следы галенита. Эта масса вместе с кварцем (очень мало), в местах разрывов в скарне проходит жилами и трубообразными телами сквозь последние от подкорового слоя сульфидов и теряется по трещинкам в известняках. Местами в скарнах наблюдаются импрегнации медными сульфидами халькопиритом и борнитом. В то же время волластонитовые скарны местами пересекаются жилами небольшой мощности с составом: кварц, арсенопирит, висмутин и, судя по анализам, незначительным присутствием минералов — Sb, Cu и Co.

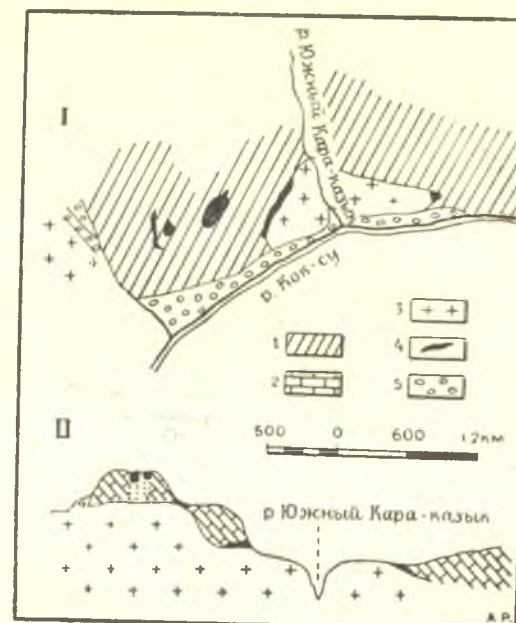
Рудный сай. Несколько восточнее Кара-казыка в аналогичной геологической обстановке, т. е. контакты мелких кислых интрузий с известняками, но со слабо еще размытой крышей, наблюдаются многочисленные жилки в известняках, выполненные скарновыми минералами, и отдельно от них жилки разнообразных сульфидов, уже мезотермального состава. Здесь были установлены А. В. Москвиным жилки чистого тетраэдрита, халькопирита, минералы сурьмы, галенит и слабые проявления арсенопирита. В анализах указывается присутствие Sn, Co и Zn. Вероятно, книзу, ближе к контакту, мезотермальный комплекс сменится гипотермальными сульфидами.

Этот мелкий, но генетически интересный объект приводится здесь для большей детализации типа Кара-казыка. Он показывает, что в данном случае, вероятно, в связи с наличием небольших количеств рудных соединений в апикальных частях мелких интрузивов Алая эксгальции последних не давали крупных скоплений сульфидов, которые быстро концентрировались и зонально разделялись уже на небольшом расстоянии от очага.

Месторождение Кара-казык может быть отнесено к типу контактовых образований. За это говорят следующие соображения:

- 1) оно непосредственно связано с активным эруптивом,
- 2) форма всего месторождения, а также и всего рудного тела неправильная, созданная непосредственным воздействием апикальной части магматического очага на породы крыши, вследствие чего образовался слой скарнов, как бы обтекающий интрузив, и под ним, видимо, также грубо концентрически скопились сульфидные погony магмы, частью не вышедшие еще из нее;
- 3) состав этих сульфидов, характерный для разного температурного генезиса, их путанные взаимоотношения, характеризующие отсут-

ствии зонального расчленения, типичны для контактовой зоны рудообразования, когда магматические эксгальции, не успев отойти на значительное расстояние от очага и при этом зонально дифференцироваться, быстро выделяют свои минеральные компоненты, качественно и количественно отражающие скорее средний состав этих эксгальций, что может быть только у самого контакта.



Месторождения Южного Кара-казыка.

(По данным геолога А. В. Москвина).

I — план; II — разрез.

1 — сланцы; 2 — известняки; 3 — гранодиорит; 4 — скарны и рудные проявления.

The Southern Kara-Kazyk deposits.

(According to the data of A. V. Moskvina, geologist)

I — plan; II — cross-section.

1 — shales; 2 — limestones; 3 — granodiorites; 4 — scarns and mineralization.

Что касается до поведения мышьяка в этом типичном месторождении, то последний проявляется здесь как в массе нерасчлененных сульфидов у самого магматического тела (причем в ничтожных количествах и рассеянной форме), так и в отдельных, уже самостоятельных телах в виде жил, секущих скарны, что, между прочим, говорит о неспособности мышьяка задерживаться в магматическом расплаве или концентрироваться сколько-нибудь значительно в самых первых этапах эксгальции.

Шах-дар (рис., стр. 439). К северо-востоку от Кара-казыка на высоте около 3500 м находится месторождение Шах-дар давно известное по

литературным данным (В. Н. Вебер), но изученное, хотя и слабо, только в самое последнее время (В. Э. Поярков и А. В. Москвин).

По Москвину, мы имеем гранитный шток, интродуцировавший, вероятно, в варисийское время в толщу (до 400 м) палеозойских известняков, в свою очередь, накрытых свитой сланцев. Процессы эрозии смыли весь осадочный комплекс крыши и самую апикальную часть гранитного штока, и сейчас здесь обнажаются только контакты склонов эруптива с известняками и размытая поверхность самого гранита. Между пластами прилегающего известняка развиваются скарны в виде пластовых тел, состоящие из пироксена, карбоната, кварца, халькопирита, пирротина, магнетита, арсенопирита и сфалерита. Дальше от эруптива сульфидная часть обособляется и развивается в самостоятельные тела между скарнами и известняками за счет последних, что особенно отчетливо свойственно арсенопириту, который образует здесь местами почти мономинеральные скопления неправильной формы.

По тем же соображениям, какие были высказаны в характеристике Кара-казыка, месторождение Шах-дар следует отнести к типу контактовых, с той лишь особенностью, что здесь более отчетливо обозначалась дифференциация интересующих нас рудных эксгалаций (кварц — арсенопирит), т. е. мы видим в Шах-даре как бы начало гипотермального процесса для мышьяковой руды.

Чал-куйрюк. Д. И. Щербаков описал месторождение мышьяка, открытое на берегу р. Чал-куйрюк, впадающей в р. Ак-бура в 65 км к югу от г. Ош.

В районе этого месторождения развиты контакты монцонитовой интрузии со сланцами, известняками и древнепалеозойскими известняковыми конгломератами. Наиболее отчетливые контакты у р. Сарыкая, где в известняках образовались скарны с составом: пироксен, аксинит, скаполит, актинолит, эпидот, сопровождаемые незначительной примесью кварца, пирротина, карбоната и пирита.

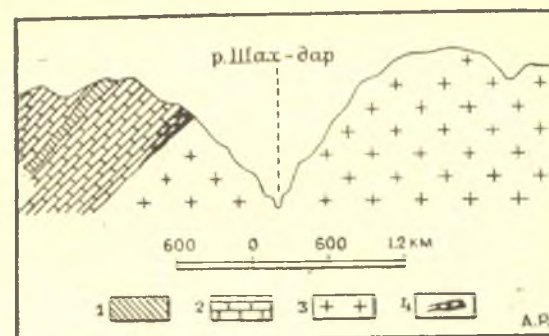
В контакте этих же монцонитов со сланцами и конгломератами, выше устья сая Ак-таш, в области развития скарнов выступают три рудных тела — два неправильных и одно жилородное, секущие скарны и содержащие: пирротин, арсенопирит, пирит, сфалерит, висмутин, бертьерит, гематит, кварц, кальцит. В анализах, кроме того, отмечается присутствие Ni, Sb и Pb.

По непосредственной связи с эруптивом, форме и характеру проявления минерализации месторождение Чал-куйрюк должно быть отнесено к классу контактовых, аналогичных Кара-казыку или Шах-дару. Размеры его невелики и промышленное значение сомнительно.

Арчамайданская группа месторождений мышьяка (Зеравшанский хребет)

По притокам Арча-майдана, Сарымату и Амшуту в известняково-сланцевой толще палеозоя, прорванной многочисленными мелкими интрузиями кислой магмы, и приурочиваясь почти исключительно к контактам последних с известняками, были найдены ТПЭ (1933 — 1934 гг.) ряд мышьяковых проявлений, генетически общего облика с рассмотренными месторождениями контактового типа.

Месторождение Сарымат (рис., стр. 441) в своей морфологии имеет некоторые оригинальные черты. В контакте внешней поверхности интрузии



Схематический разрез по азимуту 115° месторождения Шах-дара. (По данным геолога А. В. Москвина).
1—сланцы; 2—известняки; 3—гранодиориты; 4—скарны и рудные проявления.

Sketch cross-section of the Shah-Dara deposit along the SE 115° line. (According to the data of A. V. Moskvin, geologist)
1—shales; 2—limestones; 3—granodiorites; 4—scarns and mineralization.

звива с известняками не наблюдается здесь никакой постмагматической минерализации. Последняя приурочивается только к одному краю огромной глыбы мраморизованного известняка, потонувшей в массе эруптива, и представлена зоной пироксенового скарна с пирротинном, халькопиритом и пиритом. Между скарном и известняком, развиваясь метасоматически в сторону последнего, залегает кварц-арсенопиритовое оруденение в виде неправильного линзовидного тела высококонцентрированной руды.

Несколько в стороне от описанного наблюдается развитие такого же оруденения (более насыщенного кварцем) у контакта мраморизованного известняка с гранодиоритом в виде двух линзовидных небольших тел. Особенностью данного месторождения является резкое обособление скарновых и рудных проявлений в одном небольшом участке контактного шва, в то время как вся остальная часть последнего не несет на себе никаких заметных изменений. Объяснением этому

может быть допущение, что это только „корни“ скарна, верхние участки которого уничтожены эрозией, или, почему-то только в этом месте проходили постмагматические реагенты, создавшие образования скарнов, и сульфидов; последняя причина нам кажется наиболее вероятной.

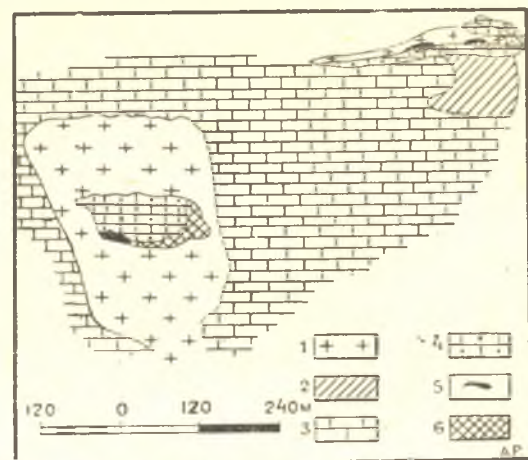
В отношении генезиса это месторождение должно быть отнесено к типу контактовых, с обособлением арсенопиритовой фазы в области контакта, где проходили каналы циркуляции растворов гидротермального характера.

Месторождение Амшут, посещенное в 1934 г. Тер-Оганесовым, еще не исследовано в деталях, но первый его обзор говорит, что здесь мы имеем те же явления, что и на Сарымате, может быть, только в большем масштабе и некотором разнообразии сочетаний руды и вмещающих пород. Так, в участке прорыва гранодиоритом известняков создались причудливые, рваные и пологие контакты, с развитием пироксеновых скарнов с пирротином, халькопиритом и акцессорным шеелитом. К этим же контактам приурочено некоторое развитие арсенопирита незначительной концентрации.

Неподалеку от этих непосредственных выходов оруденения, в осыпях на берегу Амшута, были найдены многочисленные валуны ожелезненных сланцев с прожилками руды, в которой определены: арсенопирит, пирротин, халькопирит, пирит, марказит, гематит, кварц, контактные силикаты, кальцит, висмутин, шеелит и следы олова. Отсутствие характеристики коренного месторождения не позволяет высказаться вполне определенно о генезисе амшутской руды, но вся выясненная обстановка и характер проявления рудной массы говорят, что здесь мы имеем тот же пирометасоматический тип месторождения, связанного с близким контактом кислой магмы с породами известняково-сланцевого комплекса, как Такфон или Парз (см. далее).

Маргузор (Парз) (данные геолога Л. Л. Кравченко). Месторождение этого названия находится на перевале Парз в Зеравшанском хребте, вблизи р. Маргузор, в области развития известняково-сланцевой толщи палеозоя и привязано к свите известняков, прорванных интрузией гранита. Известняки в участке контакта скарнизованы с развитием в виде пластообразных тел пироксеновой породы с актинолитом, эпидотом и кальцитом. Ксенолиты известняка в граните при этом почти нацело озмеевикованы. К югу от выходов гранита развиваются кварциты, явившиеся результатом энергичного окремнения известняков.

В скарнах Маргузора, помимо их силикатной части, развиваются: пирротин, халькопирит, арсенопирит и, вероятно, кроме того (микроскопические исследования не закончены), пирит и марказит. Чисто рудная часть, обособленная от скарнов, представлена прерывистыми мелкими жилами с составом: кварц, арсенопирит, висмут, висмутин, клапротолит ($3\text{Cu}_2\text{S} \cdot 2\text{Bi}_2\text{S}_3$), секущими скарны и кварциты. Анализы проб из этих образований показали, кроме того, присутствие Sn (0.02%).



Сарыматское месторождение мышьяка.

The Sarymat arsenic deposit.

(По данным геолога Я. Г. Тер-Оганесова).

(According to the data of J. G. Ter-Oganessov).

1—гранодиориты; 2—сланцы; 3—известняки; 4—мраморы; 5—рудные тела; 6—скарны.

1—granodiorites; 2—shales; 3—limestones; 4—marbles; 5—ore bodies; 6—scarns.

В генезисе Маргузорского месторождения, в общем, аналогичного Арчамайданским месторождениям, есть некоторые особенности, которые говорят о его более холодном типе, чем, напр. Сарымат или Амшут. Особенности эти следующие:

1) обильный вынос кремнекислоты не дал развития мощной скарнизации, но процесс метасоматоза выразился здесь лишь в окварцевании значительных масс известняка и лишь слабым развитии пироксенового скарна в отдельных участках контактового шва;

2) серпентинизация известняка (причина не выяснена: является ли здесь Mg внесенным, или реакции замещения шли с доломитизированными известняками), что отсутствует в других рассмотренных нами месторождениях контактового класса;

3) появление арсенопирита, преимущественно, в микроскопическом распылении (данные Кравченко) в скарнах вместе с пирротинном и халькопиритом. В рассмотренных ранее контактовых месторождениях арсенопирит почти полностью обособлялся от скарновой фазы.

Мосриф. Небольшое месторождение Мосриф находится в Зеравшанском хребте, в 8 км к востоку от кишлака Шинк, и представлено двухфазной минерализацией в области контакта известняков девона и сланцев с прорвавшей их кислой магмой. Проявления последней по размерам ничтожны, быть может, из-за незначительности еще смыва крыши. Скарнизация по своему характеру весьма интенсивна, но также незначительная по размерам; она представлена пироксеном, актинолитом, магнетитом, пирротином, халькопиритом и по форме дает неправильные образования между сланцами, выходами эруптива и эруптивной брекчией. Вторая фаза минерализации представлена здесь системой мелких жил с составом: кварц, арсенопирит и пирит, секущих сланцы и скарны.

В окрестностях этого месторождения в известняках имеются следы древних работ, где некогда добывался галенит. В отдельных выработках при этом сохранились проявления кварц-арсенопиритового оруденения в форме мелких жилоподобных тел. Если связать все эти точки оруденения с допущением процесса только одной магматической минерализации, то наличие двух фаз такой минерализации (именно: первой — силикатного метасоматоза с магнетитом, пирротином и халькопиритом и второй — проявления кварц-арсенопиритового оруденения) в районе Мосрифа подчеркивается особенно резко.

В смысле генезиса Мосриф дает пример сложного объекта. В то время как первая его фаза типична для контактового генезиса, проявление кварц-арсенопиритового оруденения должно быть отнесено к гипотермальной фазе.

Рассмотренная группа месторождений относится к классу контактовых и может быть объединена под названием — „тип Кара-казыка“. Признаками этого типа будут:

1) Непосредственная, видимая связь кислого (или переходного к средним магмам) эруптива с известняками его крыши (контакт).

2) Процесс пирометасоматоза в области контакта и образование зоны скарнов, облекающих апикальную часть эруптива и представленных в большинстве почти мономинеральной массой пироксенов (воластонит, авгит, диопсид) с аксессуарами: аксинит, гранат, актинолит, скаполит, везувиан, микроклин, эпидот, кальцит, шеелит (редко), кварц.

3) Развитие рудных минералов первых эксгаляций между эруптивом и скарнами приводит к частичной (иногда энергичной) импрегнации силикатных масс как скарнов, так и самого эруптива, иногда же к небольшому обособлению такой рудной массы в виде неправильных пластовидных тел под скарнами, с отпрысками в последние в виде

апофиз, труб или жилоподобных тел. В составе образований первой рудной фазы устанавливаются: пирротин (присутствует всегда, без исключений), халькопирит $CuFeS_2$, магнетит (часто, но не всегда), минералы висмута, сфалерит (редко), галенит (очень редко и мало); кроме того, анализы показывают иногда присутствие олова, кобальта и сурьмы. Структуры рудных минералов, всегда явно замещающих силикаты, показывают при этом неясные взаимоотношения, без четкой последовательности компонентов.

4) Мышьяк представлен арсенопиритом и проявляется здесь как в скоплениях нерасчлененных сульфидов первых рудных эксгаляций у самого магматического тела, причем обычно в ничтожных количествах и рассеянной форме (первая фаза рудного генезиса), так и в отдельных, уже самостоятельных телах в виде линз и жил, секущих скарны и показывающих нередко высокую концентрацию мышьяка, сопровождаемого кварцем и иногда в незначительном количестве пиритом, пирротином, халькопиритом (вторая фаза рудного генезиса).

Такое поведение мышьяка в области контактовых образований говорит об его энергичной летучести, неспособности задерживаться в магматическом расплаве или концентрироваться и отлагаться в первых этапах эксгаляций.

Промышленное значение месторождений мышьяка типа Кара-казыка пока неясно и, скорее, отрицательное. Из рассмотренных объектов ни один не дает надежных перспектив в отношении только мышьяка, но, неся в себе другие металлы, в особенности Вi (среднее содержание его, по некоторым данным А. В. Москвина, доходит до 1% и более), они как комплексные не должны оставаться вне учета. Кроме того, проявления этого типа в Средней Азии детально не изучены, а, между тем, тип этот имеет здесь все геологические предпосылки для широкого распространения, и, возможно, что, помимо мелких проявлений мышьякового оруденения в контактах кислых эруптивов и известняков, в Средней Азии будут встречены и промышленные объекты. Учитывая эти обстоятельства, следовало бы подвергнуть тщательной ревизии и изучению известные уже районы рудоносных контактов и организовать поиски новых.

II класс — месторождения гипотермального генезиса

Группа метасоматических кварц-арсенопиритовых месторождений в известняках

Здесь мы рассмотрим группу мышьяковых месторождений, носящих в себе признаки только-что рассмотренных месторождений контактового генезиса, но которые не могут быть с бесспорностью отнесены

к последним. Месторождения эти: Такфон (Кух-и-сафит), Уч-имчак и Брич-мулла.

Месторождение Такфон или, правильнее, Кух-и-сафит (по имени горы, на которой оно расположено), находится в южных склонах Зеравшанского хребта, на берегу р. Пшенза, впадающей в Ягноб у кишлака Такфон.

Гора Кух-и-сафит является размытым участком южного крыла широтной антиклинали, сложенной известняково-сланцевым комплексом палеозоя так называемой ягнобской свиты. Четыре пласта известняка из обнаженного разреза этой свиты, представленные рыхлыми мраморизованными разностями, частично замещены агрегатом авгита, с количественно подчиненными: актинолитом, цоизитом, энстатитом, гранатом, сфеном и последующими по времени образованиями в том же скарне — марказита, пирротина, халькопирита, пирита (очень мало), марказита (вторая генерация, замещающая пирротин), кварца, кальцита и шеелита. Такая скарнивая масса в виде пластообразных сплошных тел развивается, преимущественно, по лежащим бокам известняков, по границе последних со сланцами, имея мощность от 0.5 до 3—4 м.

Эта первая фаза силикатного метасоматоза заканчивается внезапным прекращением образования пироксена без замены его другими, более холодными по своему генезису силикатами, постепенным увеличением свободной кремнекислоты и понижением в составе скарна пирротина и халькопирита. Дальнейшее развитие процесса приводит здесь к развитию: арсенопирита, главного рудного компонента, и в значительном подчинении ему халькопирита, пирротина, марказита, пирита, касситерита, станнина и как исключительные редкости — молибденита и висмута.

Из нерудных компонентов в этой фазе минерогенеза присутствуют, местами в значительном и даже преобладающем количестве кварц, меньше карбонат, изредка темная слюда, хлорит и пироксен (очень мало и редко).

Рудные тела второй фазы по форме обычно неправильные, гнездовидные или линзовидные, реже в виде прожилков. Они развиваются между скарнами и известняками в сторону последних. Размеры их невелики и они не дают сплошных образований подобно предшествующим им скарнам, но спорадически, в разных расстояниях друг от друга, прерываясь и резко меняя свои составы, они как бы разбросаны мелкими неправильными телами по поверхности отдельных участков скарнов или иногда рассекают жилами последние и вмещающую свиту известняков.

Очевидно, в то время как первые постмагматические эманации находили себе пути исключительно по плоскостям контакта сланцев

с определенными пластами известняков, термы второй фазы находили себе разнообразные каналы, пользуясь, помимо первых направлений вдоль скарнов, также и трещинами в последних и известняках.

В отношении минералогического состава рудные тела второй фазы Кух-и-сафита дают картину резкой невыдержанности. Отдельные образования их состоят почти из сплошного арсенопирита с небольшой добавкой других сульфидов, кварца и карбоната и не содержат видимых минералов олова; другие, наоборот, развивают в себе обильный касситерит, пронизывающий своими мелкими игольчатыми кристалликами все компоненты руды Такфона, и, наконец, третьи почти не содержат в себе полезных минералов, представляя собой неправильные образования чистого или слабо импрегнированного сульфидами кварца.

Типичным рудным телом для Такфонского месторождения является так называемая жила Дайковая, изображенная на стр. 454—455.

Такой характер руды, конечно, понижает практическую ценность месторождения, но последняя проигрывает еще больше от последствий послерудной тектоники, разбившей здесь рудные тела на мелкие глыбы и сместившей их друг около друга на разные амплитуды.

В отношении генезиса рассматриваемое месторождение может быть отнесено к криптобатолитовым гипотермальным сульфидно-касситеритового типа замещения в известняках. Тип этот достаточно редкий и аналогов ему в литературе немного.

В самом начале открытия Такфона искали в нем аналогию со знаменитыми олово-сульфидными месторождениями Боливии типа Patosi: однако, следующие сопоставления показывают, что аналогии в них почти нет (табл. 1, стр. 446).

Отсюда ясно, что генетически это два разные типа, и сходство в них искалось исключительно на признаке одновременного присутствия в обоих месторождениях касситерита и сульфидов, без анализа природы последних.

Также нет сходства в Такфонском месторождении и с другим сульфидно-касситеритовым месторождением нашего Союза — Хапчегрангой (Восточная Сибирь). В этом последнем отсутствует метасоматоз породы крыши (сланцы), рудные тела представлены жилами и в составе руды в противоположность Такфону присутствуют: обильный пирит, сфалерит и галенит.

Больше сходства с Такфоном мы находим в олово-мышьяковых месторождениях р. Кинта в Малакке и Митате в Японии.

Месторождения по р. Кинта представлены неправильными трубчатými телами в доломитизированных известняках. Рудным наполнением служит масса из кварца, кальцита, тремолита, арсенопирита, касситерита, халькопирита,

(Сопоставление Такфона с Patosi)

Таблица 1

Patosi	Такфон
1) Непосредственная связь с молодыми эффузиями кварцевых порфиров и риолитов.	1) Связь с варисийскими интрузиями, типа гранита или гранодиорита, обнажающимися вдали от месторождения.
2) Система жил в материнской породе.	2) Метасоматические, неправильные тела в известняках при криптобатолитовой связи с активным эруптивом.
3) Боковые породы изменены по типу алунизации или пропилизации.	3) Предшествующий оруденению процесс вызвал метасоматическое развитие в известняках авгитовых скарнов с пирротинном и халькопиритом.
4) Мезотермальный характер рудного состава: кварц, пирит, блеклые руды, минералы серебра и сурьмы, колломорфные формы касситерита, галенит, арсенопирит, станный, сфалерит.	4) Гипотермальный состав руды: кварц, арсенопирит, касситерит, станный, пирротин, карбонат, халькопирит, пирит.

пирита и флюорита. От Такфона отличается морфологией, отсутствием дорудной фазы скарнизации и наличием в составе руды флюорита.

Месторождение Митате. Рудное образование Митате представлено пластообразным телом, залегающим между пластами известняков (лежащий бок) и кварцитов (висячий бок). Средняя мощность его около 5 футов. Основная масса руды состоит из пирротина, содержащего в себе мелкие кристаллики: касситерита, арсенопирита и халькопирита, подчиненных — сфалерита, пирита, кварца, карбоната и радиально-лучистого хлорита. Вмещающие породы, кварциты и известняки, в нижних горизонтах резко изменены термальным процессом в агрегат волластонита, диопсида, граната и кальцита; в верхних же участках месторождения скарны усложнены развитием в них альбита, хлорита, эпидота, актинолита, аксинита, мусковита и пирротина с проникающим этот скарн по зальбандам жилы касситеритом. В этом месторождении так же, как и в Такфонском, намечаются две фазы: первая силикатный метасоматоз по границе известняков и кварцитов, причем, видимо, химически более энергичной, чем в Такфоне, так как в Митате резкой скарнизации подверглись не только известняки, но и кварциты, и затем вторая фаза, образование пластообразного, сплошного сульфидно-касситеритового оруденения. Обе фазы, как и в Такфоне, несколько заходят одна за другую. В своем генезисе Митате связано с кислой интрузией мезозойского времени, прорвавшей известняки и кварциты палеозоя в которых, как сказано, и залегают руда.

Рассмотренное месторождения вблизи Такфона может быть выделено в особый генетический тип; его признаками будут:

1) Начало образования месторождения связано с воздействием на известняки высокотемпературных эманаций, давших пироксеновые скарны значительной интенсивности (90% авгита), размеров и более или менее правильных жилородных форм, говорящих о наличии определенных направлений в движении первых силикатообразующих эксгаляций (отличие от образований контактового типа); в конце силикатной фазы в скарнах отлагаются путем замещения, пирротин, халькопирит и FeS_2 в виде импрегнаций и неправильных скоплений (сходство с контактовыми образованиями).

2) В развитии термального процесса силикато-сульфидная фаза (первая) сменилась кварц-сульфидным оруденением с касситеритом (последнее — резкий типовой признак), давшим в большинстве неправильные, разобщенные, непостоянные по составу тела в известняках.

3) В аналогичных Такфону месторождениях постмагматический процесс иногда обрывается на первой фазе (силикато-сульфидное оруденение), напр. месторождение Джии-санг в Зеравшанском хребте или Зидди в Гиссарском, не имеющие развития кварц-сульфидной фазы.

Уч-имчак. Месторождение расположено в 100 км к юго-востоку от гор Аулие-ата, в горах Таласского Алатау, и связано с известняково-сланцевым комплексом протерозоя, интродуцированного варисийским гранитом.

Мышьяковое оруденение приурочивается к одному из многих здесь широтных разломов, входящих в намечающуюся широтную зону крупных дизъюнктивных дислокаций, прослеженных геологом А. С. Федоренко на протяжении 40—50 км. В пределах этой зоны, мощностью 4—5 км, установлены (А. С. Федоренко) спорадические проявления разнообразных минерализаций от высокотемпературных силикатных (напр. так называемая скарновая гора) до мезо- и даже эпитептермальных образований.

Через гору Уч-имчак, как сказано, проходит один из таких разломов, брекчиировавший круто (50—75°) падающую на север пачку известняков, слагающих здесь внутренние, близкие ядру части широтной антиклинали.

Эти брекчиированные известняки, покрытые сланцами, в пределах зоны разлома изменены в скарновую породу, содержащую (как главный компонент) актинолит и как акцессоры — везувиан, сфен, диопсид, эпидот, мусковит, флогопит, калишпат, гранат, кальцит, скаполит, кварц. Причем повышенные точки месторождения заметно более окварцованы и почти не несут в себе силикатов; наоборот, нижние участки Уч-имчака, как-будто бы энергичнее скарнизованы. Рудная минерализация развивалась здесь метасоматически по границам оро-

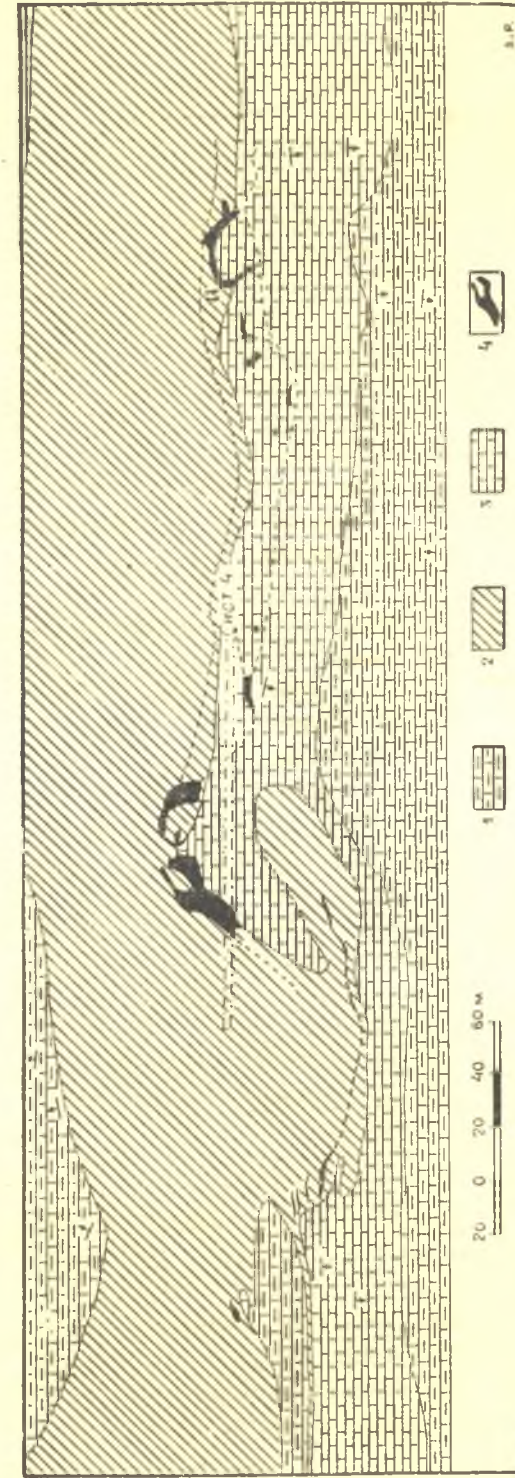
говикованных и скарнизованных известняков с грубослоистыми и мало измененными их разностями (рис., стр. 449). Формы рудных тел — неправильные, линзовидные, разного, преимущественно, крутого падения и дают широкие колебания в своих размерах. В составе их преобладает арсенопирит, в окисленной зоне перешедший в зеленый скородит; затем в резко подчиненном количестве — пирит, пирротин, халькопирит и шеелит. Последний, возможно, — в промышленном содержании. Анализы указывают присутствие кобальта и олова. Связь месторождения с активным эруптивом — криптобатолитовая.

Образование месторождения Уч-имчак может быть объяснено влиянием магматического бассейна, одного или разбросанных его сателлитов, в области осевой части антиклинали, в настоящее время еще не вскрытых эрозией на известняковый комплекс крыши эруптива. После прошедших здесь в дорудное время дизъюнктивных дислокаций, создавших ряд разломов широтного направления, в том числе и зону разлома в известняках Уч-имчака, постмагматические эманации получили лучший доступ в эти каналы и усилили здесь интенсивность силикатного метасоматоза, сменившегося вскоре более холодной фазой сульфидного замещения измененных известняков и роговиков. Процесс рудоотложения на Уч-имчаке оборвался на гипотермальной фазе (арсенопирит, пирротин, халькопирит, пирит); в других неподалеку от него расположенных участках района наблюдаются как будто бы мезотермальные сочетания сульфидов, что говорит вообще о значительной сложности минерогенеза Уч-имчака, еще далеко не расшифрованного исследованиями.

Таким образом, Учимчакское мышьяково-вольфрамовое месторождение может быть отнесено к типу гипотермальных, морфологически сложных и неправильных месторождений, образовавшихся в результате замещения скарнизованных известняков рудными растворами, вероятно, неподалеку от апикальной части скрытого эруптива кислой магмы.

Брич-мулла (рис., стр. 451). Недавно открытое месторождение Брич-мулла находится в 70 км к северо-востоку от Ташкента в Чаткальском хребте на берегу р. Кок-су.

В районе месторождения констатируется размытая широтная антиклиналь, сложенная известняками верхнего девона ($D_3 - C_1$) и нижнего карбона, в южном крыле которой, приурочиваясь только к верхним горизонтам свиты D_2 , были найдены мышьяконосные рудные тела. Толща известняков в южном крыле этой антиклинали была подвергнута здесь в дорудную эпоху пликвативной дислокации, и в процессе рудообразования термальные растворы заместили несколько сближенных между собой пластов известняка комплексом минералов, среди которых, помимо обильного кварца, установлены: тремолит, хлорит, се-



Geologic sketch map of the Uch-Imchak arsenic deposit
(According to the surficial development of 1934).

(By A. S. Fedorenko, geologist.)

1—cherty limestone rocks; 2—cherts; 3—thick bedded limestone; 4—ore.

Схематическая геологическая карта Учимчакского месторождения мышьяка (по данным поверхностных работ 1934 г.).

(Составил геолог А. С. Федоренко.)

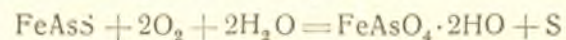
1—известняково-роговиковые породы; 2—роговики; 3—грубослоистые известняки; 4—руда.

рицит, флогопит, турмалин, тальк, альбит, микроклин, роговая обманка, актинолит и изредка гранат и апатит.

Тремолитизация наиболее сильное после окварцевания явление в известняках Брич-муллы проявляется не везде одинаково по рудной площади, и этот процесс избегает отдельные пласты известняка, видимо, наиболее чистые и уже перекристаллизованные в какую-то другую, более раннюю фазу (?) в сахаровидные разности. Последние, в свою очередь, явились наиболее активными для рудных растворов, которые, поднимаясь, перерабатывали материал таких „сахаровидных“ пластов, придерживаясь их мощности на значительной площади независимо от изгибания.

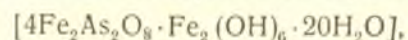
Только в области самого замка антиклинали (III участок), где развиты куполовидные структуры известняков, процессы рудного метасоматоза были энергичнее и дали начало образованию неправильных гнездовидных тел больших размеров и высокой концентрации мышьяка (рис., стр. 453).

Флогопит и турмалин (последний здесь содержит до 10% TiO_2), согласно данным исследования Г. Д. Аджирея, также имеют локальное распространение в бричмуллинском рудном теле. То же относится и к серицитизации, и только хлоритизация носит здесь более повсеместный характер, появляясь также и в сахаровидных пластах известняка. Рудная масса в первичном виде состоит из кварца, арсенопирита, пирротина, пирита и висмутина. Основным полезным ископаемым является мышьяк, среднее содержание которого в различных участках месторождения различно и максимально связано с проявлением оруденения у замка антиклинали. Содержание Вi колеблется около 0.3%. Благодаря тому что эрозия сняла свиту пластов над рудными залежами, и сейчас последние почти выступают на поверхность известняков, подвергаясь окислительному воздействию атмосферных агентов по всей своей площади, первичная сульфидная руда Брич-муллы почти нацело окислилась, перейдя в комплекс супергенных минералов, главным образом, в скородит:



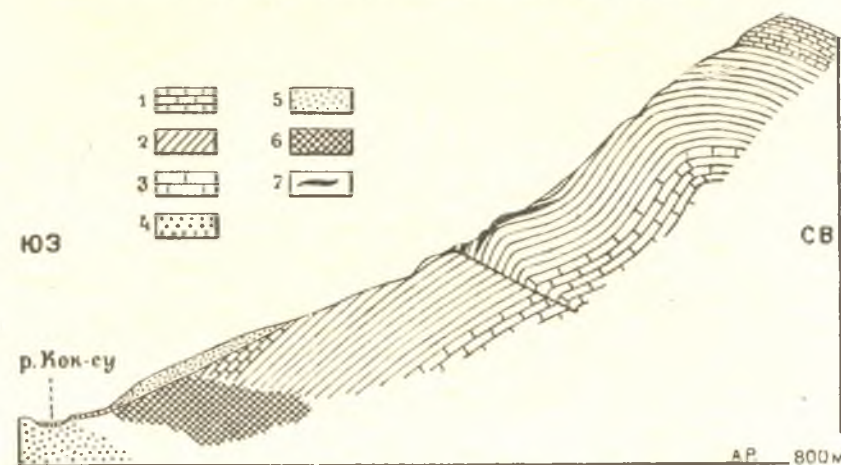
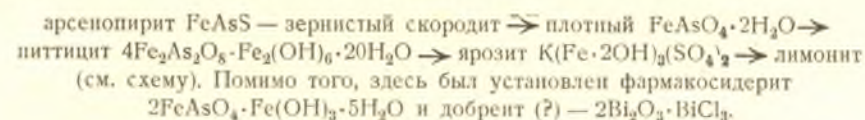
и (меньше) лимонит (последний, повидимому, из пирита).

Процесс окисления арсенопирита представлен на Брич-мулле исключительно полно и был предметом специального исследования (В. Б. Татарский). Здесь наблюдаются: разности скородита плотные, слабо зеленовато-белого цвета, без примеси других компонентов, зеленые, гелевидные, зеленые зернистые с кварцем, бурые всех оттенков, типичные гели с восковым блеском и черного цвета, относимые к питтициту



но имеющие решетку скородита, и затем охры (ярозит) и бурожелезистые образования, со слабым содержанием мышьяка.

Согласно выводам Татарского, развитие супергенных минералов из арсенопирита на Брич-мулле таково:



Бричмуллинское месторождение. Разрез.

(По данным геолога Г. Д. Аджирея.)

1—известняки битуминозные D_2C_2 ; 2—бричмуллинские известняки D_2 ; 3—известняки с фауной D_2 ; 4—третичные отложения; 5—аллювий, делювий; 6—зона раздробленная (альпийский надвиг); 7—руда.

The Beech-Mulla deposit. Cross-section.

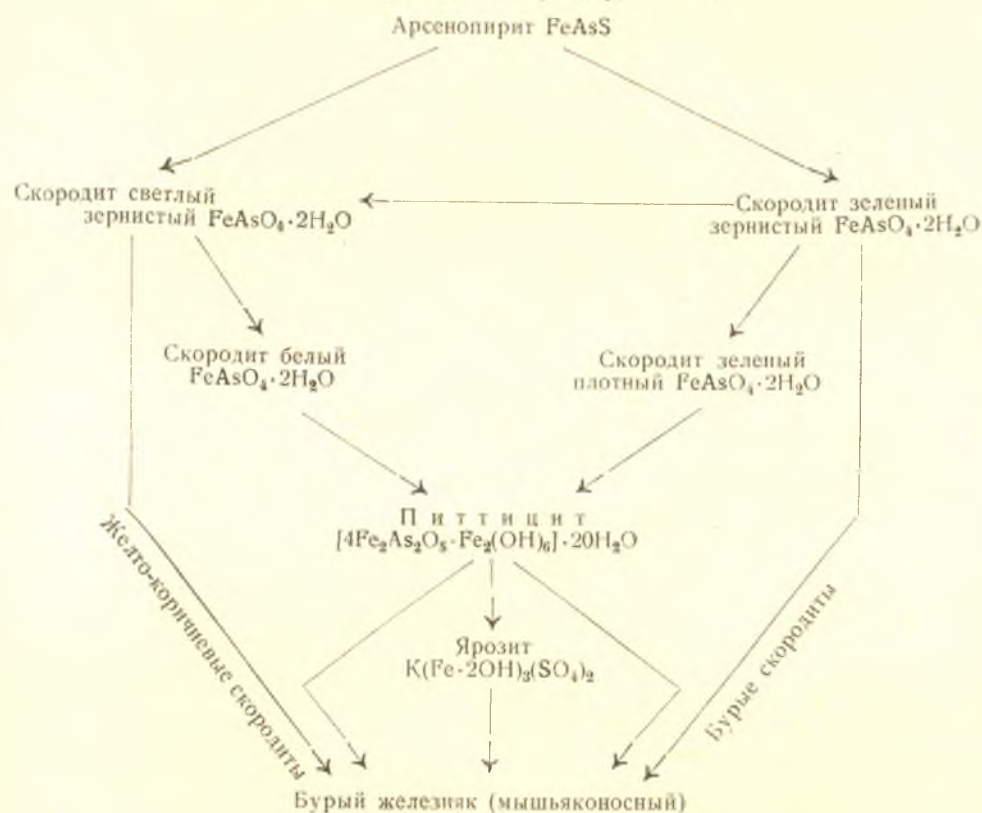
(According to the data of G. D. Azhgref, geologist. 1—bituminous limestones D_2C_2 ; 2—Beech-Mulla limestones D_2 ; 3—fossiliferous limestones D_2 ; 4—Tertiary deposits; 5—alluvium, deluvium; 6—crushed zone (Alpidian overthrust); 7—ore.

Касаясь вопроса генезиса Бричмуллинского месторождения, надо отметить, что здесь мы имеем, как и во всех предыдущих месторождениях рассматриваемой группы, наличие двух фаз генезиса: первую — вынос из очага кремнезема (и, вероятно, других соединений) и реакцию его с известняками, давшую обширное и бесформенное развитие в последних гипотермальных силикатов (тремолит, флогопит, ортоклаз, альбит) и затем — движение кварц-сульфидных растворов, проявившихся уже более определенно путем замещения, по преимуществу, каких-то только избранных горизонтов известняка. Большей активности достигли рудные растворы в куполовидных структурах в верхних участках месторождения, где процессы метасоматоза, вероятно, пользуясь дробленностью известняка, вызвали неправильные камерообразные скопления руды. Минералогический состав обеих фаз и их проявление

говорят о сравнительно пониженной активности термального процесса в Брич-мулле по сравнению с активностью ранее рассмотренных месторождений (Кара-казык, Такфон, Уч-имчак).

СХЕМА

развития супергенных минералов из арсенопирита Брич-муллы
(по В. Б. Татарскому)



В генетической классификации месторождение Брич-мулла должно стоять рядом с Уч-имчаком и относиться к гипотермальным кварц-арсенопиритовым месторождениям, образовавшимся путем рудного метасоматоза, измененных в первую фазу известняков.

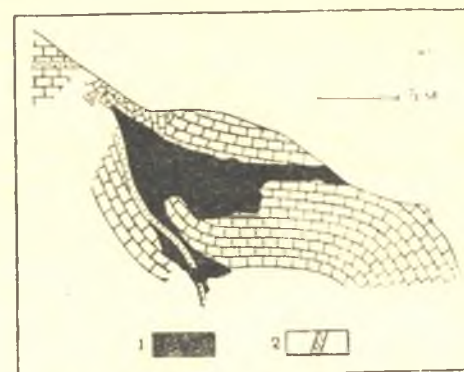
Месторождения Такфон, Уч-имчак и Брич-мулла отнесены мною к типу гипотермальных, хотя они несут в себе много общего с рассмотренными представителями контактовых месторождений типа Кара-казыка.

Выделение этих трех метасоматических месторождений в группу гипотермальных основывается на следующих соображениях:

1) непосредственной связи с активным эруптивным они не имеют (криптобатолитовый тип связи), хотя они, вероятно, относятся к типу перимагматических, т. е. образовавшихся на небольшом расстоянии от очага;

2) минерализация их связана с определенными направлениями, за которыми обычно не проявляется;

3) в составе руды наблюдается не беспорядочное смешение компонентов, обычно характерное для приконтактных скоплений сульфидов, а, безусловно, дифференцированное, отвечающее требованиям зональности, типичное для термальных образований;



Бричмуллинское мышьяковое месторождение. Метасоматическая залежь на третьем участке.

(По данным геолога Г. Д. Азгирей.)
1—руда; 2—флогопит.

The Beech-Mulla arsenic deposit. Metasomatic ore body on the third section.

(According to the data of G. D. Azhgirei, geologist.
1—ore; 2—phlogopite.)

4) близкая связь с силикатным высокотемпературным метасоматозом, с одной стороны, и отсутствие в составе руды мезотермальных компонентов, с другой, говорят об их среднем положении, т. е. в гипотермальной группе.

Присутствие скарнизации, хотя и характерно для контактовых месторождений, но оно не исключается и для гипотермальных, которые, помимо того, могут образовываться уже в самой контактовой зоне, как это было показано на примерах Мосрифа, отчасти Шах-дара и даже Кара-казыка, с аналогичной фазой кварц-арсенопиритового оруденения.

Тип метасоматических кварц-арсенопиритовых месторождений в известняках Средней Азии является промышленно интересным и перспективным.

Арсенопиритовые импрегнации в ортотектитах кислой и щелочной магмы

Работами Таджикско-Памирской экспедиции в 1934 г. установлено несколько месторождений арсенопирита, генезис которых неясен и допускает как эпигенетическое развитие этого минерала в жилах аплитов, порфиров и пр., так и сингенетичное его выпадение (?) из остывающей магмы в пониженно-температурную фазу.

Исходя из общих представлений о трудности допущения выпадения арсенопирита непосредственно из магматического расплава кислых и щелочных ортотектитов, здесь принимается гипотеза об эпигенетическом его происхождении и, так как в этих месторождениях почти отсутствуют мезотермальные спутники арсенопирита, то вся группа таких образований условно помещается в класс гипотермальных месторождений.

Месторождение Джаупая в Туркестанском хребте. Здесь геолог Т. Г. Тихова установила жилу кварцевого порфира протяжением до 1000 м и мощностью от 2 до 4 м, секущую метаморфические породы. В составе основной массы порфира отмечены: кварц, калишпат, мусковит, а среди фенокристаллов — калишпат и мусковит. Как акцессоры присутствуют: сфен, топаз, рудные минералы, флюорит, циркон. Среди этой массы в тонком и равномерно распыленном виде наблюдаются кристаллики арсенопирита и реже — галенита.

Месторождение Джаупая только условно помещено пока в группу гипотермального типа импрегнаций в магматических породах. Присутствие галенита вместе с пылевидным арсенопиритом обуславливает, быть может, отнесение этого объекта в более холодную группу, напр. мезозону.

Отсутствие деталей в описании месторождения затрудняет выбор решения.

К аналогичным по генезису месторождениям арсенопирита могут быть отнесены следующие:

Джакурт в Туркестанском хребте, где свита палеозойских сланцев сечется дайками кварц-порфира, в массе которой, судя по данным геолога Н. В. Ионина, обособляются богатые кварцем участки с арсенопиритом и галенитом в виде пылевидных выделений.

Аустан. В южных склонах Алайского хребта, в верховьях р. Аустан, геолог А. В. Москвин установил мощные (6—15 м) дайки монцонита, секущие сланцы и известняки палеозоя.

Приурочиваясь к зальбандам даек и переходя в прилегающие массы сланцев на общую мощность 1—2 м, здесь развита тонкая, слабая и неравномерная импрегнация сульфидами (пирротин и, может быть, арсенопирит).

Генезис рудного проявления месторождения Аустан, как и в предыдущих примерах, неясен. Возможно, что здесь мы имеем эпигенетическое наложение термальной фазы на зальбандовую часть дайки монцонита, причем источником мышьяконосных терм было какое-то другое интрузивное тело, не дайка монцонита. С другой стороны, допустимо, что в монцонитовом расплаве дайки находился мышьяк. Особые условия затвердевания не позволили выйти соединениям его из материнского тела, и он в виде арсенопирита вместе с другими сульфидами изнутри импрегнировал монцонитовый ортотектит.

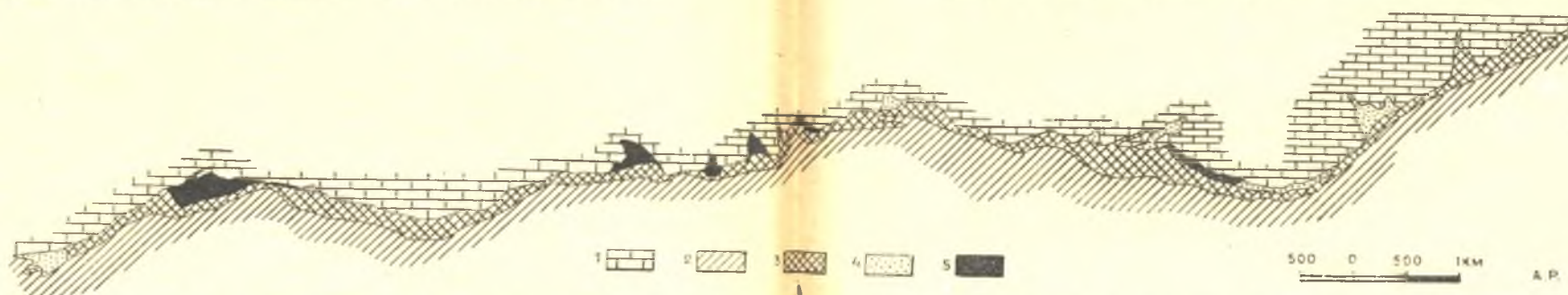
Еще более интересными являются находки ТПЭ в Туркестанском хребте, установившие проявления арсенопирита в дайках альбитита, секущих нефелиновые сиениты. Месторождение такого типа было открыто геологом Л. Л. Кравченко по притоку Зеравшана — Рокшифу, и, как выясняется, аналогичные проявления известны и в других местах выходов щелочных пород Зеравшанского хребта.

Рокшиф. Для характеристики месторождения Рокшиф надо отметить следующие моменты. Нефелиновый сиенит в виде отдельных интрузивов, с составом — нефелин, альбит, микроклин, биотит, кварц (мало), прорезает сланцы, переходящие в ставролитовые разности (рис., стр. 459). Щелочные интрузивы секутся системой альбититовых даек протяжением от 100 до 8000 м и различных мощностей, чаще всего 1.5—2 м. Вблизи даек сиенит теряет нефелин и изменяет свой состав на альбит, микроклин, биотит, кварц. Термальных изменений в вмещающей породе вблизи даек не наблюдается.

Самые дайки альбитита состоят почти из чистого мелко-до тонкозернистого альбита сдвойникового и лейстовидного облика панидоморфной структуры. Местами заметна слабая серицитизация. Вся масса породы пронизана тонкой пылью индивидов арсенопирита, то неправильных, то вполне идиоморфных призматического облика. Изредка встречаются выделения более крупных индивидов — до 1 см. Никаких следов термального изменения в альбитите при этом не наблюдается; точно так же, по данным Кравченко, нет никакой приуроченности арсенопирита к каким-либо трещинам или направлениям в дайках.

В осыпях из даек альбитита были встречены валуны, содержащие, помимо редкого арсенопирита, также зелено-желтые примазки ураноспинита $\text{Ca}(\text{U}_2\text{O}_7)_2 \cdot (\text{AsO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$.

Общее заключение о типе импрегнаций арсенопирита в ортотектитах. В отдельных участках Средней Азии мышьяк в виде арсенопирита пронизывает как ашистовые (Аустан), так и диашистовые породы кислой (Джаупая, Джакурт) и щелочной (Рокшиф) магмы. Рассеяние арсенопирита по породе при этом чаще неравномерное, и он проявляется то в виде идиоморфных, то неправильных зерен. Отсутствие явлений, обычно сопровождающих термальные процессы (разложение вмещающей породы, окварцевание и пр.), и распределение арсенопирита независимо от трещин или каких-либо определенных каналов, могло бы заставить отнести этот тип мышьякового



Олово-мышьяковое месторождение Такфон (Кух-и-сафит).
Жила Дэйковая (зарисовка обнажения).
(Составил геолог В. М. Цветков.)

1 — известняки; 2 — сланцы; 3 — скарины; 4 — кварц с сульфидами; 5 — кварц с сульфидами и касситеритом.

проявления к магматическим выделениям, сингенетичным с вмещающей их породой.

Однако, имеющиеся сейчас представления о геохимических особенностях мышьяка заставляют с большим сомнением относиться к правильности такого решения. До окончания детальных исследований (а этот тип месторождений заслуживает их) правильное будет принято эпигенетический характер развития арсенопирита в кислых и щелочных ортотектитах, с допущением двух вариантов для его источников. Первый — что источник мышьяка находился вне этих ортотектитов и последние просто представляли собой лучшие каналы для движения соответствующих эманаций, и второй, что магма ортотектитов несла в себе мышьяк и соединения этого металла почему-то не вышли из ее массы до затвердевания ортотектитов, а выделились в постмагматическую фазу в условиях пониженной температуры, по-видимому, близкой для мезозоны.

Промышленное значение данного типа мышьяковых месторождений пока отрицательное.

Кварц-арсенопиритовые жилы

Этот весьма широко распространенный тип мышьяковых месторождений имеет и в Средней Азии многих представителей, число которых в будущем, безусловно, увеличится.

По форме — это обычно секущие, реже пластовые жилы, иногда линзы и четковидные образования; встречаются месторождения типа штокверков.

В составе руды главными компонентами являются кварц и арсенопирит в самых разнообразных соотношениях, иногда до почти гол-

The Takfon (Kuh-i-Safit) tin-arsenic deposit.
Dike vein (sketch of an outcrop).
(By V. M. Tsvetkov.)

1 — limestones; 2 — shales; 3 — scarns; 4 — quartz with sulphides and cassiterite.

ного вытеснения одного из них за счет другого. Как частые спутники здесь присутствуют: пирит, халькопирит, реже, пирротин.

За отнесение кварц-арсенопиритовых жил указанного состава к классу гипотермальных месторождений говорят следующие соображения:

- 1) в составе их нет мезотермальных минералов;
- 2) арсенопирит, особенно в интенсивном проявлении, обычно относится к гипотермальным образованиям;
- 3) кварц-арсенопиритовые образования обособляются уже в первые моменты рудного минерогенеза и встречаются даже в контактовых месторождениях, где они, безусловно, гипотермального генезиса;
- 4) аналогичные по составу тела метасоматического генезиса типа Уч-имчака (II фаза их генезиса) относятся к группе гипотермальных образований.

В случае развития в кварц-арсенопиритовых жилах сфалерита, галенита, блеклых руд и других типичных мезотермальных минералов, следствием чего обычно является и соответствующее уменьшение

в них роли арсенопирита, эти месторождения переходят в класс мезотермальных.

Рассмотрим месторождения мышьяка типа кварц-арсенопиритовых жил, установленных в пределах Средней Азии.

Турук. В северных отрогах Алая, в 50—60 км к югу от г. Ош, на правом берегу р. Турук (Ак-бура) геолог Москвин открыл выходы нескольких жил с составом: арсенопирит, кварц, кобальтовые цветы, висмутин. Анализ установил присутствие Sn и Sb. Жилы секут глинистые сланцы и находятся поблизости даек монцонит-аплита.

Интенсивность минерализации арсенопиритом весьма значительна; кварца в жилах мало. Размеры жил по протяжению не определены, но мощность их невелика (10—20 см). Участок из-за осыпей остался не исследованным.

Эти краткие сведения позволяют пока только условно отнести турукские жилы к классу гипотермальных месторождений. В отношении их связи с активным эруптивом данных нет; условно они могут быть отнесены пока к крипто- или акрабатолитовому типу.

Месторождение Чон-кара-танге находится в 25 км к юго-западу от ст. Мельниково в хребте Кара-тау.

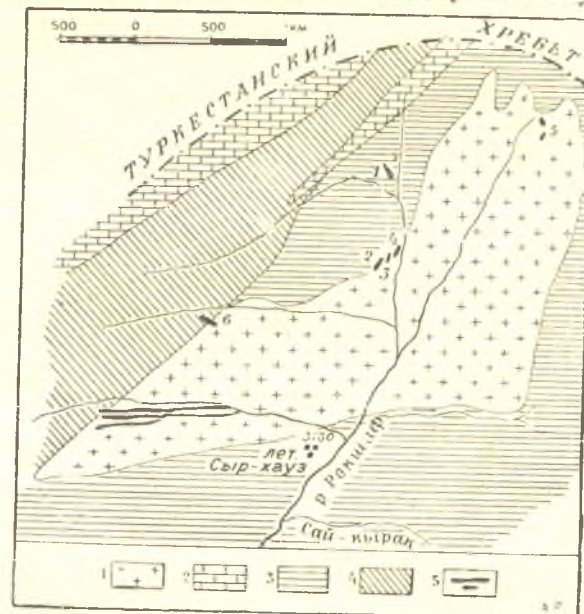
Оруденение представлено жилообразным телом меридионального простирания в конгломератах верхнего палеозоя, в расстоянии около 5 км от выходов ближайшего эруптива кислой магмы. Состав руды детально не изучен (как и вообще все месторождение), но визуально геолог А. Ф. Соседко определил в нем кварц и арсенопирит, окисленный в скородит.

Месторождение Лянгар находится в Туркестанском хребте у кишлака Лянгар-иоз, в 10 км к западу от кишлака Матчо (Мадрушкент). В районе развиты кристаллические сланцы палеозоя, согласно с залеганием которых в виде четковидной жилы широтного простирания было найдено Л. Л. Кравченко рудное тело с составом: кварц и скородит (отношение этих элементов соответственно 5:1). Изменение вмещающей породы незначительное (слабая серицитизация). Отсутствие в окисленной зоне признаков других, кроме скородита, супергенных минералов говорит за то, что в первичном виде руда состояла из кварца и арсенопирита.

Участок Лянгара остался мало исследованным, и есть надежда, что здесь будут встречены новые рудные объекты.

Туюкское (Арасанское) месторождение в Киргизском хребте находится в 55 км к юго-востоку от г. Фрунзе, на берегу р. Туюк. Рудный участок связан с мелкими выходами гранитов, прорезывающих свиту метаморфических сланцев и известняков палеозоя, слагающих здесь размытую антиклинальную складку широтного простирания.

В непосредственной близости с интрузивами обнажается система мелких жил и линз, секущих сланцы и, реже, известняки, и несущих оруденение с составом: арсенопирит, меньше пирит и в отдельных телах, как, несомненно, более поздняя генерация, сфалерит и галенит; из нерудных присутствует только кварц. Вмещающие породы несмотря на непосредственный контакт с магматическими телами не несут в себе заметных изменений. По своему генезису кварц-арсено-



Геологическая карта верховьев р. Рокшиф.

(Составил геолог Л. Л. Кравченко.)

1—сyenиты; 2—известняки; 3—кремнистые сланцы;
4—андалузитовые сланцы; 5—альбитовые и нефелинит-пегматитовые жилы.

Geological map of the area of Rockshif River sources.

(By L. L. Kravchenko, geol. Ist.)

1—syenites; 2—limestones; 3—siliceous schists; 4—andalusite schists; 5—albite and nephelite-pegmatite veins.

пиритовые жилы Туюка должны быть отнесены к переходным образованиям характерным для конца гипо- и начала мезотермальной зон.

Месторождение Ак-терек находится в Туркестанском хребте вблизи устья реки того же названия, впадающей в Ляйляк. Здесь в измененном гранодиорите, прорывающем метаморфические сланцы, встречены были (А. Ф. Соседко) линзы кварц-арсенопиритового оруденения с пиритом. Размеры месторождения неясны.

Месторождение арсенопирита по р. Куль в Туркестанском хребте (данные геолога Н. В. Ионина). В районе месторождения развиты кристаллические сланцы и гнейсы палеозоя, с которыми связана система жильных пород кислой магмы. В одной из даек сyenит-порфира, мощностью 1.5 м, наблюдаются секущие ее жилы с кварц-арсе-

нопиритовой рудой. Других сульфидов, кроме арсенопирита, не установлено. Месторождение не имеет промышленных перспектив.

Месторождение Шаркрам находится в восточных отрогах Туркестанского хребта, в 12 км к юго-востоку от сел. Варух, почти на вершине горы Шаркрам, где сохранился еще небольшой массивчик известняка, подчиненный сланцевой свите. Рудные жилки небольшой мощности (до 0,5 м, по данным А. Ф. Соседко) с составом: кварц-арсенопирит (редко), пирит и медные окислы секут известняк в разных направлениях. Месторождение труднодоступное и не изученное.

Месторождения по притокам р. Кассана в Чаткальском хребте в его стыке с Кураминскими горами

По данным геолога Ф. И. Вольфсона, в районе Кассана развиты кристаллические сланцы, гнейсы и известняки, прорванные интрузиями серых и затем красных гранитов, с которыми и связано разнообразное рудопоявление в этом районе (As, Au, Pb, Zn, W, Sn, Hg, Sb), представленное, в общем, мелкими объектами. Металлогения всего этого комплекса еще только начинает изучаться и обобщающих выводов пока сделать нельзя. Что касается до мышьяковых месторождений, то они представлены здесь двумя типами: кварц-арсенопиритовыми жилами в кристаллических сланцах и реальгаровыми рудами в известняках. К первой группе относятся месторождения по рр. Терек-кан и Жан-тыке, впадающим в р. Кассан.

Терек-кан. Месторождение связано с антиклиналью, сложенной метаморфическими сланцами силура, в которых наблюдаются пиритизированные зоны, сопровождаемые посветлением породы. В этих же участках, частью согласно с залеганием сланцев, частью пересекая последние, развиты кварц-арсенопиритовые руды с пиритом в виде небольших линзовидных тел. Концентрация арсенопирита колеблется от слабой до значительной. Других сульфидов, кроме пирита, в жилах Терек-кана пока не установлено.

Месторождение Жан-тыке связано с гнейсами, прорванными серыми гранитами. В широтном направлении, на протяжении свыше 1 км, в гнейсах Жан-тыке наблюдается зона пиритизации, мощностью до 15 м, в которой в северо-восточном направлении, в свою очередь, выделяются в расстоянии 150 м одно от другого два направления с усиленным развитием пирита. В западной зоне такой пиритизации согласно с ее северо-восточным направлением залегает жилородное тело, состоящее из кварца, арсенопирита и пирита.

Учитывая всю геологическую обстановку района, оба месторождения в отношении своего генезиса должны быть отнесены к переходным от гипо- к мезотермальным. Связь с активным эруптивом криптобатолитовая.

Месторождения переходного генезиса от гипо- к мезотермальным образованиям

Месторождение Оби-сорбух находится в 125 км к северо-востоку от Сталинабада в Гиссарском хребте, на берегу р. Оби-сорбух, впадающей справа в Кафирниган.

Район месторождения высокогорен и сложен известняками, кварцитами, сланцами и гнейсами, в которые интродировала кислая магма (гранит-порфиры, гранодиориты и пр.) варисийского времени. Рудообразование, вероятно, связано с этой интрузией и проявилось в виде трещинной жилы в серицитизированном гранит-порфире, залегающем в гнейсе. В составе рудной массы отмечены: кварц, карбонат, арсенопирит, пирит, халькопирит, сфалерит, галенит и, может быть, блеклая руда. Досульфидная фаза постмагматической минерализации оказалась здесь сравнительно слабо, дав отдельные и незначительные проявления диопсидового скарна с актинолитом и пирротином в сохранившихся от эрозии обрываках известняков.

Такой облик месторождения, учитывая только рудную фазу, заставляет относить его к мезотермальному типу или, может быть, к рудным образованиям переходного типа от гипо- к мезозоне.

После формирования Обисорбухского месторождения здесь прошли процессы тектонического порядка, разбившие его на ряд небольших глыб, и затем длительные процессы эрозии уменьшили его до современного состояния.

Месторождение Табошар находится в 25 км к северо-востоку от рудника Такели и в 35 км к северу от г. Ходжента, в Кураминских горах (Кара-мазар) и представляет собой комплексный объект, где на главное промышленное значение претендуют металлы — радий (участок Сарымсаклы) и мышьяк (Главная табошарская жила). Кроме того, в этом же районе установлены проявления вольфрама и висмута.

Характерным для Табошарского участка Кара-мазара является обилие кварцевых и кварц-баритовых жил в гранодиорите, имеющих здесь, в общем (для всей системы), веерообразное простирание (северо-восток — восток — юго-восток). Оруденение приурочено к некоторым из этих жил и широким зонам окварцевания и серицитизации, связанным с ними; оно характеризуется неравномерностью: вкрапленники разной интенсивности, прожилки, гнезда, мелкие столбообразные скопления и т. п.

В Табошарском участке установлен следующий комплекс минералов: пирротин, арсенопирит, пирит, халькопирит, тетраэдрит, сфалерит, галенит и из нерудных — кварц, барит, серицит, флюорит, карбонаты. Среди редко встречающихся здесь минералов отмечают:

вольфрамит, висмутин, джемсонит, буланжерит и станнин. Из окисленных минералов важнейшее значение имеют урано-арсенаты и урано-фосфаты — цейнерит, ураноспинит, торбернит и отунит.

Крупнейшим объектом на мышьяк среди табошарских жил является так называемая Главная жила, прослеженная древними работами на серебристый галенит свыше 1000 м по простиранию. В составе ее установлены (Б. В. Наследов, И. В. Дюгаев): пирит, арсенопирит и галенит. Характер проявления этих сульфидов неравномерный, отмечаются вкрапленники в кварце, барите и боковой породе и, реже, небольшие линзообразные залежи сплошных руд. В зоне окисления определены: ярозит, скородит, лимонит, пиролюзит, англезит, церуссит и вторичные уранаты.

Дюгаев полагает, что в Табошаре налицо наложение двух фаз оруденения: первой — кварца с арсенопиритом, халькопиритом и висмутом, и другой более юной фазы — барита с галенитом. Если это так, то интересующие нас первичные проявления арсенопирита в Табошаре могут быть отнесены к переходной стадии от гипо- к мезозоне; в учете же всей геохимической обстановки Табошарского и соседних с ним рудных участков Кара-мазара Табошарскую жилу следует отнести к мезотермальным образованиям.

III класс — мезотермальные месторождения арсенопирита

Резкой границы между гипотермальными месторождениями мышьяка Средней Азии и группой их мезотермальных представителей сейчас провести трудно, так как здесь существует целый ряд переходных форм, условно пока отнесенных в предшествующий класс — месторождений глубокой зоны. Однако, уже такие месторождения, как Оби-сорбух или Табошар, в руде которых развиваются типичные мезотермальные сульфиды, хотя количественно и подчиненные еще арсенопириту, быть может, значительно ближе стоят к мезотермальным месторождениям, чем это отмечено в настоящей классификации. В будущем здесь может быть удастся внести больше определенности, чем это можно было сделать сейчас при недостаточной еще изученности этой группы месторождений.

Из мышьяковых объектов Средней Азии, бесспорно, к мезотермальным сейчас можно отнести немного месторождений. Наиболее типичным из них будет Такели, весьма обстоятельно описанное знатоком его — геологом Ф. И. Вольфсоном.

Месторождение Такели находится в 45 км к северо-западу от г. Холжента в Кураминских горах.

В районе его развиты известняки ($D_3 - C_1$) и конгломерато-аркозавая толща C_2 , прорванные интрузией гранодиорита, сопровождаемой аплитами и экзоконтактовыми явлениями в известняках. Несколько позднее — в конце верхнего палеозоя — малые интрузии, вероятно, как отпрыски фазы гранодиоритов интродировали в этот сложный комплекс и вызвали образование многочисленных рудных проявлений.

Эти последние морфологически представлены здесь трещинными жилами в гранитах, песчаниках и конгломератах и неправильными образованиями типа труб или залежей в известняках и известняковых конгломератах.

Трещинные жилы развиты, по преимуществу, в среднем и отчасти Восточном Такели, в участках Гайнак-кан и Каптархана, и имеют, преимущественно, северо-восточное простирание, совпадая с господствующими разломами варисцийского времени. Жилы эти невелики по протяжению и мощности и сложны по форме. Оруденение их обычно неравномерное и часто носит столбовой характер, сопровождаясь импрегнацией боковых стенок, измененных процессами хлоритизации, серитизации и окварцевания.

В рудной массе были установлены, перечисляя их в порядке возникновения: кварц, пирит, арсенопирит, сфалерит, пирротин, тетраэдрит, халькопирит, бурнонит, галенит, энаргит, кальцит, анкерит. В зоне окисления отмечены супергенные минералы: аргентит, гринокит, марказит, скородит, миметезит, англезит, церуссит, каламин и карбонаты меди.

Месторождения замещения в известняках представлены трубами, видимо, связанными здесь с какими-то широтными тектоническими направлениями. Размеры их различны. Одна из крупнейших была прослежена до глубины 150 м, давая в сечениях от 1 до 50 кв. м. Рудная масса до указанной глубины была полностью окислена и состояла из церуссита, смитсонита, каламина, миметезита, англезита, бедантита, олевинита, одамина, вульфенита, ярозита, скородита, гипса, карбонатов, кварца и охр. Гипогенные минералы рудных труб те же, что и в трещинных жилах, только интенсивность их здесь, повидимому, значительно выше.

По Вольфсону, особенностью Такелийских полиметаллических месторождений гидротермального происхождения является сближенность двух фаз минерализации: первой — кварцевой с арсенопиритом, следами олова, пирротином, темным сфалеритом, блеклой рудой, и второй — карбонатной или более низкотемпературной кварцевой с галенитом, буланжеритом, бурнонитом и сфалеритом. У некоторых отдельных месторождений Такели первая фаза выпадает, — сюда относятся большая часть трещинных жил в аркозовых конгломератах. Они отнесены,

согласно классификации Graton, клептотермальному типу, что соответствует переходу от мезо- к эпизоне. Остальные гидротермальные рудные проявления Такели Вольфсон относит к мезотермальному типу.

В других мезотермальных месторождениях Средней Азии мышьяковые минералы не редкость, и можно назвать ряд объектов, напр. Канджол, Желтимас и пр., где эти минералы установлены с несомненностью. Однако, среди этих месторождений еще нет ни одного, в котором мышьяк достигал бы сколько-нибудь существенного значения, и эти месторождения не разбираются в настоящей работе.

Из аналогов Такели, находящихся в других районах СССР или за границей, можно назвать много полиметаллических месторождений. Ближе всего по генезису, морфологии и составу к Такели стоят многочисленные месторождения Нерчинского края. Из заграничных аналогами рудных труб могут быть названы, напр. Tintic, однако, в нем нет арсенопирита. Трещинные жилы типа Такели близки многочисленным месторождениям Северной Америки, напр. в рудном районе Wallara, где в гранитах и гнейсах залегают кварц-карбонатные жилы с пиритом, арсенопиритом, сфалеритом, халькопиритом, пруститом и блеклыми рудами, образовавшиеся в результате интрузии в эти породы гранит-порфиоров с большим числом жил диабазов.

IV класс — месторождения эпитеpмального генезиса

Месторождения мышьяка этого класса представлены в Средней Азии пока еще незначительным числом объектов, и, как правило, все они ничтожны по запасам металла. Из таких месторождений отметим следующие:

Алтын-бешик-тау находится в северных склонах Туркестанского хребта в 50 км к югу от ж.-д. ст. Драгомилово и 18 км от каменноугольного района Сулюкты.

Оруденение представлено реальгар-аурипигментовой минерализацией в черных углистых сланцах.

Орта-сай (данные геолога Ф. И. Вольфсона). Месторождение находится в Кураминском хребте в районе мышьяковых месторождений по притокам р. Кассан, между Терек-каном и Джан-тыке. Месторождение представляет собой выход, видимо, неправильного гнездового тела реальгара в известняках. Необходимо отметить, что реальгар здесь пропитывает гипс, образовавшийся, видимо, из известняка путем каких-то реакций, вероятно, также эпитеpмального порядка. Месторождение не подвергалось еще изучению, и его генезис и размеры в деталях неясны.

Сыман находится в северных отрогах Западного Алая у сел. Сох, на высоте 3 500—4 000 м, в трудно доступной местности.

Месторождение представлено системой мелких прожилков, примазок и вкраплений HgS , As_2S_3 и As_2S_2 в известняках. В своем генезисе оно связано с общей минерализацией ферганского сурьмяно-ртутного разлома, в области которого это месторождение находится.

Кош-карчи (Алайский хребет). Река Кош-карчи размывает свиту глинистых сланцев палеозоя, вблизи их контакта с гранодиоритами, вероятно, варисийского возраста (данные А. В. Москвина). В осыпях сланцев попадаются проявления реальгара и аурипигмента. Коренное месторождение пока еще не найдено.

Чаувай. Крупнейшим проявлением красных руд мышьяка в Средней Азии является пока месторождение, расположенное на р. Чаувай, притоке Испайрана, в 45 км к югу от г. Фергана.

Месторождение приурочено к зоне тектонических нарушений дизъюнктивного характера, входя так же, как и месторождение Сыман, в ферганский разлом, к которому помимо того принадлежат крупнейшие ртутные (Хайдаркан) и сурьмяные (Кадамджай) месторождения Средней Азии.

В районе месторождения Чаувай развиты известняки карбона, падающие к югу под углом 50—55°. Их согласно накрывают углистые сланцы, и между этими двумя свитами залегают мощные слои брекчий с обломками как известняков, так и сланцев. В обнажениях в зоне брекчий наблюдаются редкие примазки киновари и гнездовидные скопления антимонита и флюорита. Изредка встречаются вкрапления крупных кристаллов HgS (в восточном участке Чаувая); однако, в брекчии не были встречены сколько-нибудь заметные проявления мышьяковых минералов. Последние в виде тонкой сыпи реальгара развиваются только в прилегающей к брекчии свите углистых сланцев. Мощность зоны минерализации реальгаром, судя по данным разведки, свыше 10 м; протяжение ее точно не установлено, но проявления HgS и Sb_2S_3 были констатированы Москвиным в 1932 г. непрерывно далеко от Чаувая на восток (15 км). Среднее содержание мышьяка было определено (Поярков) и пока Чаувай выходит из группы промышленных объектов.

В отношении генезиса Чаувай принадлежит к типичным эпитеpмальным месторождениям. Здесь налицо такие соединения, как HgS , Sb_2S_3 , CaF_2 , As_2S_2 и As_2S_3 , образующиеся, как известно, при температурах около 100° и ниже. Интересным и останавливающим на себе внимание фактором в морфологии Чаувая является, пожалуй, раздельное распределение здесь Hg , Sb и As . В то время как первые, т. е. киноварь, стибнит (и флюорит), развиваются только в зоне брекчиированных изве-

стняков, не входя в накрывающую ее толщу углистых глинистых сланцев, мышьяковые минералы, наоборот, проникают и осаждаются только в последней, не давая заметного проявления в зоне брекчий. Факт этот может быть объяснен большей подвижностью и устойчивостью в летучем состоянии мышьяковых соединений (как это и отмечается в геохимии — Ферсман, Линдгрэн, Альфельд и др.) по сравнению с Sb и Hg. Последние были осаждены в массе брекчий, в то время как мышьяк отходил далее, и только в массе углистых сланцев он стал неустойчив и выпал в виде тонкой пыли и хлопьевидного агрегата по трещинкам в смятых сланцах. Возможно, что осаждению реальгара способствовало отчасти и бутуминозность глинистых сланцев Чаувай, как это допускают некоторые исследователи.

Приведенными эпитермальными месторождениями кончается список мышьяковых месторождений Средней Азии.

Список этот, конечно, не исчерпывает всех месторождений этого края. Дальнейшие исследования, безусловно, увеличат его, вероятно, внесут новые типы и дадут новые промышленные объекты. Параллельно идущие настойчивые исследования геологической истории Средней Азии, ее вулканизма и металлогении позволят в будущем шире охватить вопрос о генетических типах мышьяковых месторождений, их связи с месторождениями других металлов этой обширной страны и дать более стройную, полную и законченную картину, чем это могло быть сделано в настоящей статье.

В следующей главе в качестве вывода из всего сказанного дается сводка всех рассмотренных месторождений мышьяка Средней Азии в порядке их генетического возникновения и приведены аналогичные месторождения, какие мы находим в пределах СССР и отчасти за границей.

СВОДКА

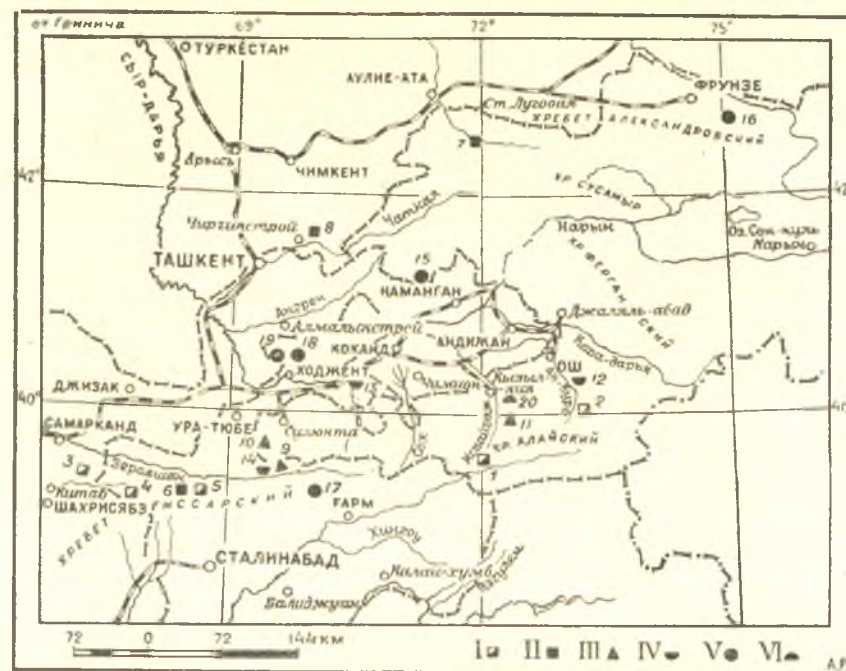
ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ МЫШЬЯКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СРЕДНЕЙ АЗИИ

I класс

Контактные месторождения мышьяка

Тип Кара-казыка. Непрерывный процесс формирования месторождения в отношении генезиса носителей мышьяка может быть разделен на две фазы: в первую — непосредственное контактное воздействие магмы на породы крыши (известняки) приводит к образованию силикатной (скарны), преимущественно, пироксеновой оболочки над апикальной частью активного эруптива и развитию в скарнах, и частью вне их, рудных минералов первых эксталяций, среди которых постоян-

ными являются: пирротин, халькопирит и сульфид железа сопровождаемые магнетитом, минералами висмута и сурьмы, иногда шеелитом, арсенопиритом (в рассеянной форме), сфалеритом, галенитом, кварцем, карбонатами и силикатами; ко второй фазе относится развитие кварц-



Карта мышьяковых месторождений Средней Азии
(составил И. И. Чупилин, 1935)

I — контактные месторождения; II — метасоматические в известняках; III — импрегнация в ортопектилах; IV — кварц-арсенинитовые жилы; V — мезотермальное и переходные к ним месторождения; VI — эпитермальное (реальгаровое).

Месторождения контактные: 1—Кара-казык и Шах-дар; 2—Чакуйрюк; 3—Мосриф; 4—Сарымат и Амшут; 5—Маргузор (Рарз). *Гипотермальные; метасоматические месторождения в известняках:* 6—Такфэн; 7—Уч-имчак; 8—Брич-мулла. *Импрегнация в ортопектилах:* 9—Рокшиф; 10—Джаупая и Джакурт; 11—Аустан. *Кварц-арсенинитовые жилы:* 12—Туру; 13—Чонкара-танге; 14—Лангар. *Месторождения переходного типа:* 15—Терек-кан и Джан-тыке; 16—Турук (Арасанское); 17—Оби-сорбух; 18—Табшар. *Мезотермальное:* 19—Такели. *Эпитермальное:* 20—Чаувай; 21—Оргасай.

Map of the arsenic deposits of Central Asia
(by I. I. Chupilin, 1935)

I—contact deposits; II—metasomatic deposits in limestones; III—impregnations in orthopectites; IV—quartz-arsenopyrite veins; V—mesothermal and transitional deposits; VI—epithermal (realgar) deposits.

Contact deposits: 1—Kara-Kazyk and Shah-Dara; 2—Chal-Kuiruk; 3—Mosrit; 4—Sarymat and Amshut; 5—Marguzor (Rarz). *Hypothermal deposits; metasomatic deposits in limestones:* 6—Takfon; 7—Uch-Imchak; 8—Breech Mulla; *impregnations in orthopectites:* 9—Rok-hif; 10—Djaupaya and Djakurt; 11—Austan; *Quartz-arsenopyrite veins:* 12—Turuk; 13—Chon-kara-Tange; 14—Langar. *Deposits of transitional types:* 15—Terek-Kan and Jan-Tyken; 16—Tuyuk (Arasan); 17—Obi-Sorbuh; 18—Tabshar. *Meso-hermal deposit:* 19—Takeli. *Epithermal deposits:* 20—Chauvai, Ortasay.

арсенопиритового оруденения, обычно обособленного от образований первой фазы в виде неправильных метасоматических тел в известняках, на границе последних со скарнами или секущими жил с составом — кварц, арсенопирит и с резко подчиненными им по интенсивности некоторыми минералами первой фазы.

Размеры и степень концентрации мышьяковых образований в месторождениях контактного генезиса, видимо, могут быть различными —

от ничтожных до значительных. Возраст Среднеазиатских месторождений этого класса определяется как варисцийский.

Аналоги.

В Средней Азии аналогами Кара-казыка могут быть названы месторождения: Шах-дар, Чал-куйрюк, Сарымат, Амшут, Маргузор (Парз), Мосриф.

Из заграничных: Сасагатани, Катахира и Кашиока в Японии.

II класс

Гипотермальные месторождения мышьяка

Группа метасоматических кварц-арсенопиритовых месторождений в известняках

В генетическом отношении, особенно в развитии фазы скарнизации, группа характеризуется близостью к контактовым месторождениям мышьяка, но отличается от последних следующими признаками: а) криптобатолитовой связью с активным эруптивом (нет доказательства наличия контакта); б) определенностью направлений в движении первых постмагматических эманаций, давших, в общем, более или менее правильные зоны скарнизации, представленные как пироксеновой массой (Такфон), так и лучистым амфиболом (Уч-имчак, Брич-мулла); в) фаза первых сульфидных образований, представленных как скарнами с пирротином и халькопиритом, так и скарнами без этих высокотемпературных сульфидов, сменяется резко обособленной фазой только арсенопиритового оруденения с кварцем, карбонатами, незначительным развитием гипотермальных сульфидов в присутствии с редкими элементами — Sn (Такфон), W (Уч-имчак) и Bi (Брич-мулла).

Возраст месторождений варисцийский.

Группа представлена двумя типами: Такфона и Уч-имчака.

Тип Такфона характеризуется двумя фазами формирования месторождения. Первая фаза развития пироксеновой скарнизации с пирротином и халькопиритом (кроме того, следы шеелита) в виде пластообразных тел замещения известняков, по границе последних со сланцами сменяется во вторую фазу развитием кварц-арсенопиритового оруденения с касситеритом, станнином, халькопиритом, отчасти пирротином и карбонатами. Формы таких рудных тел неправильные, чаще гнездовидные, с непостоянным составом, и они развиваются путем метасоматического замещения между скарнами и известняками исключительно в сторону последних.

Аналоги.

В Средней Азии: мелкое месторождение Пити в Зеравшанском хребте.

Из заграничных: близкими аналогами являются оловянные месторождения трубчатого типа по р. Кинта в Малакке и олово-пирротинное месторождение Митате в Японии.

Тип Уч-имчака. В первую фазу постмагматической минерализации развился, преимущественно, лучистый амфибол, заместивший известняки

вдоль зоны разлома. Рудная минерализация проявилась только во вторую фазу в виде метасоматических кварц-арсенопиритовых образований (с шеелитом) в измененных скарнизацией известняках. Мезотермальные сульфиды отсутствуют.

Аналоги.

В Средней Азии: Брич-мулла (Чаткальские горы).

В Восточном Забайкалье: Запокровское месторождение.

Группа арсенопиритовых импрегнаций в ортотектитах кислой и щелочной магмы

Месторождения этой группы характеризуются развитием мелко- и тонкокристаллического арсенопирита в дайках кислых и щелочных ортотектитов — аплитах, кварц-порфирах и альбититах, причем такое оруденение, видимо, не связывается с какими-либо определенными направлениями в вмещающей породе и не сопровождается заметным изменением ее термальными процессами.

Группа представлена двумя типами: оруденением в щелочных ортотектитах (месторождение Рокшиф) и в кислых (Джаупая).

Тип Рокшифа. Арсенопирит в виде мелких игольчатых кристаллов пронизывает дайки альбитита в нефелиновых сиенитах. Других сульфидов не наблюдается. Вмещающая порода не несет на себе следов термальных изменений.

Аналоги пока неизвестны.

Тип Джаупая. Мелкие кристаллы арсенопирита с небольшой примесью галенита пронизывают массу кварц-порфировой дайки.

Аналоги.

В Средней Азии: Джакурт в Туркестанском хребте (кварц-порфиры), Аустан в Алайском хребте (монцит-аплиты).

В Казахстане: в аплитах Калбинского хребта.

Из заграничных: в Богемии в аплитах Вамрадоха.

Группа кварц-арсенопиритовых жил

Характеризуются одной фазой генезиса, представленной кварц-арсенопиритовым оруденением обычно в виде жил в разнообразных горных породах и в различной связи с активными эруптивами (чаще всего криптобатолитовая). Степень концентрации арсенопирита различная, от редких вкраплений (Шаркрама), до почти сплошного мономинерального выполнения (Турук).

Тип Турука. Почти мономинеральное выполнение жил арсенопиритом со слабым развитием кварца и аксессуарами: Co, Bi, Sb, Pb. Драгоценные металлы отсутствуют.

Аналоги.

В Средней Азии: Лянгар (Туркестанский хребет) и Чон-каранге в Кара-тау.

Тип Джан-тыке. Среднее развитие арсенопирита в кварце рудных жил. Мезотермальные сульфиды отсутствуют.

Аналоги.

В Средней Азии: месторождения Куль и Ак-терек в Туркестанском хребте и Терек-кан в Чаткальских горах.

Тип Шаркрама. Слабое развитие арсенопирита в кварце. Появляются мезотермальные сульфиды, но в незначительном количестве.

Группа месторождений переходного генезиса от гипо- к мезотермальным образованиям

Преобладание арсенопирита в руде таких жил заставляет еще принимать отчасти их гипотермальный генезис, но появление в них компонентов типичных для мезозоны обуславливает помещение таких месторождений в переходную группу кварц-арсенопиритовых жил, стоящих ближе к мезотермальным образованиям.

Тип Оби-сорбуха. Минерализация рудной массы представлена: кварцем, карбонатом, арсенопиритом, халькопиритом, пиритом, сфалеритом и галенитом.

Тип Табошара. В составе руды отмечаются: кварц, арсенопирит, пирит, галенит. В зоне окисления: ярозит, скородит, пиролюзит, англезит, церуссит и вторичные — уранаты мышьяка.

III класс

Мезотермальные месторождения мышьяка

Тип Такели. Полиметаллическое оруденение (As — Pb — Zn — Ag — Cu — Au — Cd), представленное разнообразными мезотермальными сульфидами в первичной зоне, как-то: арсенопирит, галенит, сфалерит, аргентит, бурнонит, халькопирит, гринокит, тетраэдрит, пирротин, энаргит, кварц и карбонаты, выполняющими трещинные, сложные жилы в граните и трубы в известняках. Изменение боковых пород представлено в гранитах хлоритизацией, серицитизацией и карбонатизацией и сопровождается импрегнацией сульфидов. Содержание благородных металлов, в особенности золота, незначительное; размеры месторождения невелики; возраст — варисский.

Аналоги.

В Восточной Сибири: известны многочисленные аналоги.

За границей: имеется масса подобных месторождений с различным содержанием мышьяка, из которых последний добывается как побочный продукт.

IV класс

Эпитермальные месторождения

Тип Чауая. Оруденение представлено реальгаром в виде налетов и примазок, развившегося в трещинках смятых углистых сланцев. Вблизи реальгаровых проявлений наблюдается широкое, но бедное оруденение эпитермальными спутниками мышьяка — антимонитом, киноварью и флюоритом.

Аналоги.

В Средней Азии: Алтын-бешик-тау в Туркестанском хребте и Сыман и Кош-карчи в Алайском хребте.

На Кавказе: Ацерис-хеви, Геби и др.

Тип Орта-сая. Развитие реальгара с гипсом в виде гнездовидных тел в известняках.

Аналоги.

Из заграничных: надо отметить месторождение Комана на р. Дрине в Албании.

Рассматривая эту сводку, мы видим, что хотя месторождения мышьяка высокотемпературного генезиса, приближающиеся к контактовым, и дают в Средней Азии интересные объекты и в этом отношении намечаются здесь довольно устойчивые перспективы, все-таки, среди, вообще, всех открытых уже здесь месторождений мышьяка отсутствуют многие важные в промышленном отношении типы; напр., класс гипотермальных месторождений Средней Азии совсем не имеет еще представителей золотоносных кварц-арсенопиритовых жил, достаточно широко распространенных во многих металлогенических провинциях и отчетливо выраженных, напр. на Урале.

Среди месторождений мезотермального класса бросается в глаза бедно представленная группа полиметаллических месторождений с мышьяком, обычно дающая в своих отдельных месторождениях все переходы от слабых насыщений до почти мономинерального развития мышьяконосных компонентов, как это демонстрирует, напр. Восточное Забайкалье — район по своей металлогении весьма близкий Средней Азии.

Эпитермальные месторождения мышьяка также не дают еще разнообразия и богатства в своих среднеазиатских представителях, и пока здесь, кроме реальгаровых и притом мелких месторождений не установлены другие генетические типы мышьяковых месторождений этого класса.

Все сказанное может быть объяснено разными причинами; напр., отсутствие многих промышленно интересных типов месторождений мышьяка, возможно, связано здесь с особенностями самого металлогенеза Средней Азии. Однако, останавливаться только на одной этой причине сейчас вряд ли возможно. Вероятнее всего, дело здесь заключается не в особенностях металлогении Средней Азии, к исследованию которых мы только еще приступаем, а в неизученности ее поверхности и в молодом рельефе этой альпийской горной страны, в недрах которой, наверное, лежат скрытые от нас многие минеральные богатства.

Последние две причины (слабая изученность поверхности и молодой рельеф) кажутся сейчас основными, и в сумме они должны стимулировать продолжение детальных геологических исследований в Средней Азии, какие, вероятно, обогатят нас как решением проблем ее геологического строения, так и выявлением связанных с ним новых, разнообразных и мощных рудных объектов, в том числе и мышьяковых.

ЛИТЕРАТУРА

1. В. Н. Вебер. Геологическая карта Средней Азии. 1934.
2. Ф. И. Вольфсон. Такелийское полиметаллическое месторождение. Изд. АН СССР. 1935.
3. Н. К. Высоцкий. Платина и районы ее добычи. 1923.
4. И. Ф. Григорьев. Полиметаллическое месторождение Тетюхэ на Дальнем Востоке. 1935.
5. И. В. Дюгаев. Геологическая история Кара-мазара и характеристика его рудоносности. Сб. Карамазар. изд. Ср.-Аз. Гос. план. ком. Ташкент. 1934.
6. И. С. Комишан. Геологическое строение Киргизской АССР. Сб. Киргизия. Тр. Конф. по из. произв. сил КирАССР. 1934.
7. А. П. Марковский. Основные черты геологического строения средней части Центрального Таджикистана. Таж. компл. эксп. 1932 г. Тр. эксп. в. IV. 1934.
8. А. В. Москвин. Связь оруденения с вулканическими породами Алайского хребта. (См. настоящий сборник).
9. Б. Н. Наследов. Месторождения мышьяковых руд в западной части Зеравшанского хребта. Сб. Таж.-Пам. эксп. 1933 г. 1934. стр. 207—216.
10. А. Перси, Вагнер. Месторождения платины и рудники Южной Африки. Цветметиздат. 1932.
11. А. Е. Ферман. Геохимия. 1934.
12. Д. И. Щербаков. К геохимии Алайского хребта. Пам. эксп. 1928 г. Тр. эксп. в. VII. Геология и геохимия. АН СССР. 1931.
13. F. Alfeld. Die Realgarformation. Zeitschr. für prakt. Geol. H. 12. 1933.
14. G. Berg. Vorkommen und Geochemie der mineralischen Rohstoffe. Leipzig. 1923.
15. V. M. Goldschmidt und Cl. Peters. Zur Geochemie des Arsens. Nachr. d. Ges. d. Wiss. zu Göttingen. N. F. Bd. I. № 2. Berlin. 1934. 11—22.
16. L. C. Graton. The depth zone in ore deposition. Econ. Geol. № 6. 1933.
17. T. Kato. Tin deposit Mitate. The Journ. of the Geol. Society of Tokyo. v. XXI № 247. 1934.
18. W. Lindgren. Metasomism. Bul. of the Geol. Society of America. v. 36. 1925.
19. W. Lindgren. Mineral deposits. 1928.
20. F. Ulrich. Beiträge zur topographischen Mineralogie von Böhmen. Vest. Stal. geol. ustavu Ceskoslavenske republiky. R. 11. C 4-6. Praga. 1923. 292—306.



I. I. CHUPILIN

GENETIC TYPES OF ARSENIC DEPOSITS OF CENTRAL ASIA (Summary)

The arsenic deposits of Central Asia began to be studied only in the very last time and the researches made in this direction are far from being finished. Therefore it is only right to suppose that the already discovered objects form but a part of all the arsenic deposits of this region. That is also why the following classification of genetic types of arsenic deposits should be considered not as a complete one, summarising all the manifestations of arsenic in the Central Asia regions, but only as a first attempt to embrace by a genetic analysis the already discovered and partly studied deposits thus introducing order in the conceptions of the fullness of their genetic ranges. A further and more comprehensive study of the metallogenesis of Central Asia will undoubtedly increase the list of arsenic deposits as well as, probably, procure representatives of the now missing types of deposits of this mineral. Classification (summarised):

I class. Contact arsenic deposits

Kara-Kazyk type. The continual process of formation of a deposit can be divided into two phases according to the genesis of the arsenic-bearers. During the first phase, the immediate contact reaction of magma on the rocks of the crypt (limestone) leads to the formation of a silicate (scarn), mostly pyroxene hood over the apical part of the active eruption, and to the evolving into the scarns and partly out of them of the ore-minerals of the first exhalations, among them pyrrhotite chalcopyrite and iron sulphide are constantly present; they are followed by magnetite, bismuth minerals, sometimes by scheelite, arsenopyrite (in a dispersed form), sphalerite, galena, quartz, carbonates and silicates.

To the second phase belongs the development of the quartz-arsenopyrite ore-formation, usually isolated from the formations of the first phase in the shape of irregular metasomatic bodies in limestone, on the border

of these last with scarns, or in the shape of veins composed of quartz, arsenopyrite, and, sharply submitted to them in intensiveness, some minerals of the first phase.

The dimensions and grade of concentration of arsenic formations in contact-genetic deposits can evidently exist in all the variations from nullity to importance. The age of asiatic deposits of this class is stated as Variscian.

Analogues: as analogues of Kara-Kazyk may be denominated: in Central Asia the deposits of Shah-Dar, Chal-kuiruk, Sarymat, Amshut, Marguzor (Rarz), Mosrif; of foreign deposits: Sassagatani, Katahira and Kashioka in Japan.

II class.—Hypothermal arsenic deposits

The group of metasomatic quartz-arsenopyrite in limestone

Genetically, especially in the development of the scarnization phase, this group is characterised by its nearness to the contact arsenic deposits, but differs from them in the following indications: a) cryptobatholithic junction with the active eruptions (there is no proof of the presence of contact); b) precision in movement of the first post-magmatic emanations, which have in general given more or less regular zones of scarnisation; their representatives are pyroxene masses (Takfon) as well as aktinolite ones (Uch-Imchack, Breech-Mulla); c) the phase of the first sulphide formations, represented by the scarns with pyrrhotite and chalcopyrite, and also by scarns without these high-temperature sulphides, is replaced by a sharply individualized phase of the arsenopyrite ore-formation only, with quartz, carbonates, and some development of hypothermal sulphides, followed by rare elements—Sn, W, Bi. The age of the deposits is Variscian. The group is represented by two types: Takfon and Uch-Imchack.

The Takfon type is characterised by two phases of the formation of the deposit. The first phase of the development of the pyroxene scarnization with pyrrhotite and chalcopyrite (besides—traces of scheelite) in the shapes of layer-like bodies of substitution of limestone, on the borders of these with the schists, passes into the second phase of development of the quartz-arsenopyrite ore-formation with cassiterite, — stannine chalcopyrite,— for some part with pyrrhotite and carbonates. These ore-bodies are of irregular forms, mostly nestlike, with a varying composition and they develop through metasomatic replacement between scarns and limestones, exclusively in the direction of these latter.

Analogues: in Central-Asia—a small deposit Piti in the Zeravshan Range; abroad near analogues are the tin-ore deposits of a pipe-type down the river Kinta in Malacca and tin-pyrrhotite deposits at Mitate in Japan.

Uch-Imchack type. During the first phase of post magmatic mineralisation the pre-eminent development was that of actinolite, which replaced the

limestones along the zone of fracture. The ore mineralization manifested itself only in the second phase in the shape of quartz-arsenopyrite formations (with scheelite) in limestones changed by scarnization. Mesothermal sulphides are absent.

Analogues: Breech-Mulla in Central-Asia (Chatkal Mountains) and the deposit Zapokrovskoje in the Eastern Transbaikal region.

The arsenopyrite impregnations in orthotectites of acid and alkaline magma

The deposits of this group are characterised by the development of a fine and slight crystalline arsenopyrite in the dikes of acid and alkaline orthotectites: aplites, quartz-porphyrines and albitites; such an ore-formation is evidently not connected with any definite directions in the containing rocks and is not accompanied by any perceptible changes caused by thermal processes. This group is represented by two types: ore-formation in alkaline orthotectites—the Rockshif deposit,— and in acid ones the deposit of Djaupaya.

Rockshif type. Arsenopyrite in the form of fine needle crystals pierces through the dikes of Albitite in the nephelite syenites. Other sulphides have not been observed. The containing rocks bear no signs of thermal changes. Analogues unknown so far.

Japaya type. Fine arsenopyrite crystals with a small admixture of galena pierce through the mass of arsenopyrite dikes.

Analogues: in Central-Asia—Jakurt in the Turkestan Range (quartz-porphyrines), Austan in the Alai Range (monzonite-aplites); in Kazakstan—in the aplites of Kalbin Range; in Bohemia—in the aplites of Vamradoch.

Quartz-arsenopyrite veins

Are characterised by one genetic phase, represented by a quartz arsenopyrite ore-formation, usually in the form of veins in various rocks and in different connection (mostly, cryptobatholithic) with the active eruptions. The concentration of arsenopyrite is of different degrees—from rare speck-like interspersions (Sharkrain) to an almost uninterrupted monomineral filling (Turuk).

Turuk type. An almost monomineral filling up of the veins by arsenopyrite with a weak development of quartz accessors (Co, Bi, Sb, Pb). Precious metals are absent.

Analogues: in Central-Asia—Langar (Turkestan Range), Chon-Kara Tangué (Kara-Tau).

Jan-Tyké type. Average development of arsenopyrite in the quartz of ore-veins. Mesothermal sulphides are absent.

Analogues: the Koul and Ak-Terek deposits in the Turkestan Range and Terek-Kon in the Chatkal Mountains.

Charkram type. Weak development of arsenopyrite in quartz. Mesothermal sulphides begin to appear, but in small quantities.

Deposits of a transitory genesis from hypo-to mesothermal formations

Group of quartz-arsenopyrite veins of a mesothermal figure. The predomination of arsenopyrite in the ore of such veins compels us to acknowledge to a certain extent their hypothermal genesis, but the appearance in them of components typical for the meso-zone assigns to such deposits a place in the transitory group, nearer to mesothermal formations.

Obi-Sorbuch type. The mineralization of the mass of ore is represented by quartz, carbonate, arsenopyrite, chalcopyrite, pyrite, sphalerite and galena.

Tabashara type. The ore consists of quartz, arsenopyrite, pyrite, galena. In the zone of oxidation; jarosit, scorodite, pyrolusit, cerussit, anglesite and, secondary, uranites of arsenic.

III classe.—Mesothermal arsenic deposits

Takeli type. A polymetallic ore-formation (As-Pb-Zn-Ag-Cu-Au-Cd), represented by various mesothermal sulphides in the primary zone, such as: arsenopyrite, galena, sphalerite, argentite, bournonite, chalcopyrite, greenokite, tetraedrite, pyrrhotite, enargite, quartz and carbonates, which fill up the composed chink-veins in granite and pipes in limestones. The alteration of the side-rocks is represented in granites by chloritization, sericitization and carbonization and is followed by the impregnation of sulphides. The contents of precious metals, especially gold, is insignificant; the dimensions of the deposit are not large. Age — Variscian.

IV classe.—Epithermal deposits

Chauvai type. The ore-formation is represented by realgar, in the form of efflorescences and smears; it was developed in the chinks of worked carbon shists. Near the manifestations of realgar is observed a large but poor ore-formation of the epithermal companions of arsenic antimonite, cinnabar and fluorite.

Analogues: In Central-Asia — Altyn-Beshyk-Tau in the Turkestan Range; Symap and Kosh-Karchi in the Alai Range; in the Caucasus — Aceris-Hevi, Gebi etc.

Orta-Sai type. The development of realgar with gypsum in the form of nest-like bodies in limestones.

Of the analogues is to be noted the Comana deposit on the river Drina, in Albania.



Д. И. ЩЕРБАКОВ

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОЛОВОРУДНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ СРЕДНЕЙ АЗИИ

История поисков олова

Первая находка небольшого кристалла оловянного камня в Средней Азии была сделана в 1930 г. около Сталинабада. Севернее этого города в верховьях р. Харангон, впадающей в р. Варзоб, обнаружили пегматитовую жилу с миаролитовыми пустотами и погребями горного хрусталя. В одной из небольших полостей пегматита находился кристалл оловянного камня. Предпринятые несколько позднее поиски не дали положительного результата. Следующие данные были получены в 1931 г. от геолога Г. Л. Юдина, который обнаружил несколько зерен оловянного камня в тяжелых шлихах с р. Кокуй-бель-су и р. Кудары на Западном Памире. Г. Л. Юдин сделал доклад о своих наблюдениях на Всесоюзной конференции по олову в марте 1932 г., на основании которого район Памира был выдвинут для широких поисков олова при помощи шлихового метода. Эти работы также не оправдали себя, но зато они возбудили интерес к олову, обнаруженному к осени 1932 г. в виде оловянного камня среди тяжелого шлиха из оврагов, пересекавших гранитные массивы Кара-тюбе к югу от Самарканда (С. И. Клунников) и горы Алтын-тау в Кызыл-кумах (А. Ф. Соседко). В этом же году зимой А. Ф. Соседко установил оловянный камень в образцах пегматита из окрестностей колодца Дервиз в горах Алтын-тау. Все накапливавшиеся факты отдельных находок побудили подвергнуть критической ревизии теоретические предпосылки выбора районов поисков оловянного камня. Прежде всего привлекла к себе внимание осевая часть Туркестанского хребта. Основными доводами при выборе именно этого района послужили старые сведения о значительном развитии пегматитовых жил по обе стороны осевой гранитной интрузии, причем именно тех фаз, которые характеризуются накоплением светлой слюды типа мусковита, берилла, лепидолита, розового кварца, полихромных турмалинов. Некоторая отдаленная аналогия

комплексов химических элементов и возможных возрастных отношений с Забайкальем заставляли ждать также оловянного камня. Благодаря настойчивым поискам геолога Н. В. Ионина уже к осени 1933 г. оловянный камень, действительно, был найден в пегматитах верховий р. Исфара на северных склонах и несколько позднее подтвержден А. Ф. Соседко в верховьях р. Лейляк. Независимо от этих находок, первые данные об оловянном камне из тяжелых шлихов в среднем течении р. Нарын (р. Кокомерен) и из миаролитовых пустот пегматитов Ой-гаина в Центральном Тянь-шане были сообщены Н. М. Прокопенко в результате его летней поездки 1933 г. Уже в последующий зимний период при камеральном изучении рудных штуфов из Зеравшанского района Я. Г. Тер-Оганесову и Л. В. Радугиной удалось установить оловянный камень в образцах гидротермального генезиса. Этим были подтверждены предположения о переходе пегматитового типа оловорудных процессов к западу от осевых интрузий гранитов Туркестанского хребта в гидротермальный.

Все эти данные позволили наметить существование оловорудного пояса Югозападных Тяньшанид с предположительной областью распространения от верховий р. Зеравшан до гор-останцев Султан-уиз-даг на берегу р. Аму-дарья. Кроме того, стала вырисовываться определенная связь между содержанием оловянного камня в шлихах рек Центрального Тянь-шаня и небольшими выходами красных гранитов аляскитового типа.

Интенсивно развернувшиеся работы 1934 г. показали, что слабые проявления оловоносности широко развиты в горных хребтах Средней Азии, но что, тем не менее, они всегда закономерно приурочены только к определенным гранитам и могут быть отнесены к известным в мировой практике генетическим типам.

Уже сейчас можно говорить о наличии в Средней Азии оловорудных проявлений пегматитового типа, пневматолитового в виде оловянно-вольфрамовых кварцевых жил и, возможно, гидротермального, где оловянный камень сопровождается сульфидные и мышьяковые руды. Процессы разрушения коренных месторождений и последующей концентрации тяжелых минералов приводят к образованию четвертого типа — вторичных скоплений оловянного камня в россыпях. Каждый из этих типов имеет свои отличительные особенности геологического положения, формы залегания, состава рудной массы. Их сравнительный анализ с некоторыми хорошо изученными мировыми месторождениями должен значительно помочь разрешению основной задачи дальнейших исследований, которая заключается в том, чтобы уже к концу 1935 г. наметить и оценить промышленные концентрации оловянного камня в Средней Азии.

Типы оловянных месторождений

Как хорошо известно, месторождения олова связываются с внедрениями гранитов особого типа, отличающихся значительным содержанием калиевого полевого шпата, иногда наряду с ним альбита и рядом признаков насыщенности родоначальной магмы летучими составными



Пегматитовые жилы в гранитах правого борта ледника Дукенек (Туркестанский хребет). Pegmatite veins in granites of the right border of Dukenek Glacier (Turkestan Range).

частями, что выражается в обильном появлении турмалина, замене биотита литийсодержащими слюдами или мусковитом, появлением топаза, флюорита и следов оловянного камня. Олово концентрируется постепенно, по мере остывания и дифференциации гранитной магмы, накапливаясь в остаточном расплаве, обогащенном летучими компонентами. Дальнейшая судьба олова в остаточном расплаве зависит от 1) его первоначальной концентрации, 2) наличия фтора и хлора, 3) скорости остывания магмы и 4) тектонических процессов.

Если остывание идет очень быстро, то не успевает произойти разделение остаточного расплава на пегматитовую фазу и на пневмато-

литовую. В этом случае не происходит пространственного обособления пегматитовых жил и олово в виде оловянного камня остается накопленным в самом граните обычно в измененных грейзенизированных его апикальных частях. Если остывание идет нормально, то успевает обособиться самостоятельная газообразная „пневматолитовая“ фаза, стремящаяся вверх, и почти одновременно „пегматитовая фаза“, внедряющаяся в трещины отдельности гранита или между пластов окружающей его осадочной оболочки. Олово распределяется между этими двумя фазами неравномерно. Обычно большая его часть идет с пневматолитовой фазой, которая может в дальнейшем дать начало гидротермальному процессу, а меньшая остается в пегматитовой. Распределение, вероятно, зависит от температуры кипения образующихся летучих соединений олова. Чем они летучее и кипят ниже, тем более уйдет олова в пневматолитовую фазу. Дальнейшая судьба олова этих двух фаз различна.

Оловянный камень в пегматитах. Остаточный гранитный расплав, дающий начало пегматитам, испытывает в процессе кристаллизации ряд закономерных превращений, приводящих к образованию различных минеральных группировок. При понижающихся температурах непрерывно изменяется состав твердой и жидкой частей пегматита. Температурные промежутки, отвечающие некоторым определенным состояниям твердой среды, называются, согласно предложению А. Е. Ферсмана¹, „фазами пегматитового процесса“. А. Е. Ферсман выделил условно 11 фаз, начиная с температуры в 1000°C , и обозначил их начальными буквами латинского алфавита. Собственно, пегматитовый процесс, характеризующийся почти одновременной кристаллизацией главных составных частей, начинается обычно при 650° или в фазу С. Дальнейший процесс обычно совершается таким образом, что в определенные моменты остаточный расплав начинает разъедать ранее образовавшиеся минеральные комплексы, замещая их вновь образующимися соединениями. Таким образом, каждая фаза характеризуется определенной ассоциацией минералов лишь ей свойственной. Количественное преобладание той или иной фазы в окончательно затвердевшем пегматите определяет тип пегматита. К концу фазы G при температуре около 400° пегматитовый процесс кончается, сменяясь гидротермальным. Изучая минералогический состав различных пегматитов, А. Е. Ферсман выделил 10 типов пегматитов так называемой „чистой линии“ или таких, в которых на ход реакций почти не влиял химический состав вмещающих пород. Накопление оловянного камня характерно для V типа — натриево литиевого. Оловянный камень на-

чинает образовываться в конце фазы отложения микроклина и идет вместе с альбитом. Это происходит в фазы E, F и отчасти G при температурах $550-450^{\circ}$. Часто его максимальное выделение отвечает моменту гидролиза микроклина и появления на его месте зеленоватого мусковита. Этот процесс своеобразного автопневматолита приводит к грейзенизации отдельных участков пегматитового тела обычно в висшем боку около зальбанда или иногда в центральных частях жилы. Много оловянного камня выделяется также в альбитовую фазу, причем большей частью с более ранними, плотными, сахаровидными альбитами и меньше с листоватым альбитом, носящим название клевелендита. Частично оловянный камень образуется еще позднее вместе с литиевыми слюдами. Таким образом, появление оловянного камня в пегматитах отвечает той стадии их развития, когда наступает резкое видоизменение их первоначального минералогического состава в результате ясно выраженных процессов замещения.

В качестве примера оловоносных пегматитов, имеющих много общего с месторождениями Туркестанского хребта, как это будет видно дальше, можно привести Завитинское месторождение в Забайкалье. Здесь сланцы триаса пересечены многочисленными „дайками“ пегматитов, связанных в своем происхождении с близлежащими в 1.5 км аплитовидными двуслюдяными гранитами. Их мощность колеблется в пределах от 0.3 до 15 м, причем характерным является изменение мощности по простиранию одних и тех же дайек, вплоть до почти полного пережимания. В последнем случае дайки приобретают характер вытянутых линз от 100 до 600 м, соединенных между собой тонкими аплитовыми проводниками. На месторождении установлено 108 пегматитовых дайек, причем 66 — аплитовых и альбитизированных, 21 — с слабыми проявлениями сподуменизации, а 21 — сподуменовых. Наиболее мощными являются дайки со сподуменом. Значительным развитием пользуются жилы симметричной текстуры. В зальбандах этих жил находятся аплитовые оторочки. Они сменяются зоной пегматита с пегматоидной структурой и редкими участками графической структуры. Здесь господствуют: микроклин-микропертит, сероватый кварц, светлый мусковит. Центральную часть слагает сподуменовый пегматит, состоящий из полупрозрачного кварца, микроклина-микропертита, зеленоватого мусковита, черного и полихромного турмалина, сахаровидного и пластинчатого альбита, спессартина и сподумена. Содержание сподумена в этой части варьирует от 5 до 20%. Он растет перпендикулярно к плоскости падения дайек, достигая до 30—40 см по длинной оси. Характерны полосчатые структуры замещения, получающиеся в результате грейзенизации и альбитизации. Грейзен, состоящий из кварца, зеленоватого мусковита и небольших количеств оловянного

¹ А. Е. Ферсман. Пегматиты. т. I. изд. 2-е Л. 1932.

камня, приурочен обычно к местам соприкосновения аплитовой и грубозернистой зоны. Грейзен отчетливо замещает аплит, образуя отдельные полосы в 15—20 см мощностью. Грейзенизированные участки располагаются в теле пегматита гнездами, находящимися по простиранию дайек на значительном удалении друг от друга. Их практическое значение незначительно. Касситерит, вероятно, двух генераций: в виде черных кристаллов и зерен в сочетании с зеленоватым мусковитом и более поздний в тесной ассоциации с пластинчатым альбитом. В теле жил встречается также берилл трех генераций: зеленый, светлозеленый, интенсивно разъедаемый сахаровидным альбитом и ростерит в виде непрозрачных белых вытянутых кристаллов до 10—15 см длины, которые вросли в кварц.

Кроме того, известен колумбит в виде мелких кристаллов диаметром 1—4 мм, обнаруженный только в сподуменовых частях пегматитов, иногда прорастая кристаллы сподумена.

В развитии завитинских пегматитов можно наметить 7 этапов, выраженных самостоятельными фазами, а именно: аплитовой, письменного пегматита, грубозернистого пегматита, грейзеновой, альбитовой, сподуменовой и лепидолитовой. Доминирующими в пегматитовом процессе Завитой являются фазы *E*, *F* и частично *G* с характерными преобладанием Na, Li и появлением Nb, Ta, Sn и Mn. Этим определяется и их промышленный облик в качестве источников сподумена с запасами порядка многих тысяч тонн Li_2O . Согласно терминологии А. Е. Фермана, завитинские пегматиты можно отнести к альбитовому подтипу V натролитиевого типа.

Близки к этому типу пегматиты Южной Даккоты в США, где, наряду с громадными количествами сподумена, напр. в известном Black Hills, заслуживают внимания практики колумбиты и оловянный камень.¹ В более низкотемпературных фазах встречаются цезиевые минералы в виде гидроалюмосиликата цезия $2Cs_2O \cdot 2Al_2O_3 \cdot 9SiO_2 \cdot H_2O$, носящего название поллуксита и особого цезиевого биотита, содержащего до 3.5% Cs_2O . Гесс² описывает значительные массы белого матового поллуксита до 6 футов в диаметре в пегматите Tin Mountain. Лепидолиты пегматитов Pala в Калифорнии содержат, в среднем, 0.1% Rb_2O , 0.3% Cs_2O и 4.9% Li_2O . Таким образом, в пегматитах фазы *G* и *H* надо искать концентрации цезия и рубидия. Для них также типичны различные фосфаты и несколько повышенные количества марганца. Вместе с тем,

¹ F. Hess. Tin, tungsten and tantalum deposits of South Dakota. U. S. Geol. Survey. Bull. 380, 1909. pp. 131—161.

² F. Hess. The pegmatites of the Western States. Ore deposits of the West. States. V. Lindgren First. Ed. New York, 1933. pp. 526—536.

пегматиты Etta, Peerless и Hugo дали в результате длительной эксплуатации до 1000 т берилла.

Однако, никогда пегматитовые жилы не являются значительными источниками оловянного камня. Масштабы запасов олова в отдельных



Сеть пегматитовых жил в гранитном пике Ак-су. Net of pegmatite veins in the granite peak Ak-Su.

жилах выражаются обычно единицами тонн, десятками тонн, очень редко достигая сотен тонн. Распределение оловянного камня обыкновенно бывает неравномерным. Он концентрируется в отдельных участках, имеющих форму линз, трубчатых тел, но зато в виде сравнительно крупной вкрапленности, видимой простым глазом и удобной для сортировки. Содержание на всю массу жил колеблется в преде-

лах от сотых до десятых процента, достигая в грейзенизированных участках значения целых процентов. Понятно поэтому, что в мировой практике оловянный камень из пегматитов является объектом только попутной добычи при их эксплуатации на основное массовое минеральное сырье.

Оловянный камень в пневматолитах. Накапливается в куполах гранитных интрузий, приурочен к сети трещин, реже к трещинам отдельности (контракционные трещины), иногда к контактно измененным породам кровли; всегда связан с грейзенизированными участками. Слюды грейзена всегда содержат литий, но в отличие от слюд пегматитовых грейзенов бывают железистыми или принадлежат к типу циннвальдита. В грейзене встречаются: плавиковый шпат темнолиловый, топаз, железный блеск, магнетит, молибденит, самородный висмут и висмутовый блеск, вольфрамит, арсенопирит, оловянный камень, причем последний обычно не различим невооруженным глазом. Оловянный камень выделяется также в тонких прожилках серого кварца, являвшихся проводниками процесса грейзенизации. Содержание олова на всю массу грейзена и кварцевых прожилков составляют сотые, реже десятые процента. Грейзенизированные, пересеченные прожилками участки представляют собой нередко настоящие штокверки значительного объема; так, напр., известный штокверк Альтенберга в Саксонских рудных горах имеет поперечник по длинной оси, достигающий 300 м. Распространение грейзенизации установлено на глубину в 230 м, ниже которой начинается преобладание нормального гранита. Содержание оловянного камня в преобладающем темноокрашенном грейзене колеблется в пределах от 0.1 до 0.9%. Среднее содержание олова, по многолетним данным обогатительной фабрики, составляло 0.28%. Периферические части штокверка отличались более бедным содержанием оловянного камня по сравнению с центральными. До мирового кризиса альтенбергский грейзен добывался и перерабатывался на концентраты, из которых выплавлялось около 50 т олова в год. Мировая практика знает другой случай добычи убогих грейзенов в Тасмании.¹ В 1910—1911 г. там было добыто открытыми работами около 103 тыс. т руды при среднем извлекаемом содержании в 0.11% олова.

Остановимся несколько подробнее на Циннвальдском месторождении,² с которым имеют некоторое сходство месторождения Тянь-шаня. Гранитный купол Циннвальда проектируется на поверхность в виде эллипса с длинной осью в 1200 м при поперечнике в 300 м. Он по-

¹ F. Beyschlag, P. Krusch, I. Vogt. Die Lagerstätten der nutzbaren Mineralien. Bd. I. Aufl. 2. Stuttgart. 1914. S. 484.

² K. Dalmer. Sektion Altenberg-Zinnwald. Erläuter. zur. Geol. Spezialkarte des Königl. Sachsen. Leipzig. 1890. S. 1—108.

лого падает под прорываемые им кварцевые порфиры. Гранит среднезернистый, принадлежащий к специфическим оловоносным гранитам Рудных гор. Характеризуется наличием наряду с калиевым полевым шпатом альбита и литийсодержащей темной слюдой. Время его внедрения, по Коссмату,¹ относится к эпохе нижней перми. Гранит пересечен двумя системами кварцевых жил и местами сильно грейзенизирован. Оловянный камень находится как в грейзенизированных участках, так и в кварцевых жилах. Грейзенизированные участки всегда связаны с наличием проводников в виде трещин или жил. Они представляют собой полосы, гнезда и даже небольшие штоки, достигающие размера в 60×40×40 м. Содержание в них олова колеблется между 0.1 и 0.3%. Жилы следуют двум системам трещин. Наибольшее значение имеют полого падающие жилы, или „флецы“, расположенные более или менее параллельно куполообразной поверхности штока. Их мощность колеблется между несколькими сантиметрами и 2 м, но, в среднем, преобладают мощности от 15 до 70 см. Расстояние между жилами изменяется в пределах от 1 до 40 м. С глубиной падает их толщина и содержание в них олова, теряя уже на 160 м промышленное значение. Полого падающие пласты часто пережимаются и быстро выклиниваются. Круто падающие жилы северо-восточного простирания редко превосходят по мощности 20 см. По времени образования они почти одновременны.

Жилы состоят из крупных, тесно сросшихся кристаллов серого кварца, ориентированных от стенок внутрь. Зальбанды представляют собой оторочки крупнопластинчатого циннвальдита в несколько сантиметров толщиной. Оловянный камень — в виде очень мелких кристаллов. Вместе с ним в кварце сидят крупные кристаллы вольфрамита. Жилы сопровождаются поясами грейзена. Среднее содержание олова в разрабатываемых жилах колебалось в пределах от 0.2 до 0.8%, а вольфрам — от 0.6 до 1%. Еще перед мировым кризисом эти жилы разрабатывались на Чехословакской стороне, причем разделение концентрата и циннвальдита производилось при помощи [электромагнитной сепарации. В год добывалось до 130 т концентратов и не менее 500 т циннвальдита, со следами цезия, рубидия и таллия. В оловянном концентрате содержание олова доводилось до 60%.

Иной облик носят пневматолитовые месторождения оловянного камня Боливии, имеющие крупное промышленное значение и в настоящее время. В зависимости от разных глубин образования среди них можно выделить, согласно терминологии Ниггли и Шнейдерхона, месторождения интрузивного типа, интрузивно-экструзивного и экструзив-

¹ F. Kossmat. Übersicht der Geologie von Sachsen. Aufl. 2. Leipzig. 1925. S. 47.

зивного типов. Они несколько отличаются друг от друга по своему минералогическому составу. Кроме того, для них характерны переходы в гидротермальные месторождения. Громадная роль в первых двух группах принадлежит турмалину как в виде околожильного минерала, так и в виде существенной составной части жильного тела, которое, в основном, сложено кварцем. Среди рудных минералов широким распространением пользуются оловянный камень, пирротин, мышьяковый колчедан, цинковая обманка. Неизменно присутствуют пирит и медный колчедан; не редок висмутовый блеск. Оловянный колчедан часто появляется в виде реакционных касок вокруг оловянного камня и медного колчедана. Он приобретает существенное значение в экструзивном типе месторождений. Формы оловянного камня разных температурных зон очень характерны и позволяют отличить кристаллы пневматолитового генезиса от гидротермального. Альфельд¹ выделил 5 типов кристаллов и показал, что двойники типичны для высокотемпературных образований, а простые кристаллы, вытянутые по оси С, встречаются, главным образом, в гидротермальных месторождениях.

Классическим районом, где хорошо изучены переходы одного типа оловянных месторождений в другой и сопоставлены с глубинами их образований, является Корнуолл в Югозападной Англии, вновь частично пущенный в эксплуатацию в 1934 г. Здесь Дью показал, что по мере удаления от гранитного очага оловянно-каменная зона переходит в оловянно-вольфрамовую, оловянно-медную, затем в медно-колчеданную с стanniном и незначительным количеством оловянного камня и выше — в свинцово-цинковую. Также изменяется характер жильных минералов, причем в отличие от Боливии значительную роль играет плавиковый шпат, сменяющий более глубоко лежащий турмалин. Сводный разрез дает общую мощность рудной зоны равную 2 км. В Средней Азии типично гидротермальные оловорудные проявления пока неизвестны, но установлено наличие оловянного камня в полиметаллическом месторождении Актюз в Северной Киргизии.

Факт наличия оловянного камня в свете данных сравнительного анализа делает вероятным будущие находки гидротермальных оловяносных жил в Киргизии.

Оловянный камень в контактово-метасоматических месторождениях. Здесь он связан с воздействием газообразных эманаций и, быть может, горячих растворов на карбонатные породы, находящиеся в непосредственном контакте или вблизи него.

¹ F. Ahlfeld. Die Erzlagertstätten in der tertiären Magmaprovinz der bolivianischen Zentralanden. Neues Jahrb. f. Miner. Abhandl. 65. Beilage B. Abt. A. 1931. S. 235—439.

Инженер Ре,¹ изучивший в последнее время месторождения этого типа в Рудных горах Саксонии, считает, что они сформировались в два этапа: пневматолитовый и гидротермальный. В свою очередь, первый этап может быть разделен на фазу контакт-метасоматическую и следующую — оловянно-сульфидную. Фаза первая протекала при температурах 700—600°, характеризовалась привнесом кремнекислоты,



Жила альбитизированного пегматита в граните Дукенека. Pegmatite vein showing replacement by albite in the Dukenek granite.

алюминия, железа и образованием диопсида, салита, волластонита, гроссуляра-андрадата. К ее концу шло выделение железного блеска и магнетита, а также начинался процесс изменения пироксенов в актинолит, роговую обманку, эпидот. Вторая фаза, идущая в интервалах 600—400°, характеризуется продолжающимся процессом образования актинолита, выпадением оловянного камня, выделением кварца. Немного позднее, но захватывая еще предыдущую стадию, выделяются молибденовый блеск, висмутовый блеск, мышьяковый колчедан, желе-

¹ H. Reh. Beitrag zur Kenntnis der erzgebirgischen Erzlager. Neues Jahrb. f. Mineral. Abhandl. 65. Beilage B. Abt. A. 1932. S. 1—86.

зистая цинковая обманка. К концу этой фазы образуются пирротин, пирит, марказит, кубанит, медный колчедан, шеелит. В гидротермальную фазу выделяются сульфо-арсениды кобальта, никеля, идут процессы хлоритизации и озмеевикования силикатов. Примером может служить месторождение Шварценберг в Рудных горах.

Оловянный камень в россыпях. В данном случае он образует наиболее практически важные месторождения, которые дают 65—70% мировой добычи олова. Россыпи получаются в результате концентрации оловянного камня водными потоками при переносе продуктов разрушения и выветривания коренных месторождений. Часто при этом коренные месторождения, питающие россыпи, не представляют самостоятельных экономически выгодных объектов эксплуатации. Отсутствие сортирующего действия воды обычно обуславливает непромышленный характер россыпей, так, напр. в моренных отложениях, как правило, тяжелые минеральные частицы настолько рассеяны, что не могут извлекаться с выгодой существующими приемами добычи. В россыпных месторождениях оловянного камня среднее промышленное содержание для разных районов колеблется в пределах от 0.01 до 0.1% Sn. На Малаккском полуострове дражным способом разрабатываются россыпи с мощностью оловоносных песков от 20 до 30 м при содержании в 0.015—0.044% Sn.

Условия для образования россыпей в Средней Азии крайне неблагоприятны. Верхние части бассейнов рек заполнены моренными и флювиогляциальными отложениями. В силу значительных молодых поднятий средние части рек находятся в стадии интенсивного врезания. Нижние части характеризуются конусами выноса исключительной мощности. В предгорьях картина еще более безотраднее; в силу слабой обводненности почти отсутствует естественная сортировка продуктов сноса.

Пегматитовые жилы Туркестанского хребта

Осевая часть хребта сложена песчано-сланцевой толщей верхнего силура, измененной местами прорывающими ее гранитами в гнейсы и кристаллические сланцы. В связи с гранитами появляются разнообразные пегматитовые жилы, залегающие как в самих интрузивных телах, так и в окружающей их оболочке.

Граниты залегают в виде небольших тел, секущих сланцы (восточная часть), а, чаще, образуют пластовые залежи почти вертикальные или очень круто падающие на юг. Они обнажаются по простиранию в широтном направлении на протяжении 3—10 км, при мощности в 0.5—2 км. Иногда появляется ряд параллельно залегающих тел с проме-

жутками до 1 км. Они имеют серый цвет и характерное порфирированное сложение. Вкрапленники в несколько сантиметров длиной, преимущественно, представлены микроклином или микроклин-микропертитом. В мелкозернистой массе микролин играет подчиненную роль. Зато



Пегматитовая дайка на склонах ледника Тамынген. Pegmatite dike on the slopes of Tamyngen Glacier.

в значительном количестве появляется плагиоклаз, часто зональный, с более основным ядром. Это — олигоклаз или даже олигоклаз-андезин (№ 18—32). Среди цветной части преобладает биотит, но иногда появляется роговая обманка и мусковит. Акцессорными минералами являются циркон, апатит, сфен, магнетит и турмалин. Характеризуются наличием протокластических структур, указывающих на значительные

деформации, испытанные гранитами в последней стадии их кристаллизации. Типичным для них также является значительное колебание в содержании плагиоклаза. В некоторых разностях порфириовидного гранита, напр. с р. Уряма, плагиоклаз почти совершенно отсутствует и доминирует калиевый полевой шпат. В более восточном направлении, как это вытекает из данных И. К. Никитина, содержание плагиоклаза растет. Это хорошо подчеркивается химическими анализами гранитов, показывающими несколько повышенное содержание окиси кальция. Таким образом, эти граниты являются частью нормальными биотитовыми гранитами, а частью могут быть отнесены к амаеллитам. В краевой зоне этих гранитов иногда появляются лейкократовые мелкозернистые, более кислые разности, генетически с ними тесно связанные. В их составе значительную роль играет тот же микроклин, кислый плагиоклаз, близкий к альбиту, кварц, турмалин, литийсодержащая темная слюда, мусковит. Иногда встречаются кристаллики топаза.

Инъекционный и контактовый метаморфизм выражен лучше всего и наиболее полно с южной стороны гранитов, внедрившихся близ северной границы сланцевой толщи. Здесь на протяжении в 1,5 км, по наблюдениям Ю. А. Арапова, можно выделить: гранито-гнейсы, гнейсы; кристаллические сланцы — кварцево-серпичитовые, андалузитовые, силлиманитовые, слюдяные, переходящие постепенно в неизменные породы. В процессе образования кристаллических сланцев на ряду с термическими воздействиями существенное значение имел пневматолитовый и, может быть, гидротермальный метаморфизм с привнесением вещества. Характерны явления альбитизации, мусковитизации и замещения полевых шпатов, мусковита силлиманитом. Во многих случаях в кристаллических сланцах протекают такие же реакции замещения, как в пегматитах.

При пересечении серии кристаллических сланцев вкост простирания по мере удаления от интрузий наблюдается иногда переход от менее метаморфизированных пород к более перекристаллизированным. Нередко такие участки соответствуют полям интенсивного развития пегматитов. Это явление надо поставить в связь с зонами разломов, облегчающими проникновение эманаций.

Пегматитовые жилы и их минералогический состав. Жилы эти весьма многочисленны и наблюдаются как в теле гранита, так и в кристаллической свите. Имеют различный минералогический состав в зависимости от своего расположения относительно гранитов. Можно выделить следующие преобладающие типы пегматитов: 1) биотит-турмалиновые, 2) шерлово-мусковитовые, 3) альбитовые. При этом надо сказать, что это деление в значительной мере условно, так как су-

ществует ряд переходных типов, напр., между „1“ и „2“ можно поставить биотит-шерл-мусковитовые пегматиты, а между „2“ и „3“ — альбит-мусковитовые, переходящие в грейзенизированные, как это делает Ю. А. Арапов.

Биотит-турмалиновые пегматиты особенно часты в теле гранита, где они образуются, следуя трещинам отдельности, часто в виде закономерной сети. Обладают наибольшей выдержанностью и протяженностью в сотни метров при мощности в 1—5 м. В составе преобладает олигоклаз или олигоклаз-андезин, затем ортоклаз, микроклин, кварц. Большое значение имеет черный турмалин, ориентированный перпендикулярно к зальбандам, иногда в виде огромных кристаллов до 0,5 м длиной. Черный биотит образует крупные пластинки, а иногда замещается мусковитом. Крайним переходным членом к следующему типу являются пегматиты, расположенные в сланцах близ зоны контакта. Для них характерны участки с письменной структурой, альбитизация калиевых полевых шпатов и значительное развитие мусковита, иногда по биотиту.

Шерлово-мусковитовые пегматиты могут быть разделены, согласно М. Ф. Стрелкину, на три подтипа: микроклин-берилловый, микроклин-альбит-мусковитовый и альбит-берилловый. Они могут быть отнесены к типу „3“ по схеме А. Е. Ферсмана. Их отличительной особенностью является значительная роль мусковита, все усиливающаяся альбитизация, частое присутствие берилла в хорошо выраженных одиночных кристаллах или гнездами. Берилл меняет свой цвет от бурого в более высокотемпературных жилах до светлозеленого. Морфологические особенности жил иные: это обычно короткие, редко достигающие 100 м, но толстые — до 8 м штоки. Крайними членами этого ряда являются грейзенизированные пегматиты, которые обычно бывают оловоносными.

Альбитовые пегматиты полностью отвечают типу „5“ по схеме А. Е. Ферсмана. Образуются путем замещения минералов предшествовавших фаз. Можно наблюдать примеры самых различных степеней замещения, напр. на леднике Ак-су Лейлякском Ю. А. Арапов отмечает жилу биотит-мусковитового пегматита длиной в 194 м, мощностью в 2 м, в которой средняя часть на протяжении 40 м замещена сахаровидным и пластинчатым альбитом.

Можно выделить подтипы: чисто альбитовый, с преобладанием сахаровидного альбита, клевелендито-сподуменовый и лепидолит-рубеллитовый. Явления грейзенизации часты также в пегматитовых жилах этого типа, причем ряд наблюдений позволяет думать, что грейзенизация происходила после образования альбита. На это обращает внимание Н. М. Заплеталов, наблюдавший в пегматитах Алтын-тау (Кы-

зыл-кумы) случаи замещения альбита агрегатом кварца, мусковита и зернышек оловянного камня. Образование слюды и оловянного камня после выделения сподумена можно также наблюдать на штуфах из Тамынгена (Туркестанский хребет). Очень интересны и разнообразны турмалины этих жил. Более ранние разновидности его крупны, но уже окрашены в темные зеленовато-бурые тона. Иногда вокруг кристаллов черного турмалина нарастает кайма светлозеленого турмалина. Он образуется также в виде самостоятельных небольших кристалликов. В клевелендитовой части были встречены также мелкие полихромные турмалины и рубеллиты.

Оловянный камень, вероятно, начал выделяться сравнительно рано, непосредственно после микроклина, но главное его количество связано с фазами альбитизации и грейзенизации. Он выделяется вместе с сахаровидным альбитом в виде равномерно вкрапленных, редких, крупных кристаллов. Этот тип характеризует жилы на правом борту ледника Дукенек. Вторым более распространенным типом являются выделения сравнительно крупных кристаллов и зерен оловянного камня в грейзене. Своеобразный характер носят выделения оловянного камня в жилах левого борта ледника Тамынген. Здесь оловянный камень выделялся в виде оторочек вокруг кристаллов сподумена, частично или полностью превращенного в мелкочешуйчатый агрегат типа циматолита.¹ Наконец, на Западном Кырк-булаке наблюдались зернистые срастания касситерита темнобурого цвета с пластинчатыми кристаллами колумбита, выделившиеся по трещинам в клевелендите, частично замещающая его.

В качестве сопровождающего минерала надо отметить колумбит, по крайней мере, двух типов: толстопластинчатый, более ранний или более или менее одновременный с альбитом, и листоватый, характерный для литиевой фазы. Колумбит выделяется также в виде мелких кристалликов в грейзенизированной зоне, между листочками слюды и кварцем. Толстопластинчатый колумбит обычно образует гнезда. Неродок чисто белый, непрозрачный берилл. Сподумен зеленовато-серого цвета в виде пластинчато-шестоватых образований заполняет обычно вместе с кварцем центральные части жил. Известен в кристаллах до 30—40 см длины.

Для альбитовых пегматитов характерно появление фосфатов лития, железа и марганца, дающих на поверхности бурые, ржавые пятна. Отмечены: трифилин, литиофиллит, ландезит, гордонит.

Геологическое положение и форма оловоносных жил. Они чаще всего приурочены к кристаллическим сланцам всячего бока неболь-

¹ C. Doelter. Lithium-Aluminumsilicate. Handbuch der Mineralchemie. Herausgeg. von Dr. C. Doelter. Bd. II. Abt. 2. Dresden u. Leipzig. 1917. S. 193—203.

ших штоков и пластовых залежей порфиридного гранита, падающих, преимущественно, круто к югу. Встречаются также на продолжении осевой зоны погруженных штоков. Крайне редки в теле самого гранита, причем в этих случаях приурочены к трещинам отдельности (Дукенек). Намечается их залегание поясами и пачками, параллельными пластовым залежам или следующими по простиранию оси погруженного под сланцы штока. Эти пояса имеют обычно широтное простирание. Появление пегматитов группами до 30—40 жил позволяет выделять отдельные жильные поля или участки. В кристаллических сланцах жилы залегают согласно с напластованием. Они представляют собой обычно плитообразные тела меняющейся мощности от 0,5 до 15 м, прослеживаемые по простиранию на расстоянии десятков, реже сотен метров, а по падению—до 200 м. В случае большой мощности и коротких размеров они имеют характер небольших штоков. Иногда встречаются неправильные, ветвящиеся массы.

Распределение оловянного камня. Наиболее распространенным типом является неравномерное выделение оловоносного грейзена, крупнослюдистого с сравнительно крупными кристаллами SnO₂. Участки грейзена, иногда пустые, приурочены обычно к зальбанду всячего бока, реже к обоим зальбандам или к центральной части жилы. Грейзен залегает в виде линз, столбов, трубчатых тел. Мощность линз колеблется от 1 см до 0,9 м. По простиранию они протягиваются на несколько метров, реже на десятки метров. В качестве примера можно привести одну из жил Восточнотамынгенского участка, имеющей, по данным Н. А. Гречухина, длину в 100 м, среднюю мощность в 2 м. По вертикали она обнажена на 70 м. При общей площади сечения жилы в 200 кв. м на долю грейзенизированных участков приходится 38 кв. м, а из них оловосодержащими являются только 15 кв. м. Зато в них содержится до 3% Sn. На всю жилу содержание Sn составляет всего сотые процента. Более равномерно распределен оловянный камень в жилах, сложенных сахаровидным или пластинчатым альбитом. В качестве примера можно привести три альбитовых жилы правого борта ледника Дукенек. Их мощность изменяется от 0,25 до 2,1 м, суммарная длина равна 417 м, а среднее, более или менее равномерное содержание колеблется по участкам в пределах от 0,15 до 0,45% Sn. В штоке на правом борту ледника Кара-су Исфаринском, имеющим в длину 120 м при средней мощности в 5,4 м отдельные пробы давали колебания от 0,07 до 0,54% Sn. Этот шток, имеющий в раздуве мощность до 16 м, интересен значительным содержанием крупных кристаллов сподумена.

Горизонтальная и вертикальная зональность. В пространственном распределении трех основных типов пегматитов — биотиттурмали-

нового, шерлово-мусковит-бериллового и альбитового — намечается определенная зональность. Первый тип преобладает в лежащем боку гранитных впадин, а также в самом граните и в непосредственной близости к контакту висячего бока. Следующий тип встречается в некотором отдалении от гранитов лежащего бока и, главным образом, в висячем южном борту, причем берилловые разности почти исключительно приурочены к сланцам висячего бока. Наконец, альбитовый тип и его разновидности — сахаровидного альбита, листоватого альбита, альбит-сподуменовый и альбит-лепидолитовый — встречается только в висячем боку, причем обычно в наибольшем удалении от гранитов. Грейзенизированные разности констатированы также исключительно в висячем боку. Схематизируя наблюдения, можно сказать, что в горизонтальном направлении от висячего бока гранита биотитовый тип распространен в пределах первых 100 м, мусковитово-берилловый тип — в пределах от 300 до 800 м, и, наконец, альбитовый — от 800 до 1500 м. В качестве примеров можно привести пегматитовые поля северного склона Туркестанского хребта — Кырк-булак, левый борт Кара-су Исфаринского и Тро — на южном склоне. Такого же рода зональность намечается в вертикальном направлении. Конечно, есть и исключения, не укладывающиеся в эту схему, которые, вероятно, объясняются повторными наложениями пегматитового процесса, напр. альбитовые пегматиты Дукенека или Ак-су Лейлякского в теле гранита. Нельзя также не отметить, что некоторые исследователи (геологи Федоров, Лукин), допускают в ряде случаев возможное нахождение под поясами альбитовых и грейзенизированных пегматитов, еще не вскрытых эрозией апикальных частей гранитных залежей.

Районы распространения оловоносных пегматитов. Крайние известные восточные пункты распространения оловоносных пегматитов находятся на южных склонах Алайского хребта в Каратегине. Они находятся на продолжении верхне-зеравшанской пегматитовой зоны. В осевой, наиболее высокой части Туркестанского хребта интересующие нас пегматиты встречены по обе стороны от водораздельного гребня. Они залегают здесь на больших высотах от 3500 до 5000 м. На южном склоне хребта наибольший интерес представляют пегматитовые поля верховий ледника Рама, именно его северной левой составляющей и ледника Тро, его правых притоков — Пуштиру и Наукурма. На северных склонах с востока на запад надо назвать пегматитовые поля ледников Тамынген, Джау-Пая, Ак-су, Кара-су в системе р. Исфара и ледников Ак-су, Кара-су, Урям, Кырк-булак в системе р. Лейляк. Далее в западном направлении больше нет обнажений гранитов вышеописанного типа и вместе с ними прекращаются пегматитовые поля. Исключение составляют верховья правых притоков р. Зерав-

шан — Рокшиф и Кала-хана — с их незначительными выходами пегматитовых жил и маленькими гранитными телами. Лишь на значительном расстоянии, уже на северных склонах Гиссарского хребта, вновь появляются порфирированные граниты, сопровождаемые пегматитовыми жилами. Они констатированы в верховьях р. Шинк (Ак-су, Хозорчашма, Дарахти-сурх). Самостоятельный купол обнажается на перевале Акба-и-джумон, немного южнее г. Пенджикента. Пегматитовые жилы приурочены к его юго-восточной стороне. Еще западнее зале-



Пегматитовые жилы в левом борту ледника Кара-су. Pegmatite veins in the left border of Kara-Su Glacier.

гает большой, сложный гранитный массив, носящий обыкновенно название Кара-тюбе по селению того же наименования в его восточной оконечности. Он лежит вблизи Самарканда, но до сих пор мало изучен. Наконец, сравнительно далеко к северо-западу, в центре Кызыл-кумов, обнажается гранитный массив Алтып-тау. В его восточном контактном поясе на протяжении между колодцами Дарвиз и Джиланды также расположено пегматитовое поле очень сходное по типам пегматитовых жил с полями Туркестанского хребта.

Нужно отметить некоторые отличия в характере залегания гранитов, наблюдаемые при движении с востока на запад и северо-запад. В то время как в Туркестанском хребте граниты, вероятно, внедрялись по мощным тектоническим разломам, испытывая при этом значительное воздействие бокового давления, в западной части описываемого оловорудного пояса Югозападных Тяньшанид они залегают спокойно в виде полого падающих куполов.

Пневматолитовые вольфрамит-оловянные жилы Западного Тянь-шаня

Совершенно иной облик носят оловорудные проявления в Западном Тянь-шане. Они еще очень мало изучены, но, тем не менее, на основании наблюдений И. А. Островского и Малиновского можно выделить самостоятельный вольфрамит-оловянный тип кварцевых жил, тесно связанный с красными аляскитовыми гранитами.

Красные граниты Тянь-шаня залегают в виде небольших куполов, измеряемых в поперечнике сотнями метров, реже немногими километрами. Они образуют активные контакты с нижнекаменноугольными известняками и прорывают эффузивные породы, а также гранодиориты. Повидимому, являются наиболее молодыми гипабисальными интрузиями района, однако, секутся фельзит-порфирами и диабазовыми порфиридами. Структура гранитов неравномернозернистая, нередко порфировидная. Среди слагающих минералов преобладает микроклин или микропертит. Значительное участие принимает также альбит-олигоклаз. Кварца много. Биотита очень мало; иногда его заменяет светлая слюда с малым углом осей. Среди второстепенных и аксессуарных составных частей надо перечислить: ортит, магнетит, циркон, апатит, турмалин, флюорит. Для этих гранитов характерен лейкократовый тип и значительная роль, наряду с калиевым, натриевого полевого шпата, а также кварца, что позволяет считать их аляскитовыми гранитами. Другой типичной особенностью является постоянное присутствие ортита. По наблюдениям Н. М. Прокопенко, некоторые разности настолько обогащены ортитом, что он приобретает значение порообразующего минерала, а самые граниты могут быть названы ортитовыми. Возможно, что это самостоятельная ветвь. В этих гранитах ортит резко преобладает над ксенотитом, что обуславливает их принадлежность к представителям церовой провинции. Аляскитовая магма была богата минерализаторами, причем существенная роль принадлежала не только бору, но и фтору. Нередко в массивах красных гранитов интенсивно развиты турмалиновые солнца и выделения игольчатого турмалина по трещинам. Поблизости от этих гранитов нередко жилы с флюоритом. По краям этих же гранитов иногда образуются своеобразные зоны силифицированных пород, сменяющиеся ближе к центру участками, где появляется дюмортьерит, корунд и агальматолит. Тесно с ними связаны более молодые красные фельзиты (ортофиры).

Бозмон-сай в Северовосточном Кара-мазаре. Быше сел. Шайдан в р. Надак справа впадает безводный овраг Бозмон-сай. Его устье лежит против сел. Колходжа, а на левом берегу обнажается довольно

сложный комплекс изверженных пород: гранодиорит-порфиры, рогово-обманковые гранодиориты, интрузивные розовые фельзиты.

По описанию И. А. Островского, породы левого борта оврага разбиты параллелепipedальной отдельностью, причем по крутым тонким трещинкам ВСВ простираения очень часто наблюдаются густо усаженные мелкие чешуйки светлой слюды и хлорита и реже эти трещинки выполнены тонкими кварцевыми прожилками, мощность которых не превосходит 2—3 см.

В одном из кварцевых прожилков, секущем серый гранодиорит, обнажающийся среди фельзита, был констатирован вольфрамит вместе с флюоритом, а в зальбандах прожилка — литиевая слюда. Вмещающие породы в зальбандах принимают более темную зеленоватую окраску и мелкозернистую, сливную структуру. Под микроскопом эти участки дают картину грейзенизации, выражающейся в замещении породы агрегатом кварца и светлой слюдой с редким плавиком; часто наблюдается хлоритизация цветных минералов. Мощность полоски изменения не превышает 1—2 см. По простираению кварцевые прожилки быстро выклиниваются, переходя в тончайшие ослуженные трещинки.

Касситерит вместе с вольфрамитом был установлен в другом кварцевом прожилке, идущем по отдельности гранодиоритового порфира. Грейзенизация зальбандов и характер прожилка аналогичны вольфрамитовому и, повидимому, можно говорить об едином оловянно-вольфрамовом рудном пневматолитовом процессе. Интенсивность грейзенизации варьирует и местами позволяет наблюдать реликты полешпатов. В пределах грейзенизированных полосок касситерит микроскопически пока не наблюдался, хотя собранные в осypi обломки разных пород с тонкоослуженными плоскостями отдельности дали в тяжелой фракции зерна оловянного камня.

Намечающаяся горизонтальная мощность зоны наиболее интенсивного развития кварцевых прожилков и ослуженности трещин отдельности измеряется цифрой не выше одной сотни метров. Разреженность трещин отдельности с метровыми промежутками нетронутых пеликов вмещающей породы между полосками грейзенизации при их ничтожной мощности и бедности рудных прожилков не позволяет назвать данный объект штокверком.

Шлиховое опробование по саю Бозмон показало наибольшее содержание оловянного камня порядка 0.004% в нижнем течении против участка, где преобладает розовый фельзит. Вместе с тем, наибольшее содержание зерен оловянного камня в шлихах приходится на делювий в областях развития фельзита. Повидимому, интрузия розового фельзита и явилась родоначальницей пневматолитовых минералов.

Сар-гордон в районе Среднего Чаткала находится в 115 км восточнее г. Ташкента, на правом берегу р. Сар-гордон, впадающей в р. Ак-булак — левый приток р. Чаткал. В этом месте, по данным Малиновского, красные порфиридные граниты горы Шабрез, занимающие площадь около 3 кв. км, прорывают известняки нижнего карбона. Их пересекает ряд кварцевых жил, имеющих северо-восточное простирание и крутое падение к северо-западу. Длина их колеблется в пределах от 50 до 350 м, а мощность — от нескольких сантиметров до 1 м. Средняя мощность составляет 0,2 м. Жилы часто пережимаются и быстро выклиниваются. Они заполнены кварцем двух видов: крупногребенчатым и ленточным. Взаимные отношения кварцевых выделений говорят о разном времени образования и отвечают совершенно таким же соотношениям кварца в вольфрамитовых жилах Белухи в Забайкалье. В гребенчатом кварце разбросаны редкие, крупные кристаллы вольфрамита и очень мелкие кристаллы оловянного камня, находящиеся иногда во взаимном сростании с вольфрамитом. В ленточном кварце встречаются только мелкие игольчатые кристаллики вольфрамита второй генерации. Кроме того, в жилах констатированы сульфиды в небольшом количестве и плавиковый шпат. Зальбанды жил грейзенизированы.

Оруденение жил неравномерное. Вольфрамит преобладает над оловянным камнем.

Рудные жилы Сар-гордона в генетическом отношении весьма близки к пневматолитовым прожилкам Бозмон-сая. Они связаны с аляскитовыми гранитами или их дериватами — фельзит-порфирами.

Скарновые жилы с мышьяково-оловянными рудами у сел. Такфон

Средняя часть бассейна р. Зеравшан характеризуется довольно широким развитием скарнов, связанных с небольшими штоками гранодиоритов. Скарны нередко обогащены пирротинном, медным колчеданом, арсенопиритом. В них содержится также висмут, олово, вольфрам и кобальт. Рудные скарны приурочены, главным образом, к так называемой ягнобской мраморно-сланцевой толще, возраст которой определяется как верхнесилурийский или нижнедевонский. Этот район привлек к себе внимание в связи с теоретическими представлениями о погружении калиевых гранитов Туркестанского хребта под мраморно-сланцевую толщу и о вероятном проявлении в ее пределах гидротермальной оловорудной фазы. Первые находки оловянного камня были сделаны в образцах рудного скарна с горы Кух-и-сафит, находящейся в 2 км севернее сел. Такфона, во время камеральной обработки ма-

териала разведочной партии, зимой 1933 г. Последующие, более серьезные горные работы и геологическое изучение несколько осветили природу этого совершенно оригинального скарнового мышьяково-оловянного типа оруденения. На основании работ Я. Г. Тер-Оганесова, Михайлова и Цветкова выясняется, что рудное поле Кух-и-сафита представляет собой часть южного крыла широтной антиклинали, состоящего из чередующихся пластов различных сланцев и мраморизованных известняков, в котором часть известняков превращена в скарны. Явления замещения легче всего протекали по контактам кремнистых сланцев с лежащими боками пластов известняка. В результате метасоматических процессов образовались гластообразные массы пироксеновых скарнов, содержащие местами оловянный камень, арсенопирит, пирротин, халькопирит, станнин, кварц, кальцит. Цветков выделил четыре залегающих друг над другом рудных горизонта, приуроченных к определенным стратиграфическим горизонтам. В качестве примера рудного процесса можно привести одну из наиболее мощных скарновых залежей нижнего (четвертого) горизонта, так называемую „Дайковую жилу“. Ее протяжение по склону, имеющему уклон



Гора Кух-и-сафит около сел. Такфон. Kuh-i-Safet Mt. near the village Takfon.

32*

в 45°, равно 270 м. Мощность колеблется в пределах от 1 до 3 м. В ее нижней части представлены только скарны без заметного проявления сульфидной фазы. В центральной части появляются неправильные кварцевые, кварцево-арсенопиритовые желваки или караваи, залегающие между скарным и мрамором. Очень часто они отделяются от мрамора реакционными каемками, состоящими из грубозернистого карбоната. Именно к этим гнездам, имеющим поперечное сечение в 1—3 м, приурочено выделение оловянного камня в виде отдельных шестоватых кристаллов, длиной в несколько миллиметров или, реже, — густых скоплений. Можно наблюдать, как идиоморфные кристаллики оловянного камня пронизывают кристаллы арсенопирита, кварца и карбоната. Арсенопирит также распределен неравномерно, обычно в виде зернистых агрегатов среди кварца или карбоната, сопровождаясь иногда пирротинном и халькопиритом. В шлифах установлен еще станнин в виде реакционных каемок вокруг медного колчедана, а также шеелит, висмутовый блеск, пирит, марказит, сфалерит, галенит. На всем протяжении жилы зарегистрировано всего 5 кварцево-рудных линз. Сходный характер имеет другая крупная жила — „Центральная“ во втором рудном горизонте. Здесь на протяжении около 250 м наблюдаются 6 рудных раздувов, с размерами по длине от 3 до 15 м и мощностью от 1 до 5 м. По составу эти тела неодинаковы. Их можно разделить на арсенопиритовые и оловянно-арсенопиритовые.

В силу слабой изученности рудного процесса Такфонского месторождения существуют две точки зрения на последовательность выделения минеральных компонентов скарных тел. Согласно одной из них, рудные тела Кух-и-сафита образовались в две фазы: первую — существенно силикатную, с небольшим количеством сульфидов и вторую — кварцево-сульфидно-касситеритовую. В первую фазу выделилось до 90% по объему моноклинного пироксена и до 5% сульфидов. Вторая фаза характеризуется громадной ролью кварца, арсенопирита и значительным участием оловянного камня, а также сульфидов. Доводом в пользу такого толкования (Чупилин, Тер-Оганесов) приводится не только преобладающий минералогический состав отдельных частей жильных тел, но также их морфологическая разница. По форме рудные тела первой фазы представляют сплошные пластообразные тела, в то время как тела второй фазы относятся к неправильным — гнездам, караваем, линзам. Прерывистость распространения кварцево-рудных тел и резкое отличие их минерального состава приводят к допущению, что пути проникновения их создавших рудных растворов могли не совпадать с путями горячих эманаций, образовавших силикатные скарны.

Другой взгляд на рудные тела и месторождения (Цветков, Щербаков) говорит об одной длительной фазе рудного процесса, разбивающейся на ряд стадий, связанных с изменением состава реагирующего флюида и падением температуры. Процесс начался с образования силикатов, затем шло образование актинолита, эпидота, оловянного камня, кварца, арсенопирита. После небольших тектонических нарушений, раздробивших уже твердую рудную массу, выделились сульфиды гипотермальной стадии. Разрез рудных линз показывает, что выделение минеральных компонентов подчинялось, с одной стороны, влиянию силы тяжести, а с другой, — законам обособления летучих компонентов верхних частей полостей. Поэтому оловянный камень обычно располагается висячем боку. Происхождение полостей, вероятно, связано с процессам растворения при участии CO_2 , распространявшимися по ослабленным зонам. Так как вопрос о правильном понимании генезиса месторождения, как видно, имеет существенное практическое значение, решая также вопрос об единых подводящих каналах или разных путях оруденения, необходимо всячески форсировать научную обработку материалов по Кух-и-сафиту.

Вместе с тем, Кухисафитское месторождение у сел. Такфон является ключом к пониманию и оценке ряда весьма близких к нему по характеру арсенопиритовых месторождений района Среднего Зеравшана — у Пети, Арча-майдана, Парза. Если в самом Кух-и-сафите не были обнаружены родоначальные глубинные магматические породы, то в других местах связь с гранодиоритами устанавливается совершенно отчетливо. Уже в нескольких километрах к западу от Такфона, у сел. Пети на р. Фан-дарья, в ядре той же антиклинальной складки обнажаются гранодиориты, в контактных зонах которых залегают скарны, с небольшими линзами арсенопирита, пирротина, медного колчедана и станнина. Их облик и состав сходны во всех районах аналогичного оруденения. Это небольшие, несколько вытянутые по простиранию осадочных свит куполы светлосерого, порфириовидного гранодиорита. Порфириовые таблитчатые, вкрапленники до 2—3 см по длине оси принадлежат олигоклазу. В основной массе преобладает олигоклаз-андезин, слагающий в сумме до 60% породы. На долю калиевого полевого шпата приходится всего 15%. Кварца мало — не более 15%. Остальные 10% представлены биотитом и роговой обманкой.

Выводы

Как уже было отмечено, работами партий Таджикско-Памирской экспедиции установлено широкое развитие проявлений оловоносности в горных хребтах системы Тянь-шаня. Ими также доказана постоянная

связь этих проявлений с гранитами определенного типа. В южных ветвях носителями олова явились нормальные порфировидные граниты и, вероятно, в большей степени их мелкозернистые турмалинсодержащие дериваты, очень напоминающие по особенностям своего состава разновидности так называемых „оловоносных гранитов“ Рудных гор Саксонии (Эйбеншток). Можно предполагать, что гранодиориты Зеравшанского района также тесно связаны по своему происхождению с гранитами осевой части Туркестанского хребта, среди которых известны непрерывные переходы к более основным типам, очень сходным с гранодиоритами. Вероятно, появление более основных разновидностей зависит в значительной степени от литологического состава вмещающих пород; в свитах, богатых окисью кальция, происходит базификация гранитов. Для центральных и, возможно, также для северных Тяньшанских дуг оловоносными являлись красные, иногда порфировидные граниты аляскитового типа или их более кислые дериваты — фельзит-порфиры.

Хотя нет прямых данных в возрасте оловоносных гранитов, косвенные соображения заставляют относить время их внедрения к последним стадиям тектонических движений вариссийской эпохи.

Сравнительный анализ оловорудных проявлений говорит о значительном сходстве намечающихся типов с мировыми месторождениями. По аналогии можно сделать и некоторые практические выводы. Нет сомнения, что пегматитовый тип сможет иметь практическое значение только при условии комплексного использования его полезных компонентов. Поэтому для пегматитов необходимо решать задачу не только по линии их оловоносности, но также по отношению содержащихся в них: мусковита, берилла, колумбита, сподумена, лепидолита и возможных соединений цезия. Более надежен тип вольфрамит-оловянных кварцевых жил Западного Тяньшаня, столь напоминающий рудные жилы Циннвальда. По отношению к нему задача сводится к поискам рудных проявлений большей интенсивности. При этом надо иметь в виду установленное единообразие геологического строения центральных дуг Тяньшаня, в силу чего можно рассчитывать найти аналогичные жилы также в центральной и восточной частях этой системы.

Наконец, значительное внимание должно быть уделено району Среднего Зеравшана с его такфонским типом, который до некоторой степени приближается к тубчатым жилам в доломитах бассейна р. Кинт на Малакском полуострове или метасоматическому месторождению Митате в Японии.

Надо также подвергнуть ревизии гипотермальные месторождения Тяньшаня, сопровождаемые значительными количествами пирротина. В этом отношении привлекает внимание район Б. и М. Кебана к во-

стоку от г. Фрунзе, с его высокотемпературными комплексами минералов.

Несмотря на короткий срок работ над совершенно новой для Средней Азии проблемой оловоносности уже получены интересные результаты. Необходимы упорные дальнейшие исследования как прикладного, так и чисто научного характера. Нет сомнения, что решение задач о генезисе оловорудных проявлений поможет скорейшим образом ответить на вопрос о практическом значении месторождений Средней Азии и даст материал для решения оловянной проблемы в других областях Союза ССР.





D. SHCHERBAKOV

GENETIC TYPES OF THE TIN-ORE INDICATIONS OF CENTRAL ASIA

(Summary)

The first crystals of cassiterite have been discovered in miarolitic cavities of a pegmatite dike in the Guissar Range in 1930. In the following years, by the geological search parties of the Tadjik-Pamirian Expedition weak indications of tin-ores were proved to be widely distributed in the mountain ranges of Central Asia. These tin-ore indications always appear in association with granites and may be referred to several genetic types established in the world's practice. From the standpoint of mineralogy the most interesting of them is the pegmatitic type which is prevalently developed in the axial part of the Turkestan Range, as well as near the town of Samarkand and on the prolongation of the Southwestern chains of the Tian-Shan, at the center of the Kysyl-Kumy desert. A pneumatolytic type of tungsten-tin veins was found to occur in the Western Tian-Shan. Lastly, a peculiar skarn type accompanied by an arsenopyrite-tin hydrothermal phase was stated in the basin of the Zeravshan River.

The progenitors of the pegmatite dikes in the Turkestan Range have been porphyric granites traversing the Upper Silurian shales and sandstones. In vicinity of the granites the shales are converted into gneiss. The granites are chiefly composed of microcline, oligoclase-andesine, quartz and biotite. They show a series of transitions to granodiorites and are sometimes accompanied by more acid, leucocratic, fine-grained tourmaline rocks. The pegmatite dikes occur among the granites as well as in crystalline schists prevalently in the southern hanging wall. The dikes extend for scores and hundreds of meters, their average width varying from 1 to 5 m. Among them the following prevailing types may be distinguished. The first is a high temperature biotite-tourmaline type, consisting beside these minerals of oligoclase, orthoclase and quartz. The second type may be termed the tourmaline-muscovite-beryl type. Its components are also microcline, albite and quartz. Lastly, the third, or albite type is formed by

replacement of the minerals of the first phases. The latter type is the most interesting for it contains a number of varied minerals, such as: cassiterite, columbites of two generations, green and polychrome tourmalines, white beryl, spodumene, lepidolite, phosphates of iron, manganese and lithium.

These pegmatite dikes often show local greisenization. The greisens usually also contain cassiterite in rather large crystals.

The distribution of these three main types of pegmatites in space shows a certain zoning. The first type prevails in the foot wall of the granite intrusions, as well as in the granite itself, in direct vicinity of its contact with the hanging wall. The next type occurs at a certain distance from the granites of the foot wall chiefly in the southern hanging wall, the beryl varieties being nearly exclusively confined to the schists of the hanging wall. Lastly, the albitic type and its varieties, — those of sugar-like albite, foliated albite, albite-spodumene and albite-lepidolite pegmatite occur exclusively in the hanging wall and there usually at a maximum distance from the granites.

The greisenized varieties have also been stated exclusively in the hanging wall.

Schematizing the results of observations, it may be stated that, measuring in horizontal direction from the hanging wall of the granite, the biotitic type is distributed within the first 100 meters, the muscovite-beryl type — in the limits of from 300 to 800 meters and the albitic type — from 800 to 1500 m from the hanging wall. A similar zoning is to be observed in vertical direction.

Of course, there are also exceptions which do not agree with this scheme, and which are probably to be explained by repeated overlapping of the pegmatite process.

The tin-bearing granites and the associated greisenized and albitized pegmatites show a very restricted distribution within a zone beginning in the western parts of the Alai Range, trending discontinuously across the head parts of the Zeravshan River toward the town of Samarkand and further, into the Kysyl-Kumy desert. This tract has been termed the tin-ore bearing pegmatite zone of the Southwestern Tianshanids; this zone extends for about 1000 km.

Quite a distinct character shows the tin-ore in the Western Tian-Shan where only pneumatolytic tin-tungsten quartz veins closely connected with red alaskite granites have been discovered. These granites form a number of not very large domes traversing Lower Carboniferous limestones, porphyry tuffs and diorites. They are chiefly composed of microcline, albite-oligoclase and quartz. Some of their varieties are conspicuously enriched in orthite. Closely connected with them are younger felsite-por-

phyries. In some of the granite domes have been discovered highly dipping quartz veins varying in length from 50 to 350 m, by an average width of 0.2 m.

These veins are filled with quartz of two types, i. e. coarsely combed and banded. The interrelations of the two quartz layers prove that they have been formed at different times and wholly agree with similar interrelations of quartz in the wolframite veins of Belukha in Transbaikalia. Among the combed quartz are disseminated rare large crystals of wolframite and very fine crystals of cassiterite which are sometimes intergrown with the wolframite.

In the banded quartz only minute acicular crystals of wolframite of the second generation are met with. Besides this, detected in the veins have been sulphides in small quantities and fluorspar. The salvages of the veins are greisenized.

The mineralization of the veins is irregular, wolframite predominating, as compared with cassiterite.

Lastly, the third type has been ascertained in the central part of the basin of the Zeravshan River, where an Upper Silurian and Devonian marble and schist series is developed, being traversed at places by insignificant granodiorite intrusions. In the contact zone of the granodiorite and sometimes without any apparent connection with the magmatic rock there occur skarns which, in some points, are enriched in pyrrhotite, chalcopyrite and arsenopyrite. They also contain bismuth, tin and cobalt. A more detailed study of one of such occurrences, at Takfon village, showed that the skarns have been formed by replacement of limestone seams along their contact with siliceous schists. They occur as veins, from 1 to 4 m in width. At places there appear in these veins a number of irregular quartz, and quartz-arsenopyrite nodules or cake-like bodies enclosed between the skarn and the marble.

Very often they are separated from the marble by reaction rims composed of coarse grained carbonate. And it is just to these nests reaching from 1 to 3 m in transverse section that the deposition of cassiterite is confined, appearing as separate rod-like, several millimeters long crystals, or, rarer, as dense aggregates. It may be observed how the idiomorphic crystals of cassiterite are penetrating the crystals of arsenopyrite, quartz and carbonate.

The arsenopyrite is likewise irregularly distributed, usually as granular aggregates among quartz or carbonate, sometimes accompanied by pyrrhotite and chalcopyrite.

In thin sections there have been stated, moreover, stannite, as reaction rims about chalcopyrite, as well as sheelite, bismuthite, pyrite, marcasite, sphalerite and galenite.

The metasomatic process probably began in the pneumatolytic phase and ended in the hydrothermal phase. The first to be formed has been monoclinic pyroxene, next to which actinolite, epidote, cassiterite and arsenopyrite were developed.

After certain insignificant tectonic disturbances by which the already solid ore mass has been fractured, the sulphides of the hydrothermal phase were deposited.

It may be supposed that the granodiorites of the Zeravshan region are genetically closely allied to the granites of the Turkestan Range among which transitions to more basic types are known. The appearance of more basic rocks is probably depending on the composition of the enclosing schists which are enriched in calcium oxide.





В. М. КРЕЙТЕР

О НЕКОТОРЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Введение

Полиметаллические месторождения, признаки минерализации и не проверенные разведками древние разработки широко разбросаны по всем горным хребтам Тянь-шаня и Памира, но изученность как геологии рудных районов, так и самих месторождений далеко неравноценна. Если к 1935 г. данные по геологии и оруденению хребта Кара-тау можно считать вполне удовлетворительными, если можно говорить о некоторой изученности Кураминского хребта (вернее, его югозападного окончания — Карамазарских гор), то рудные провинции Таласского и Заилийского Алатау, Киргизского, Нарынского и других хребтов совершенно не изучены.

Таким образом, можно освещать особенности общей рудно-геологической обстановки только полиметаллических полей Кара-тау и Кара-мазара, где намечаются отчетливые и довольно оригинальные закономерности.

В отношении же других районов, большинство месторождений в которых совершенно неясны, можно говорить об особенностях только отдельных своеобразных месторождений, а в подавляющем большинстве случаев нельзя говорить не только об особенностях, но даже просто охарактеризовать рудные точки в виду их полной неизученности.

Понимание и трактовка особенностей в значительной мере субъективны и иными быть не могут, как субъективен и выбор районов и месторождений. Последнее объясняется личным ознакомлением в поле и камеральным изучением некоторых месторождений Кара-тау в 1932—1933 гг., Кара-мазара в 1932—1933—1934 гг. и Северной Киргизии в 1934 г. Все полевое и камеральное изучение по работам 1934 г. производилось автором совместно с инж. В. И. Смирновым.

Вследствие того что настоящий доклад имеет до некоторой степени специальную задачу, многие вопросы как-то: образование и минералогия окисленных зон месторождений, детали морфологии и структуры рудных полей, содержание металлов в руде, запасы руд и металлов, а также детальная характеристика вмещающих пород, здесь не затрагиваются.

В числе районов и месторождений, освещенных настоящим докладом и имеющих своеобразные черты, включены месторождения Актюс в Заилийском Алатау, оруденение хребта Кара-тау и Карамазарских гор и месторождение Кон-и-гут в северных предгорьях Туркестанского хребта. Проявление полиметаллического оруденения в других горных сооружениях Тянь-шаня упоминаются только попутно для иллюстрации некоторых основных положений. Говорить же о металлогении многих других районов автор считает преждевременным.

Ознакомление с разрезами нижнего и среднего палеозоя для Северного и Центрального Тянь-шаня по сводной классической работе Д. В. Наливкина «Очерк геологии Туркестана» (1926), изучение трудов В. А. Николаева¹ и других опубликованных и рукописных работ различных авторов приводят нас к принятию основной концепции последнего о разделении Тянь-шаня на северную и южную зоны. Структурная линия, разграничивающая эти зоны, проходит примерно в широтном направлении от Хан-тенгри с южной стороны оз. Иссык-куль, через оз. Сон-куль, по оси Таласского Алатау и далее в Восточный Кара-тау.

Севернее этой линии наблюдается широкое развитие древних толщ докембрия и нижнего силура, причем в литологической колонке, кроме других пород, встречаются известняки и мраморы. На этих толщах и включенных в них древних гранитах несогласно залегают своеобразные красноцветные аркозово-конгломератовые фации среднего палеозоя, с признаками образования в лагунно-континентальных условиях. Складчатость и вулканизм проявляются отчетливо в древних доварисцийских эпохах (каледонская и более древние эпохи складчатости) и в варисцийскую, причем последняя играет в Северных цепях основную роль. Гранитные и гранодиоритовые интрузии имеют здесь исклю-

¹ В. А. Николаев. О важнейшей структурной линии Тянь-шаня. Зап. Всерос. мин. общ. LXII. № 2. 1933.

Его же. К стратиграфии и тектонике северных цепей Тянь-шаня. Тр. III Всесоюз. съезда геологов 1930 г. Ташкент.

Его же. Вулканизм в геологической истории Тянь-шаня. Тр. III Вс. съезда геологов в 1930 г. Ташкент.

Его же. К стратиграфии и тектонике Таласского Алатау. Изв. Гл. геол.-разв. упр. № 8. 1930.

чительно большое распространение и отдельные батолиты, например Сусамырский, Терской Алатау и батолит Заилийского Алатау, занимают огромные площади. К сожалению, в меру современной геологической изученности трудно разделить эти интрузии, хотя выделение варисцийских интрузий имело бы большое значение, так как предположительно большая часть месторождений связана именно с ними.

В северных районах южных цепей древние свиты совсем или почти совсем исчезают, чтобы вновь проявиться в Алайском и Туркестанском хребтах. Основную роль в южных цепях играют мощные среднепалеозойские толщи известняков, создающие главное отличие от фаций среднего палеозоя в северных дугах. Характерно отсутствие или большая замаскированность каледонских (и более древних) движений в южных цепях, где главную роль играют варисцийские эпохи складчатости и вулканизма. Интрузивные породы, главным образом, гранодиоритового ряда прорывают варисцийские складки и играют основное значение в металлогении южных районов.

И для южных и для северных дуг Тянь-шаня очень важны альпийские движения. Но эти движения принимаются не как горсто-гребневые передвижки, а как перемещения на фоне мощных складок. Эти складчатые деформации древних и юных отложений проявляются в различных формах и в древних толщах сопровождаются разрывами и перемещениями складок. С альпийскими движениями связаны также вулканические породы типа щелочных базальтов (Буам, Сев. Фергана и др.).

Совершенно недостаточно освещен вопрос о возрасте рудных месторождений Тянь-шаня даже в наиболее изученных районах. Древнее, или, во всяком случае, каледонское оруденение предполагается для некоторых пунктов Кара-тау. С некоторой долей уверенности можно связывать главные проявления рудоносности с варисцийской эпохой, хотя во многих случаях остается возможным киммерийский возраст этих проявлений, особенно учитывая новые данные о роли этой эпохи в истории развития Тянь-шаня. Роль альпийского оруденения не выяснена совершенно и, возможно, что она недооценивается. Во всяком случае, альпийский возраст оруденения намечается в некоторых районах (Куги-танг).

Различные эпохи складчатости и вулканизма, широкий диапазон фациальных условий накопления осадков, разнообразие проявлений интрузий кислых пород как по глубине застывания, так и по масштабу и форме, различная насыщенность магмы металлическим содержанием, эрозионный срез, в отдельных участках вскрывший гипобатолитовые области, а в других не дошедший даже до жильных

дифференциатов интрузива (криптобалитовая область), — все это породило необычайную пестроту характера рудных месторождений Средней Азии и, в первую очередь, полиметаллических месторождений.

Рудные месторождения хребта Кара-тау

О типах оруденения хребта Кара-тау

В Кара-тау встречаются довольно разнообразные по типу и характеру месторождения, но только полиметаллические месторождения в известняках представляют в настоящее время промышленный и научный интерес. Кроме месторождений в известняках, в Кара-тау встречаются: небольшие кварцевые жилы с пиритом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом и тетраэдритом среди нижнепалеозойских пород или древних изверженных массивов; мощные жилы железо-марганцевых карбонатов с убогим сульфидным оруденением в тех же породах; ничтожные по размерам гематитовые жилы; пиритовые накопления в песчаниках и другие рудные проявления. Но все перечисленные месторождения не имеют при современных представлениях о них ни промышленного ни научного значения. Возможно, что большинство этих рудных проявлений относится еще к более древним, доварисийским вулканическим циклам, и к главному полиметаллическому оруденению отношения не имеет.

Полиметаллические месторождения в известняках верхнего девона и нижнего карбона хребта Кара-тау являются единственно интересными в промышленном смысле и, кроме того, дают возможность истолковать генезис этих месторождений в довольно стройной схеме.

Подавляющее большинство исследователей Кара-тау до 1932 г. сближали (а иногда находили полную аналогию) эти месторождения с трубчатым оруденением района Чихуахуа в Северной Мексике. Основой представления о генетике мексиканских полиметаллических труб была известная статья Базиля Прескотта,¹ где он устанавливает основные закономерности рудоотложения в этой провинции. Очевидно, наличие известняков и видимое отсутствие изверженных пород в Кара-тау и Мексике привлекло внимание советских геологов и послужило для сравнения характера оруденения в указанных районах. Но это сравнение было только формальным и несоответствующим действительности, как это было показано мною в работе, опубликованной в „Проблемах Советской геологии“².

¹ Basil Prescott. The underlying principles of the limestone replacement deposits of the Mexican province. Eng. Min. Jour. Press. 14. 21. 1926.

² В. М. Крейтер. К вопросу о принадлежности свинцово-цинкового оруденения хребта Кара-тау к типу Миссисипи-Миссури. № 3. 1933.



В этой же работе мною было выдвинуто положение, что Каратауское оруденение в известняках можно относить к типу Миссисипи-Миссури. Дальнейшее накопление фактов все более и более подтверждает эту точку зрения и многие исследователи присоединились сейчас к такому толкованию оруденения. Но нельзя говорить о полной аналогии, так как не только рудные провинции, но даже отдельные месторождения не бывают вполне аналогичными. Несомненно, что Каратауская металлогения несет свои своеобразные черты, и, тем не менее, едва ли сейчас уже можно сомневаться, что сравнение с генетическим типом Миссури наиболее приемлемо для Каратау.

Некоторые геологи не видят отличий этих месторождений от мезотермальных—типа Ледвилля, Нерчинска и др., но эти возражения совершенно неубедительны.

Возражающие геологи, очевидно, мало уделяют внимания вопросу о том, где отделились летучие продукты от магмы. Если мы рассматриваем только пункты концентрации летучих (пункты оруденения), то мы забываем, что их судьба часто совершенно различна в зависимости от того, где и когда они выделялись из материнской интрузии. Относя оруденение к типу Миссури, мы тем самым говорим о „путешествующих“ растворах, далеко отошедших от очагов, и, вероятно, без участия малых интрузий в развитии всего рудно-магматического процесса. Характер полиметаллических месторождений и целых провинций, относящихся к этому типу, имеет серию особенностей.

В своей статье я указывал, что активность растворов, или „фактор интенсивности“ растворов, по терминологии Грейтона, для полиметаллических месторождений в известняках различна и с этой точки зрения можно разбить свинцово-цинковые месторождения в известняках на две группы. К первой группе месторождений, образованных из далеко отошедших, мало активных растворов, относятся вне СССР: месторождения штатов Миссури, Оклахома, Канзас, Висконсин, Иова и др.; месторождения около оз. Невольников; рудные тела округа Мореснет; Райбл и Блейберг в Каринтии; месторождения Верхней Силезии и некоторые другие. В пределах Союза к этому типу можно отнести оруденение Кара-тау предположительно месторождение Конигут в предгорьях Туркестанского хребта и, наконец, месторождение Дзышра в Абхазии.

Ко второй группе принадлежат из числа зарубежных районов: Ледвилль, Тинтик, Парк-сити, Северная Мексика и многие др., а в СССР—месторождения Нерчинска, Кара-мазара и Казакстана, залегающие в известняках.

При составлении характеристик этих двух групп отличительные особенности их становятся значительно рельефнее.¹

Тип I телетермальный. Вопрос с выделением этих месторождений, рудообразующие растворы которых мало активны и разжижены, сейчас очень облегчается новой классификацией гидротермальных месторождений Грейтона.² Последний относит месторождения типа Миссури в особую группу телетермальных месторождений—термин, показывающий прямое отношение этой группы к гидротермальному генезису.

Грейтон считает подобные месторождения заключительным этапом гидротермальных месторождений в обстановке нормального геотермического градиента среди благоприятных пород (известняков или доломитов) и относит их к „низшему классу“ по физико-химической интенсивности растворов. Но говоря о различных рудных зонах и интенсивности образовавшихся растворов, Грейтон не уделяет внимания наиболее важному, по нашему мнению, фактору,—отделились ли растворы от глубоко залегающего батолита или они выделились из малой интрузии (например гранит-порфира), сконцентрировавшей в себе летучие компоненты. Возможно, что телетермальные месторождения как-раз и образованы из растворов, далеко отошедших от недостаточно дифференцированного, „пылящего“ рудными флюидами очага.

Телетермальная зона характеризуется практическим отсутствием золота, серебра, мышьяка, сурьмы и висмута, и в то же время сфалерит часто несет значительное содержание кадмия. Необычно характерна вообще для этой группы простота минералогического состава: галенит, сфалерит, пирит или марказит (или тот и другой вместе), иногда немного халькопирита. Рудоотложение происходило „не спеша“, с образованием сульфидов от средне-до крупнозернистых, причем для некоторых из этих месторождений весьма характерны коломорфные и концентрически полосчатые текстуры руд.

Из числа нерудных минералов наиболее обычны: доломит, кальцит и кварц мелкокристаллический до крупнокристаллического. Барит и флюорит так же присутствуют, как бы напоминая эпитеермальную обстановку.

Изменения боковых пород, как правило, ничтожное (баритизация, флюоритизация) или совсем отсутствует, так как растворы сами по себе необычайно „слабы“. В то же время бросается в глаза накопление доломита, идущее обычно в 2 или 3 фазы, из которых наиболее

¹ Вследствие дискуссионности и в то же время важности проблемы мы здесь приводим краткое сравнение этих двух групп.

² L. C. Graton. The Depth Zones in Ore Deposition. Ec. Geol. 1933.

интересна мощная доломитизация известняков, предшествующая оруденению.

Эти месторождения образуются или в зонах разломов смятия и трещин (трещинный тип), или дают „пластовое“ рассеянное оруденение в благоприятных горизонтах известняков и доломитов. Фактически тот и другой морфологический тип связан с региональными и локальными структурами рудных полей и вопрос только заключается в том, „расползались“ ли рудоносные растворы вдоль трещин или вдоль пластов известняков.

Главным представителем телетермальных месторождений естественно, является тип оруденения штата Миссури, именем которого как нарицательным я пользовался до выхода из печати статьи Грейтона. К сожалению, об этом районе имеется несколько неверное представление, что руда здесь залегает совершенно горизонтально и только в виде „пластовых“ залежей. На самом деле, пологие (не выше 20° в крыльях) складки, с которыми связано оруденение, наблюдаются и в Миссури, а серия рудоносных трещинных жил, иногда длиной свыше тысячи метров, давно уже выработана и поэтому мало известна. Тем не менее, тенденция образования „пластового“ оруденения в этом типе месторождений весьма характерна и практически важна.

Тип II мезотермальный. Полиметаллические месторождения в известняках, относящиеся обычно к средним глубинам (иногда гипотермальные) достаточно хорошо охарактеризованы по минералогическому составу, характеру изменения боковых пород, текстурам и структурам руд самим автором генетической классификации В. Линдгреном¹ и здесь нецелесообразно подробно на этом останавливаться.

В этой группе прежде всего бросается в глаза значительно большая пестрота минералогического состава. Здесь встречаются, кроме галенита, сфалерита и пирита, различные простые и сложные сульфиды, сульфиды, сульфиды, тетраэдриты, халькопирит, причем многие из этих месторождений содержат медь, мышьяк и даже сурьму в промышленных количествах, а из полученного свинца часто рафинируется висмут, кроме серебра и золота. Для этих месторождений характерно присутствие благородных металлов, особенно серебра, которое всегда встречается в рудах этой группы в значительных количествах.

Если рудообразующие растворы, далеко отошедшие от рудоносных очагов в миссурийском типе мало активны, разжижены, то в рассматриваемой группе мы имеем растворы, вероятно, обладавшие большим

¹ Woldemar Lindgren. Mineral deposits. Изд. III. 1928.

интрузивным давлением и такой активностью, что они замещали не только известняки, но и другие породы до „собственных“ порфиров включительно. Я придаю исключительно важное значение тому факту, что эти месторождения в подавляющем большинстве случаев связаны с малыми интрузиями типа интрузивных кварцевых порфиров или гранит-порфиров, являющихся кислыми дифференциатами главного магматического очага. Очевидно, летучие компоненты концентрировались в этих дифференциатах, и вместе с ними поднимались в более высокие зоны. В дальнейшем при остывании рудные компоненты выделились из этой магмы, и образовали полиметаллические месторождения вблизи этих малых интрузий. Можно предполагать, что выделившиеся растворы были концентрированными и весьма „интенсивными“. Если принять изложенную гипотезу об отделении летучих, создавших телетермальные полиметаллические месторождения в известняках, то разница между двумя группами станет еще более глубокой.

Морфология месторождений мезотермальной группы характеризуется сложными жилами, горизонтальными и вертикальными трубами, „манто“, кустами и другими весьма сложными и причудливыми формами.

Этот краткий сравнительный анализ двух групп полиметаллических месторождений в известняках целесообразен здесь потому, что отнесение оруденения Кара-тау и месторождения Кон-и-Гут к телетермальному типу произведено мною в советской литературе впервые, как и вообще постановка этого вопроса.

Краткие геологические данные о хребте Кара-тау

Последние два года (1933—1934) в Кара-тау ознаменовались постановкой ЦНИГРИ широких исследований с целью изучения стратиграфии, тектоники и вулканизма этого горного сооружения. К сожалению, данные эти еще не опубликованы, а предварительные отчеты мне неизвестны. Только краткие личные беседы с некоторыми исследователями да прослушанный доклад Н. А. Бубличенко и И. И. Машкара несколько уточняют мои старые представления.

Несмотря на все это для наших целей — охарактеризовать геологическую обстановку, в которой происходило рудоотложение, старых данных почти достаточно.¹

Стратиграфия. Наиболее древними (?) являются гранитоиды Северного Кара-тау, перекрытые метаморфической свитой зелено-черных сланцев с прослоями мраморов, известняков и конгломератов. Эта свита постепенно переходит в „зеленую“ филлитовую толщу, частично

¹ Список литературы см. в статье автора в *Проблемах Советской геологии*. № 3. 1933

содержащую песчаники, конгломераты и известняки, относимую условно к нижнему силуру. Последняя сменяется „зеленой“ свитой верхнего силура с фауной граптолитов и брахиопод, и обе эти свиты, очевидно, могут параллелизоваться с кокдждойской свитой Вебера в Южном Кара-тау.

Силурийские отложения сменяются среднедевонскими песчаниками „красноцветной“ или так называемой „поддевонской“¹ толщей, а в северо-восточной части Южного Кара-тау непосредственно верхнедевонскими отложениями. Интересен переход D_2 в D_3 , характеризующий породой оригинального вида и происхождения, состоящей из серицита, хлорита и кварца.

Мощная толща девоно-карбонных ($D_3 + C_1$) известняков представляет наибольший интерес, так как в ней коллектируются большинство свинцово-цинковых месторождений хребта Кара-тау. В Северном и Центральном Кара-тау известняки ($D_3 + C_1$) имеют только подчиненные им пачки сланцев и мергелей, а в Южном Кара-тау в них развиваются, кроме сланцев, песчаники и конгломераты. Вся известняковая толща, принадлежащая к верхнему девону, турнейским и визейским отложениям, довольно хорошо охарактеризована фаунистически, причем все эти горизонты представлены в различных участках хребта различными по мощности и характеру свитами.

Следующей по возрасту является юрская толща, сложенная исключительно континентальными пресноводными отложениями из песчаников, глинистых сланцев и конгломератов с скоплениями промышленных углей.

Меловые и третичные, преимущественно, красноцветные отложения, изученные, главным образом, по юго-западному склону, представлены различными песчаниками и, в меньшей мере, мергелями, суглинками и супесями. Наконец, четвертичными отложениями закрыты предгорные части хребта. Вследствие особой важности приводим разрез известняков достаточно подробно:

Разрез D_3 , по Л. Н. Балавинскому,

1) Светлосерые тонкослоистые известняки	30 м
2) Тонкослоистые мергели и частично известняки	100 „
3) Серые известняки	250 „

Этот разрез переходит иногда в закономерную перемежаемость горизонтов известняков и мергелей, причем на долю мергелей приходится около 50% разреза.

Разрез C_1 , по данным М. В. Муратова и И. И. Машкара:

¹ В. Н. Вебер и М. Н. Бронников. Геологические исследования в Сырдарьинской области. Изв. Геолкома, т. XXIV, 1905.

Нижнее турне: а) горизонт слоистых и тонкослоистых известняков и доломитов. В низах толщи светлосерые плитчатые известняки мощностью 50 м, выше лежат черные кристаллические слоистые доломиты мощностью 70 м, и, наконец, тонкослоистые темносерые известняки мощностью 190 м.

в) Светлые массивные известняки в нижних слоях темные и грубослоистые мощностью 400 м; мощность нижнего турне 710 м.

Среднее турне. Темносерые и черные кристаллические известняки (и доломиты) — 400 м.

Верхнее турне. Переслаивающаяся толща песчаников, сланцев и известняков — 250 м.

Нижнее визе. Переменяемость светлосерых известняков с песчаниками и мергелями, иногда только известняки; мощность — 700 — 800 м. Среднее визе. Белые кристаллические известняки — 50 м.

На этом разрезе палеозоя заканчивается. Мощность всего карбона — 2 000 — 2 400 м, а верхнего девона — 400 м.

Эта мощная толща известняков сыграла главнейшую роль в локализации Каратаусского оруденения.

Тектоника и изверженные породы Кара-тау. Работами экспедиции ЦНИГРИ намечены, а в отдельных случаях доказаны некоторые новые положения и уточнения об орогенических фазах Кара-тау.

Есть целая серия указаний на наличие в северных частях хребта донижнесилурийских гранитов, а может быть, и допалеозойских, чем намечается древняя орогеническая фаза. Так, например, галька гранитоидов встречена среди конгломератов метаморфической свиты, в свою очередь, прорванной гранитами.

Следующая каледонская фаза приурочена в Северном Кара-тау к периоду между отложениями „красной“ и „зеленой“ свит, а в Южном — к низам Тюлкубасской свиты. Эти движения в небольшом масштабе проявляются и несколько позднее (в центральной части хребта между „красной“ свитой и известняками D_3). Каледонские граниты встречаются во многих участках хребта, особенно вдоль его северо-восточной стороны. В метаморфических толщах И. И. Машкара отмечает сильно метаморфизованные изверженные породы типа габбро, а в „зеленой“ толще — наличие эффузивов и туфов.

Варисийская складчатость довольно отчетливо проявляется в Кара-тау и юрские осадки, сменяющие непосредственно палеозой, лежат на последнем резко несогласно.

С этой орогенической фазой, вероятно, связаны и дайки, секущие, по данным Машкара, „красную“ толщу, а также постоянный горизонт порфиринов, подстилающий известняки.

Изверженными породами хребта занималась специальная партия ЦНИГРИ под руководством геолога И. С. Малявкина, данные которого мне неизвестны. Известно только, что Малявкин считает Баджанский диоритовый массив в Южном Кара-тау по возрасту варисийским, так

как это интрузивное тело дает, якобы, активные контакты с известняками. В этом же районе есть выходы пород гранодиоритового состава также с активными контактами. Возраст этих пород также условно считается вариссийским.

Геологические исследования экспедиции установили еще наличие киммерийской и альпийской складчатости в Кара-тау. Так, местами на сильно дислоцированной континентальной юре залегают с угловым несогласием меловые осадки, а в северном Кара-тау конгломераты предгорных террас несогласно залегают на дислоцированных третичных осадках.

Большой интерес с точки зрения распределения и локализации орудения представляют собой дизъюнктивные нарушения в Кара-тау. Очевидно, здесь имеет место серия огромных разломов северозападного простирания¹ типа надвигов, а также наличие крупных „поперечных“ разломов, идущих под различными углами к надвиговым швам. Кроме этих региональных структур, можно говорить о трещинах, куполах, разорванных складках, т. е. о тех локальных структурах, которые играют крупную роль в фиксации орудения.

Для прикладных целей интересны детальные тектонические схемы отдельных участков хребта, особенно в районах развития рудных месторождений.

Исследования М. В. Муратова² и его группы работников дали геотектоническую схему района Центрального Кара-тау, захватывающего примерно площадь в 1000 кв. км.

По этой схеме при складкообразовании „жесткий“ карбон подминал под себя девон и нередко полз по нему, причем богатые сланцевыми свитами девонские отложения сравнительно легко сминались в складки. „Поддевонские“ песчаники являлись упорными массами, создававшими благоприятные условия для передвижения карбона по девону, в результате чего нередко 2—3 нижних горизонта карбона превращались в брекчии. Девонские же осадки обычно образовывали нормальную складчатую систему, вытянутую в северозападном направлении.

Мне неизвестны еще окончательные суждения о приуроченности различных дислокаций к тем или иным орогеническим фазам. Неясна также и эпоха главного складкообразования в Кара-тау. Обычно принято считать, что главной складчатостью в северных дугах являлась герцинская, а альпийские движения сказались только в виде дизъюнк-

¹ М. П. Русаков. Проблема запасов и рудная база Чимкентского Свинцово-плавильного завода. Проблемы Советской геологии, № 1. 1935.

² М. В. Муратов. Новые данные по геологии Кара-тау (представлено к печати).

тивных нарушений, нередко по старым швам. Работы В. А. Николаева. Для Таласского Алатау¹ и Киргизского хребта² с совершенной очевидностью доказали; что третичные отложения собраны в нормальные складки с развитием чешуйчатых структур и что вся совокупность данных дает возможность предположительно считать основными движениями в западной части Киргизского хребта и южной части Кара-тау (?) не герцинские, а альпийские.

Данные работ последних лет также с несомненностью доказали, что юра интенсивно дислоцирована, как смяты и третичные отложения в Северном Кара-тау, т. е. имеет место киммерийская и альпийская складчатость.

Если возраст основных движений считать вариссийским, как и малые интрузии Южного Кара-тау, то естественнее всего приписывать этот возраст и орудению хребта.

Но этих данных для суждения о возрасте орудения, конечно, недостаточно. Есть наводящие указания на возможность считать орудение более молодым, чем вариссийское. Во всяком случае, отрицать молодой возраст орудения нет достаточных оснований.

В результате геологического обзора можно подчеркнуть, что, во-первых, все основные свинцово-цинковые месторождения Кара-тау находятся вне видимой связи с изверженными породами и, во-вторых, что они концентрируются в известняках.

Общая характеристика рудных месторождений Кара-тау.

Морфология месторождений. Изучением рудных месторождений в 1933 и 1934 гг. занимались геологи Г. С. Лабазин и И. И. Князев, но их выводы и описания не опубликованы. В виду этого в настоящей сводке я пользуюсь, главным образом, своими наблюдениями 1932 г., используя различные опубликованные в печати материалы.

Локализация каратауских полиметаллических месторождений, как и вообще всяких гидротермальных месторождений, обуславливается определенными структурами. Как-будто намечается связь некоторых известных месторождений с участками пересечений линий огромных надвигов с секущими зонами смятия. Но контролирующее значение „микроструктур“ в процессах рудоотложения, как и влияние „благоприятных“ горизонтов, несомненно, является основным. Точно сформулировать понятие о благоприятных горизонтах для Кара-тау при

¹ В. А. Николаев. К стратиграфии и тектонике Таласского Алатау. Известия ГГРУ. 1930.

² В. А. Николаев. Щелочные породы Ири-су и западное окончание Александровского хребта. Путеводитель экспедиции III Всесоюзного геологического съезда 1928 г.

современной изученности затруднительно, — в одних случаях это чистые от кремнекислоты и глинозема известняки и доломиты, в других случаях играют роль механические свойства пластов и мелкая трещиноватость в них и, наконец, может оказывать влияние состав пластов кровли (непроницаемые слои), наличие органического материала и т. д.

В зависимости от всех указанных причин рудные тела Кара-тау представляют все переходы от круто падающих секущих трещинных жил до пологих „пластовых“ вкрапленных месторождений. Практически все эти переходы ступенчатываются и можно говорить о „трещинном“ и „пластовом“ оруденениях.

Знаменитое Турланское месторождение залегает в сложной почти широтной трещине, падающей на северо-восток приблизительно под углом в 70°.

Длина этой рудной зоны выдерживается на 2 км, а почти непрерывное оруденение тянется свыше 600 м. Турланская трещина, вернее, сложная раздробленная зона пересекает пласты известняков турне, которые падают к юго-западу со средним углом в 40—50°. Можно предполагать, что оруденение контролируется не только трещиной, но и „благоприятными“ пластами известняков и, таким образом, предположительно образовалась серия скатывающихся к западу столбов внутри рудной зоны, нередко соединяющихся между собой.

Процессы окисления, охватившие все рудное тело Турлана, замаскировали и морфологическую и минералого-текстурную картину бывшего здесь первичного оруденения. Возможно, что значительная часть руд была представлена богатыми вкрапленными рудами, а убогие вкрапленные руды и сейчас наблюдаются в Турлане. Несомненно только то, что образование рудного тела зависело от рудовмещающих трещин, а „благоприятные“ пласты играли подчиненную роль.

Месторождение Кантаги определилось также почти вертикальной секущей трещиной, приуроченной к крутому северному крылу антиклинали верхнедевонских известняков. Но здесь, особенно вследствие наличия первичных руд, видно то большое значение „благоприятных“ пластов известняков, по которым „растекались“ рудные растворы.

Месторождение Джингильчик представлено двумя трещинными жилами, образовавшимися в куполе небольшой антиклинали.

В месторождении Кара-сай трещины, приуроченные к куполу небольшой брахиантиклинали, носят, как и само оруденение, характер близкий к пластовому.

Короче говоря, можно считать, что в Кара-тау мы имеем группу месторождений трещинного типа, но полностью этот тип не выдерживается, так как „благоприятные“ горизонты известняков создавали условия для образования комбинированных пластово-трещинных жил.

Наиболее характерным, хотя промышленно пока мало интересным, является „пластовое“ оруденение, где роль трещин в рудоотложении или ничтожна или совершенно отсутствует.

Нередко вкрапления рудных минералов прослеживаются на несколько километров вдоль определенных стратиграфических горизонтов известняков. Так, например, между Карагаштыканом и Джингильчиком в толще известняков по берегам сая импрегнация галенита прослеживается на большое расстояние, как бы фиксируя собой благоприятные горизонты для рудоотложения. В месторождении Джинлаган-ата минерализация приурочена к пласту полого падающего брекчированного известняка, залегающего согласно с толщиной темносерых известняков.

Наиболее интересным по своему морфологическому типу является месторождение Миргалим-сай с рассеянным свинцовым оруденением, приуроченным к определенному горизонту девонских известняков. Выход этой оруденелой пачки мощностью 20—25 м был прослежен на 2 км, а в настоящее время работами геолога Н. А. Бубличенко (личное сообщение) установлено оруденение в этой же самой пачке в 10 км от Миргалим-сая. Это оруденение со всей определенностью доказывает, что отчетливо выраженные „пластовые“ руды имеют место в Кара-тау.

Таким образом, с морфологической точки зрения есть все основания относить оруденение Кара-тау к телетермальному типу.

Минералогический состав руд: с точки зрения минералогического состава оруденение в известняках хребта Кара-тау вполне подходит к месторождениям телетермального характера.

В генетическом смысле нет никакого основания отличать месторождения с окисленными рудами от месторождений с первичными рудами, так как этот вопрос интересен только с промышленной точки зрения. По минералогическому составу я не отличаю тип Кантаги от типа Турлана, тем более что для суждения о составе последнего мы имеем отдельные уцелевшие блоки первичных руд.

Рудные материалы представлены галенитом, сфалеритом и пиритом с преобладанием в отдельных месторождениях того или иного из упомянутых минералов. Сфалерит в месторождениях обычно желтого или светлокорицевого цвета. Многие из геологов считают отсутствие марказита важным доводом против излагаемого мною понимания характера оруденения Кара-тау. Действительно, марказит встречается часто в этом типе месторождений; но несмотря на это отсутствие марказита не является сколько-нибудь убедительным доводом. В одном из классических районов, а именно Флят-ривер в юговосточном Миссури, марказита-то как-раз и нет, а мы подчеркиваем наибольшее сходство

руд Кара-тау, именно, с этим районом. Отсутствует марказит и в районе оз. Невольников, и в округе Морсенет и в других местах.

Эта простота минералогического состава необычайно характерна для телетермальных месторождений. Не менее характерно отсутствие золота и ничтожное количество серебра в каратауских рудах.

Нерудные минералы представлены кальцитом, доломитом, баритом, реже кварцем. В Турлане на глубоких горизонтах И. И. Квязовым встречены несколько зерен флюорита. Наличие этих минералов обычно и достаточно типично для телетермальных полиметаллических месторождений. Характерно, что сравнительно редкий кварц встречается в типичных разностях для этого типа месторождений, — от мелко до скрытокристаллических.

Размеры зерен рудных минералов обычно варьируют от средних до крупных, что весьма также характерно, так как все рудоотложения в этих месторождениях, образовавшихся из отдаленных растворов, происходит „не спеша“.

Изменение боковых пород. Изменение боковых пород или ничтожно или почти отсутствует в телетермальном типе месторождений вследствие необычайной физико-химической „слабости“ образующих их растворов. Эта же картина наблюдается в месторождениях Кара-тау. Здесь в боковых породах можно встретить упомянутые уже кальцит, барит и кварц, но в ничтожном развитии. Наиболее интересным является вопрос о доломитизации известняков, которая обычно идет в две или три стадии. Особенно характерна волна доломитизации, предшествующая оруденению, которая в отдельных случаях может играть роль важного поискового признака. Кроме небольших работ автора, вопросами доломитизации занималась вплотную целая группа исследователей (Муратов, Балавинский, Родионов), не опубликовавших еще своих работ. Работы Муратова и Родионова известны мне по предварительным отчетам.

Из всей совокупности данных становится совершенно очевидной, как это и указывалось ранее, связь оруденения с доломитизацией. Изученная М. В. Муратовым скважина на Миргалим-сае показала, что пачка известняков с галенитом и баритом представляет перекристаллизованный доломит, вся же толща известняков лишена признаков доломитизации. На Кантаги и Каракенсас доказаны своеобразные ореолы доломитизации вокруг рудных тел. Часто доломитовые участки и направления имеют явно секущий характер по отношению к известнякам.

К сожалению, изучение доломитизации осложнилось наличием во многих участках толщи известняков, несомненно, сингенетических разностей доломитов.

Наибольшая доломитизация, как и другие изменения в известняках (рудоносность, пиритизация, силификация, перекристаллизация и др.), охватили зону контакта между девоном и карбоном, включая верхние слои D_3 и нижние слои C_1 .

Для нашей генетической схемы важен факт, что доломитизация связана с рудным процессом, причем главная волна предшествует руде, а во время рудоотложения доломит выпадает вместе с рудой в виде жильного минерала.

Если доломитизация встречается и в месторождениях других зон, то для типа телетермальных месторождений ее проявления в Кара-тау особенно характерны.

Некоторые выводы об оруденении Кара-тау

Хотя мы в настоящее время не обладаем всеми обширными новыми данными о геологии и рудных месторождениях Кара-тау, тем не менее, телетермальный тип этого оруденения мне представляется достаточно отчетливым и убедительным.

Выяснение генетического типа этих месторождений не представляет собой с промышленной точки зрения праздного занятия. Еще в первой работе мною было подчеркнуто, что это оруденение обычно неглубокое. В работе Грейтона, вышедшей позднее моей статьи, указано, что максимальная глубина этих руд от поверхности 900—1200 м, а обычно же значительно меньше. Если правы большинство исследователей, считающих оруденение Кара-тау вариссийским, то перспектива глубины и для Турана и других месторождений становится более чем сомнительной. Даже если это оруденение более молодое, то, учтя некоторый эрозионный смыв и существующую глубину оруденения (например для Турлана в 250 м), немного остается надежд на „глубокие корни“ месторождения и перспективы расширения запасов его нужно искать по простиранию и в висячем боку рудной зоны.

Одна глубокая скважина, пройденная уже после высказанного нами мнения на Турлане, руды не пересекала.

Вывод о глубине оруденения является первым, так сказать, „отрицательным“ выводом. Второй вывод, который приходится вновь подчеркивать, — это возможность обнаружения промышленного „пластового“ оруденения в Кара-тау.

Несмотря на этот вывод до сих пор не обращено должного внимания на убогие рассеянные руды Кара-тау, хотя новые находки Бубличенко еще раз подчеркивают необходимость заняться этим вопросом.

Можно сделать еще несколько косвенных выводов. Так, например, стремление расшифровать региональные разломы и их пересечения едва ли будет особенно плодотворным. В этом типе оруденения, где

не остается никаких следов, что данная трещина была рудоподводящим каналом, региональные структуры играют ничтожную роль в поисках и даже тот факт, что 3—4 месторождения Кара-тау находятся около больших разломов, еще мало ориентируют в дальнейших поисках.

Можно указать в заключение, что ломать копыя по вопросу о „непризнании“ телетермальности Каратауского оруденения едва ли целесообразно, мотивируя свое несогласие структурными или тектоническими отличиями отдельных районов Кара-тау. Наличие огромной известняковой толщи свыше 2500 м и отсутствие выдержанных горизонтов сланцев создали в одних случаях условия для большого распыления оруденения, в других оставили довлеющее значение за трещинным оруденением, что вполне понятно. Считать оруденение Кара-тау, выдерживающим все признаки подобного типа оруденения тоже не следует, потому что характер процесса определяется совокупностью признаков, а в данном случае очень характерных. Несомненно, что месторождения отдельных районов Кара-тау могут носить признаки более глубоких зон, как например в Южном Кара-тау, где начинают вскрываться (?) эрозией интрузивные материнские породы (автор не посетил Южного Кара-тау) и повышается серебристость в рудах. Но все эти мелкие специфические для Кара-тау черты не меняют основного высказанного взгляда на каратауское оруденение.

Рудные месторождения Кара-мазара

Краткие геологические данные о Кара-мазаре

В результате региональной съемки геолога С. Ф. Машковцева[†] и детальных исследований отдельных участков геологом И. В. Дюгаевым геологическая история Кара-мазара рисуется довольно отчетливо. Отдельные этапы накоплений, осадков, орогенеза и вулканизма представляются в такой последовательности, начиная с древних моментов жизни Кара-мазара.

1. Глинистые и песчаные материалы открытого моря условно силурийского периода (фауны нет), ныне метаморфизованные до филлитов и слюдяных сланцев, прорванных порфирами, уцелели только в северозападном участке района. Мощность этой толщи оценивается в 200—300 м.

2. Далее следуют (каледонские) орогенические движения, так как в основании следующей серии осадочных пород есть прослой конгло-

[†] Геологическое описание восточной части Ташкентского листа. Труды ПГУ, в. 27, 1935.

мератов, в гальке которых имеются не только сланцы, но и порфиры. Наличие последних говорит за достаточно глубокий размыв в эпоху, предшествующую накоплению известняков среднего палеозоя.

Принятие силурийского возраста для сланцевой толщи и каледонской складчатости находится в противоречии с концепцией геолога В. А. Николаева¹, резко разделяющего северные и южные дуги Тянь-шаня в смысле геологической истории их развития.

Если принять схему В. А. Николаева, то сланцы нужно относить к среднему палеозою, а упомянутые орогенические движения считать первой вариссийской фазой складчатости.

3. После перерыва, созданного орогенической фазой, идет накопление мощной толщи известняков $D_3 + C_1$, в основании которых залегают красноцветные песчаники с прослоями конгломератов. Мощность последних не превышает 60 м. Известняки, непосредственно и согласно перекрывающие отложения, имеют мощность 500—800 м. Переходы между песчаниками и известняками дают возможность говорить о медленной трансгрессии и колебательном наступании моря. Толща известняков под влиянием последующей интрузии гранодиоритов почти полностью перекристаллизована.

4. Далее следует мощная орогеническая вариссийская фаза по времени не древнее нижнего карбона. Море исчезает и только кое-где на северных склонах Кара-мазара еще идет накопление известняков среднего карбона.

Интрузия представлена, в основном, гранодиоритами порфировидного лика, но вследствие ассимиляции известняков большое развитие получают сиениты и диориты. Верхний предел времени интрузии устанавливается конгломератами, залегающими в основании следующей эффузивной серии. В гальке этих конгломератов встречаются гранодиориты и известняки нижнего карбона. Складчатость этой фазы имеет северо-восточное простирание.

С этой фазой вариссийского вулканизма связаны непромышленные рудные месторождения контактового типа, детально не исследованные. В этих месторождениях главную роль играет железо с ничтожным количеством меди, свинца, цинка, вольфрама и кобальта. Накопление кварцевых, кварцево-турмалиновых и некоторых других жильных ассоциаций можно относить также к этому времени.

5. После глубокого размыва, который в отдельных участках вскрыл гранодиориты, происходит накопление эффузивных пород различного состава, мощностью около 1000 м. Эта толща сильно развивается

¹ В. А. Николаев. О важнейшей структурной линии Тянь-шаня. Записки Всер. минер. об. 4 XII. № 2. 1933. и многие другие работы этого автора.

в восточной части района и площади особо мощного развития этих пород приурочены, очевидно, к центрам извержений.

Возраст эффузивов, к которому относятся также аркозовые песчаники и конгломераты Такели, точно не установлен. По целой серии косвенных признаков возраст их можно считать верхнепалеозойским.

6. Эффузивная толща в процессе вариссийских движений следующей фазы была собрана в пологие складки и разбита дизъюнктивными нарушениями. Интрузивная деятельность этого времени проявляется в создании даек красных и розовых гранит-порфиров и темнозеленых диабазовых порфиритов, встречающихся во многих, особенно рудоносных участках Кара-мазара. С этой фазой вулканизма можно связывать все месторождения полиметаллов, малых и редких металлов Кара-мазара.

Возраст этой складчатости и вулканизма неясен, так как эффузивная серия непосредственно перекрывается мелом. Но нет данных для омоложения этих движений, особенно, если учесть почти непрерывную цепь проявления в том или ином виде деятельности магматического очага. Очевидно, приходится принять для этих движений последнюю вариссийскую орогеническую фазу.

7. Мощность мезозойских (мел) и третичных (эоцен, неоген) осадков в сумме измеряется первыми десятками метров. Все эти породы не затронуты рудным метаморфизмом и, очевидно, альпийские движения в Кара-мазаре в рудном смысле были совершенно бесплодны.

Наблюдения и изучение этих пород интересны, главным образом, с точки зрения выяснения альпийской „глыбовой“ тектоники.

8. Грандиозные альпийские тектонические движения происходили после эоцена и в значительной мере обусловили современный рельеф Кара-мазара.

Незначительные передвижки были и в четвертичное время.

9. Геологическая история развития Кара-мазара заканчивается четвертичными отложениями, которые иногда несогласно, реже согласно, залегают на неогене.

Металлогения

Первая фаза. Рудонакопление и рудоотложение для обеих фаз вариссийской складчатости и вулканизма происходило в совершенно различных геологических условиях.

Первая интрузия гранодиоритов застывала в весьма неблагоприятной обстановке для обособления кислых дифференциатов и руд. Кровля интрузии в лучшем случае имела мощность в 1000 м, уменьшаясь во многих участках до 500 м и к моменту интрузии не была достаточно „прогрета“. Если учесть, что часть кровли была ассимилирована ин-

трузивом, то станет очевидной неблагоприятная в рудном смысле обстановка дифференциации интрузива. При наличии многочисленных трещин в маломощной известняковой кровле остывание происходило быстро, что подтверждается порфириновидным характером гранодиоритов. Можно предполагать, что из плохо дифференцированного очага при незначительном внешнем давлении могли образоваться только небольшие скарновые зоны в известняках с магнетитом, гематитом и халькопиритом. Ничтожные проявления кобальта, свинца и цинка также имеют место в этих контактовых месторождениях. К этому же времени и типу оруденения нужно относить и небольшие шеелитовые месторождения, встречающиеся в некоторых участках Кара-мазара.

Наличие железа, меди, свинца, цинка, вольфрама в месторождениях первой вариссийской фазы как бы подтверждает родственность ее с рудными проявлениями второй „главной“ рудной фазы и единство очага.

Неоднократный размыв, имевший место в геологической истории Кара-мазара, глубоко вскрыл гранодиоритовый интрузив и ценные месторождения, которые все же кое-где могли отложиться в его кровле, вероятно, уничтоженный эрозией.

Геолог И. В. Дюгаев¹, детально исследовавший геологию и рудные месторождения гор Окур-тау и тяготеющего к ним района, держится иной точки зрения. Он считает, что первая вариссийская фаза вулканизма создала наиболее ценные месторождения в известняках, связанные диопсид-геденбергенными скарнами (такритами), как-то: Кансай, Южная Дарбаза, Алтын-топкан, Куру-сай и др.

Он считает мелкие интрузии, прорывающие толщу известняков в Окур-тау сателлитами главного гранодиоритового интрузива, а контактовый метаморфизм, имеющий здесь место, переходящий в рудный метаморфизм. Самые же месторождения этого участка, по мнению И. В. Дюгаева, располагаются ореолами вокруг интрузивных сателлитовых массивов, подтверждая с ними генетическую связь.

Нам представляется, что точных доказательств связи малых интрузий с Главным восточным полем гранодиоритов не имеется, да и трудно это сделать. Рудоотложение контролируется не интрузивами, а сложной структурой известнякового поля Окур-тау и, главным образом, широкими трещинами. Эти трещины в процессе второй фазы складчатости (при контрфорсном обжимании) могли „оказывать“ малые интрузии. Температура скарнового процесса после образования шпинели, гранатов, пироксенов и везувияна постепенно снизилась до образования серпентина, хлорита и даже натролита и затем вновь явно повысилась

¹ И. В. Дюгаев. Геологическая история Кара-мазара и характеристика его рудоносности. Кара-мазар. Среднеазиатская госплановая комиссия. Ташкент. 1934.

во время процесса накопления руд, что видно по минералогическим ассоциациям. Таким образом, вполне можно допустить перерыв в процессах скарнообразования и оруденения. Этот перерыв имеет место, так как скарны пересечены рудоконтролирующими трещинами, происшедшими после скарнообразования. Во всяком случае, скарнирование известняков, идущее иногда по пластам, явно пересекается рудными трещинами. Одним из наиболее существенных доказательств принадлежности карамазарского оруденения к одной (второй) фазе мы считаем родственность минералогического состава, что видно из приводимой таблицы первичных минералов (стр. 538).

Указанные доводы можно принять только при том допущении, что рудные проявления в двух фазах различны по минералогическому составу. Если же вторая фаза повторила в этом смысле первую, то, естественно, что всякие отличия между ними стираются.

Вторая фаза. Все основные месторождения цветных, малых и редких металлов Карамазарских гор мы склонны связывать со второй фазой складчатости и вулканизма. Поведение магматических очагов в глубинах земной коры совершенно неизвестно и поэтому трудно сказать, продолжалась ли во второй фазе вулканизма дальнейшая дифференциация интрузива первой фазы, или к поверхностным участкам коры приблизилась новая порция магмы. Предположительно можно думать о дальнейшей дифференциации прежнего очага. Материнский батолит еще эрозией не вскрыт, но его проявления в виде штоков и жил кварцевых порфиров и диабазовых порфиритов наблюдается во многих участках Кара-мазара. Вполне возможно допустить, что встреченные геологом Ф. И. Вольфсоном в 1934 г. в районе Гава и северо-восточнее его интрузии красных биотитовых гранитов как-раз и являются представителями рудоносной магмы второй фазы.

Можно предполагать, что этот интрузив застывал в более благоприятных условиях „в рудном смысле“, чем интрузив первой фазы. Известняки, на которые ложатся эффузивные покровы, возможно, имели еще остаточную повышенную температуру и, несомненно, что температура толщи самих эффузивов была достаточно высокой (совершенно иной геотермический градиент). Мощность кровли над интрузивом при наличии эффузивной толщи около 1000 м была значительно больше, чем для первой фазы. Кроме того, сам активный интрузив еще не вскрыт эрозией и поэтому неизвестно, на каких глубинах он начал дифференцироваться и подавать в кровлю рудные флюиды.

Развитие магматического очага и образование рудных месторождений при больших глубинах от поверхности и при повышенной температуре вмещающих пород происходило в значительно лучших условиях по сравнению с первой фазой.

Мы склонны считать, что подавляющее число доальпийских зон нарушения и смятия, столь широко развитых в Кара-мазаре, относится к этому времени. Возможно, что обилие этих мощных зон создало слишком много путей движения растворов, что в результате они сыграли большую роль в распыленности оруденения.

Руды этого времени идут вслед за гипабиссальными интрузиями порфиров и порфиритов и это проявляется достаточно отчетливо. В большинстве случаев дайки диабазового порфирита предшествуют рудоотложению, но зарегистрированы случаи (Кан-и-мансур, Такели), когда рудные жилы старше дайек, так как пересекаются последними.

Возраст многих месторождений Кара-мазара в смысле отнесения их ко второй фазе доказывается совершенно определенно. Это можно сказать про все месторождения, залегающие в эффузивной толще восточной части и про часть месторождений группы Такели. Для месторождений же, расположенных в известняках и в интрузивных гранодиоритах, — можно говорить только о косвенных доказательствах их возраста.

Единство металлического состава месторождения

Рудоносная магма была весьма разнообразна по своему металлическому содержанию. Здесь встречаются: свинец, цинк, серебро, медь, висмут, мышьяк, уран в промышленных концентрациях, вольфрам, олово, золото, молибден и другие металлы — в незначительных количествах. Между месторождениями наблюдаются переходы, заставляющие объединить их в один минерогенический цикл. Висмутово-медные месторождения имеют переход в висмутово-полиметаллические и в полиметаллические. Многие рудные проявления роднятся между собой присутствием в них урана. Имеют место переходы между мышьяково-полиметаллическими и полиметаллическими, медными и полиметаллическими и т. д.

Если разбирать отдельные металлы, то можно указать, что медь в виде халькопирита в промышленной или непромышленной концентрации встречается во всех месторождениях; висмут в виде висмутина встречается в своеобразных висмутово-медно-гематитовых кварцевых жилах, в некоторых полиметаллических месторождениях с содержанием в 0.1—0.03% (Сарым-саклы, Каптар-хана, Уч-очак) и, наконец, с содержанием в 0.01 и ниже ус. анавивается спектроскопически и химически почти во всех других месторождениях, где были соответствующие исследования (месторождения Окур-тау, Чукур-джилга и др.). Галенит и сфалерит присутствуют почти во всех месторождениях, кроме еще не изученных висмутовых месторождений восточной

части Кара-мазара, играя роль основных рудных минералов. Арсенопирит присутствует в виде основного промышленного минерала или второстепенного и почти не встречается только в месторождениях эффузивной толщи. Кроме Табошарского уранового месторождения, урановая слюдка встречается в висмутовых месторождениях (Адрасман) и в полиметаллических (Кан-и-мансур и др.).

Характер изменения боковых пород

Характер изменения боковых пород в Кара-мазаре обычный для гидротермальных месторождений; серицитизация, хлоритизация, окварцевание, карбонатизация, эпидотизация и пиритизация. Во многих месторождениях, особенно интенсивна хлоритизация (пропилитизация) и этот факт несколько отличает месторождения Кара-мазара от других районов. Хлоритизация встречается как бы в двух зонах оруденения: при переходах мезотермальных месторождений в гипотермальные и в близкие к эпитермальным (лептотермальным).

Вообще в Кара-мазаре поражает масштаб гидротермального изменения пород, выражающийся в виде широких, вытянутых на километры зон, захваченных этими изменениями. Так, например, пиритизированные, окварцеванные, хлоритизированные зоны измеряются цифрами 2—5 км в длину и сотнями метров мощности. Поражает также огромное развитие в дробленных зонах и разломах мощных жил кварца и барита, протягивающихся с перерывами свыше чем на 10 км.

Очевидно, растворы в Кара-мазаре теряли давление скорее, чем температуру, входя в огромные, „разбитые“ зоны и переходили из жидкого в газообразное состояние, что способствовало созданию этих огромных измененных зон.

Можно совершенно твердо полагать, что масштаб изменений боковых пород и накопление жильного материала дает основание ожидать значительно более крупных рудных концентраций, чем это имеет место на самом деле. Несмотря на этот масштаб изменений все оруденение весьма распылено и, за исключением меди, встречается в очень скромных концентрациях. Причину этого печального факта, очевидно, нужно искать не только в благоприятных условиях дифференциации и рудоотложения, но и в самой магме, насыщенной, разнообразным, но в большинстве случаев убогим металлическим содержанием. Только медь создала крупные концентрации на северном склоне Кара-мазара, южный же склон имеет только промышленные месторождения висмута и урана и сравнительно небольшие, но промышленные полиметаллические месторождения.

Основные факторы, определяющие размещение месторождений

Эти факторы можно разбить на три основных типа: рудоносные интрузии, структуры и вмещающие породы. Дифференциаты материнского очага, связанные с рудогенезисом в виде штоков и жил кварцевого порфира и диабазового порфирита, являются достаточно четким поисковым критерием для многих рудных участков Кара-мазара.

Основным контролирующим фактором являются зоны смятия и дробления северо-восточного и отчасти широтного простираний. Особенно характерный рудный разлом проходит через Такели—Сарымсаклы—Табошар—Конджол. Наблюдается много других разломов, обычно меньшего масштаба, и их количество в Кара-мазаре, вероятно, неблагоприятно отразилось на образовании рудных концентраций. Слишком прост и свободен был путь для движения рудоносных растворов и вместо концентрации получалось распыление руд. Многие зоны явно напоминают „разбитые“ зоны (shattered zone), обычно образующиеся недалеко от поверхности. При встрече этих мощных разломов физико-химическая обстановка движущихся растворов резко изменялась и процесс охватывал огромные участки, создавая большие термально измененные зоны. Вероятно, значительное количество полиметаллического груза вышло с термами на поверхность и рассеялось. Во всем этом процессе в значительной доле заложен ключ для понимания подобных карамазарским безрудных или слабо оруденелых зон. Некоторым контролирующим фактором являются места пересечения трещинных зон благоприятных для рудоотложения.

Боковые породы больше всего интересны с точки зрения их реакции на тектонические усилия, порождающие в них разломы и мелкую трещиноватость. Но все же лучшее полиметаллическое оруденение расположено в известняках, так как их трещиноватость и большая способность реагировать с рудными растворами, особенно в дробленных участках, сыграли свою роль.

Зональность месторождения. Месторождения Кара-мазара второй фазы складчатости располагаются в довольно широкий ряд по температурным условиям от гипотермальных до верхов мезотермальных температур. Отсюда понятно, что в Кара-мазаре наблюдается некоторая тенденция к зональному расположению месторождений в отдельных группах. Но, как это часто бывает во всех рудных районах мира, зональность проявляется весьма нечетко, будучи замаскирована сложной тектоникой и пестротой свойств вмещающих пород. Можно говорить о некоторой зональности среди месторождений восточной эффузивной толщи, где более или менее центрально расположены висмутно-медно-гематитовые кварцевые жилы Джелтимаса, Джузима, Коктерека

и др., а вокруг них полиметаллические месторождения: Чукур-джилга, Тары-экан и Кан-и-мансур, Джер-камар и др. Можно говорить о некоторой зональности в районе Такели, где мышьяково-полиметаллические жилы Гайнак-кана сменяются типичными полиметаллическими мезотермальными трубчатыми месторождениями в известняках и далее к югу лептотермальными (по Грейтону) месторождениями в аркозовых песчаниках Уч-очака. В Табошарской группе картина весьма запутана и можно только указать падение температур к северо-востоку. Наиболее отчетлива зональность в расположении месторождений проявляется в Алмалыкской группе, генетически связанной с интрузией наиболее молодых гранодиорит-порфиров. Внутренние части медной минерализованной площади Алмалыка, кроме меди, несут незначительное количество вольфрамита и молибденита и золота, а на периферии, где уже полностью отсутствуют медно-порфировые руды, развиты полиметаллические месторождения в известняках. Та же картина зональности, по А. В. Королеву, наблюдается в медно-порфировой группе месторождений Сары-чеку.

Установить стройную картину зональности или закономерности в распределении месторождений на всей площади Кара-мазара крайне затруднительно, так как площадь разбита на „глыбы“ и реставрировать доальпийскую структуру очень трудно.

Наложение (телескопирование) зон в Кара-мазаре

Возможно те же факторы потери давления с переходом в газообразное состояние и вследствие этого потери скрытой теплоты парообразования создали во многих участках Кара-мазара отчетливое телескопирование месторождений. В этих месторождениях геохимический градиент, по терминологии акад. А. Е. Ферсмана¹, „стремится к нулю“. Так, в Табошаре на высокотемпературную висмутовольфрамитовую генерацию накладывается барито-галенитовое оруденение, в Касане вместе с пирротинном и арсенопиритом идут реальгар и киноварь.

Конечно, при анализе вопроса о быстрой разгрузке растворами своего металлического содержимого приходится анализировать не просто температуру раствора, а динамику ее изменения. Я уже не раз подчеркивал в своих работах, что интересна не только температура раствора, а и температура пород от прогревания интрузивом и геотермический градиент данного участка земной коры. С этой точки зрения вполне объяснимо оригинальное поведение рудных месторождений Кара-мазара как в интрузивной, так и эффузивной толще.

¹ А. Е. Ферсман. Геохимия, ч. II. 1934.

Полиметаллические месторождения, вмещающие породы и процесс рудоотложения

Вмещающими породами полиметаллических месторождений Кара-мазара являются: известняки, эффузивные порфиры и туфо-гранодиориты, интрузивные порфиры, аркозовые песчаники и конгломераты и некоторые другие породы.

Лучшая в промышленном смысле часть месторождений расположена в известняках и эффузивных породах и только эти породы заслуживают специального рассмотрения. В изверженных породах и аркозовых песчаниках небольшие трещины создали условия образования крайне незначительных рудных жил, которые могут экономически рассматриваться только по линии мышьяка или редких металлов.

Детали дорудных структур вмещающих пород далеко еще не изучены. Можно думать, что контролирующее значение имели в известняках трещины, их пересечение и напластование известняков, так как рудных тел, независимых или почти независимых от трещиноватости (как например в Сев. Мексике), не зарегистрировано. Основные, трещины часто располагаются согласно с простираем и падением известняков. Нередко эти трещины пересекаются более мелкими поперечными трещинами и к этим пересечениям часто приурочены рудные тела. Сами по себе известняки достаточно чистые, содержащие незначительное количество окиси алюминия и кремнекислоты. В процессе тектонических движений они были сильно „растрясены“ с появлением обильных трещин и смятых участков, что для селективного действия на них термальных растворов несмотря на чистоту известняков не осталось места: все рудоотложение определено было структурой известняков.

Метасоматоз вдоль ослабленных направлений, конечно, имеет место, но проявляется далеко не так, как это обычно происходит в полиметаллических известняковых месторождениях: почти совершенно не наблюдается „расползание“ руд, бесформенности залежей и их границ. Недостаточная активность растворов особенно сказалась в известняках Алмалыка. Здесь имеются также трещиноватые, вытянутые по простираению зоны, причем внутри этих зон известняк разбит мелкими трещинами, ориентированными в разных направлениях. Рудный материал почти совершенно не замещает раздробленный известняк, а отлагается, главным образом, в мелких трещинах, как-будто имеет дело не с известняками в качестве вмещающей породы, а с весьма неподатливой к метасоматозу породой.

Еще хуже проявляет себя метасоматоз в порфирах и туфах эффузивной толщи. Здесь наблюдаются обычно длинные по простираению и очень мощные ослабленные зоны, весьма напоминающие рудные зоны,

образованные недалеко от поверхности. Механические свойства пород определили ту мелкую трещиноватость, которая широко развита в этих зонах. Эта трещиноватость и самый характер пород создавали крайне благоприятную обстановку для метасоматоза, возможно, даже не хуже, чем в известняках (одни из лучших метасоматических месторождений полиметаллов мира залегают в эффузивах и туфах). Тем не менее, рудный раствор располагается только по трещинкам и откладывает в них свой металлический груз. Кроме выполненных рудой крупных и мелких трещин, вмещающие породы несут мелкую импрегнацию сульфидами. Такие рудные зоны трудно представлять себе происшедшими при больших давлениях и температуре.

Очевидно, в лептотермальных условиях неконцентрированные растворы широко расплзались по просторному, раздробленному участку. Таким образом, рудные растворы даже в наилучших вмещающих породах Кара-мазара не проявили достаточной активности и рудоотложение шло с тенденцией выполнения трещин в породах, „избегая“ метасоматических процессов.

Морфология рудных тел

Формы рудных тел разбиваются на две основных группы: неправильные месторождения, главным образом, в известняках и жилы и жильные зоны во всех породах. Но это только схематическая разбивка, так как фактически здесь встречается довольно разнообразный морфологический ряд: жилы простые и сложные, жильные зоны с сериями согласно и несогласно расположенных жил, штокверковые и бесформенные тела в жильных зонах, серии „струй“ (столбов) в длинных трещинах, соединенных между собой рудными прожилками или совершенно обособленных, ветвящиеся залежи, отдельные трубы, серии сближенных мелких труб и другие менее распространенные формы. По существу, формы рудных тел никаких особенных отличий от формы других рудных провинций не имеют и можно отметить только их большое разнообразие. Такое разнообразие относится не только к Карамазарскому району, но и к отдельным его участкам. В этом отношении особенно интересно оруденение Такели, где с почти музейной полнотой представлены морфологические и генетические ряды.

Трубы в известняках имеют обычно небольшую площадь поперечного сечения, варьирующую от 1 до 50 кв.м, оставаясь в пределах обычно первого десятка.

В некоторых известняковых группах рудные тела можно было бы, скорей всего, назвать четковыми жилами и в тех участках, где отдельные четки соединяются швом, это название можно сохранить. Но часто вдоль трещины имеются только не связанные между собой

рудные столбы, обычно в длину имеющие 1—10 м при мощности 0.3—1 м, изредка (в Кансайской группе) достигающие по простирацию 20—40 м при мощности в 1—5 м.

Убогие вкрапленные руды эффузивной серии располагаются вдоль рудной зоны также отдельными столбами (каждый столб является своеобразным штокверком), длина которых выражается в 50—100 м и мощность 5—15 м.

Жилы простые и сложные также не несут непрерывного оруденения. Обычно и здесь отмечается резко выраженное столбование и ценность месторождения определяется, главным образом, только этими обогащенными участками.

Минералогия первичных руд и содержание металлов в рудах

Минералогическим изучением руд занималось несколько исследователей, но далеко не все группы полиметаллических месторождений равноценно освещены, хотя первичный состав для большинства месторождений установлен достаточно полно.

В прилагаемой таблице (стр. 538) дается список минералов, относящихся только к полиметаллическим месторождениям, и поэтому многочисленные минералы уранового месторождения Сарым-саклы, а также висмутовых, медных и железорудных месторождений не включены.

Вследствие специального уклона данной статьи минералогия служит целью иллюстраций только сводной характеристики руд, а не отдельно каждого рудного тела и поэтому список минералов месторождений разных термальных зон, но расположенных в одной группе, просуммирован в таблице.

Обычный порядок выделения минералов: кварц, арсенопирит, пирит, сфалерит, блеклые руды, галенит совместно с пираргиритом, полибазитом и кальцит. Нередко меняются местами пирит и арсенопирит, а также халькопирит и сфалерит, как близкосодейственные.

В разделе металлогении подчеркнута большое родство металлического состава месторождений Кара-мазара. Сопоставление минералогических комплексов еще более подчеркивает, в основном, идентичность месторождений. Отличия самые ничтожные и вполне определяются температурными условиями образований. Это единство минералогического состава является одним из главных доказательств в пользу связи оруденения со второй фазой. Из характерных черт для этой провинции можно отметить постоянное присутствие в галените серебрянных минералов: пираргирита, полибазита, прустита, а также арсенопирита и обычно небольшое количество гематита и магнетита, несмотря на верхние мезотермальные условия рудоотложения для некоторых месторождений.

Минералогический состав полиметаллических месторождений Кара-мазара¹
(Месторождения урана, висмута, меди из перечня исключены)

Наименование группы и отдельного месторождения	Минералы главные	второстепенные	Минералы жильные
Группа Такели I	Арсенопирит, пирит, галенит, сфалерит, халькопирит	Гематит, магнетит, пирротин, марказит, тетраэдрит, бурнонит, энергит, прустит, молибденит, золото	Кварц, барит, кальцит, турмалин, флюорит, сидерит, анкерит
Группа Кансаа II	Сфалерит, галенит, халькопирит, пирит	Магнетит, гематит, марказит, арсенопирит, тетраэдрит, прустит, полибазит	Разнообразные скарновые минералы и минералы, происшедшие за счет термально измененных скарнов: кроме них — кварц, кальцит, кальцито-родохрозит, барит, флюорит
Группа Табошар III (собственно Табошар и Конджол)	Пирит, арсенопирит, галенит, сфалерит, халькопирит	Гематит, тетраэдрит	Кварц, кальцит, барит
Группа IV Месторождение Тары-экан Месторождение Чукур-джилга Месторождение Кан-и-Мансур	Галенит, сфалерит, халькопирит	Гематит, тетраэдрит, пирротит, полибазит	Кварц, флюорит, барит, анкерит
	Галенит, сфалерит, халькопирит, пирит	Тетраэдрит, аргентит	Флюорит, кварц, барит, кальцит, анкерит
	Галенит, сфалерит, халькопирит, пирит	—	Кварц, барит, флюорит, кальцит
Месторождение Алтын-топкан	Галенит, сфалерит, халькопирит, пирит	Магнетит, гематит, мушкетовит, тетраэдрит, прустит	Салит, геденбергит, андалузит, гроссулар, флюорит Скарновый ряд, термально измененный скарн, кварц, барит, кальцит
Месторождение Мискал	Халькопирит, галенит, пирит, сфалерит	Детально не изучен	Кварц, барит, кальцит, серицит, хлорит
Группа Алмыка	Руды по зоне окисления: галенит, сфалерит, пирит, халькопирит	Гематит, арсенопирит (?), блеклые руды (?) Детально не изучен	Кварц, кальцит

¹ На основании исследования: Ю. А. Арапова, Ф. И. Вольфсона, И. В. Дюгаева, В. М. Крейтер, Л. В. Радугиной.

В гипогенной жильной минералогии обращают на себя внимание развитые в некоторых месторождениях (Кансайская, Алтынтопканская группы), обычно вдали от контактов, своеобразных скарнов, которые лучше называть такритами. Это большие, радиально лучистые кристаллические агрегаты, состоящие из диопсид-геденбергита (салит), причем гранат, эпидот, волластонит и другие силикаты развиваются в незначительном количестве. Рудные минералы выпали позднее такритов и последние обычно термально изменены. Но связь между этим процессом и рудным процессом все же намечается. Особенно характерно подчеркивается эта связь на северной группе Алтын-топкана и в некоторых телах Южной Дарбазы.

Среди месторождений Союза можно отметить только рудные тела района Тетюхе, связанные с такритами. В то же время эти породы порождают некоторую неясность в смысле времени образования рудных месторождений Кансайской группы. Мы разъединяем во времени образование контактовых зон вокруг сателлитов Кансаа: 1) с мощным развитием гранатов, шпинели, везувиана и 2) с образованием такритовых пород типа Южной Дарбазы, с которыми связь оруденения более очевидна. Тем не менее, без дополнительных исследований этот вопрос остается до некоторой степени открытым.

Руды всех месторождений можно разбить на два типа: агрегативные и вкрапленные. Первые свойственны только месторождениям в известняках, вторые — месторождениям и в известняках и в эффузивах. Понятно, что и качество руд варьирует в широких пределах от 3% (в среднем для суммы свинца и цинка) до 30%.

В известняковых месторождениях процентное содержание свинца и цинка в грубом приближении одинаково, в то время как в рассеянных месторождениях свинец резко преобладает. Серебристость руд невысокая, медь в большинстве случаев не играет никакой роли. В группах Такели и Табошара главную ценность представляет мышьяк. Руды слегка загрязнены висмутом и последний, очевидно, будет извлечен при рафинировании на заводе из свинца.

Такова суммарная минералогическая и химическая характеристика руд.

Дальнейшее выяснение особенностей, а также перспектив Карамазара требует дополнительных исследований и разведок.

Прочие полиметаллические месторождения

Месторождения Актюс и „Куваки“ и Кон-и-гут. В северных дугах зарегистрировано и частично разведано и изучено несколько месторождений. Наиболее интересным из них с генетической точки зре-

ния является месторождение Актюс, имеющее достаточно оригинальную характеристику.

Руды залегают в древней метаморфической толще, причем породами, вмещающими месторождение, являются кварцево-эпидотовые сланцы, прорезанные дайками и неправильными телами ортофира и гранофира.

Рудный шток или труба имеет на горизонте штольни веретенообразные сечения площадью 1500 кв м, с северо-восточным простиранием. Есть основание считать склонение (скатывание) рудного тела к северо-востоку, причем линии ограничения как-будто постепенно сходятся в глубину.

Первичные рудные минералы в порядке их выделения следующие: магнетит, пирит, сфалерит, халькопирит, галенит. Неясное место занимает крайне редко встречающийся касситерит. Среди жильных минералов можно назвать кроме измененных блоков остаточных пород, кварц двух генераций, редкий флюорит и ближе неопределенный марганцево-железистый карбонат.

Агрегативные руды центральной части штока представляют собой срастание галенита с подчиненным количеством сфалерита, халькопирита и кварца. По периферии мы имеем вкрапленные руды, главным образом, в виде просечек, различно ориентированных, так что рудное тело, скорее, может быть названо штокверком.

Изменение боковых пород проявляется в виде окварцевания, хлоритизации, флюоритизации и ничтожной серицитизации. Можно полагать, что рудные тела образованы активными растворами в температурных условиях близких к гипотермальным.

Наличие достаточно интенсивной флюоритизации боковых пород, намечающиеся оригинальные взаимоотношения рудного тела с гранофиром при учете всей геологической картины оруденения делает месторождение достаточно интересным для дальнейшего изучения, тем более что оно имеет и значительную промышленную ценность.

Некоторого упоминания заслуживает месторождение Куваки на юго-восточных склонах Киргизского хребта (район Кочгорки). Жила в полтора километра длиной залегает в нордмаркитах, причем изменений вмещающих пород, по существу, не наблюдается. Восстанавливая первичное оруденение по минералам железной шляпы, можно наметить такой ряд: гематит, халькопирит, висмутин, галенит. И из жильных минералов: кварц, флюорит, барит. Источник молибдена в вульфените, как всегда, неясен, скорее всего, за счет его присутствия в сульфидах. Месторождение как полиметаллическое никакого промышленного значения не имеет и представляет интерес по развитию флюорита и висмутина. Последний как бы вновь подчеркивает регио-

нальное развитие висмута в материнских рудоносных магмах Средней Азии.

Месторождение необходимо более детально изучить минералогически по линии редких металлов.

Прочие месторождения северных цепей, за отсутствием каких-либо оригинальных черт или малой изученности, упоминания пока не заслуживают.

Район месторождения Кон-и-гут сложен известняками и сланцами. Палеозойские известняки в виде отдельных островов (южный Кон-и-гут, центральный Кон-и-гут) залегают среди сланцев, вытягиваясь, в общем, в широтном направлении, причем сланцы обжимают выходы известняков. Весь участок имеет ряд сбросовых нарушений широтного простирания, нередко проходящих по контакту известняков и сланцев.

Рудные растворы расходились по слоям известняка и по трещинам растяжения, сформированным при тектонических передвижках в районе, главным образом, при образовании складчатых структур в известняке.

Растворы, образовавшие галенито-марказитовое оруденение были отогнаны вверх массива Кон-и-гут и задержаны в его куполе. Затем они рассосались по грубо пластовой стдельности и метасоматически заместили известняки, образовав полого падающую (20—30°) на север плоскую залежь мощностью 2—6 м, и имеющую длину по простиранию около 70 м.

В Кон-и-гуте известны два различных по составу оруденения а именно, железо-марганцевое и галенито-марказитовое. Гипогенная минералогия железо-марганцевого оруденения, вероятно, была представлена галенитом карбонатами марганца и пиритом, давших в зоне окисления гидроокислы железа и марганца, в то время как галенито-марказитовое оруденение представлено галенитом, марказитом, очень редким сфалеритом (вурцитом), а из жильных присутствуют: карбонат марганца, доломит, кальцит.

Кон-и-гут упоминается здесь только потому, что представляет собой тип близкий к телетермальному типу месторождений: оруденение, преимущественно пластовое, минералогический состав простой (галенит, марказит, вурцит), коломорфный характер рудных минералов, крупнокристалличность, наличие доломитизации и т. п.

В Средней Азии можно назвать еще целую серию генетически интересных месторождений, но освещение их невозможно вследствие полной их неизученности.



V. KREITER

SOME GENETIC PECULIARITIES OF LEAD AND ZINC DEPOSITS IN CENTRAL ASIA

(Summary)

Deposits of lead and zinc are widely disseminated throughout all of the mountain ranges of the Tian-Shan, but our knowledge both of the geology of the ore districts and of the deposits themselves is by far not equivalent. More or less satisfactorily studied are the regions of the Kara-Tau Range and of Kara-Mazar the distinctive characters of whose metallogeny are clearly revealed.

In the Kara-Tau Range are observed rather different cases of mineralization, but the greatest industrial and scientific interest present the lead-zinc deposits confined to limestones.

In the section of Kara-Tau take part: black and green metamorphic schists of Lower and Upper Silurian age, Middle Devonian sandstones, an enormous thickness of Upper Devonian and Lower Carboniferous limestones, a Jurassic continental series of sandstones and shales and lastly, Cretaceous and Tertiary red sandstones and marls.

Presenting the greatest practical interest are the limestone series of Upper Devonian age, 400 m in thickness and of Lower Carboniferous age, about 2500 m in thickness, in which all the zinc-lead deposits worthy of attention are concentrated.

Recent explorations showed that in Kara-Tau, all the principal orogenic movements have taken place, namely: the ancient pre-Paleozoic, Caledonian, Variscian, Cimmerian and Alpidian ones. The most important is the Variscian folding, with which by most explorers the Kara-Tau mineralization is regarded to be connected.

Of the igneous rocks, Caledonian granites, as well as diorites and granodiorites of Variscian (?) age have been recorded from Kara-Tau; the latter rocks cropping out (as small bosses) exclusively in South Kara-Tau, some hundreds kilometers from the main ore field. Thus, in the majority of cases the ore deposits confined to limestones are removed from the

igneous rocks and it is therefore very difficult to speak of the connection of the mineralization with this or that active magma.

If the age of the main dislocations and minor intrusions of the Kara-Tau Range be regarded as Variscian, it would be most natural to ascribe this age also to the mineralization of the range.

But in the same time there are some indications suggesting the idea of another, younger age of these ore deposits. In any case there are thus far no sufficiently convincing grounds for denying the young age of the mineralization.

In Kara-Tau we may distinguish two morphological types of ore bodies: 1) that of ore bodies controlled by fissures and 2) that of ore bodies controlled by horizons favouring the deposition of ores in limestones; there are also transitional types between the two just mentioned ones. The enormous thickness of the limestones, about 3000 m and the absence of steadily maintained shale horizons did not create favourable conditions for the formation of "bedded vein" deposits.

The mineral composition of the ores is very simple: galenite, sphalerite and pyrite. Gold and silver are practically absent from the ores. Sphalerite is usually light-brown in colour. The grain sizes of the ore minerals vary from medium large to coarse ones.

The gangue minerals are represented by calcite, dolomite, rarer by barite and quartz, the latter ranging from fine grained to cryptocrystalline in type.

The alteration of the wall rocks is either quite insignificant, or absolutely absent; and it is only the dolomitization of the limestones preceding the deposition of the ore which is very distinctly pronounced. The same stratigraphic horizons, in which the "bedded" veins are located are sharply dolomitized, while the other horizons are not involved in the process of dolomitization.

In the "fissure" veins the dolomitization spreads in aureole about the ore bodies. Moreover, dolomite is deposited as gangue mineral during the process of mineralization.

The concentration of the ore in limestones which are widely removed from the igneous rocks, the simplicity of the mineral composition, the absence of gold and silver, the structure of the ores, the alteration of the wall rocks, all this taken as a whole, suggests the idea as to the Kara-Tau mineralization being referable to the Mississippian type, or, according to the new classification, to the telethermal type (H. C. Graton).

The most essential question concerning the genesis of these ore deposits is that, as to where the volatile components of the magma have been given off. Most of the mesothermal lead-zinc deposits stand in direct connection with minor intrusions of quartz porphyry, in which

were concentrating the subsequently liberated volatile parts of the magma. The telethermal ore deposits are possibly derived from deep seated „dusting“ magmatic centers, in which the processes of differentiation took shape but to a quite insignificant grade.

It is possible that just this process is accounting for the character of the lead-zinc deposits enclosed in the limestones of Kara-Tau.

The genetic characteristics of the ore deposits of Kara-Mazar is quite different from that of the Kara-Tau mineralization.

The section of the Kara-Mazar rocks is represented by phyllite-like Silurian (?) schists, Upper Devonian and Lower Carboniferous limestones (500—800 m in thickness), an Upper Paleozoic effusive series (up to 1000 m), as well as by Cretaceous and Tertiary deposits (50 m).

The Caledonian folding is but tentatively traced in Kara-Mazar; the main factor ruling both the structure and the mineralization of the region is the Variscian folding, with which the appearance of a rather large batholith of granodioritic composition is connected.

The Variscian folding proceeded in two phases, with the first of which the copper and iron deposits (the granodiorite batholith) of no industrial importance are connected.

The main phase of mineralization is connected with minor quartz porphyry intrusions.

Both in its mineral composition and morphologic characters this mineralization is greatly varied. Here occur deposits of zinc, lead, tungsten, bismuth, copper, arsenic, etc.

As regards genetic types, a very wide range of deposits has been revealed here, grading from hypothermal to shallow-mesothermal deposits.

In separate groups a horizontal zoning and telescoping is to be observed.

The Kara-Mazar ore field will richly contribute to the theoretical conceptions of the doctrine of ore deposits.

Further exploration of Kara-Tau, Kara-Mazar and other regions of the Tian-Shan will doubtless be of prominent industrial and scientific importance.



ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

- А**
- Абхазия, 514.
 Абшир, 318.
 Абшир, река, 400, 407.
 Австралия, 41.
 Агалхар, 115, 371, 372.
 Агалхар Северный, река, 114, 117, 118, 119, 120, 149, 159.
 Агалхар Южный, река, 115, 158.
 Адрасман, месторождение, 532.
 Азия, 88, 222, 223, 227, 276, 277, 332.
 Азия Восточная, 129, 135.
 Азия Средняя, 5, 6, 10, 11, 14, 15, 25, 30, 33, 35, 37, 38, 39, 40, 42, 45, 46, 48, 50, 52, 56, 61, 136, 157, 160, 161, 171, 184, 186, 187, 188, 189, 190, 194, 206, 207, 208, 209, 213, 219, 220, 221, 222, 223, 224, 225, 228, 236, 247, 248, 252, 258, 261, 262, 267, 273, 274, 275, 277, 283, 323, 324, 334, 383, 388, 393, 394, 420, 423, 424, 431, 432, 435, 443, 453, 456, 457, 458, 462, 464, 465, 466, 467, 468, 469, 470, 471, 472, 477, 478, 486, 488, 503, 509, 512, 541.
 Азия Центральная, 135, 136, 161, 228, 274, 275.
 Айдын-куль, долина, 261.
 Айдын-куль, река, 107, 356.
 Аирбаз, 287.
- Акасака, месторождение, 90, 91, 126, 142, 162, 163.
 Акба-и-джумон, первая, 495.
 Ак-бай, 349.
 Акбай-Сытарги, 352.
 Ак-байтал, 232, 236, 248, 249, 254, 333, 334, 342, 348, 363, 364.
 Ак-байтал, перевал, 38, 41, 45, 88, 336, 338, 353, 359.
 Ак-байтал, река, 88, 338, 346, 360, 365.
 Акбайтальский район, 244.
 Ак-берды, перевал, 357.
 Ак-босаги, 255.
 Ак-булак, река, 498.
 Ак-булак, сай, 371.
 Ак-бура, река, 107, 296, 297, 438, 458.
 Акбуринский Кичик-алай, 286.
 Ак-джила, река, 357.
 Акийоши, 104.
 Ак-камар, 193.
 Аккобагский район, 176.
 Ак-су, ледник, 494.
 Ак-су, река, 105, 107, 108, 112, 115, 117, 118, 132, 333, 483, 495.
 Ак-су Ляйлякский, река, 491, 494.
 Ак-таш, 145, 146, 155, 159, 233, 438.
 Ак-терек, 233, 285, 459.
 Ак-терек, река, 459, 470.
 Актюс, месторождение, 486, 510, 539, 540.
 Акчагыльское море, 57.

- Алай, 221, 222, 223, 225, 227, 228, 239, 240, 242, 244, 246, 247, 248, 251, 252, 254, 260, 261, 254, 266, 269, 272, 273, 277, 281, 282, 233, 285, 286, 287, 291, 296, 298, 299, 300, 302, 305, 306, 307, 308, 309, 313, 314, 319, 320, 321, 322, 332, 423, 424, 436, 458.
- Алай Восточный, 227.
- Алай Западный, 465.
- Алайская горная система, 219, 221, 228, 230, 232, 239, 242, 244, 246, 247, 251, 252, 255, 256, 262, 265, 268, 272, 273.
- Алайская долина, 36, 222, 266.
- Алайский хребет, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 17, 20, 27, 38, 43, 46, 48, 50, 222, 227, 228, 239, 240, 241, 242, 243, 244, 247, 248, 251, 252, 253, 255, 261, 262, 264, 265, 266, 272, 274, 275, 281, 282, 283, 286, 295, 296, 300, 302, 305—6, 308, 309, 320, 324, 368, 393, 395, 396, 400, 422, 424, 425, 435, 455, 465, 469, 470, 472, 449, 509.
- Алай-Туркестанская горная система, 422.
- Алай Центральный, 312, 316, 321.
- Алай Южный, 228.
- Алатау Джунгарский, 45, 48, 61.
- Алатау Заилийский, 39, 61, 509, 510, 511.
- Алатау Киргизский, 39, 46, 61.
- Алатау Кузнецкий, 61.
- Алатау Кунгей, 39, 61.
- Алатау Таласский, 33, 39, 44, 45, 61, 447, 509, 510, 521.
- Алатау Терекей, 39, 44, 46, 511.
- Алаудин, 285, 287, 288, 297, 304, 312, 313, 315, 321, 322.
- Алаудин Южный, 294, 295, 298, 315.
- Албания, 471.
- Алдан, 386.
- Алдыяр, 254.
- Александровский* (Киргизский) хребет, 521.
- Аличур, 233, 354, 365.
- Аличур, река, 107, 133, 274, 333, 364, 355, 387.
- Аличурский хребет, 275, 276, 353, 361, 365, 371, 372, 375, 376, 377, 381, 382, 333, 384, 385, 388.
- Алмалык, месторождение, 413, 534, 535, 538.
- Алтай, 42, 61.
- Алтын-бешик-тау, месторождение, 464, 471.
- Алтын-дара, 240, 253.
- Алтын-мазар, селение, 11, 340.
- Алтын-тау, 19, 477, 491, 495.
- Алтын-топкан, месторождение, 529, 538, 539.
- Альмаден, месторождение, 420.
- Альпы, 112, 379.
- Альпы Восточные, 386.
- Альпы Карийские, 146, 162.
- Альпы Мазарские, 42.
- Альпы Среднеазиатские, 223, 224.
- Альтенберг, 484.
- Алыш, кншлак, 422.
- Аляска, 30.
- Америка, 382.
- Америка Северная, 464.
- Аму-дарья, река, 36, 58, 478.
- Амшут, месторождение, 440, 441, 467, 468.
- Амшут, река, 437, 440.
- Ангарская геосинклиналь, 424.
- Англия, 203.
- Англия Югозападная, 486.
- Андижан, город, 424.
- Анды Центральные, 486.
- Аншам, 142, 151, 162.
- Аншам Северный, 162.
- Араван, река, 47, 162.
- Араванский массив, 302.
- Арал, 52, 55, 57, 58, 59.
- Арал-кыр, гора, 372, 373, 384.
- Арал-Джунгарский перешеек*, 42, 43, 44, 45.
- Аральская впадина, 57.
- Аральское море, 52, 55, 57, 58, 59.
- Арасан, месторождение, 458, 467.
- Артыш, 267.
- Арча-баши, 307, 321.
- Арча-баши, перевал, 298, 299.
- Арча-майдаи, месторождение, 26, 439, 441, 501.
- Арча-майдаи, река, 32, 439.
- Ат-джайлау, река, 88, 89, 90, 91, 93, 94, 95, 96, 97, 98, 99, 101, 148, 149, 150, 151, 152, 243, 270, 359.

- Ат-чабар, месторождение, 315.
- Ат-чабар, перевал, 301, 318.
- Ат-юлы, перевал, 251.
- Аукай, урочище, 198.
- Аулие-ата, город, 447.
- Аурахмат, месторождение, 423.
- Аустан, месторождение, 455, 456, 467, 469.
- Аустан, река, 285, 292, 301, 307, 315, 318, 320, 454.
- Афганистан, 107, 126, 162, 163, 329, 364, 376, 378, 388.
- Афганистан Восточный, 157.
- Афганистан Нагорный, 388.
- Афганистан Северный, 157, 389.
- Афганский Бадахшан, 381.
- Африка, 275.
- Африка Северная, 209.
- Африка Южная, 472.
- Ачирис-хеви, месторождение, 471.
- Ачик-таш, 239.
- Ашат, месторождение, 319, 394.
- Ашхабад, город, 57, 197.
- Б**
- Баба-таг, хребет, 210.
- Бадахшан, 161, 388.
- Бадахшан Афганский, 381.
- Баджанский массив, 519.
- Базар-дара, хребет, 105, 107, 114, 117, 233, 237, 274, 365, 366, 367, 368, 371, 372, 373, 375, 378, 379, 380, 383, 387.
- Байкал, озеро, 61.
- Байсун, 176, 194.
- Байсун-тау, 52, 182.
- Байсунский район, 175, 176, 178, 179, 181, 182, 191, 192.
- Балгын, река, 107.
- Балканы, 58.
- Балхаш, озеро, 40.
- Баянд-кник, река, 49, 101, 102, 104, 105, 106, 154, 159, 348.
- Бардоба, 229, 239, 240.
- Бартаи, долина, 50.
- Бартаи, река, 11, 50, 276, 277, 333, 339, 363, 364, 366, 371, 387, 388.
- Бахмач-джилга, 365, 366.
- Бахмир, 108.
- 35*
- Баш-гумбез, 341, 356, 365, 372, 373, 374, 375, 382, 383, 384.
- Баш-гумбез, река, 18.
- Бевет, 298.
- Бейк, 108, 374.
- Белая, река, 162.
- „Белое пятно“, 101.
- Белуха, месторождение, 498.
- Бендерского перевал, 108.
- Бендиго, 393.
- Бердыш, перевал, 357.
- Бердыш-су, река, 107.
- Бирк-су, месторождение, 319, 393.
- Блейберг, 514.
- Блек Хилльс, 482.
- Боарды-Арпалык, антиклиналь, 406.
- Богемия, 469, 472.
- Богемская плита, 379, 386.
- Бозмон-сай, 496, 497, 498.
- Боливия, 445, 485, 486.
- Болор, 220.
- Болортаг, 220.
- Большие Балханы, 201.
- Большой Кебин, река, 14, 502.
- Бохуд, 349, 352, 361.
- Бохуд, долина, 340.
- Британская Колумбия, 432.
- Брич-мулла, месторождение, 444, 448, 450, 451, 452, 453, 467, 468, 469.
- Брюкнера ледник, 349.
- Буам, 511.
- Буз-тере, 273, 372, 373, 374.
- Буз-тере, перевал, 371.
- Буз-тере, река, 107, 119, 273, 365, 368, 377.
- Бургане, 314.
- Бухара, 161, 162, 194, 266.
- Бухара Восточная*, 161.
- Бухара Горная*, 161, 223, 275, 387.
- Бухарские цепи, 261.
- Бухарский угленосный бассейн, 194.
- Бушвельдский массив, 295, 433.
- В**
- Валякиш, 424.
- Вамрадоч, месторождение, 469.
- Ванч, 276, 333, 338, 342, 348, 388.
- Ванч, долина, 359, 363.
- Ванчский хребет, 352, 363.
- Варзоб, месторождение, 27, 32, 224.

- Варзоб, река, 477.
 Ваханский хребет, 108, 224, 236, 250, 271, 376.
 Вахио-и-болё, 273, 387.
 Вахш, 208.
 Вахш, река, 203.
 Вахшский район, 206.
 Вахшский сброс, 222, 223, 224.
 Вена, 59.
 Верхняя Силезия, 514.
 Викора, 352.
 Висконсин, штат, 514.
 Висхари, 348.
 Вогезы, 379.
 Возгин, река, 143, 144, 145, 153.
 Ворух, селение, 32, 460.
 Восточная Азия, 129, 135.
Восточная Бухара, 161.
 Восточная вершина (Хайдаркан), 398.
 Восточная Сибирь, 161, 445, 470.
 Восточная Фергана, 244, 261, 274, 275, 298, 323, 424.
 Восточная Шинды, река, 107.
 Восточное Забайкалье, 469, 471.
 Восточное рудное поле [(Хайдаркан), 398, 401, 415.
 Восточное Такели, месторождение, 463, 470.
 Восточнокаракульский хребет, 354.
 Восточные Альпы, 386.
 Восточный Алай, 227.
 Восточный Афганистан, 157.
 Восточный Дарваз, 18, 53, 54.
 Восточный Кара-тау, хребет, 508.
 Восточный Памир, 87, 88, 107, 115, 135, 155, 160, 161, 162, 249, 261, 273, 274, 276, 333, 387, 388.
 Восточный Таджикистан, 276, 388.
 Восточный Тамынген, 493.
 Восточный Туркменистан, 9, 208.
Восточный Туркестан, 273, 387.
 Восточный Тянь-шань, 222—3, 272—3.
 Врденек, 127, 162.
- Г**
- Гава, 530.
 Газ, кишлак, 401.
 Газ-куль, озеро, 353.
 Гайнак-кан, 463, 534.
 Гандо, 340, 360.
 Гарм, 226.
 Гармо, долина, 340.
 Гаурдак, месторождение, 53, 183, 184, 186, 187, 194, 195, 196, 197, 204, 206, 212, 213.
 Гаурдак-Тюбегата — антиклиналь, 184.
 Геби, месторождение, 471.
 Гез-арт, река, 297.
 Гефо, гора, 135.
 Гималаи, 328, 350, 379, 389.
 Гиндукуш, 238, 239, 376, 379.
 Гиссар, 221, 222.
 Гиссарский хребет, 8, 9, 10, 11, 14, 15, 20, 23, 24, 32, 37, 38, 46, 48, 50, 51, 52, 174, 179, 184, 186, 190, 194, 199, 200, 201, 222, 224, 226, 228, 242, 244, 255, 256, 272, 274, 276, 386, 447, 461, 495.
 Главное рудное поле (Хайдаркана), 398, 403, 415, 421.
 Гориф, река, 18.
Горная Бухара, 161, 223, 275, 388.
 Горумды, река, 334, 356, 364, 365, 367, 368, 372, 373, 375, 376, 377, 379, 383, 384.
 Греция, 104, 126, 154, 163.
 Гризбах, 376.
 Гугук-булат, 163.
 Гузан, 314.
 Гузарский район, 176, 178, 179, 181, 182.
 Гулиоб, кишлак, 181.
 Гуль-дара, река, 180.
 Гуи-дара, река, 138, 145, 146, 155, 159.
 Гунт, река, 18, 236, 274, 333, 371, 382, 383, 385, 387.
 Гуруд, месторождение, 191.
- Д**
- Дакота Южная, штат, 482.
 Далмация, 120.
 Дальний Восток, 161, 162, 472.
 Дамбурачи, 226.
 Даран-пиоз, река, 285.
 Дараут, река, 297.
 Дараут-курганский район, 227, 243.
 Дарахти-сурх, 495.
 Дарбаза, месторождение, 33.
 Дарбаза Южная, 529, 539.
 Дарваз, 9, 12, 23, 36, 38, 43, 45, 46, 47.

- 48, 49, 50, 52, 55, 60, 93, 94, 95, 101, 105, 106, 115, 135, 136, 137, 141, 143, 144, 145, 147, 148, 149, 150, 151, 152, 153, 154, 155, 156, 157, 158, 159, 160, 161, 162, 186, 190, 211, 223, 226, 231, 243, 244, 246, 256, 260, 270, 272, 275, 276, 329, 331, 333, 336, 338, 341, 342, 343, 346, 347, 350, 352, 353, 354, 358, 359, 360, 362, 363, 388.
 Дарваз Восточный, 18, 53, 54.
 Дарваз Северозападный, 343, 354, 358.
 Дарваз Южный, 276, 388.
 Дарвазский хребет, 37, 162, 276, 340, 352, 363, 388.
 Дашти-джум, кишлак, 141.
 Дегибадам, месторождение, 191.
 Дейре, 115, 120, 149.
 Денгиз-куль, озеро, 32.
 Дербент, 182.
 Девриз, колодезь (месторождение), 477, 495.
 Джабаглы-тау, горы, 45.
 Джакурт, месторождение, 454, 455, 456, 467, 469.
 Джанги-джеръ, 293.
 Джан-тыке, месторождение, 460, 467, 469.
 Джан-тыке, река, 460, 464.
 Джарты-гумбез, 107, 356, 366, 374.
 Джаупая, ледник, 494.
 Джаупая, месторождение, 454, 456, 467, 469.
 Желтимас, месторождение, 464, 533.
 Джер-камар, месторождение, 534.
 Джии-санг, месторождение, 447.
 Жилаган-ата, 521.
 Жиланды, колодезь, 495.
 Жили-су, река, 292, 296, 297.
 Джингильчик, месторождение, 522, 523.
 Джиргетал, кишлак, 227.
 Джузим, 533.
 Джул-барс, 306.
 Джуногария, 36.
 Джуногарский Алатау, 46, 48, 61.
 Джуры-сай, 284, 285, 289, 290, 294, 295, 298, 303, 311, 323.
 Джюсчор, 349.
 Дзышра, месторождение, 514.
 Дивгна, кишлак, 227.
 Донбасс, 127, 158.
 Драгомирово, станция, 464.
Древнекаспийское море, 57.
 Дувана-су, река, 285.
 Дрина, река, 471.
 Дукенек, ледник, 479, 487, 492, 493, 494.
 Дун-кельдык, перевал, 107.
- Е**
- Евразия, 220, 352, 382.
 Европа, 277, 389.
 Европа Западная, 203, 379.
 Европа Средняя, 277.
 Европа Южная, 127.
 Европейская часть СССР, 162.
 Ельчи, месторождение, 33.
- З**
- Заалай, 89, 94, 97, 105, 136, 143, 147, 148, 149, 150, 151, 152, 153, 155, 156, 157, 158, 159, 160, 246.
 Заалайский хребет, 36, 55, 88, 92, 96, 143, 148, 149, 150, 153, 227, 230, 231, 232, 239, 240, 241, 242, 243, 244, 246, 247, 249, 252, 253, 254, 258, 261, 263, 266, 267, 270, 273, 274, 275, 276, 329, 333, 343, 358, 359, 367, 368, 387.
 Заалай Югозападный, 100, 101.
 Заалай Южный, 106.
 Забайкалье, 12, 28, 478, 481, 498.
 Забайкалье Восточное, 469, 471.
 Завитинское месторождение, 481.
 Заилийский Алатау, 39, 61, 509, 510, 511.
 Закавказье, 58.
 Зак-сай, 320.
 Западная Европа, 203, 238, 379.
 Западная Кара-джилга, река, 103.
 Западная Кашгария, 227, 230, 231, 267, 268.
 Западная Сербия, 111, 163.
 Западная Сибирь, 42.
 Западная Шинды, река, 107, 115.
 Западное рудное поле (Хайдаркан), 400.
 Западные Штаты (США), 482.
 Западный Алай, 465.
 Западный Памир, 18, 161.

Западный Куэн-лунь, 259.
 Западный Кырк-булак, 492.
 Западный Туркменистан, 194.
 Западный Тянь-шань, 496, 502.
 Запокровское месторождение, 469.
 Заря Востока, пик, 267.
 Заунгусское плато, 57.
 Зеравшан, 9, 12, 14, 18, 19, 28, 32, 33, 36, 43, 302, 323, 334, 455, 456, 478, 494, 495, 498.
 Зеравшано-Гиссарская горная область, 224, 274.
 Зеравшанская долина, 23, 52.
 Зеравшанский район, 19, 55, 172, 478, 502.
 Зеравшанский хребет, 8, 12, 18, 194, 282, 285, 321, 323, 423, 440, 444, 447, 455, 456, 468, 469, 472.
 Зеравшан Средний, река, 3, 10, 501, 502.
 Зиаэддинская гряда, 193.
 Зиглы, 224.
 Зидди, месторождение, 447.
 Зирабулак-Зиаэддинские горы, 194.
 Зор-бурулюк, 357, 369.
 Зор-куль, озеро, 108, 333, 354, 374, 375, 384.
 Зор-таш-кол, долина, 88.
 Зор-таш-кол, река, 364, 366.
 Зоу-таш, массив, 107, 133, 371.
 Зулум-арт, река, 101, 103.

И

Игри-сай, река, 107.
 Ике-даван, 299.
 Индия, 45, 141, 162, 385, 389.
 Индо-Китай, 49, 58, 90, 91, 104, 120, 121, 126, 129, 134, 135, 142, 151, 154, 155, 162.
 Иова (Айова), штат, 514.
 Иран, 120.
 Ири-су, 521.
 Иркештам, 227, 240, 266.
 Иркештамский район, 227, 240.
 Иртыш, река, 57.
 Ирхт, кишлак, 371.
 Искандер-куль, озеро, 256.
 Испания, 209.
 Иссык-куль, озеро, 48, 61, 510.
 Истык, река, 107, 118, 121, 123, 276, 338.

Истыкский район, 251.
 Исфайрам, 285, 287, 288, 289, 290, 294, 297, 302, 303, 312, 313, 315, 318, 319, 323, 332, 424, 465, 494.
 Исфайрамский Кичик-алай, 256.
 Исфайрамский Тегермач, 297.
 Исфара, 27, 273, 478, 494.
 Исфаринский Кара-су, ледник, 493, 494.
 Италия, 209, 394.
 Ишкашим, 333.
 Ишме-тау, хребет, 396, 397, 398, 400, 401.
 Иштан-салды, 285.

К

Кабалиана, гора, 32.
 Кабуд-ку, горы, 145.
 Кабул, город, 376, 378.
 Кавказ, 42, 44, 47, 48, 112, 135, 394, 471.
 Кавказ Северный, 48, 134, 135, 161, 162.
 Кадам-джай, месторождение, 393, 394, 396, 401, 403, 404, 405, 406, 407, 408, 416, 418, 421, 424, 465.
 Казакская (Киргизская) степь, 42.
 Казакстан, 469, 512.
 Кайнды, 101, 102, 103, 104, 297, 319, 356.
 Калай-намар, 352, 371.
 Калай-хумб, 336, 342, 348.
 Калайхумбский район, 341, 362.
 Калата-кара, река, 367.
 Кала-хана, река, 495.
 Калбинский хребет, 469.
 Калиф, 53.
 Калифорния, 30, 482.
 Кама, река, 143.
 Кампыр-тюбе, сай, 177.
 Камчатка, 58.
 Камырш, ущелье, 320.
 Камыш-курган, 33.
 Кан, кишлак, 314.
 Канджол, месторождение, 464.
 Канибадам, кишлак, 28.
 Кан-и-мансур, месторождение, 531, 532, 534, 538.
 Канзас, штат, 514.
 Кан-сай, 19, 529, 538, 539.
 Кансия, месторождение, 53.
 Канское месторождение, 320.

Кантаги, месторождение, 522, 523, 524.
 Кания, река, 18.
 Каптархана, 463, 531.
 Кара-агач, кишлак, 196.
 Кара-арт, перевал, 354, 356.
 Кара-арча, 398, 401.
 Карабугаз, 44.
 Кара-белес, перевал, 361.
 Кара-белес, река, 107.
 Караганлы, 306.
 Карагаштыкан, 523.
 Карагуш-хана, река, 18.
 Карагуш-хана Южная, 18.
 Кара-дара, река, 105, 132.
 Кара-джилга, река, 18, 33, 101, 340, 356.
 Кара-джилга Западная, 103.
 Кара-джилга Южная, 353.
 Кара-зау, река, 179.
 Кара-кавак, река, 319.
 Кара-казык, 14, 288, 315.
 Кара-казык, месторождение, 435, 435, 437, 438, 442, 443, 452, 453, 456, 467, 468.
 Кара-казык Северный, 292, 298, 307, 315.
 Каракамызский рудный узел, 14.
 Кара-казык Южный, 285, 288, 289, 290, 294, 295, 298, 301, 303, 308, 309, 311, 315, 316, 437.
 Каракалпакия, 9.
 Каракенсас, 524.
 Каракорум, 95, 238, 277, 379, 389.
 Кара-куль, озеро, 88, 101, 231, 239, 255, 276, 331, 333, 338, 352, 354, 355, 357, 359, 363, 367, 369.
 Кара-куль Северный, 339, 363.
 Каракульский район, 246, 255, 357.
 Кара-куль Южный, 359, 360.
 Кара-мазар, 10, 14, 17, 461, 462, 472, 509, 510, 514, 526, 527, 528, 529, 530, 531, 532, 533, 534, 535, 536, 537.
 Кара-мазар, месторождение, 28, 526, 527, 528, 530, 531, 538, 539.
 Кара-мазар Северовосточный, 14, 323, 496.
 Карамазарский район, 59, 60, 536.
 Кара-сай, месторождение, 522.
 Карасак, пик, 356.
 Кара-сель, 286, 288, 289, 290.
 Кара-су, ледник, 494, 495.
 Кара-су, река, 107, 111, 118, 120, 121, 125, 131, 132, 133, 357, 365.
 Кара-су Исфаринский, 493.
 Кара-су Исфаринский, ледник, 493, 494.
 Каратаг, 200, 274.
 Каратаг-дарья, река, 174, 191, 198, 200.
 Каратагский район, 213.
 Кара-тау, 28, 39, 40, 41, 44, 46, 54, 61, 79, 458, 469, 507, 508, 509, 510, 511, 512, 514, 515, 516, 517, 518, 519, 520, 521, 522, 523, 524, 525, 526.
 Кара-тау Восточный, 510.
 Кара-тау Северный, 515, 517, 519, 520.
 Кара-тау Центральный, 518, 520.
 Кара-тау Южный, 517, 518, 519, 521, 526.
 Кара-таш, горы, 246, 336.
 Кара-таш, река, 375.
 Каратегин, 10, 18, 33, 494.
 Каратегин, горы, 224.
 Кара-тюбе, массив, 18, 32, 477, 495.
 Каринтия, 514.
 Кариш, кишлак, 176.
 Карлюкский район, 172, 204.
 Карнийские Альпы, 146, 162.
 Каспий — см. Каспийское море.
 Каспийское море, 36, 57, 58.
 Кассан, 18, 32, 33, 460, 464, 534.
 Кастек, перевал, 14.
 Катахира, месторождение, 468.
 Катран-тау, хребет, 418.
 Каузан, гора, 32.
 Кафирниган, 201, 461.
 Кафтармоль, 143.
 Кашгар, 36.
 Кашгария, 222, 227, 236, 275, 276, 298, 354.
 Кашгария Западная, 227, 230, 231, 267, 268.
 Кашка-су, река, 301.
 Кашшока, 468.
 Кебин, река, 14.
 Кебин Большой, река, 14, 502.
 Кебин Малый, река, 14, 502.
 Кермине, город, 193.
 Кермининский район, 193.
 Кетменьский хребет, 48.
 Кетмень-чапты, гора, 179, 182.
 Киан-куль, 306.
 Кизил-бель, месторождение, 33.

- Кизило-Уртазымский район, 161.
 Кинт, река, 445, 446, 468, 502.
 Киргиз-об. река, 340, 349.
 Киргизия, 23, 393, 486.
 Киргизия Северная, 33, 486, 509.
 Киргизия Южная, 9, 10, 20.
 Киргизская АССР, 472.
 Киргизский Алатау, 39, 46, 61.
 Киргизский хребет, 458, 509, 521, 540.
 Китай, 107, 162, 329, 337, 357, 364.
 Китай Южный, 90, 95, 121, 144, 154, 162.
 Кичик-алай, река, 302.
 Кичик-алай, хребет, 256, 286, 289, 292, 293, 301, 302, 315, 320.
 Кичик-алай Акбурунский, 286.
 Кичик-алай Исфайрамский, 286.
 Кой-джулы, перевал, 313, 315.
 Кой-тезек, перевал, 334, 371, 375.
 Кок-джилга, 254, 255.
 Кок-коак, 239.
 Кокомерен, река, 478.
 Кок-су, долина, 288.
 Кок-су, 243, 286, 292, 298, 301, 308, 315, 316, 317, 318, 319, 435, 448.
 Кок-терек, месторождение, 531.
 Кокуй-бель-су, река, 18, 363, 364, 370, 477.
 Кок-чаги, река, 107, 118, 124, 125.
 Кок-шаал, 266.
 Кокшальский, хребет, 38, 46, 48, 50.
 Кол-сай, месторождение, 33.
 Колумбия Британская, 432.
 Колходжа, селение, 496.
 Комана, месторождение, 471.
 Конджол, месторождение, 533, 538.
 Кон-и-гут, месторождение, 510, 514, 517, 539, 541.
 Контрабандистов перевал, 263.
 Копет-даг, 55, 57, 58, 261.
 Корнуолл, 486.
 Кочкорка, 540.
 Кош-карчи, месторождение, 465, 471.
 Кош-карчи, река, 465.
 Крым, 119, 120, 163.
 Куберганды, река, 107, 115, 118, 119, 120, 121, 123, 149, 365.
 Куваки, месторождение, 539, 540.
 Куги-ляль, месторождение, 381.
 Куги-ляур, хребет, 142, 145.
 Кугитанг, месторождение, 33, 177, 193, 194, 204, 423.
 Кугитанг, хребет, 207, 396, 511.
 Кугитанг-тау, 173, 176, 177, 178, 179, 180, 181, 182, 183, 184, 185, 186, 191, 192, 195, 196.
 Кугитанг-Гаурдакский район, 195.
 Кудара, река, 11, 18, 249, 274, 276, 277, 352, 356, 364, 366, 368, 370, 371, 378, 387, 388, 477.
 Кузбасс, 42.
 Кузнецкий Алатау, 61.
 Куйтан, селение, 204.
 Ку-казык, горы, 240, 253.
 Кук-джигит, 107.
 Куль, месторождение, 470.
 Куль, река, 459.
 Кульджук-тау, гора, 194.
 Куль-и-колон, месторождение, 30.
 Кулябский район, 172, 210.
 Кумды, река, 353.
 Кумыш-джилга, река, 102, 358.
 Кунгей Алатау, 39, 61.
 Кунгей-сай, 107.
 Кураминские горы, — Кураминский хребет, 46, 460, 461, 462, 464, 507.
 Курган-тюбе, 54.
 Кургантюбинский район, 274.
 Кургонад, 352, 363.
 Кур-истык, река, 117, 159.
 Курумды, ледник, 253.
 Курумды, массив, 274.
 Куру-сай, месторождение, 529.
 Куталь, долина, 107.
 Кух-и-сафит, гора, 444, 498, 499, 501.
 Кух-и-сафит, месторождение, 444, 445, 456, 499, 500, 501.
 Куэн-лунь, 233, 267, 268, 269, 272, 277, 379, 389.
 Куэн-лунь Западный, 269.
 Кшемыш, река, 285.
 Кшут-Зауранский район, 179.
 Кшут-Зауранское месторождение, 194.
 Кызыл-арт, перевал, 230.
 Кызыл-арт, река, 91.
 Кызыл-джик, 356.
 Кызыл-зоу, река, 254.
 Кызыл-кия, месторождение, 425.
 Кызылкумские возвышенности, 42, 52.

- Кызыл-кумы, 12, 19, 24, 25, 57, 194, 206, 477, 491—92.
 Кызыл-рабат, 105, 108, 115, 118, 121, 132, 366, 374.
 Кызыларатский район, 366, 374, 375.
 Кызыл-су, река, 224, 226, 266, 267, 297.
 Кызыл-тугай, 363.
 Кырк-булак, 193.
 Кырк-булак, ледник, 494.
 Кырк-булак Западный, 233, 492.
- Л**
- Лаба, река, 135, 162.
 Лаос, 120, 135, 142, 151, 162.
 Лашкерек, месторождение, 32.
 Ледвиаль, 514.
 Ленина пик, 11.
 Ленинабад—см.—Ходженг.
 Ляджуар-дара, 381.
 Ляйляк, река, 396, 459, 478, 494.
 Ляйлякский Ак-су, 491, 494.
 Лякан, кишлак, 28.
 Лянгар, кишлак, 198, 358.
 Лянгар, месторождение, 32, 349, 359, 371, 372, 458, 467, 469.
 Лянгар-иоз, кишлак, 458.
- М**
- Магнана, река, 32.
 Магнан-Фарабский район, 274.
 Мадрушкент, кишлак, 459.
 Мазарские Альпы, 43.
 Малакка, 445, 468.
 Малаккский полуостров, 488, 502.
 Малая Азия, 58.
 Мальтабар, 256.
 Малый Кебин, река, 14, 502.
 Малинд, кишлак, 176.
 Малинд, месторождение, 191.
 Мамазаир-булак, 107.
 Мангышлак, 203.
 Маргелок, сай, 32.
 Маргузор, месторождение, 26, 32, 396, 423, 440, 441, 467, 468.
 Маргузор, озеро, 15, 396.
 Маргузор, река, 440.
 Маркан-су, 95, 231, 239, 243, 253, 257, 270, 333, 338, 339, 340, 343, 350, 354, 357, 357.
 Матчо, кишлак, 458.
 Машала, долина, 229.
 Медная гора, 395, 398, 401, 404, 409, 410, 411, 412, 414, 416, 417, 418, 420, 421.
 Мексика, 512.
 Мексика Северная, 512, 514, 535.
 Медик-су, 292, 297, 301, 315, 316, 319.
 Мельниково, станция, 458.
 Мирзаалим-сай, 523, 524.
 Мискан, месторождение, 538.
 Миссисипи, штат, 512, 514.
 Миссури, штат, 512, 514, 515, 516.
 Миссури Юговосточный, 523.
 Митате, месторождение, 445, 446, 468, 472, 502.
 Могол-тау, горы, 19.
 Мореснет (Морене), 514, 524.
 Мосриф, месторождение, 442, 453, 467, 468.
 Мошиаднан, 286, 296, 297.
 Мугоджар, 52.
 Музкол, 232, 254, 333, 355.
 Музкольский район, 255.
 Музкольский хребет, 88, 250, 257, 258, 271, 277, 338, 388.
 Мунджи, река, 354.
 Мук-су, река, 11, 18, 33, 224, 226, 256, 273, 333, 338, 340, 343, 348, 358, 387.
 Мукур-чиль-об, река, 108.
 Мургаб, долина, 50.
 Мургаб, река, 50, 107, 110, 111, 118, 133, 274, 276, 333, 364, 365, 388.
 Мургаб-Истыкский район, 149, 169, 233, 234, 250, 259, 270, 276.
 Мус-курук, перевал, 357.
 Мустаг-ата, 357, 386.
 Муши, колодезь, 193.
 Мын-джилга, месторождение, 319.
 Мын-ханджир, массив, 107, 115, 118, 125, 131, 132, 149, 365, 369.
- Н**
- Нагато, 163.
 Нагорный Афганистан, 388.
 Надак, река, 18, 495.
 Найза-таш, перевал, 107.
 Найза-таш Западный, 107.

Нарак, река, 496.
 Нарын, 275, 298.
 Нарын, долина, 42.
 Нарын, река, 18, 36, 478.
 Нарынский хребет, 509.
 Наукурма, ледник, 494.
 Невольников, озеро, 514, 524.
 Нерчинск, 514.
 Нерчинский край, 464.
 Никитовка, месторождение, 420.
 Никкель-плат, 432.
 Нилоу, кишлак, 176.
 Ниоу, 148.
 Ничке, река, 297.
 Нуратинские горы, 12, 32, 33, 38, 423.
 Нуратинское месторождение, 27.
 Нурек, 52.

О

Оби-джук, 224.
 Оби-занкоу, 285, 349.
 Оби-мазар, 340, 348, 349.
 Оби-ниоу, река, 137, 138, 141.
 Оби-равноу, река, 94, 143, 146, 333, 359.
 Оби-сорбух, месторождение, 461, 462, 467, 470.
 Оби-сорбух, река, 461.
 Оби-хингоу, река, 94, 349.
 Оби-хумбоу, 348, 349.
 Обь, река, 57.
 Ой-гани, месторождение, 478.
 Оклахома, штат, 514.
 Оксалы-мазар, 356, 359.
 Окуз-булак, месторождение, 197.
 Окур-тау, месторождение, 527, 529, 531.
 Окширяк, 107.
 Оловянная гора, 482.
 Оловянный сай, месторождение, 315.
 Ордос, 43.
 Орта-сай, месторождение, 464, 467, 471.
 Охинское месторождение, 425.
 Ош, город, 91, 111, 261, 264, 438, 458.

П

Пала, 482.
 Памир, 5, 6, 7, 9, 11, 14, 18, 23, 24, 25, 30, 33, 36, 37, 38, 39, 41, 43, 45, 48, 49, 53, 58, 60, 88, 101, 108, 120, 134, 135, 147, 148, 155, 156, 157,

160, 161, 162, 163, 184, 219, 220, 221, 222, 223, 224, 226, 227, 228, 229, 230, 231, 232, 233, 236, 237, 238, 239, 242, 244, 246, 247, 248, 249, 250, 251, 253, 256, 259, 260, 261, 262, 264, 265, 268, 269, 270, 271, 272, 273, 274, 275, 276, 277, 329, 331, 332, 333, 334, 335, 338, 342, 345, 346, 352, 353, 354, 356, 358, 359, 360, 363, 365, 367, 368, 369, 370, 374, 375, 376, 377, 378, 379, 380, 382, 383, 384, 385, 386, 387, 388, 389, 477, 509.

Памир, река, 22, 44, 333.

Памир Альпийский, 266.

Памир Восточный, 87, 88, 107, 115, 135, 155, 160, 161, 162, 249, 261, 273, 274, 276, 333, 387, 388.

Памир-Дарвазский золотой пояс, 30, 333, 339, 343, 351, 357, 361.

Памир Западный, 18, 161, 275, 333, 387, 477.

Памир Известняковый, 87, 107.

Памиро-Алай, 248, 261, 267, 274, 275, 423.

Памиро-Дарваз, 158, 343.

Памиро-Дарвазская горная система, 150—151.

Памир Северный, 8, 38, 46, 47, 48, 51, 52, 54, 55, 96, 101, 106, 157, 159, 160, 161, 222, 227, 228, 233, 236, 239, 242, 243, 244, 246, 247, 248, 249, 252, 254, 255, 256, 258, 260, 265, 268, 269, 270, 271, 273, 274, 331, 332, 343, 387.

Памир Северовосточный, 88.

Памир Северозападный, 255, 360, 389.

Памирская горная система, 230.

Памирский пост (Мургаб), 87, 106, 109, 112, 115, 116, 125, 149, 364, 365, 371.

Памирский тракт, 253.

Памир Центральный, 32, 44, 46, 47, 48, 49, 50, 53, 54, 55, 233, 236, 276, 277, 388.

Памир Юговосточный, 87, 95, 106, 108, 110, 113, 116, 117, 118, 120, 122, 124, 125, 126, 127, 130, 131, 133, 134, 137, 143, 144, 147, 148, 149, 153, 154, 155, 156, 157, 159, 274.

Памир Югозападный, 274, 334.

Памир Южный, 32, 38, 46, 47, 48, 49, 50, 52, 54, 55, 135, 148, 149, 153, 155, 158, 159, 160, 233, 235, 237, 239, 274, 331, 334, 380.

Пангаз-бель, перевал, 357, 359.

Парк-сити, 514.

Патосы, 445, 446.

Паш-ага, 244.

Пенджикент, кишлак, 12, 14, 495.

Пенджикентский район, 323.

Петра I хребет, 12, 186, 207, 210, 240, 276, 329, 333, 340, 349, 358, 388.

Пирлесс, 483.

Пити, месторождение, 468, 501.

Плавиковая гора, 395, 398, 409, 411, 414.

Подмосковный бассейн, 127.

Прибайкалье, 61, 386.

Приуралье, 153, 155.

Пума, 301.

Пуштиру, ледник, 494.

Пшарт, река, 30, 233, 364, 366, 367, 369, 370.

Пшарт Восточный, река, 106, 363, 369.

Пшарт Западный, река, 106.

Пшартский гребень, 109, 112, 149.

Пшартский район, 249, 255.

Пшенза, река, 444.

Пяндж, река, 9, 333, 343, 352, 383, 384.

Р

Равноу 138, 148, 153.

Райбл, 514.

Райгородского ледник, 285, 302, 304, 321, 323.

Рама, ледник, 494.

Ранг, урочище, 115.

Ранг-куль, озеро, 30, 44, 253, 273, 333, 334, 336, 337, 338, 342, 352, 357, 360, 363, 369, 386, 387.

Рангульский район, 231, 233, 242, 244, 245, 254, 255, 256, 273, 337, 348, 352, 357, 360, 387.

Рарз, месторождение, 440, 467, 468, 501.

Рарз, перевал, 440.

Рарз, селение, 32.

Рокшиф, месторождение, 455, 456, 457, 467, 469, 495.

Рокшиф, река, 459, 495.

Рошанский хребет, 364.

Рудный овраг, 417.

Рудные горы, 484, 485, 487, 488, 502.
 Рудный сай, месторождение, 308, 315, 436.
 Русская платформа, 155.

С

Сабах, долина, 323.

Сагран, 349.

Сагран Южный, 349, 350.

Саксония, 484, 485, 487, 502.

Саксонские горы, 484.

Салаир, кряж, 41, 61.

Самарканд, город, 12, 18, 477, 495.

Сангвар, 349.

Санг-гардак, река, 179.

Сангонель, кишлак, 141.

Сар-гордон, река, 498.

Сарезское озеро, 371.

Сарматское море, 57, 59.

Сарт-истаган, пещера, 400, 418.

Сарыассийский район, 175, 176, 177, 181, 191, 192.

Сарыгорский район, 359.

Сарыгуй, кишлак, 227.

Сарыкай, река, 433.

Сарыкамьшская впадина, 58.

Сарыколь, хребет, 50, 352, 354, 355, 357, 363.

Сарымаг, месторождение, 439, 441, 467, 468.

Сарым-саклы, месторождение, 461, 529, 531, 533, 537.

Сарымаг, река, 439.

Сары-об, река, 137, 153.

Сарычеку, месторождение, 534.

Сасегатани, месторождение, 468.

Сасык, овраг, 287.

Сасык-теке, река, 96, 97, 98, 99, 100, 101, 106.

Саук-дара, река, 96.

Саук-джейлау, месторождение, 319.

Саук-джейлау, река, 317, 319.

Саук-сай, 30, 243, 338, 339, 340, 343, 346, 347, 348, 350, 351, 353, 358, 359.

Сауксайский район, 30, 161, 274, 339, 351, 357, 358, 387.

Саук-тур, долина, 91.

Сафет-ларон, 138.

Сафет-ку, горы, 146.

Саяны, хребет, 61.

- Саят, кишлак, 201.
 Саятс, месторождение, 273.
 Северная Америка, 464.
 Северная Африка, 209.
 Северная Киргизия, 33, 485, 509.
 Северная Мексика, 510, 512, 533.
 Северная Фергана, 46, 276, 509.
 Северное рудное поле (Хайдаркан), 401, 416.
 Северный Агалхар, река, 114, 117, 118, 119, 120.
 Северный Аннам, 162.
 Северный Афганистан, 157.
 Северный Кавказ, 48, 134, 135, 161, 162.
 Северный Кара-казык, 292, 298, 307, 315.
 Северный Кара-куль, 339, 363.
 Северный Кара-тау, хребет, 515, 517, 519.
 Северный край, 128.
 Северный Ледовитый океан, 57.
 Северный Памир, 8, 38, 46, 47, 48, 51, 52, 54, 55, 96, 101, 106, 137, 159, 160, 161, 222, 227, 228, 233, 236, 239, 242, 243, 244, 246, 247, 248, 249, 252, 254, 255, 256, 258, 260, 265, 268, 269, 270, 271, 273, 274, 331, 332, 343, 387.
 Северный Таджикистан, 8, 9, 14.
 Северный Тянь-шань, 510.
 Северовосточный Кара-мазар, 14, 323, 496.
 Северовосточный Памир, 88.
 Северовосточный Таджикистан, 18.
 Северозападные Тяньшаниды, 478.
 Северозападный Дарваз, 343, 354, 358.
 Северозападный Памир, 255, 360, 389.
 Северокаракульский район, 274, 387.
 Сенустанын-сай, долина, 107, 112.
 Сибирь, 42, 336.
 Сибирь Восточная, 445, 470.
 Сибирь Западная, 42.
 Силезия Верхняя, 512.
 Сив-цзи, 396.
 Сицилия, 119, 120, 127.
 Содбери, 433.
 Сон-куль, озеро, 510.
 Сосно, 162, 163.
 Сох, река, 321, 323.
 Сох, селение, 32, 394, 402, 465.
 Средиземноморский макрорешеек, 58, 59.
 Среднеазиатские Альпы, 223, 224.
 Средний Зеравшан, река, 3, 10, 501, 502.
 Средняя Азия, 5, 6, 10, 11, 14, 15, 25, 30, 33, 35, 37, 38, 39, 40, 42, 45, 46, 48, 50, 52, 56, 61, 135, 157, 160, 161, 171, 184, 186, 187, 188, 189, 190, 194, 206, 207, 208, 209, 213, 219, 220, 221, 222, 223, 224, 225, 228, 236, 247, 248, 252, 261, 262, 267, 273, 274, 275, 277, 283, 323, 324, 334, 383, 388, 393, 394, 420, 423, 424, 431, 432, 435, 443, 453, 456, 457, 458, 462, 464, 465, 466, 467, 468, 469, 470, 471, 472, 477, 478, 486, 488, 503, 509, 512, 541.
 Средняя Европа, 277.
 СССР, 35, 50, 87, 273, 329, 354, 393, 431, 454, 466, 503, 514.
 СССР, Европейская часть, 162.
 Сталинабад, город, 12, 14, 227, 256, 461, 477.
 Сталинабадский район, 276.
 Старый Свет, 156.
 Сукайта, долина, 193.
 Султан-уиз-даг, 478.
 Сулюкта, месторождение, 464.
 Суматра, остров, 105, 120, 126, 143, 144, 163.
 Сурьме-таш, река, 292, 297, 301, 315, 316.
 Сурьянная гора, 407, 408.
 Сурхан, река, 172.
 Сусамыр, горы, 39, 44, 461, 511.
 Суфа, месторождение, 174.
 США, 394, 482.
 Сыман, месторождение, 465, 471.
 Сыр-дарья, река, 15, 28, 36, 58.
 Сырдарьинская область, 518.
 Сытарги, 349.
 Сыхат, кишлак, 943.

Т

- Табошар, месторождение, 461, 462, 467, 470, 532, 533, 534, 538, 539.
 Тавак, плато, 59, 60.
 Тагаркаты, река, 334, 371, 384.
 Тагдум-баш, 376.
 Тагобы-собак, 235, 302, 323.
 Тагобы-сор, сай, 32.

- Таджикистан, 7, 8, 10, 20, 23, 24, 25, 26, 27, 34, 174, 177, 200, 203, 212, 213, 224, 276, 335.
 Таджикистан Восточный, 276, 388.
 Таджикистан Северный, 8, 9, 14.
 Таджикистан Северовосточный, 18.
 Таджикистан Центральный, 10, 25, 274, 472.
 Таджикистан Югозападный, 25, 51, 53, 54, 55, 226, 230, 231, 268, 273, 276.
 Таджикистан Южный, 9, 14, 22, 32, 33, 184, 194, 203, 205, 208, 210, 211, 212, 213.
 Таджикская ССР, 9, 23, 180, 181, 191, 274.
 Такели, месторождение, 461, 462, 453, 464, 467, 470, 472, 526, 528, 531, 533, 534, 536, 538, 539.
 Такели Восточное, месторождение, 463, 470.
 Такоб, месторождение, 32, 323.
 Такоб, река, 323.
 Такфон, месторождение, 19, 26, 32, 440, 444, 445, 446, 447, 452, 456, 457, 458, 500.
 Такфон, селение, 440, 444, 498, 499, 501.
 Таласский Алатау, 33, 39, 44, 45, 61, 447, 509, 510, 521.
 Таласский рудный узел, 14.
 Талды-булак, месторождение, 33.
 Талдык, перевал, 251, 252, 256.
 Тамды-кол, месторождение, 307, 315, 320, 393.
 Тамды-кол, река, 301.
 Тамынген, ледник, 483, 492, 494.
 Тамынген Восточный, 493.
 Танымас, 30, 38, 161, 258, 259, 276, 333, 335, 338, 339, 340, 348, 363, 370.
 Тараша, долина, 252.
 Тарбагатай, 42, 61.
 Тары-экан, месторождение, 534, 538.
 Тасмания, 484.
 Тахта-булаг, мазар, 133.
 Таш-курган, река, 371.
 Ташкент, 54, 448, 498.
 Ташкентский район, 55, 524.
 Таш-кольский массив, 88.
 Ташкутан, месторождение, 174, 176, 177, 178, 182, 191.
 Тегермач, река, 293, 298.
 Тегермач Исфайрамский, 297.
 Тегермен-су, река, 107.
 Текеланк, река, 243.
 Техас (обычно — Техас), штат, 119, 155, 163.
 Темискаминг, 318.
 Тенгиз-бай, 256.
 Терек-кач, месторождение, 460, 467, 470.
 Терек-кан, река, 460, 464, 470.
 Терской Алатау, 39, 44, 46, 511.
 Тетерек, месторождение, 33.
 Тетер-су, 107.
 Тетис, 154, 156, 209, 210, 233, 249.
 Тетюхэ, 471.
 Тешин-таш, массив, 118, 132.
 Тибет, 162, 388.
 Тимор, остров, 119, 143, 155.
 Тин Монтейн, 482.
 Тинтик, месторождение, 464, 512.
 Токмакский рудный узел, 14.
 Тонкин, 120, 142, 151, 162.
 Тохтамыш-рабат, 115.
 Тоюк, горы, 264.
 Тоюн, 248.
 Трансвааль, 295.
 Тредвел, месторождение, 30.
 Тро, ледник, 494.
 Туар-кыр, 42, 44, 57, 194, 201.
 Тузгума, 338.
 Туз-дара, овраг, 306.
 Туманчи, 354.
 Тунис, 163.
 Тургайский пролив, 57.
 Туркестано-Алайская система, 323.
 Туркестано-Зеравшанско-Гиссарская система, 25.
 Туркестанский хребет, 8, 10, 12, 13, 20, 23, 24, 27, 28, 32, 38, 39, 41, 43, 46, 47, 247, 264, 272, 282, 321, 323, 324, 422, 454, 455, 456, 458, 459, 460, 464, 469, 470, 471, 477, 479, 481, 488, 492, 494, 495, 502, 510, 511, 514.
 Туркменистан, 53, 172, 177, 213.
 Туркменистан Восточный, 9, 208.
 Туркменистан Западный, 194.
 Туркменистан Югозападный, 53, 171.
 Туркменская ССР, 197, 204.
 Турлан, месторождение, 522, 523, 524, 525.
 Турук, месторождение, 309, 318, 467, 469.
 Турук, река, 287, 291, 293, 297, 318, 458.

Турук, ущелье, 315.
 Тутек Южный, река, 285.
 Туюк, месторождение, 458, 459, 467.
 Туюк, река, 458.
 Тым, долина, 193.
 Тым, кишлак, 193.
 Тюя-муюн, 299.
 Тяншаниды, 14, 15.
 Тяншаниды Северозападные, 478.
 Тяншаниды Югозападные, 15, 495.
 Тянь-шань, 5, 6, 7, 10, 13, 18, 22, 61, 219, 220, 221, 222, 223, 224, 226, 227, 248, 259, 261, 262, 265, 266, 267, 268, 271, 273, 275, 276, 298, 306, 331, 333, 335, 363, 368, 386, 388, 420, 424, 484, 496, 501, 502, 510, 511, 527.
 Тянь-шань Восточный, 222—3, 272—3.
 Тянь-шань Западный, 496, 502.
 Тянь-шань Северный, 298, 510.
 Тянь-шань Центральный, 478, 510.
 Тянь-шань Южный, 222, 227, 228, 233, 247, 248, 251, 254, 250, 251, 252, 265, 268, 271, 272, 273, 277.

У

Узбекистан, 9, 23, 26, 172, 180, 191, 211, 213, 258.
 Узбекистан Югозападный, 171, 208, 211.
 Узбекистан Южный, 33, 174, 177, 178, 191, 193, 200, 206, 212.
 Узбекская ССР, 175, 176, 178, 179, 180, 181.
 Узбой, 57, 58.
 Узкун-ахмат, река, 18.
 Уирма, 401.
 Уйбулак-бень, 331.
 Уй-су, река, 96, 97, 98, 99, 137, 148, 156, 340.
 Уларе, 285, 286, 287.
 Улугчат, река, 266.
 Уразбекабад, кишлак, 422.
 Урал, 5, 42, 44, 122, 127, 128, 142, 153, 155, 156, 158, 471.
 Урал Южный, 122, 161.
 Ургенч, город, 32.
 Урта-бель, 356, 374, 375.
 Урта-буз, 107, 237, 356, 372, 373, 374, 376, 377, 378, 379, 380, 383, 384, 385.

Уртазымский (Кизило-Уртазымский) район, 161.
 Урта-чиль-обу, 374.
 Урям, ледник, 494.
 Урям, река, 490.
 Усть-урт, 57.
 Уч-имчак, гора, 447.
 Уч-имчак, месторождение, 19, 444, 447, 448, 449, 452, 467, 468.
 Уч-курган, 287.
 Уч-очак, месторождение, 531, 534.

Ф

Файзабад, 184, 226.
 Фаменское море, 44.
 Фан-дарья, река, 501.
 Федченко, ледник, 101, 161, 231, 276, 352, 355, 356, 357, 363.
 Фергана, город, 395, 465.
 Фергана, 20, 28, 50, 51, 55, 56, 57, 59, 157, 161, 163, 205, 248, 273, 306, 369, 393, 394.
 Фергана Восточная, 244, 251, 274, 275, 293, 323, 424.
 Фергана Северная, 46, 276, 501.
 Фергана Юговосточная, 22, 47.
 Фергана Югозападная, 22.
 Фергана Южная, 15, 27, 32, 42, 393, 394, 395, 401, 420, 425.
 Фергано-Саянский пояс, 58, 59, 61.
 Ферганская долина — см. Фергана.
 Ферганский хребет, 56.
 Финстервальдера ледник, 349.
 Фиуме, 162.
 Флят-ринер, 523.
 Франция, 379.
 Фрунзе, город, 458, 459, 503.

Х

Хайдаркан, долина, 287, 400.
 Хайдаркан, месторождение, 33, 323, 393, 394, 395, 396, 399, 400, 401, 402, 403, 404, 405, 406, 408, 414, 416, 417, 419, 420, 421, 424, 465.
 Ханака, река, 174, 178, 181, 191, 226.
 Хан-тенгри, горы (массив), 38, 42, 40, 44, 540.
 Хапчеранга, месторождение, 445.
 Харангон, река, 11, 12, 477.

Харгуш, 347, 384.
 Хаудал, хребет, 213.
 Хингоу, река, 12, 148, 333, 335, 339, 340, 341, 343, 347, 348, 349, 360, 387.
 Ходжа-ачкан, 285, 288, 289, 294, 303, 323.
 Ходжа-караул, селение, 204.
 Ходжалъвейс, река, 315.
 Ходжа-оби-гарм, 224.
 Ходжент (Леннабад), город, 9, 15, 19, 461, 462.
 Хозор-чашма, 495.
 Хошю, остров, 90, 126.
 Хорасанские горы, 58.
 Хорог, город, 111, 333.

Ц

Центральная Азия, 135, 136, 161, 228, 274, 275.
 Центральное плато Франции, 379.
 Центральное рудное поле, 401.
 Центральные Анды, 486.
 Центральный Алай, 312, 316, 321, 322.
 Центральный Кара-тау, хребет, 516, 518.
 Центральный Конус, 398, 401, 409, 414.
 Центральный Памир, 32, 44, 46, 47, 48, 49, 50, 52, 53, 54, 55, 233, 236, 277, 388.
 Центральный Таджикистан, 10, 25, 275, 472.
 Центральный Тянь-шань, 478, 508.
 Цинвальдское месторождение, 484.
 Цинвальд, месторождение, 484, 502.

Ч

Чагатай, 357.
 Чадак, река, 18.
 Чакмак-таш, 96, 97, 98, 99, 100, 101, 106, 137, 147, 148, 159, 243, 358.
 Чал-кильдак, 291, 292, 293, 318.
 Чал-кильдак, ущелье, 297.
 Чал-куйрюк, 285, 307, 310, 315, 318, 438.
 Чал-куйрюк, месторождение, 435, 438, 467, 468.
 Чаргуш, река, 386.
 Чаршангинский район, 204.
 Чаткал, река, 498.
 Чаткальский хребет, 9, 15, 18, 22, 29, 39, 45, 46, 59, 61, 448, 460, 469, 470.
 Чаувай, долина, 19, 32, 310, 396, 401.

Чаувай, месторождение, 323, 393, 394, 396, 400, 402, 403, 404, 405, 408, 416, 417, 424, 465, 466, 467, 470.
 Чаувай, река, 400, 401, 465.
 Чаувайский район, 407.
 Чашма-санг, месторождение, 174, 177.
 Чекмень-куйды, перевал, 179.
 Чехословакия, 485.
 Чиле, река, 297.
 Чимкент, 520.
 Чися, 144.
 Читрал, 45, 162, 163, 277, 389.
 Чихуахуа, месторождение, 510.
 Чон-кара-танге, месторождение, 458, 467, 469.
 Чон-су, 338.
 Чо-сай, 301.
 Чу, река, 55.
 Чу-Илийские горы, 40, 46.
 Чукур-джилга, месторождение, 531, 534, 538.

Ш

Шабрез, гора, 498.
 Шайдан, селение, 32, 496.
 Шакарлык-остана, 171.
 Шакарсы, река, 145, 146, 155, 159.
 Шаркрам, гора, 460.
 Шаркрам, месторождение, 460, 469, 470.
 Шаркrame-сай, 415.
 Шарг, река, 239, 240.
 Шарг, полоса, 240.
 Шах-дара, долина, 337.
 Шах-дара, месторождение, 286, 293, 301, 307, 315, 317, 435, 437, 438, 439, 453, 467, 468.
 Шах-дара, река, 236, 317, 333, 334, 378, 381, 382, 383, 384.
 Шахмардан, река, 286, 296.
 Шахрисаб, долина, 171.
 Шашар, 127, 162.
 Шашеват, 337.
 Шварцвальд, 379.
 Шварценберг, месторождение, 488.
 Шегенбет, река, 365, 385.
 Шинк-Магишанский район, 424.
 Шинды, река, 115.
 Шинды Восточная, 107.
 Шинды Западная, 107, 115.
 Шинк, река, 32, 442, 495.

- Ширабад, 212.
 Ширабадский район, 178, 179, 181, 182, 191, 212.
 Шнееберг, 318.
 Шоркуль-Мыхаджирский район, 274, 387.
 Шугнанский хребет, 382.
 Шур-булак-сай, 107, 117.
 Шураб, месторождение, 50.
 Шурабадский район, 359.
- Э**
- Эгин, 265.
 Эйбеншток, 502.
 Эльбурс, 57, 58.
 Этта, 483.
- Ю**
- Юговосточная Фергана, 22, 47.
 Юговосточный Миссури, 521.
 Юговосточный Памир, 87, 95, 106, 108, 110, 113, 116, 117, 118, 120, 122, 124, 125, 126, 127, 130, 131, 133, 137, 143, 144, 147, 148, 149, 153, 154, 155, 156, 157, 159, 274.
 Югозападная Англия, 486.
 Югозападная Фергана, 22.
 Югозападные Тяньшаниды, 478, 495.
 Югозападный Заалай, 100, 101.
 Югозападный Памир, 274, 334.
 Югозападный Таджикистан, 25, 51, 53, 54, 55, 226, 230, 231, 268, 273, 276.
 Югозападный Туркменистан, 53, 171.
 Югозападный Узбекистан, 171, 208, 211.
 Югославия, 162, 163.
 Южная Африка, 472.
 Южная Дакота, штат, 482.
 Южная Дарбаза, 527, 537.
 Южная Европа, 127.
 Южная Кара-джилга, 353.
 Южная Киргизия, 9, 10, 20.
 Южная Фергана, 15, 27, 32, 42, 393, 394, 395, 401, 420.
 Южноаличурский хребет, 107.
 Южногиссарский рудный узел, 14.
 Южнокаракульский район, 249, 276, 355, 352—3.
 Южнокашгарские цепи, 260.
- Южноуссурийский край, 50.
 Южный Агадхар, река, 115, 158.
 Южный Алай, 228.
 Южный Алауддин, 294, 295, 298, 315.
 Южный Дарваз, 276, 388.
 Южный Заалай, 105.
 Южный Карагуш-хана, 18.
 Южный Кара-казык, 285, 288, 289, 290, 294, 295, 298, 301, 305, 308, 309, 311, 315, 316, 437.
 Южный Кара-куль, 359, 360.
 Южный Кара-тау, хребет, 516, 517, 519, 524.
 Южный Китай, 90, 95, 121, 144, 154, 162.
 Южный Лянгар, 372.
 Южный Памир, 32, 38, 46, 47, 48, 49, 50, 52, 54, 55, 136, 148, 149, 153, 154, 155, 158, 159, 160, 233, 235, 237, 274, 331, 334, 380.
 Южный Сагран, 349, 350.
 Южный сай, месторождение, 315.
 Южный Таджикистан, 9, 14, 22, 32, 33, 184, 194, 203, 206, 208, 210, 211, 212, 213.
 Южный Тутек, река, 285.
 Южный Тянь-шань, 222, 227, 228, 233, 247, 248, 251, 260, 261, 262, 265, 268, 271, 272, 273, 277.
 Южный Урал, 122, 161.
 Южный Узбекистан, 33, 171, 174, 177, 178, 191, 193, 200, 206, 212.
- Я**
- Ягман, 179.
 Ягноб, 10.
 Ягноб, река, 18, 32, 33, 444.
 Язгулем, 276, 342.
 Язгулем, река, 38, 41, 44, 387.
 Язгулем, хребет, 30, 334, 352, 363, 388.
 Яйдым, кишлак, 226.
 Яккобаг-даря, река, 191.
 Яккобагский район, 181, 182, 192, 193.
 Янги-Гиссар, 267.
 Янги-даван, река, 296, 307, 315, 319, 335, 348.
 Япония, 58, 90, 104, 120, 121, 126, 127, 128, 142, 154, 155, 162, 163, 445, 468.
 Ярхыч, 285.
 Яшил-куль, 334, 371.

СОДЕРЖАНИЕ

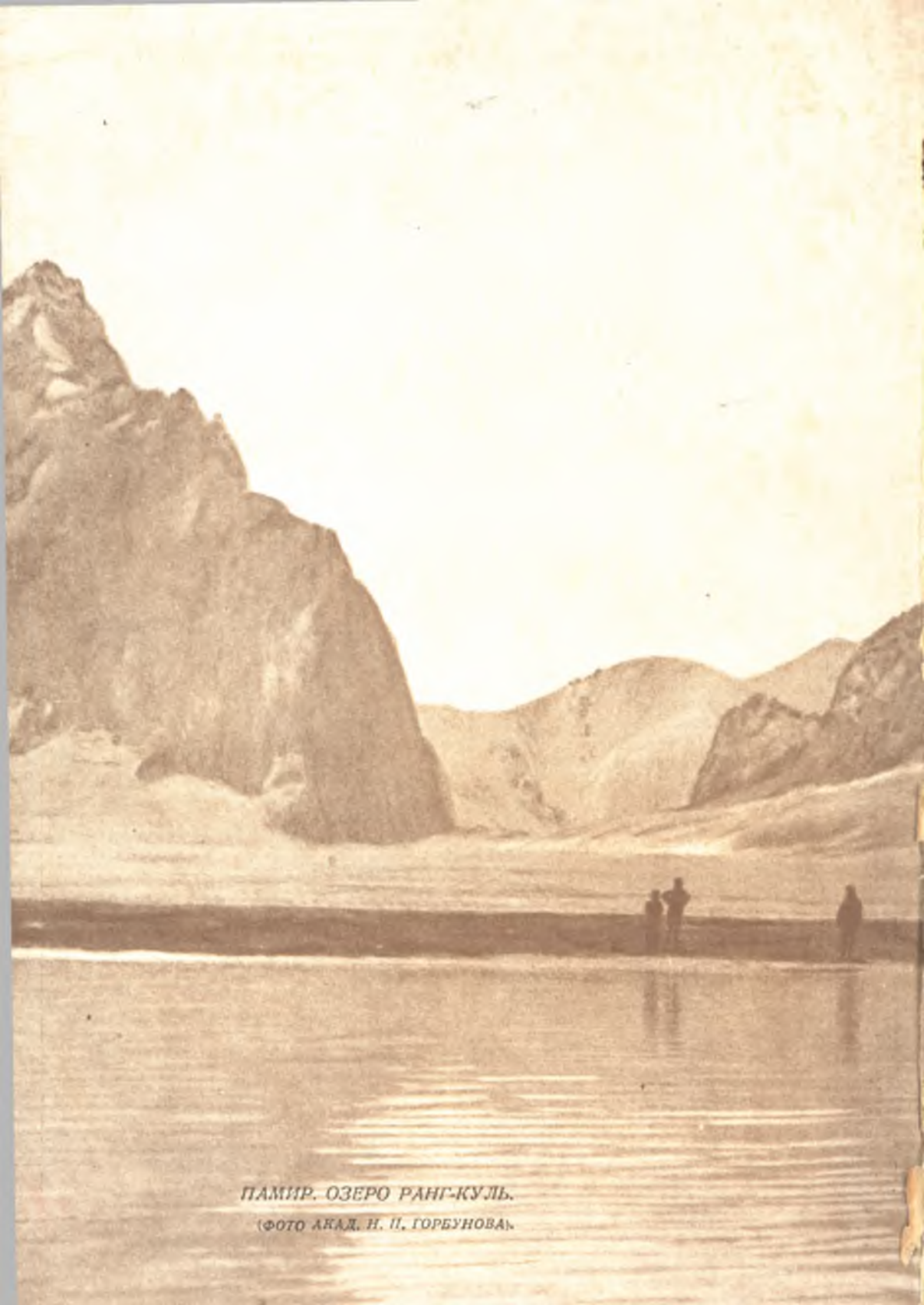
	<i>Стр.</i>
ОТ РЕДАКЦИИ	5
Акад. Н. П. ГОРБУНОВ и Д. И. ШЕРБАКОВ. — ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИДЕИ В ПРАКТИКЕ ТАДЖИККО-ПАМИРСКОЙ ЭКСПЕДИЦИИ	7
Геологическое строение Таджикистана	—
Развитие поисковых работ	9
Начальные данные	10
Поисковые задания	14
Методика поисков	15
Специальные научные работы	23
Организационные принципы	24
Некоторые научные выводы	27
Практические результаты	30
Дальнейшие задачи геохимии	33
Д. В. НАЛИВКИН. — ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ СРЕДНЕЙ АЗИИ	35
Основные геологические области Средней Азии	—
Докембрий	36
Нижний палеозой	40
Средний палеозой	41
Верхний палеозой	45
Мезозой и кенозой	49
Г. А. ДУТКЕВИЧ. — ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ В ПАМИРА	87
Б. А. БОРНЕМАН, И. Е. ГУБИН, В. С. ДОМАРЕВ, С. И. ЛЕВИЦКИЙ, А. В. ПЕЙВЕ, П. И. ПРЕОБРАЖЕНСКИЙ, П. К. ЧИХАЧЕВ. — МЕЗОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ Ю. В. ТУРКМЕНИСТАНА И Ю. З. УЗБЕКИСТАНА	171
Рэт-юра	172
Нижний мел	197
Верхнемеловые отложения	206
А. П. МАРКОВСКИЙ. — О ВЗАИМООТНОШЕНИИ ПАМИРА И ТЯН-ШАНЯ	218
Краткий обзор основных воззрений	—
Вахшский сброс Клебельсберга	222
О противопоставлении Памира Тянь-шаню	227
О геологических зонах Памира	230

Северная окраинная зона Памира	230
Северная зона собственно Памира	231
Центральная зона Памира	233
Южная зона Памира	236
Сравнительный анализ геологического строения Алтая и Северного Памира	239
Альпийская складчатость на Памире	248
О расположении и взаимоотношении основных структурных элементов Северного Памира и Южного Тянь-шаня	260
О Кашгарской виргации	266
О времени дугообразного смятия Памира	268
Общие выводы	272
А. В. МОСКВИН. — СВЯЗ ОРУДЕНЕНИЯ С ВУЛКАНИЧЕСКИМИ ПОРОДАМИ АЛАЙСКОГО ХРЕБТА 281	
Введение	—
Изверженные породы	283
Излившиеся породы	286
Щелочные породы	287
Гранодиориты	290
Вулканические циклы	293
Петрогенетический очерк	299
Металлогенетические циклы	305
Излившиеся породы	—
Интрузия гранодиорита	306
Интрузии щелочных сиенитов	311
Интрузии щелочных гранитов	312
Типы месторождений	316
Общие выводы	320
В. А. НИКОЛАЕВ. — ОЧЕРК МАГМАТИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ ПАМИРА И ДАР-ВАЗА 330	
Северная зона Памира	335
Эффузивная фаза нижнего и среднего палеозоя	—
Эффузивная фаза верхнего палеозоя	343
Древневарисцийская интрузивная фаза	344
Юноварисцийская интрузивная фаза	353
Гипабиссальные и эффузивные породы киммерийского и альпийского возрастов	358
Процессы метаморфизма в северной зоне	359
Центральная зона Памира	363
Стратиграфические и тектонические взаимоотношения	365
Эффузивная фаза	365
Киммерийская интрузивная фаза	367
Альпийская интрузивная фаза	374
Южная зона Памира	375
О возрасте кристаллической серии	—
Петрографический состав пород кристаллической серии	380
О метаморфизме пород кристаллической серии и структуре ее (Сравнение с другими областями)	383
О химическом составе магматических пород Памира	386
В. Э. ПОЯРКОВ. — СТРУКТУРА И ГЕНЕЗИС РТУТНО-СУРЬМЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КИРГИЗИИ 393	
Геологические условия главнейших ртутно-сурьмяных месторождений Южной Ферганы	395
Минералы и последовательность минералообразования	402

Условия образования и структура рудных тел	406
Промышленные перспективы Южноферганских месторождений ртути и сурьмы	420
Основные выводы	421
И. И. ЧУПИЛИН. — ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЫШЬЯКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СРЕДНЕЙ АЗИИ 431	
Схема геохимической жизни мышьяка в земной коре	432
I класс — Представители контактовых месторождений мышьяка	435
Коксуйская группа (Алайский хр.)	—
Арчмайданская группа (Зеравшанский хр.)	439
II класс — Месторождения гипотермального генезиса	443
Группа метасоматических кварц-арсенопиритовых месторождений в известняках	—
Арсенопиритовые импрегнации в ортогекситтах кислой и щелочной магмы	454
Кварц-арсенопиритовые жилы	457
Месторождения по притокам р. Кассана в Чоткальском хребте	460
Месторождения переходного генезиса от гипо- к мезотермальным образованиям	461
III класс — Мезотермальные месторождения арсенопирита	462
IV класс — Месторождения эпитермального генезиса	464
Сводка генетических типов месторождений Средней Азии	466
I класс — Контактные месторождения мышьяка	—
II класс — Гипотермальные месторождения	468
III класс — Мезотермальные месторождения	470
IV класс — Эпитермальные месторождения	—
Д. И. ЩЕРБАКОВ. — ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОЛОВОРУДНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ СРЕДНЕЙ АЗИИ 477	
История поисков олова	—
Типы оловянных месторождений	479
Пегматитовые жилы Туркестанского хребта	488
Пневматолитовые вольфрамит-оловянные жилы Западного Тянь-шаня	496
Скарновые жилы с мышьяково-оловянными рудами у сел. Такфон	498
Выводы	501
В. М. КРЕЙТЕР. — О НЕКОТОРЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СРЕДНЕЙ АЗИИ 509	
Введение	—
Рудные месторождения хр. Кара-тау	512
О типах оруденения хр. Кара-тау	—
Краткие геологические данные	517
Общая характеристика рудных месторождений	521
Некоторые выводы об оруденении хр. Кара-тау	525
Рудные месторождения Кара-мазара	526
Краткие геологические данные	—
Металлогения	528
Единство металлического состава	531
Характер изменения боковых пород	532
Основные факторы, определяющие размещение месторождений	533
Наложение (телескопирование) зон	534
Полиметаллические месторождения, вмещающие породы и процесс рудоотложения	535
Морфология рудных тел	536
Минералогия первичных руд и содержание металлов в рудах	537
Прочие полиметаллические месторождения	539
ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ 545	

CONTENTS

	Pages
D. NALIVKIN. — THE PALEOGEOGRAPHY OF CENTRAL ASIA	62
The Main geological regions of C. Asia	—
Pre-Cambrian	64
The Lower Paleozoic	66
The Middle Paleozoic	67
The Upper Paleozoic	71
The Mesozoic	75
G. DUTKEVICH. — STRUCTURE CHARACTERS OF THE UPPER PALEOZOIC DEPOSITS OF THE EAST PAMIRS	164
B. BORNEMAN, J. GUBIN, V. DOMAREV, S. LEVITSKI, A. PEIVE, P. PREOBRA- JENSKI, P. CHICKACHEV. — THE MESOZOIC OF S. UZBEKISTAN AND S. E. TURKMENISTAN	214
A. MARKOVSKY. — ON THE INTERRELATIONS OF THE PAMIRS AND TIAN- SHAN	278
A. V. MOSKVIN. — CONNECTION BETWEEN THE ORE DEPOSITS AND THE IGNEOUS ROCKS OF THE ALAI MOUNTAIN RANGE	325
V. NIKOLAEV. — OUTLINE OF THE MAGMATIC GEOLOGY OF THE PAMIRS AND DARVAZ	390
V. POYARKOV. — THE STRUCTURE AND GENESIS OF THE MERCURY DEPOSITS OF KIRGHISIA	426
J. E. CHUPILIN. — GENETIC TYPES OF ARSENIC DEPOSITS OF CENTRAL ASIA	473
I. class. Contact arsenic deposits	—
II. class. Hypothermal arsenic deposits	474
The group of metasomatic quartz-arsenopyrite deposits in limestone	—
The arsenopyrite impregnations in orthotectites of acid and alkaline magma	475
Quartz-arsenopyrite veins	—
Deposits of a transitory genesis from hypo-to mesothermal formations	476
III. class. Mesothermal arsenic deposits	—
IV. class. Epithermal deposits	476
D. SHCHERBAKOV. — GENETIC TYPES OF THE TIN-ORE INDICATION OF CEN- TRAL ASIA	504
W. KREITER. — SOME GENETIC PECULIARITIES OF LEAD AND ZINC DEPOSITS OF CENTRAL ASIA	542



ПАМИР. ОЗЕРО РАНГ-КУЛЬ.

(ФОТО АВАД. Н. П. ГОРБУНОВА)