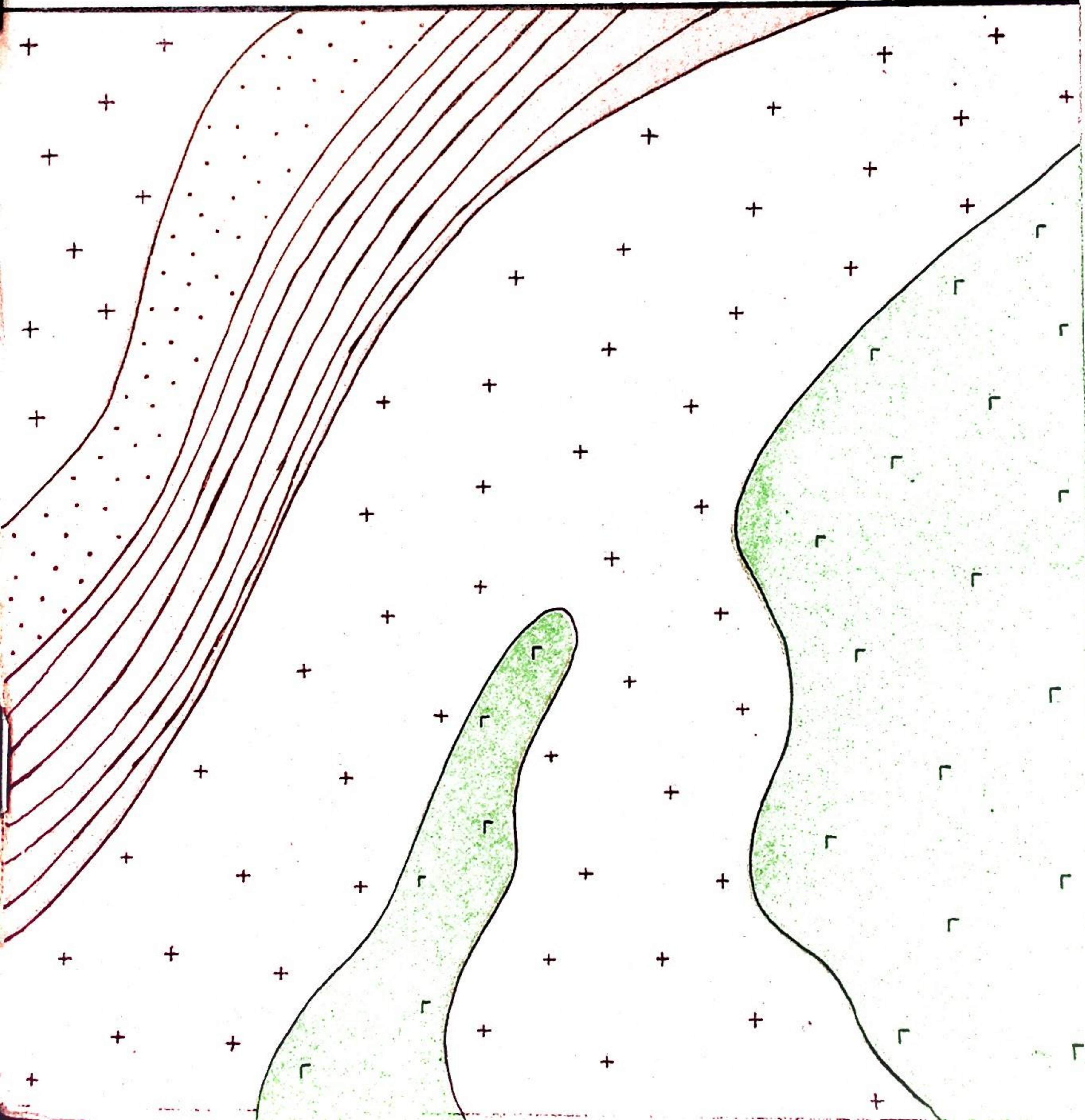


П 151А

29

ISSN 0568-6156

**МАГМАТИЧЕСКИЕ
ФОРМАЦИИ
СЕВЕРО-ВОСТОКА
ЕВРОПЕЙСКОЙ
ЧАСТИ
СССР**



Академия наук СССР
Коми филиал
Институт геологии

(Труды, вып.29)

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ
ЕВРОПЕЙСКОГО СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР

Сыктывкар, 1979

П 151/1 П 96249
ИИ-ИИ ~~ИИ-ИИ~~
Труды. Вып. 29.
Сыктывкар, 1979. 0-30.

П 96249

у.
не
к
И
л
к
у
к
э
ф
р
л
н
в
м
г
в
с
в

зивных комплексов (Фишман, Охотников и др., 1976; Маслов, Костюкова, 1976) и все еще наблюдается тенденция дальнейшего увеличения их количества. Объясняется это отчасти возросшей интенсивностью изучения интрузивного магматизма, в процессе которого накопление фактического материала значительно опережает систематику и корреляцию интрузивных проявлений. В условиях отсутствия единой методической направленности в изучении процессов магматизма это могло привести к выделению неоправданно большого количества комплексов. Однако главная причина выделения многочисленных комплексов заключается все же в естественном разнообразии интрузивного магматизма, обусловленного, с одной стороны, чрезвычайной длительностью формирования северной части Уральского подвижного пояса, с другой — отчетливо выраженным его зональным строением. Именно эти особенности предопределили развитие на севере Урала разнообразных интрузивных ассоциаций, которые образуют как вертикальные (полихронные), так и латеральные (синхронные) ряды комплексов (см. таблицу).

Геологические исследования, выполненные на обширной территории, свидетельствуют о том, что северная часть Урала формировалась в течение байкальской, каледонской и герцинской тектонических эр (Охотников, 1972, 1975; Фишман, Охотников и др., 1976). По продолжительности, а главное по типу эволюции эта территория принадлежит к областям с полигеосинклинальным характером развития магматизма, поэтому естественно, что на ее площади в процессе исторического развития закономерно и неоднократно повторялись интрузивные проявления, близкие по составу. Они образуют вертикальные ряды комплексов, которые при сходной формационной принадлежности отличаются друг от друга главным образом по времени их формирования.

Наиболее ранние из них увязываются с заложением байкальской геосинклинали. Рифейское время ее становления ныне убедительно доказывается микрофитолитами *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur., *Volvatella zonalis* Nar., *Vesicularites Bathrydioformis* Krasnop., *Vesicularites concretus* Z. Zhur., *Osagia nimia* Z. Zhur., собранными в верхних слоях мощных вулканогенных толщ маньинской, бедамельской и няровейской серии (Смирнов, 1977).

При	
ские	
омыли	

и
а
о
а,
и
я
—
—
ий
д
их
гы,
гь
—
а
—
ник—
в
—
г
ко
ие
—
а
в
с
я:
—
—
и
—
—

зи
ло
да
от
ме
ме
ци
но
ме
бо
вь
в
об
ст
по
ст
ти
ци
та
цу

ри
ми
те
ни
ти
по
эт
ко
тр
ве
ци
об

ка
ны
те
Ve
сог
ми
ско

В последующие эпохи развитие получали ранне-, средне- и позднекаледонские, а также герцинские интрузивные формации. При этом по мере продвижения к северу, в сторону каледонид Новой Земли (Хаин, 1970), все отчетливее проявляется значение ранне-среднепалеозойского магматизма, связанного с заложением в ордовике и последующим развитием каледонской геосинклинали.

В указанных тектонических эрах часть вертикальных рядов представлена полными габбро-гранитными комагматическими сериями, принадлежащими к производным базальтовой магмы. Они характерны для геосинклинальных стадий развития пояса и наиболее представительны в средне-позднекаледонских и герцинских формациях севера Урала. В них к поздним дифференциатам нередко относятся плагиограниты, сопровождаемые медно-железородной минерализацией. Часть других вертикальных рядов, наоборот, характеризуется широким развитием гранитоидов существенно калиевого состава, не имеющих связи с базальтоидами. Они являются производными самостоятельных очагов гранитной магмы, возникших в процессе плавления сиалических толщ земной коры в эпохи орогенного развития крупных структурно-формационных элементов региона. К типичным их представителям относятся байкальские гранитоиды сальнерско-маньхамбовского комплекса. Сходны с ними по генезису раннекаледонские (раннеордовикские) гранитоиды Полярного Урала.

Еще большее разнообразие в интрузивный магматизм севера Урала внесли многочисленные синхронные образования, образующие латеральные ряды комплексов. Они получили развитие в разных, но пространственно сближенных структурно-формационных зонах, которые появились еще в раннем байкальском тектоно-магматическом цикле. Согласно общепринятым представлениям на севере, как и вдоль всей горной полосы Урала, с запада на восток выделяются: Западно-Уральская зона складчатости, сложенная дислоцированными, преимущественно средне- и позднепалеозойскими толщами, Центрально-Уральское поднятие (Приосевая область), в котором позднерифейские метаморфизованные образования перекрыты раннепалеозойскими отложениями, и Тагило-Магнитогорский прогиб (Малоуральская зона), характеризующийся развитием терригенно-вулканогенных отложений раннего и среднего палеозоя (Фишман, Охотников и др., 1976). К северу от полярного круга позднерифей -

ские отложения в горной части Урала слагают уже две структурно-формационные зоны — Западную и Восточную. Первая из них соответствует продолжению к северу Центрально-Уральского поднятия, вторая относится к системе Восточно-Уральских поднятий (Охотников, 1972, 1975). Они разделены узким Пайпудынским прогибом, сложенным терригенно-вулканогенными толщами ордовика, силура и карбонатными отложениями девона (см. рисунок).

Перечисленные выше зоны вытянуты в северо-восточном направлении и отражают эволюцию дислокаций уральского плана на различных его уровнях от позднего протерозоя до позднего палеозоя включительно. Кроме них, на крайнем севере, вдоль Карского побережья, в последнее время выделен Байдарацкий прогиб, выполненный вулканогенными толщами ордовика и нерасчлененными отложениями силура и нижнего девона. Он имеет северо-западное (пай-хойское) простирание. К нему при-членяются северные час-

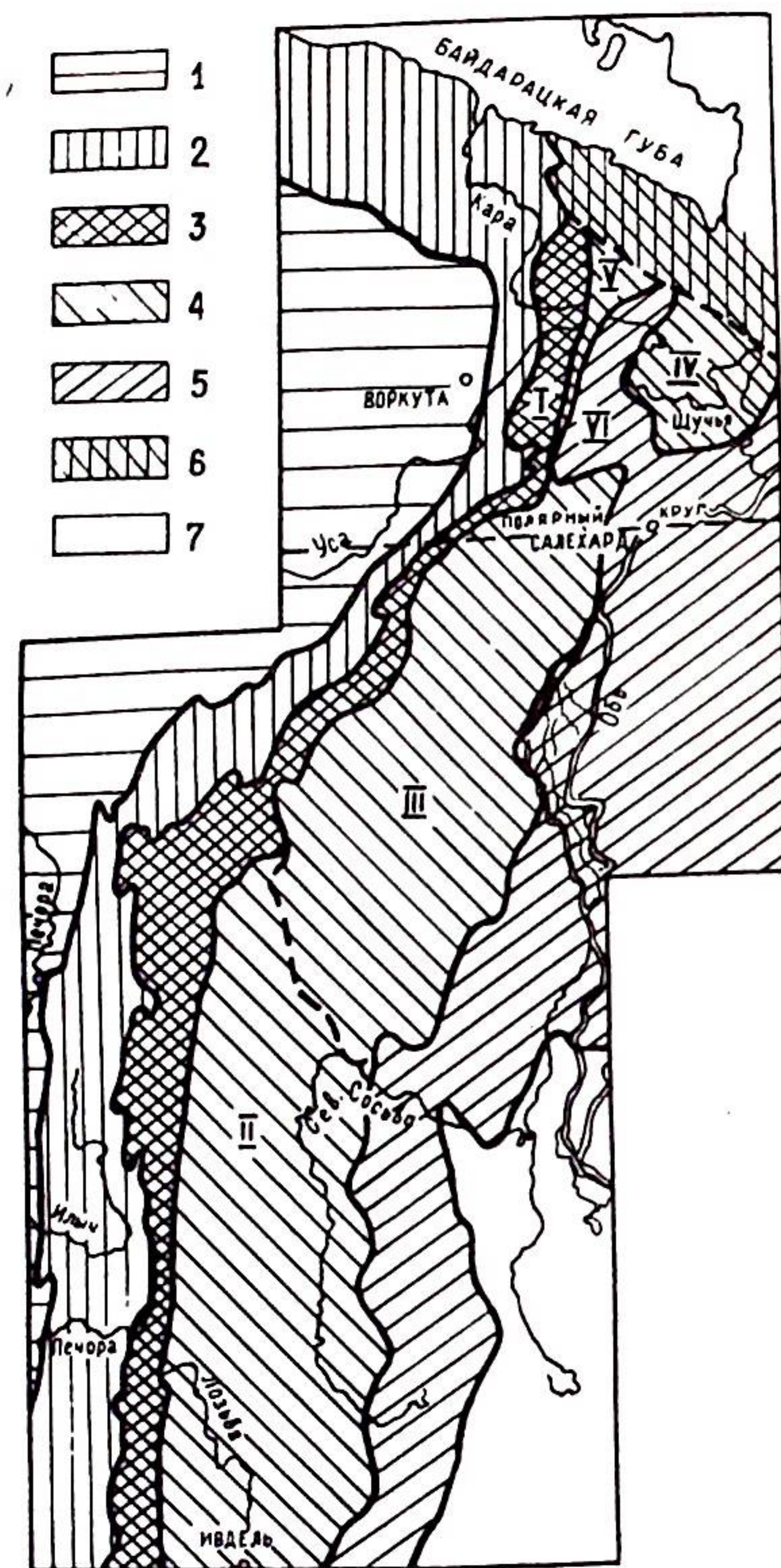


Рис. Схема укрупненного тектонического районирования севера Урала.

1 — Предуральский прогиб; 2 — Западно-Уральская зона складчатости; 3 — Центрально-Уральское поднятие (I — Западная зона Полярного Урала); 4 — Тагило-Магнитогорский прогиб (II — Тагильский, III — Войкарский, IV — Шучьинский синклиниорий, V — Пайпудынский межгорный прогиб); 5 — Восточно-Уральское поднятие (VI — Восточная зона Полярного Урала); 6 — Байдарацкий прогиб; 7 — Восточно-Уральский прогиб.

ти Шучьинского синклинория и Пайпудынского прогиба. Последний, по всей вероятности, принадлежит к структуре Тагило-Магнитогорского прогиба (Охотников, 1972, 1975; рис.), хотя и существуют иные точки зрения.

Указанные структурно-формационные зоны даже при одновременном заложении их отличаются по условиям становления, стратиграфическим разрезам, составам разновозрастных толщ и особенно по интенсивности развития вулканизма (Фишман, Охотников и др., 1976). Естественно, что резко различны в них и синхронные интрузивные проявления.

Во-первых, в смежных разновозрастных структурно-формационных зонах, испытавших движения разного знака, нередко получали развитие синхронные интрузивные комплексы, принадлежащие к различным формационным типам. Прекрасный пример этого известен на восточном склоне Полярного Урала в области сочленения Тагило-Магнитогорского прогиба (Шучьинского синклинория) и крупных структурных элементов Восточной зоны. В последней в раннем, частью, по-видимому, в среднем ордовике, в связи с формированием раннекаледонского Полярно-Уральского антиклинального поднятия развитие получали преимущественно калиевые граниты полярно-уральского латерального ряда комплексов, а в зоне заложения Тагило-Магнитогорского прогиба — габбро и плагиограниты ранней стадии развития средне-позднекаледонской геосинклинали (Охотников, Бевз, 1972). Так в тесном пространственном соседстве сосуществовали синхронные магматические очаги различной формационной принадлежности, обособленные в сопряженных, но иначе развивающихся тектонических структурах.

Во-вторых, в структурно-формационных зонах, равных по времени заложения, возникали синхронные интрузивные комплексы близкой формационной принадлежности, которые, однако, отличаются друг от друга набором составляющих их горных пород, заметными колебаниями химических составов последних, а главное — металлогенической специализацией. Они как бы фацально замещают друг друга в смежных структурно-формационных зонах, образуя латеральные ряды интрузивных комплексов. Примеры их весьма многочисленны. Они установлены для габбро-диоритов и габбро-диабазов позднерифейского возраста, распространенных на Полярном Урале как в Западной (малоусинский комплекс),

так и в Восточной (ханмей-харбейский комплекс) структурно-формационных зонах (таблица). В первой из них габбро развиты весьма ограниченно; габбро-диабазы характеризуются повышенным количеством K_2O (0,6-1,15%) и TiO_2 (0,82-2,55%), в то время как в габбро-диабазе второй зоны K_2O практически отсутствует, а TiO_2 установлена в ничтожных количествах (до 0,2%). Тем не менее с ханмей-харбейским комплексом на площади Восточной зоны связано широкое распространение титановой минерализации, отсутствующей в Западной зоне (Охотников, 1975).

На Полярном Урале отличны между собой также интрузии кембрийских гранитов. В Западной зоне они представлены штокообразными телами микропегматитовых гранитов; в крупных островных байкальских поднятиях Восточной зоны микропегматитовые граниты образуют многочисленные, чаще жильные тела, сопровождающие недавно установленные щелочные арфведсонит-биотитовые граниты.

Не менее характерно разнообразие средне-позднеордовикских габбро-диорит-диабазовых комплексов и субинтрузий кварцевых порфиров, распространенных по площади Западной, Восточной структурно-формационных зон и Байдарацкого прогиба (рисунок). В последнем отсутствуют габбро, а габбро-диабазы представлены многочисленными разрозненными дайковыми телами (талотинский комплекс), прослеживающимися к югу на территорию Восточной зоны, где они сгруппированы в дайковый пояс. Однако здесь габбро-диабазы (орангский комплекс) характеризуются заметно возросшими в них количествами K_2O (0,27-0,44%), TiO_2 (1,37-2,8%) и заниженным содержанием Na_2O (0,76-2,33%), которые в талотинском комплексе соответственно составляют 0,05-0,11, 0,97-2,63, 2,34-4,33%. Свойственная габбро-диабазам в Байдарацком прогибе медно-сульфидная специализация на площади Восточной зоны "заменена" преимущественной связью с ними полиметаллически-мышьяковой минерализации (Охотников, 1975). В Западной зоне интрузивные проявления этого возраста представлены нередко изометричными относительно крупными телами (до 2 км в поперечнике) габбро-диоритов, габбро-диабазов и диоритов, последние из которых, в отличие от других зон, широко распространены и сопровождаются медно-порфировым оруденением.

Субинтрузивные проявления кварцевых порфиров в этих зонах отличаются друг от друга по химизму, хотя и сходны по своим морфологическим признакам и связи с одинаковыми ордовикскими эффузивными комагматами. На площади Байдарацкого прогиба (себетинский комплекс) они относятся к ряду пород, высоко насыщенных K_2O (6,9%); на площади Западной структурно-формационной зоны (пайпудынский комплекс) в них Na_2O чаще преобладает (3-5%), либо содержится в равных с K_2O количествах. Характерно, что равные содержания этих окислов наблюдаются у границы структурно-формационных зон, где в латеральном направлении происходит смена указанных комплексов. Различаются эти комплексы также по составу ассоциирующих с ними рудных скоплений, сформированных в раннюю стадию минерализации. В Западной зоне с ними связаны оловянные, а в Байдарацком прогибе медно-колчеданные проявления, которые в том и другом районах сменяются во времени развитием оруденения цинка и свинца.

Наконец, в-третьих, чрезвычайно важной причиной многообразия синхронных интрузивных проявлений является развитие на севере Урала поперечной зональности. Она обусловлена наличием северо-западных структур, которые делят "продольные" структурно-формационные зоны уральского простирания на ряд поперечных сегментов (Охотников, 1975; Дорофеев, Ананьева и др., 1976). Особенно характерны эти структуры для заполярной части, расположенной к северу от гипербазитов массива Рай-Из, которая по этому признаку резко отличается от Приполярного Урала. Основой поперечных структур являются глыбы жесткого кристаллического дорифейского фундамента, сохранившиеся внутри байкальской геосинклинали, в связи с чем отдельные сегменты ее разновременно вовлекались в прогиб (Фишман, 1971; Охотников, 1972, 1975). Это обусловило формирование вокруг глыб (выступов) относительно поднятых стабильных структур. Между ними как в байкальском, так и в последующих тектоно-магматических циклах развитие получали складчатые мобильные поперечные структуры, в зонах влияния которых и в отделяющих их стабильных поднятиях по-разному протекали синхронные процессы интрузивного магматизма (Охотников, 1978). В этом случае различия между интрузивными проявлениями наблюдаются в одной и той же из указанных выше

структурно-формационных зон уральского простираия. В них одновременно действовали магматические очаги, генерирующие исходные расплавы, из которых формировались интрузии в общем сходной формационной принадлежности. Они отличались глубиной становления, степенью дифференцированности и рудообразующей способностью. При этом отличаются друг от друга интрузивные ассоциации не только крупных структурных элементов, например приполярной и заполярной частей Урала, но и внутри последней из них.

Так, существенно различны байкальские (доордовикские) интрузии гранитоидов в зоне Центрально-Уральского поднятия. На Приполярном Урале они представлены крупными массивами гранодиоритов, лейкократовых, аляскитовых и ограниченно распространенных микропегматитовых гранитов сальперско-маньхамбовского комплекса (Фишман, 1971), на Полярном Урале — габиссальными телами лишь одних микропегматитовых гранитов очетинского комплекса (см. таблицу). В Восточной зоне Полярного Урала различаются интрузии раннеордовикских гранитов, имеющие адекватную геохимическую специализацию, но занимающие различную структурную позицию. В стабильных поперечных структурах они характеризуются гомогенным сложением и весьма низкой рудообразующей способностью (гердизский комплекс); в мобильных поперечных структурах они относятся к полифазовым образованиям (харбейский комплекс), обладают высокой рудообразующей способностью и сопровождаются промышленными скоплениями молибдена (Охотников, Фомиченко, 1976).

В последнее время наметились также различия средне- и позднепалеозойского интрузивного магматизма в отдельных поперечных сегментах Тагило-Магнитогорского прогиба. В частности, это выражено в более широком развитии на севере, в Щучинском синклинии, средне- и позднедевонских плагиогранитов (янганпэйский комплекс) и в связи с ними промышленных скоплений железных руд.

Большинство перечисленных синхронных интрузивных проявлений группируется в латеральные ряды комплексов (Кузнецов, 1964), которые, как видно, особенно характерны для районов с полигеосинклинальным типом эволюции и широко развитой зональностью. По нашему представлению, в латеральные ряды должны быть объединены синхронные или весьма близкие по времени проявления интрузивные комплексы

сходной формационной принадлежности, независимо от того, занимают они место в одной или в разных структурно-формационных зонах. Комплексы в одном ряду могут отличаться либо степенью дифференцированности представляющих их интрузий (набором горных пород, близких по формационной принадлежности), либо геохимической специализацией, рудообразующей способностью, или, наконец, по сумме этих признаков.

В одном ряду может быть помещено неограниченное число комплексов. Это представляет возможность исследователям при все возрастающей детальности работ выделять новые конкретные комплексы в одном из установленных рядов, если, естественно, эти комплексы удовлетворяют указанному выше определению и способствуют проведению геологопоисковых работ. Название выделенному латеральному ряду может быть присвоено по одному из ведущих в нем комплексов, который принимается в качестве генотипа.

Примеры таких латеральных рядов перечислены выше и указаны в таблице. В своем большинстве они сосредоточены на Полярном Урале, что, естественно, не является признаком узкого (локального) их значения. Латеральные ряды охватывают широкие площади и задачи дальнейшей корреляции заключаются в том, чтобы объединить в них ведущие комплексы Полярного, Приполярного и Северного Урала.

ЛИТЕРАТУРА

Дорофеев Б.В., Ананьева Е.М., Ермаков Н.П., Рыбалко В.М. Металлогеническое районирование Урала по геофизическим данным в связи с особенностями его глубинного строения. — Тезисы докладов VIII Всесоюзного металлогенического совещания. Свердловск, 1976, с. 96—99.

Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М., "Недра", 1964. 387 с.

Маслов М.А., Костюкова Л.А. Схема сопоставления и краткое описание интрузивных комплексов Новой Земли, Пай-Хоя и западного склона Полярного и Приполярного Урала. — В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения западного склона Урала. Уфа, 1976, с. 90—100.

Охотников В.Н. Магматизм Центрально-Уральского поднятия на Полярном и Приполярном Урале. — В кн.: Проблемы магматизма западного склона Урала. Свердловск, Изд-во АН СССР, 1972, с. 23-42.

Охотников В.Н. Геология рудных образований Полярного Урала. Л., "Наука", 1975. 175 с.

Охотников В.Н. Рудные формации Полярного Урала и принципы их выделения. — В кн.: Магматизм и металлогения севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар, 1976, с. 3-18. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып. 22).

Охотников В.Н. Особенности эволюции и металлогении Полярного Урала. — В кн.: Магматизм и металлогения Северо-Востока европейской части СССР и севера Урала. Труды 8-й геол. конф. Коми АССР. Т.5. Сыктывкар, 1978, с. 8-13.

Охотников В.Н., Бевз Е.И. Зависимость генезиса и вещественного состава раннепалеозойских гранитоидов от особенностей тектонического развития северной части Полярного Урала. — В кн.: Вопросы петрографии севера Урала и Тимана. Изд-во АН СССР, Сыктывкар, 1972, с. 35-54. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып. 17).

Охотников В.Н., Фомиченко Т.А. Рудообразующая способность гранитных интрузий (Полярный Урал). — "Сов. геология", 1976, № 4, с. 70-86.

Смирнов Ю.Д. Докембрийские образования. — В кн.: Проблемы стратиграфии Урала. Свердловск, 1977, с. 4-15.

Фишман М.В. Гранитоиды Приосевой зоны Приполярного Урала в связи с проблемой эволюции магматизма подвижных поясов земной коры. Сыктывкар, 1971. 55 с.

Фишман М.В., Охотников В.Н., Юшкин Н.П., Маслов М.А. Магматизм и металлогения Полярного и Приполярного Урала и Пай-Хоя в связи с их геологической историей и геологическим строением. — В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения западного склона Урала. Уфа, 1976, с. 73-79.

Хаин В.Е. Развитие геосинклинальных поясов неогей. — 5-я научная отчетная конференция геологического факультета МГУ. Тезисы. М., 1970.

Штейнберг Д.С., Соболев И.Д. Формационное деление магматических образований на Урале. — Труды 3-го Всесоюз. петрограф. совещания. Тезисы докладов по проблеме "Магматические формации". Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 196

ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКО-РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ПОЛЯРНОГО УРАЛА

В.И.Мизин, Б.А.Голдин

В геологическом строении западного склона Полярного Урала значительное место занимают древние позднепротерозойско-раннепалеозойские вулканические образования (Голдин и др., 1973; Голдин, Пучков, 1976; Охотников, 1968, 1969; Фишман и др., 1976). Особенно широко они развиты на севере в Оченырдском антиклинории. К югу от него, с приближением к бассейну Лемвы, количество их заметно сокращается. Ими сложен вулканический пояс, в котором наряду с эффузивами присутствуют терригенные отложения позднего рифея-венда, что дает основание увязывать формирование пояса с заложением байкальской геосинклинали и консолидацией ее структур в раннем ордовике (Голдин и др., 1976). Внутри пояса известны медные, полиметаллические, золото-сульфидные и редкочисленные рудопрооявления. Они связаны с различными по составу и возрасту эффузивами и субвулканическими образованиями, в связи с чем расчленение вулканогенных толщ и выделение среди них конкретных ассоциаций имеет весьма важное значение.

Анализ минералого-петрографических особенностей вулкаников и их парагенезисов с осадочными отложениями, в соответствии со стратиграфической схемой, разработанной на III Уральском стратиграфическом совещании в 1977 г., позволил авторам выделить пять комплексов: андезито-базальтовый нярминский, дацито-липаритовый борзовский, андезито-базальтовый энганэпэйский, базальтовый изьяхойский и липаритовый пайпудынский.

Нярминский андезито-базальтовый комплекс включает толщу вулкаников основного и среднего состава, распростра-

ненную в северной части Оченырдынского антиклинория, от р. М. Кары на юге до горы Хахарэмпэ на севере. По своему стратиграфическому положению рассматриваемые вулканиты входят в состав бедамельской серии, в нижних частях которой широко развиты осадочные метаморфизованные породы (кварцево-сланцевые и филлитовидные сланцы, алевролитовые песчаники) енганэпэйской свиты венда, что и определяет нижнюю границу серии. Толща перекрывается песчаниками хойдышорской свиты позднекембрийского возраста. Наиболее полно вулканогенные породы обнажаются в ядрах субмеридионально вытянутых Борзовской, Оченырдынской и Лымбатокы-зыгейской антиклинальных структур, являющихся элементами Оченырдынского антиклинория. Простираение вулканитов преимущественно северо-восточное и субмеридиональное с падением к юго-востоку под углами от 50 до 70°.

Среди вулканических образований комплекса выделяются три фации: эффузивная, субвулканическая и пирокластическая, которые обычно постепенно сменяют друг друга как в разрезе, так и по латерали.

Эффузивная фация представлена покровами базальтов, андезитов-базальтов, андезитов и реже диабазов, чередующихся с маломощными (1-10 м) прослоями терригенных пород (кремнисто-глинистых сланцев, алевролитов и мелкозернистых песчаников), что, очевидно, свидетельствует о неустойчивости тектонического режима. Мощность покровов колеблется от 30-50 до 100-250 м. Для вулканитов характерны краснокаменные изменения (лиловые и сиреневые оттенки). В покровах преобладают афировые разности пород, наряду с которыми встречаются крупнопорфировые, олигопоровые облика, с вкрапленниками слабо серицитизированного плагиоклаза ($An=5-14\%$) 1-4 мм по удлинению и зеленого авгита (до 2 см). Базальты и андезиты, залегающие в кровлях покровов, содержат миндалины (до 20% от объема породы) от миллиметров до 3 см в диаметре. Форма миндалин зависит от их размеров: мелкие имеют сферические очертания, крупные - эллипсоидальные. Миндалины инкрустированы различными низкотемпературными минералами: кальцитом, кварцем, хлоритом и эпидотом. Преобладают мономинеральные выполнения.

Субвулканические тела габбро-диабазов, диабазов и габбро-диоритов не имеют значительного распространения, но

довольно равномерно размещены в районе. Они представлены дайками и небольшими sillами протяженностью от 250 м до 2,5 км при мощности до 150 м. Для них характерна зелено-серая и зелено-черная окраска, мелко- и среднезернистое массивное сложение, выдержанное по всей мощности тел.

Пирокластические разности вулканитов распространены весьма ограниченно (коэффициент эксплозивности равен 2%) в районах гор Лядгей и Лымбатопэ, а также в среднем течении руч. Тизнезашор. Они представлены мелкообломочными туфами, в которых обломки имеют угловатую или округленно-изометричную форму с размерами от долей до 4-6 мм. Состав их соответствует базальтам и андезито-базальтам описанных выше покровов. Цемент туфов пепловый, замещенный хлоритом с примесью альбита и кварца.

В верховьях рек Б. Кары и Лымбатояги отмечены интенсивно гематизированные андезито-базальты, сильно рассланцованные и превращенные в гематитовые сланцы. Гематитизация связана с поствулканической гидротермально-метасоматической деятельностью. В мелких субвулканических телах габбро-диабазов наблюдается кварц-пирит-халькопирит-халькозиновая минерализация, приуроченная к эндоконтактам габброидов с сильно рассланцованными вмещающими эффузивами.

Борзовский дацитолипаритовый комплекс. В состав комплекса включены продукты кислого вулканизма, залегающие в верхней части позднерифейско-вендских отложений бедамельской серии. Они представлены преимущественно субвулканическими телами и потоками лав дацито-липаритового состава, первые из которых прорывают покровы базальтов и андезито-базальтов нярминского комплекса, а вторые нередко непосредственно подстилают конгломераты и песчаники тельпосской свиты нижнеордовикского возраста. Характерно весьма ограниченное распространение пирокластических разновидностей горных пород (коэффициент эксплозивности равен 1-10%); что, по-видимому, объясняется относительно слабой насыщенностью родоначальной магмы летучими компонентами.

Эффузивные образования мало распространены и представлены лавами и лавобрекчиями дацитового и липаритового составов. Лавы образуют отдельные потоки или серии потоков

протяженностью от 15–25 м до 1–1,5 км с колебаниями мощности от 0,5–1,5 до 150–200 м. Окраска пород серая, часто с сиреневым или фиолетовым оттенком. В боковых частях потоков отмечается брекчиевая текстура (правобережье р. М. Лядгей) с оскольчатой формой лавовых частиц. Текстура центральных частей потоков обычно флюидално-полосчатая. Структура чаще всего фельзитовая.

Субвулканические образования распространены значительно шире, чем эффузивные. Они слагают небольшие по размерам тела, частью конкордантные с простираем вмещающих пород, частью имеющие с ними секущие контакты. В некоторых случаях согласные тела переходят по простираению в секущие, что обычно сопровождается образованием апофиз.

По времени формирования субвулканические тела подразделяются на две группы: тела, синхронные с вмещающими их эффузивами, и тела более поздние, секущие покровы эффузивов. Секущие тела представлены дацитами, существенно отличающимися от вмещающих эффузивов по структурным особенностям и химизму, и липаритами с крупными вкрапленниками кварца. Наиболее раскристаллизованные разности имеют облик интрузивных пород, однако связаны с нераскристаллизованными разностями постепенными переходами. Самые поздние субвулканические образования слагают многочисленные штоки, неправильной формы залежи и дайки среди выходов эффузивов и пирокластических пород преимущественно кислого состава. Площади обнаженной поверхности большинства тел составляют 200–400 м², иногда 1–8 км². Одно из самых крупных тел липаритов расположено на западном берегу оз. Тизнезато, ближе к его северному окончанию. Оно представляет собой залежь неправильной формы, шириной от 100 до 1500 м, вытянутую в северо-западном направлении на 8 км. В северной части наблюдается резкое выклинивание тела, а в южной – “расщепление” его на апофизы. Азимут падения поверхности контакта 220°, угол падения 80–85°. Липариты серые, часто с розовым, красно-бурым и сиреневым оттенком. В зоне контакта они окрашены в светло-желтые тона, что является результатом осветления в связи с широко проявившимися гидротермально-метасоматическими процессами: окварцеванием, карбонатизацией и серицитизацией. В северной части тела липариты содержат кварцевые, кварц-микроклиновые и гематит-магнетитовые жилы мощ-

ностью от сантиметров до 0,5 м.

На горе Борзова установлена субвулканическая пластовая залежь липаритов, вытянутая на 7 км в северо-западном направлении. Средняя ширина ее около 1 км; падение крутое (70°) на запад. На юге залежь срезана небольшим широтным разломом. Слагающие ее массивные лиловые липариты сопровождаются вблизи контактов туфами с плохой сортированностью обломков размером от 0,2 до 3,5 см в поперечнике. Форма обломков удлиненная или изометричная, ребе угловатая, но и в этом случае обломки оплавлены. Цементирующая масса насыщена порфиловыми вкрапленниками розового и мясо-красного калиево-натриевого полевого шпата.

Дайки редко достигают мощности 20 м, но характеризуются значительной протяженностью (до 1,5–2 км). Падение их крутое (70–80°), чаще к востоку; размещение контролируется дугообразными зонами разломов.

В субвулканических телах липаритов установлена халькопирит-борнит-халькозиновая минерализация (гора Борзова), приуроченная к участкам интенсивного изменения. Пирит-халькопиритовая минерализация преимущественно локализуется в эндоконтактах и ассоциирует с кварц-карбонатными жилами и линзами, мощность которых редко превышает 10 см.

Изъяхойский базальтовый комплекс занимает южную часть Оченырдынского антиклинория, слагая ядра Изъяхойской, Манитанырдынской и Пайпудынской антиклинальных структур. Эти вулканы объединены В.Н. Охотниковым (1968) в изъяхойскую свиту среднего ордовика. Ю.Б. Евдокимов и И.А. Петрова (1965) относили ее к доордовикским отложениям, опираясь на стратотипический разрез по руч. Изъяшор (западный склон хребта Изъяхой). Позднее Ю.Б. Евдокимов при подготовке корреляционной схемы магматизма Полярного Приполярного и Северного Урала включил вулканогенную толщу в состав хойдышорской свиты, относя ее к венду-кембрию.

На хребте Изъяхой вулканогенные образования, выделенные авторами в базальтовый комплекс, пространственно ассоциируют с песчаниками и алевролитами хойдышорской свиты, возраст которой, в соответствии с решением III Уральского стратиграфического совещания, может определяться в широком диапазоне от венда до верхнего кембрия. Авторы считают возраст свиты позднекембрийским. Слагающая ее



1196249

терригенно-вулканогенная толща круто погружается к востоку и несогласно перекрывается лиловатыми крупно- и среднезернистыми кварцитовидными песчаниками нижнего ордовика, падающими тоже к востоку под более пологими углами ($35-40^\circ$).

Среди вулканитов изъяхойского комплекса выделяются эффузивная, субвулканическая и пирокластическая фации. Эффузивные образования представлены невыдержанными по простиранию и мощности покровами. Они сложены преимущественно базальтами массивного сложения афировой или олигофировой структуры; изредка наблюдается развитие миндалекаменных и шлаковых текстур. Реже встречаются андезитобазальты и андезиты. Для всех разновидностей пород характерен темно-зеленый цвет, обусловленный интенсивной эпидотизацией, стильномеланизацией и хлоритизацией. Мощность отдельных покровов колеблется от 10-15 до 170-200 м и составляет в сумме около 800-900 м. Покровы иногда содержат прослой и линзы пирокластических и осадочных пород мощностью от первых до 30-40 м.

Субвулканические образования развиты как среди эффузивной толщи, так и в серицито-кварцевых сланцах, филлитах и песчаниках хойдышорской свиты. Они представлены штоками, силлами и дайками. Мощность даек и силлов колеблется от 30 до 120 м, а протяженность их достигает 2-2,5 км. Дайки наиболее часто приурочены к системе мелких разломов северо-восточного ($20-45^\circ$) простирания. В узлах пересечения разноориентированных дизъюнктивных нарушений размещаются штокообразные тела габбро-диабазов с площадью обнаженной поверхности до $0,2 \text{ км}^2$. В них отмечается слабо выраженная зональность, проявляющаяся в более крупнозернистом и мелавократовом строении центральной части тела, по сравнению с краевыми.

Пирокластические образования слагают небольшие поля с размерами $500 \times 50-100 \text{ м}^2$. Туфы характеризуются темносерой окраской с красно-бурым или сиреневым оттенком, зернистым, часто грубообломочным обликом, смешанным составом вулканокластического материала, который представлен несортированными угловатыми обломками андезитов и базальтов размером от 3-5 до 10 см. Цемент сильно эпидотизирован и хлоритизирован.

В базальтах комплекса широко развиты кварц-карбонат-

полевошпатовые жилы мощностью 10-25 см, с гематитовой минерализацией. На восточном склоне горы Анучина (Изъяхойская антиклиналь) вблизи контакта метаморфизованных основных эффузивов с перекрывающими их кварцито-песчаниками нижнеордовикского возраста обнаружена медная минерализация, представленная халькозином и борнитом в парагенезисе с баритом.

Пайпудынский липаритовый комплекс размещается в пределах Изъяхойско-Лемвинской зоны, локализуясь вдоль субмеридиональных разломов. Нижний возрастной предел комплекса определяется как ордовикский на основании перемежаемости пород эффузивной фации с нижне- и среднеордовикскими терригенными породами. Известны также пересечения последних субвулканическими телами комплекса.

Вулканические породы характеризуются высоким коэффициентом эксплозивности (30-80%), что связано с взрывным характером вулканизма, обусловленного высокой насыщенностью родоначальной магмы летучими компонентами.

Среди вулканитов комплекса выделяются четыре фации: эффузивная, экструзивная, субвулканическая и пирокластическая. Более широко распространены пирокластическая и субвулканическая фации, менее - экструзивная и эффузивная.

Эффузивные образования представлены потоками лав и лавовых брекчий липаритов. По составу и строению различаются потоки двух типов: а) однородные, характеризующиеся ориентированной флюидальной текстурой; б) неоднородные - с четким концентрически-зональным строением, где брекчиевые лавы внешней зоны сменяются в центральных частях потоков сначала пузыристыми, а затем массивными лавами. Эффузивные породы серого цвета с легким лиловым оттенком в свежем изломе. К эффузивной фации эти породы отнесены на том основании, что они залегают согласно с вмещающими осадочными породами и не сопровождаются изменениями в экзоконтактах.

Экструзивные образования в современном эрозионном срезе сохранились, по сравнению с лавовыми потоками, более полно. Из них лучше изучено тело, расположенное в истоках руч. Изъяхор (Голдин и др., 1973). Формирование его происходило в несколько этапов, в первый из которых накапливались эффузивы и туфы липаритов, занимающие площадь около $2,5 \text{ км}^2$. В следующий этап формировалось централь-

ное тело и ряд апофиз-даек, сложенных граносиенит-порфирами. Липариты и граносиенит-порфиры рассечены многочисленными кварц-микроклиновыми и кварцевыми прожилками, насыщенными гематитом. Внешняя часть экструзивного тела на ширине 10-30 м обрамлена туфами липаритового состава.

Субвулканические образования представлены небольшими по размерам штоками и дайками. Последние обычно ориентированы согласно с простираем вмещающих пород, но имеют более крутые углы падения. Распространение их контролируется разломами субмеридионального направления; мощность изменяется от первых десятков до первых сотен метров. Наибольшее количество даек мощностью до 30 м сосредоточено среди кварцево-серицитовых и хлоритовых сланцев (истоки р.Хадаты); более мощные тела липаритов размещаются среди вулканогенно-терригенных отложений. Эти дайкообразные тела обычно имеют крутое падение (до 80°) и прослеживаются по простираю на расстояние до 5 км. Иногда они образуют четко выраженные кулисообразные линейные пояса протяженностью от 5 до 10 км. Тела их характеризуются простым недифференцированным строением и сложены массивными липаритами вишнево-серой, розовой и зеленовато-серой окраски. В приконтактной части тел липариты иногда переходят в эруптивные брекчии, в которых величина обломков достигает 2-3 см. Обломки оплавлены и имеют неправильную форму.

Вулканокластические образования в бассейнах рек Погурей,левой Грубею и Правой Грубею (верховья Лемвы) составляют около 80% общего объема кислых вулканитов. По составу обломочного материала и степени его однородности они подразделяются на две группы: собственно туфы липаритов и туффиты. Кристаллокластические туфы липаритов - среднезернистые фиолетово-серые породы. Кластическая фракция содержит обломки калишпата, кварца, липарита и кислого вулканического стекла. В туффитах наряду с обломками полевошпата, кварца и кислого стекла почти всегда присутствуют песчаники, сланцы и основные эффузивы.

По условиям формирования вулканокластические образования подразделяются на две группы: а) наземные игнимбритоподобные и пизолитовые туфы, вулканические брекчии, возникшие в результате деятельности агломератовых и лахаро-

вых потоков (Дьяченко, 1973) и б) подводные образования, которые представлены слоистыми туфами и туффитами, накопленными в прибрежных условиях.

В верховьях р.Б.Усы в 1963 г. В.М.Гуменовым установлено полиметаллическое рудопоявление, приуроченное к зоне дробления, где обломки липаритов сцементированы галенит-сфалерит-барит-флюорит-кварцевым цементом. На хребте Б.Пайпудынском Л.А.Клопов и Е.А.Бобров в 1966 г. установили ореолы олово-полиметаллической минерализации, предположительно генетически связанной с липаритами.

Енганэпэйский андезитовый комплекс. На крыже Енганэпэ и левобережье р.М.Лядгей впервые выделен специфический для Полярного Урала андезитовый комплекс, входящий в состав бедамельской серии. Верхний возрастной предел вулканогенной толщи определяется несогласным наложением на нее кварцитовидных песчаников тельпосской свиты нижнего ордовика с пологими (25-30°) углами падения. Мощность толщи не превышает 1000 м. В составе ее выделены эффузивная, субвулканическая и пирокластическая (Е. 20%) фации.

Эффузивные образования представлены серыми, зеленовато-серыми андезитами, андезито-базальтами. Реже встречаются темно-серые, темно-зеленые, почти черные базальты, часто с миндалекаменной текстурой. Миндалины выполнены кварцем, кальцитом, эпидотом, хлоритом. Все разновидности пород имеют стекловатый облик, залегают в виде лавовых потоков мощностью от 40 до 200 м, выклинивающихся по простираю. Дацинты встречены преимущественно в верхних частях вулканогенной толщи. Ниже развиты андезиты, для которых характерны столбчатая или подушечная отдельность. Вертикально ориентированные шестигранные столбы достигают в поперечнике 20-35 см, подушки - до 1,5 м по длинной оси и 0,5-0,7 м по короткой, наклонены к горизонту под углом в 20°. Преобладают афировые разновидности пород; значительно реже встречаются порфиоровые с вкрапленниками плагиоклаза размером до 1 мм в поперечнике.

Спокойные излияния лав чередуются со слабыми взрывными извержениями, сопровождаемыми образованием туфов. Лито- и кристаллокластические туфы получили преимущественное развитие южнее руч.Камышора. Здесь они слагают небольшие поля неправильной формы, либо полосы, вытянутые в субмеридиональном направлении. Мощность туфовых отло-

жений до 100 м. По цвету туфы не отличаются от пород эффузивной фации. Обломки в них достигают 5–6 см в поперечнике. Они оплавлены, хотя и сохраняют угловатую форму. В верховьях руч. Тальбеягаоче и Хообыктайюган среди покровов андезитов вскрыт бомбовый горизонт общей площадью около 15 км². Обломочный материал в нем различной крупности: от пепловых частиц до бомб размерами от 0,5 до 10–15 см в поперечнике. Бомбы отчетливо выделяются благодаря своей светлой окраске на фоне зеленого цемента. Форма бомб овальная или грушевидная. В некоторых случаях наблюдается ориентировка их длинных осей согласно флюидалности основной массы. Чаще же бомбы разноориентированы, что является свидетельством значительной вязкости расплава в лавовых потоках, обусловленной их быстрым охлаждением. Характерно разнообразие элементов залегания, замеренных по флюидалности и слоистости в лавовых потоках, что свидетельствует о неровностях поверхности палеорельефа, на которую изливался поток. Мощность горизонта, принимая во внимание интенсивную складчатость, около 200 м. Бомбы и цементирующая их масса сильно карбонатизированы и хлоритизированы, что характерно для всех пирокластических пород.

Игнимбритоподобные образования состоят из андезитодацитового зеленого цемента и рогульчатых, серповидных осколков дацитового стекла, нацело замещенного кварцевым агрегатом или хлоритом. По своему облику эти породы отличаются от игнимбритов районов молодого вулканизма более сильным изменением, выраженным в полном замещении вулканического стекла; часто наблюдается как бы "растворение" обломочного материала в массе цемента.

К субвулканическим образованиям относятся многочисленные дайки меланократовых и более светлых диабазов, а также штокообразные тела габбро-диабазов и диоритов. Дайки имеют северо-восточное и субмеридиональное простирание и обычно группируются в пояс, который протягивается в северо-восточном направлении от верховьев руч. Правого Шервожа и Левого Шервожа до низовьев руч. Хообыктайюган. Мощность даек в нем колеблется от 30–50 до 150 м, протяженность составляет 150–500 м. Дайки, как правило, не дифференцированы и характеризуются по всей мощности одинаковой зернистостью и минеральным составом. Приконтактные изменения выражены в локальном маломощном (обыч-

но первые сантиметры) ороговикования. В одной из даек на водоразделе руч. Манюкуяга и Янескеулектальба обнаружено шлировое магнетитовое оруденение. Наряду с дайками встречено несколько тел крупнозернистых габбро-диабазов, имеющих изометричную форму и размеры от 0,1 до 0,7 км². Из них самое крупное, расположенное на западном крыле Енга-нэпэйской антиклинали, вытянуто в меридиональном направлении, расширяется к северу и резко сужается к югу. В этих телах наблюдается незначительная дифференциация, выражающаяся в укрупнении зернистости к центральным частям тел.

Диориты и кварцевые диориты (тоналиты) представлены мелко- и среднезернистыми серо-зелеными породами, вскрытыми на водоразделе руч. Янескеулектальба и Манюкуяга. Они образуют три штокообразных тела, вытянутых в широтном направлении, с общей площадью выходов в 2,25 км².

С туфами основного и среднего состава пространственно связана медная минерализация, представленная мелкой, но густой вкрапленностью борнита и халькопирита. В халькопирите в виде эмульсионной вкрапленности присутствует золото.

Анализ собранных сведений указывает на отчетливую зональность в размещении вулканитов различного состава в пределах горной полосы западного склона Полярного Урала. В направлении с востока на запад здесь в составе выделенных комплексов возрастает объем продуктов кислого вулканизма, количество которых затем вновь снижается при приближении к подошве западного склона. В этом же направлении базальты и липариты нярминского, борзовского, изьяхойского и пайпудынского комплексов сменяются андезитами енга-нэпэйского.

Указанное размещение комплексов отразилось в размещении на площади рудной минерализации, поскольку каждый из них характеризуется свойственной ему металлогенической специализацией. Так с нярминским и борзовским комплексами связаны рудопроявления меди, а с изьяхойским и енга-нэпэйским, наряду с медью, ассоциирует золото. Липариты пайпудынского комплекса потенциально рудоносны на олово, вольфрам и полиметаллы.

ЛИТЕРАТУРА

Голдин Б.А., Фишман М.В., Давыдов В.П., Калинин Е.П. Вулканические комплексы севера Урала. М.-Л., "Наука", 1973. 211 с.

Голдин Б.А., Мизин В.И., Пучков В.Н. Уральский венд-раннепалеозойский вулканический пояс. — В кн.: Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов. Владивосток, 1976.

Голдин Б.А., Пучков В.Н. Общие черты тектоно-магматической эволюции севера Урала (западный склон и осевая полоса). — В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения западного склона Урала. Уфа, 1976, с. 79-90.

Дьяченко Л.П. Ордовикский вулканизм в Лемвинской структурно-формационной зоне. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973, с. 87-88.

Евдокимов Ю.Б., Петрова И.А. Геолого-петрохимические особенности доордовикских вулканогенных образований Полярного Урала. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР и севера Урала. Труды 6-й геол. конф. Коми АССР. Т.1. Сыктывкар, 1965, с. 522-535.

Охотников В.Н. Древний вулканизм северной части Полярного Урала. — "Сов. геология", 1968, № 2, с. 75-89.

Охотников В.Н. Центры древнего вулканизма и метаморфизма в северной части Полярного Урала. — Труды 2-го Уральск. петрогр. совещ. Т.1. Свердловск, 1969, с. 293-301.

Фишман М.В., Охотников В.Н., Юшкин Н.П., Маслов М.А. Магматизм и металлогения Полярного и Приполярного Урала и Пай-Хоя в связи с их геологической историей и геологическим строением. — В кн.: Магматизм и металлогения западного склона Урала. Уфа, 1976, с. 73-79.

СИБИЛЕЙСКАЯ ИНТРУЗИЯ ГРАНОДИОРИТОВ И ЕЕ РУДОНОСНОСТЬ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Е.И. Бевз.

На восточном склоне Полярного Урала, в Щучьинском синклинии, большая часть контактово-метасоматических скоплений железа генетически связана с интрузиями средне-позднедевонского янганапэйского габбро-диорит-плагиогранитного комплекса (Сергиевский, Молдаванцев, 1968; Бевз, 1976). На севере Щучьинского синклиния это небольшие интрузии в хребте Янгана-Пэ и гряде Сибилей. Одна из них, Сибилейская гранодиоритовая интрузия, расположена в верхнем течении р. Нирцыю, главным образом на правом берегу последней. Интрузия штокообразной формы, размером в плане 3,5 x 4,5 км, немного вытянута с севера на юг. Для ее наиболее обнаженного восточного контакта характерны извилистые очертания с заливами и апофизами. Она залегает в ядре небольшой антиклинальной структуры среди вулканитов силура. Судя по геофизическим данным и сравнительно небольшой ширине экзоконтактового ореола, поверхность контакта круто падает под вмещающие породы. Вулканиты лудловского яруса силура (туфы, туфобрекчии андезитов и андезито-базальтов, андезиты и андезито-базальты) в зоне экзоконтакта преобразованы в эпидотовые, пироксеновые, гранат-пироксеновые скарны, а известняки этого же возраста мраморизованы. В скарнах и мраморизованных известняках вблизи контакта со скарнами локализовано медно-магнетитовое Сибилейское рудопроявление.

В составе Сибилейской интрузии установлены следующие фациальные разности (в порядке распространенности): гранодиориты, кварцевые сиенито-диориты, кварцевые диориты, диориты амфиболовые, габбро-диориты амфибол-пироксеновые. Характерна неоднородность, неустойчивость состава интрузии, что выражено в быстрой смене одних разностей

другими, часто в небольших размерах сложенных ими участков (первые десятки и сотни метров). Такая неустойчивость состава и присутствие в северной части интрузии ксенолитов кровли свидетельствует о неглубоком эрозионном срезе Сибилейской интрузии.

Между гранодиоритами и кварцевыми сиенито-диоритами, между гранодиоритами и кварцевыми диоритами установлены постепенные переходы, обусловленные изменением количественных соотношений кварца, плагиоклаза и калишпата, т.е. большая часть площади Сибилейской интрузии сложена породами одной интрузивной фазы. Взаимоотношения диоритов и габбро-диоритов с другими разностями из-за плохой обнаженности интрузии наблюдать не удалось; возможно, они тоже представлены постепенными переходами. Жильные проявления интрузии мало распространены. Они представлены маломощными прожилками и жилами розовых аплитовидных гранитов.

Гранодиориты в Сибилейской интрузии распространены наиболее широко, слагая ее центральную часть, а на западе интрузии развиты и в ее краевой части. Это розово-серые или розовые мелкозернистые (до 1 мм), реже разнозернистые горные породы с массивной, иногда брекчиевидной текстурой. Структура гипидиоморфнозернистая с участками пойкилитовой, обрастания, микрогранофиновой и замещения. У разнозернистых разностей порфириовидная структура, часто криптовая с гипидиоморфнозернистой, аллотриоморфнозернистой, пойкилитовой или микрогранофиновой тканью в интерстициях. Характерно широкое развитие катаклаза с сохранением реликтов вышеперечисленных структур только на отдельных участках или в обломках гранодиоритов и кварцевых сиенито-диоритов. Более мелкие обломки представлены зернами полевых шпатов и кварца. В зависимости от степени дробления преобладают обломки пород или, наоборот, зерна минералов. Они сцементированы перетертой глинистой массой, часто с зернами хлоритизированного биотита, актинолита, хлорита, эпидота, кальцита, магнетита, собранными в тонкие прожилки, иногда более крупными зернами кварца или мелкозернистым кварц-полевошпатовым агрегатом с пойкилитовой структурой. Последнее свидетельствует о начале дробления еще на завершающих стадиях формирования гранодиоритов с образованием автомагматических брекчий.

Минеральный состав гранодиоритов: * плагиоклаз 50 - 65, калишпат 2-15, кварц 15-25, роговая обманка 0-10, биотит 0-10; хлорит, актинолит и эпидот 0-15; лейкоксен, пелитовое вещество, серицит; акцессории - апатит, сфен, иногда циркон, рутил; рудные минералы - магнетит 1-12, иногда ильменит, пирит; кальцит 0-7, редко цеолиты. Плагиоклаз наиболее идиоморфен, представлен тонко сдвойникованным олигоклазом и олигоклаз-альбитом. Иногда наблюдаются толстотаблитчатые зерна олигоклаз-андезина более ранней генерации.

Калишпат слагает мелкие зерна, иногда окаймляет зерна плагиоклаза, часто наблюдаются мелкие вроски калишпата в кварце и наоборот, а также микрогранофиновые срастания калишпата и кварца. Иногда он корродирует зерна плагиоклаза. Местами наблюдаются тонкие жилковатые или мелкопятнистые микропертитовые вроски. Окраска - от почти бесцветной до интенсивно бурой в зависимости от степени пелитизации.

Кварц образует скопления мелких зерен и сrostки с калишпатом - от очень мелких "капельных" включений в последнем до закономерных очень тонких микрогранофиновых срастаний. Реже крупные зерна кварца окаймляют плагиоклаз цементируя его зерна. Обычно чист и свеж, местами загрязнен включениями.

Расположение зерен цветных минералов также подчинено размещению зерен плагиоклаза, их крупные (до 2-3 мм) зерна и агрегаты редки. Роговая обманка образует призматические или гипидиоморфные зерна, плеохроирует по Ng - бурозеленый, Nm - бледный буровато-зеленый, Np - бледно-желто-зеленый, $\angle c: Ng = 13-23^\circ, 2V = -70^\circ$. В значительной мере замещена бледно-зеленой роговой обманкой, часто в виде мозаичных или волокнистых агрегатов, актинолитом, волокнистыми агрегатами хлорита, иногда с лейкоксеном, зернами эпидота или кальцита, вплоть до образования полных псевдоморфоз. Редко отмечаются зерна роговой обманки, плеохроирующей в синевато-зеленых тонах.

* Здесь и далее состав приведен в процентах объема породы.

Биотит встречается гораздо реже, чем роговая обманка, и подвержен интенсивному замещению хлоритом. Плеохроирует от зеленовато-бурого по N_g до соломенно-желтого по N_p .

Апатит и сфен (единичные зерна, редко десятки зерен) ассоциируют со скоплениями цветных минералов. Апатит образует мелкие гексагональные призмы, на участках с повышенным его содержанием — очень тонкие шестоватые зерна. Часто запылен очень мелкими включениями. Оптические свойства обычные. Сфен представлен мелкими, довольно идиоморфными зернами. Часть его зерен имеет вторичное происхождение и развивается по агрегатам лейкоксена в хлорите, а также образует каемки вокруг магнетита при разложении ильменита. Редко в гранодиоритах появляются мелкие шестоватые призмочки циркона.

Хлорит, эпидот и кальцит, кроме псевдоморфоз по цветным минералам, слагают маломощные прожилки в дробленых и измененных разностях. Реже отмечаются тонкие прожилки актинолита, хлоритизированного биотита, магнетита, гидроксидов железа, а на правом берегу р. Нирцыю (обн. 1445) линзы и прожилки цеолита мощностью до нескольких миллиметров. Последний бесцветен, $n_g > 1,536$, $n_p < 1,536$; $n_g - n_p = 0,008 - 0,009$; $2V = -70 - 75^\circ$.

Из рудных минералов в гранодиоритах резко преобладает магнетит (иногда до 10-12% объема породы, по результатам исследования протолочных проб 620-1800 г/т). Зерна его выделялись на протяжении всего времени формирования гранодиоритов: 1) одновременно с роговой обманкой и биотитом, часто в виде мелких включений в них, особенно в роговой обманке; 2) при замещении роговой обманки вторичным амфиболом и хлоритом, а биотита — хлоритом; 3) в виде скоплений зерен или тонких линейных обособлений среди прожилков вторичного амфибола, биотита и хлорита, наложенных на гранодиориты. Содержания магнетита заметно возрастают в гранодиоритах северной и восточной краевых частей интрузии, особенно в дробленых разностях типа автомагматических брекчий.

Ильменит наблюдается реже и в гораздо меньших количествах (36-90 г/т). Как и магнетит, ассоциирует с цветными минералами; отличается от него по каймам лейкоксена и сфена. Иногда присутствует пирит: в одних случаях

акцессорный (мелкие зерна кубической формы), в других — слагает постмагматические прожилки.

Кварцевые сиенито-диориты развиты в северной части Сибилейской интрузии и вдоль ее западного контакта. Это разноморные (0,1-3 мм), иногда порфировидные породы серой, серовато-розовой или розовой окраски. Текстура массивная, реже брекчиевидная. Характерна гипидиоморфнозернистая структура с участками развития гранофириной и структуры обрастания. Местами она переходит в монцитовую.

Минеральный состав: плагиоклаз 50-60, калишпат 7-20, кварц 7-10, пироксен (диопсид) 0-10, роговая обманка (с вторичными минералами) 10-20, биотит 0-8; вторичная роговая обманка, актинолит, хлорит, эпидот, серицит, пелитовое вещество; апатит от единичных зерен (ед.з.) до 0,5, сфен, циркон — ед.з.; магнетит 1-5, ильменит — ед.з.; кальцит, пренит, цеолит. Общее количество цветных минералов в кварцевых сиенито-диоритах меняется от 15 до 30%.

Плагиоклаз образует удлиненные, реже широкотаблитчатые зерна с полисинтетическими двойниками, иногда зонален. Состав его изменяется от олигоклаза-андезина до андезина. Местами пелитизирован и слабо серицитизирован. Калишпат слагает мелкие зерна в интерстициях, окаймляет плагиоклаз или образует микрогранофировые срастания с кварцем, иногда слагает более крупные зерна, включающие в себя зерна плагиоклаза, амфибола, биотита. Местами заметны жилковатые или мелкопятнистые пертиты. Степень пелитизации изменчива. Кварц, кроме прорастаний, образует скопления или отдельные зерна в интерстициях, часто трещиноват и запылен, иногда пронизан тонкими жилками калишпата. Зерна диопсида расположены в интерстициях, округлы или ксеноморфны, иногда вытянуты, часто наблюдается очень тонкая поперечная отдельность. Они бледно-зеленоватой окраски, почти бесцветны, $\angle c : N_g = 30 - 39^\circ$, $n_g - n_p = 0,020 - 0,023$; $2V = +60^\circ$. Замещается амфиболом и зелено-бурым биотитом.

Амфибол представлен тремя разновидностями роговой обманки и актинолитом. Буро-зеленая роговая обманка образует индивидуализированные зерна первичного происхождения, а иногда мозаичные или волокнистые агрегаты, замещившие пироксен. Бледно-зеленая и бледно-сине-зеленая роговые

обманки развиты по пироксену совместно или порознь в виде волокнистых, игольчатых, лучистых или мозаичных агрегатов или мелких зерен. Бледно-зеленый, почти бесцветный актинолит образует зерна, волокнистые или шестовато-лучистые агрегаты, замещающие буро-зеленую роговую обманку.

Биотит представлен двумя генерациями. Биотит первой генерации образует гипидиоморфные пластинки, плеохроирующие от рыжевато-бурого по Ng до бледно-желтого по Np; в значительной мере замещен хлоритом. Более поздний - зеленовато-бурый биотит развит в виде чешуйчатых, волокнистых или мелкопластинчатых агрегатов, замещающих пироксен или слагающих тонкие прожилки.

Апатит наблюдается в ассоциации с цветными и рудными минералами, реже среди зерен плагиоклаза в виде мелких гексагональных призм или изометричных зерен, редко имеет шестоватый габитус. Иногда содержит очень мелкие включения магнетита. Сфен присутствует в мелких идиоморфных зернах, также в ассоциации с цветными минералами. Часть зерен сфена, как и в гранодиоритах, имеет вторичное происхождение. Циркон образует единичные мелкие призмы.

Магнетит развит как в виде мелких вкраплений в амфиболе и включений в апатите, так и в виде зерен, в различной степени идиоморфных, нередко составляющих агрегаты. Размеры зерен до 0,5-0,8 мм, ассоциируют они большей частью с амфиболами и биотитом, в том числе вторичными. Кальцит и пренит слагают тонкие прожилки. Для пренита характерны мелкие призматические как бы переплетающиеся зерна с паркетовидным строением в скрещенных николях.

Описанные выше гранодиориты и кварцевые сиенито-диориты связаны постепенными переходами, для которых характерно развитие темно-розово-серых мелкозернистых пород, занимающих по составу промежуточное положение между граносиенитами и диоритами. Они имеют криптовую структуру с аллотриоморфнозернистой и пойкилитовой в интерстициях. Порода сложена удлиненными табличками плагиоклаза и менее идиоморфными изометричными или вытянутыми зернами диопсида. Интерстиции заполнены мелкозернистым кварц-полевошпатовым агрегатом. Минеральный состав: плагиоклаз (андезин) 40-45, калишпат 20-23, кварц 15-17, диопсид 5-7, роговая обманка и актинолит 10-12; хлорит, лейкоксен, пелитовое вещество, серицит, соссюрит;

апатит 0,5; магнетит 7-10; кальцит 1. Андезин замещается серицитом и соссюритом, слабо пелитизирован. Диопсид бесцветен, $\angle c:Ng = 39-42^\circ$, $n_g - n_p = 0,027-0,029$; $2V = 60-63^\circ$. Калишпат присутствует в виде небольших зерен, сильно пелитизирован. Кварц образует мелкие зерна, изометричные или ксеноморфные, часто прорастающие калишпат. Буро-зеленая роговая обманка и актинолит, иногда с хлоритом, часто с мелкими выделениями лейкоксена, замещают пироксен, а также развиты по трещинам. Гексагональные призмы и бочонкообразные зерна апатита расположены большей частью среди скоплений цветных минералов. Магнетит, как и в описанных выше фациальных разностях, выделялся на всем протяжении формирования породы.

Кварцевые диориты развиты в эндоконтакте на ширине 50-150 м в северной части интрузии, а также устья новлены на северо-востоке ее возле крупного ксенолита. В южной части интрузии они известны в апофизах. Это мелко- и тонкозернистые, иногда порфиroidные темно-розово-серые, серовато- или зеленовато-розовые породы. Характерно пониженное содержание цветных минералов и присутствие кварца. Структура гипидиоморфнозернистая с элементами пойкилитовой, обрастания, замещения, местами катакластическая. Минеральный состав: плагиоклаз 50-70, калишпат 0-10, кварц 10-15, роговая обманка и биотит (с замещающими их хлоритом, актинолитом, эпидотом) 10-20; лейкоксен, серицит, пелитовое вещество; сфен, апатит, циркон-ед.з.; магнетит 0-5, пирит 0-7, кальцит. Плагиоклаз (олигоклаз-андезин) наиболее идиоморфен. В порфиroidных разностях он резко преобладает среди вкрапленников, составляющих 25-30% объема породы, а в основной массе слагает многочисленные мелкие лейсты, иногда субпараллельные. Калишпат образует небольшие зерна в интерстициях, мелкие вроски среди кварца, иногда обрастает плагиоклаз, редко слагает мелкие вкрапленники. Небольшие зерна кварца также расположены в интерстициях, иногда кварц корродирует зерна плагиоклаза. Зерна буро-зеленой роговой обманки большей частью замещены хлоритом или актинолитом. Бурый биотит кроме пластинок слагает тонкие прожилки со скоплениями зерен магнетита размером до 1-2 мм.

Из рудных минералов, как и в описанных выше разностях пород, обычно присутствует магнетит, выделявшийся и в те-

чение всего времени формирования породы, и позже — в виде скоплений и тонких прожилков. Зерна и агрегаты пирита неравномерно распределены в породе и явно постмагматические, так как содержат многочисленные включения основной массы, представленные зернами полевых шпатов, кварца, хлорита, серицита. Кальцит слагает тонкие прожилки в дробленных участках.

Амфибол-пироксеновые габбро-диориты развиты у восточного контакта Сибилейской интрузии, в левом и правом бортах каньона р.Нирцыю. Это мелкозернистые розово-серые породы с небольшими (до 2-3 см размером) участками среднезернистой структуры. Они сложены удлиненными или широко таблитчатыми зернами плагиоклаза, между которыми располагаются более мелкие (до 0,6 мм) зерна цветных минералов, апатита, сфена, рудных минералов, иногда калишпата. Минеральный состав: плагиоклаз 50-70, ромбический пироксен 0-5, диопсид 3-8, роговая обманка 12-20, биотит 0-5, калишпат; хлорит, актинолит, эпидот, лейкоксен, соссюрит, пелитовое вещество, серицит; апатит 0,5-1, сфен, циркон — ед.з; магнетит 8-12, пирит 0-3; пренит, цеолит, халцедон, кальцит, гидроокислы железа.

Плагиоклаз четко идиоморфен, наблюдаются две генерации: 1) вкрапленники — крупные зерна андезин-лабрадора с квадратными или шестиугольными сечениями, местами соссюритизированные и пелитизированные, часто со скоплениями зерен пренита, иногда эпидота; 2) более мелкие удлиненно-таблитчатые зерна андезина, пелитизированные и слабо серицитизированные. Калишпат образует редкие небольшие зерна, иногда развит вокруг зерен плагиоклаза. У ромбического пироксена небольшие, близкие к изометричным зерна с очень тонкой отдельностью по (010), прямым угасанием, высоким рельефом и ясной шагреневой поверхностью; $n_g - n_p = 0,009 - 0,011$. Диопсид бесцветен или слегка сероватой окраски; $\angle c : N_g = 36 - 44^\circ$, $n_g - n_p = 0,020 - 0,025$; иногда образует простые двойники. Замещается волокнистыми и мозаичными агрегатами зеленой роговой обманки и актинолита. Роговая обманка образует кроме того самостоятельные зерна, чаще расположенные вдоль трещин. Пластинки и мелкопластинчатые агрегаты бурого биотита значительно замещены хлоритом с лейкоксеном. Характерно присутствие крупных (до 1 мм длиной) зерен апатита чаще шесто-

ватого облика, в ассоциации, как обычно, с цветными минералами. Они запылены очень мелкими включениями.

Магнетит образует включения в цветных минералах, реже в плагиоклазе; его более крупные зерна и агрегаты и тонкие прожилки также ассоциируют со скоплениями цветных минералов. В небольших количествах присутствует ильменит, иногда зерна и агрегаты пирита. Пренит слагает прожилки и чешуйчатые или радиально-лучистые агрегаты в интерстициях породы, часто в ассоциации с цветными и рудными минералами, а также развит по плагиоклазу. Также в интерстициях наблюдаются шестоватые, радиально-лучистые агрегаты или зерна цеолита, редко — агрегаты сферолитов халцедона.

Для всех фациальных разностей Сибилейской интрузии на основании описанных выше взаимоотношений минералов намечается одинаковая последовательность их кристаллизации (табл.1). Характерно выделение в первую очередь плагиоклаза, а затем уже цветных минералов и калишпата с кварцем. В расплаве содержалось значительное количество летучих компонентов, о чем свидетельствует широкое развитие амфиболов, биотита, апатита как в магматической, так и постмагматической стадиях.

Аплитовидные граниты — розовые тонкозернистые породы, слагают прожилки (1-2 см мощностью), линзы или гнезда (до 2-5 см) среди кварцевых сиенито-диоритов на северо-западе интрузии. В зальбандах прожилков расположены каймы шириной 1-3 мм с микрогранофировой структурой, в центральной части перемежаются участки (до 3 мм размером) с гранофировой, аллотриоморфнозернистой, гипидиоморфнозернистой структурой и скопления зерен кварца. Участки с гранофировой структурой имеют различную зернистость: от очень тонких прорастаний до востков размером 0,3-0,4 мм. Обычно калишпат преобладает над плагиоклазом; в гранофировых сростках плагиоклаз редок. Калишпат — буроватый ортоклаз-пертит с простыми двойниками. Плагиоклаз представлен альбит-олигоклазом с тонкими полисинтетическими двойниками. Изредка наблюдаются мелкие зерна магнетита, пластинки хлорита с лейкоксеном и сфеном, зерна эпидота, иногда тонкие жилки кальцита.

Геохимическая характеристика Сибилейской интрузии.
Описанные выше разновидности горных пород, слагающие Си-

Таблица 1

Последовательность образования минералов в Сибилейской интрузии и связанных с ней рудах

Минералы	Последовательность минералообразования		
	Магматическая кристаллизация	Образование автотектитов в конце магматической кристаллизации	Постмагматическая (метасоматическая и гидротермальная) минерализация
Плагиоклаз	—		
Калишпат	—	—	
Кварц	—	—	—
Пироксен ромбический	—		
Пироксен моноклинный	—		
Роговая обманка	—	—	
Биотит	—	—	
Хлорит		—	—
Актинолит		—	—
Эпидот		—	—
Лейкоксен		—	
Алатит	—	—	
Сфен	—	—	
Циркон	—		
Магнетит	—	—	—
Ильменит	—		
Пирит	—		—
Халькопирит			—
Кальцит		—	—
Цеолит		—	—
Пренит			—

билейскую интрузию, довольно бедны элементами-примесями и почти не отличаются по их содержаниям. В количествах, близких к кларковым, установлены (в %): марганец 0,05 - 0,3, хром до 0,01, цирконий до 0,04, в кларковых - ванадий 0,007 - 0,01, в пониженных по отношению к кларкам - стронций 0,002 - 0,06 и барий 0,007 - 0,04. Кобальт и никель распределены неравномерно, отсутствуя почти в половине проб. В других пробах содержания кобальта близки к кларковым или превышают их (0,001 - 0,01%), никеля - ниже кларковых (0,001 - 0,003%). Характерно почти повсеместное присутствие иттрия (от следов до 0,01%) и часто повышение содержания меди до сотых долей процента, особенно в краевых фациях интрузии. Иногда появляется бериллий в содержаниях, близких к кларковым. Таким образом, для Сибилейской интрузии, как и для других интрузий Янганапэйского комплекса, установлено присутствие элементов-примесей, типичных и для производных основных магм (Mn, V, Cr, Co) и для кислых или щелочных пород (Zr, Y).

Неустойчивость состава Сибилейской интрузии на данном уровне эрозионного среза выражена и в непостоянстве химического состава гранодиоритов и кварцевых сиенито-диоритов. И в тех и в других заметно варьируют содержания кремнезема и щелочей: установлены разности, насыщенные, слабо пересыщенные и пересыщенные кремнеземом, разности, умеренно богатые и богатые щелочами (табл.2). В отличие от интрузий этого же комплекса, расположенных южнее в бассейне р.Щучьей, для Сибилейской интрузии характерно присутствие разновидностей интрузивных пород, содержащих повышенное количество K_2O . Широкое развитие таких разновидностей может свидетельствовать о перспективности этого района на железные и медные руды по аналогии с контактово-метасоматическими месторождениями Северного и Среднего Урала. Для последних уже установлена четкая генетическая связь с гранитоидными комплексами габброидного происхождения, характеризовавшимися повышенной активностью калия в расплаве (Овчинников, 1960).

Рудоносность Сибилейской интрузии уже доказана связью с ней рудных скоплений. Одно из них, Сибилейское, расположено в зоне восточного контакта интрузии (левый берег р.Нирцыю). Линзы гранат-эпидотовых скарнов залегают непосредственно в контакте или среди мраморов. Рудные скоп-

Таблица 2

Химический состав гранитоидов Сибирейской интрузии, % вес.

Номер образца	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O-	H ₂ O+	P ₂ O ₅	CO ₂	Сумма
1472	Габбро-диорит пироксен-амфиболовый	50,78	0,98	18,89	4,42	4,34	0,17	3,15	6,31	4,84	2,45	0,24	3,10	0,08	0,25	100,00
1453	Кварцевый диорит	59,62	0,77	15,72	3,30	3,59	0,18	2,72	3,75	4,60	3,03	0,24	2,00	0,12	0,43	100,07
14326	" "	60,08	0,87	15,51	1,90	4,94	0,18	2,94	4,90	4,43	1,51	0,22	1,85	0,27	н.о.	99,60
1446	Кварцевый скелито-диорит	57,98	1,10	15,14	3,37	6,23	0,18	2,28	4,47	4,24	2,43	0,20	1,66	0,33	н.о.	99,61
1460	" "	57,68	1,14	15,59	4,19	4,63	0,18	2,82	4,85	4,65	2,67	0,28	0,45	0,38	н.о.	99,51
1432	" "	63,84	0,56	15,11	1,49	3,39	0,12	2,35	2,76	4,43	2,85	0,24	2,23	0,21	н.о.	99,60
1465	Гранодиорит	57,66	0,82	16,98	3,66	4,68	0,20	2,54	3,93	5,29	1,79	0,29	1,74	0,28	0,10	99,96
1432a	" "	60,62	0,78	13,39	2,94	5,17	0,21	2,85	3,76	4,44	1,74	0,40	2,81	0,30	0,10	99,51
1463	" "	64,04	0,52	15,15	2,90	2,43	0,12	1,74	3,06	5,39	2,62	0,48	1,09	0,23	н.о.	99,77
1457	" "	64,30	0,60	15,68	2,64	2,08	0,11	1,82	2,80	5,73	2,59	0,20	1,51	0,10	0,18	100,34

Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому

Номер образца	a	b	c	s	d'	f'	m'	c'	n	γ	t	q	a/c	K ₀ = $\frac{Mg \cdot X}{Al}$	F = $\frac{Fe \cdot 100}{Fe \cdot Mg}$	Y = $\frac{Fe \cdot O_3 \cdot 100}{Fe_2O_3 + FeO}$	α = $\frac{c \cdot 100}{a + c}$
1472	15,0	16,6	5,9	62,5	-	51,8	34,2	14,0	74,8	24,6	1,4	-10,9	2,6	0,56	60,2	48	28
1453	14,7	12,3	3,4	69,6	-	52,4	37,7	9,9	69,7	23,7	0,9	6,4	4,3	0,69	58,1	46	19
14326	13,2	12,2	4,5	70,1	-	50,3	38,2	11,5	81,8	12,6	1,08	11,5	2,7	0,58	56,8	25,8	27
1446	13,0	14,9	3,8	68,3	-	61,7	26,6	11,7	72,9	19,6	1,4	6,8	3,45	0,6	69,3	35,1	22
1460	14,3	15,6	3,3	66,8	-	52,9	30,4	16,7	72,2	22,9	1,4	1,7	4,3	0,7	63,5	44,4	19
1432	14,1	8,7	3,2	74,0	-	52,0	45,6	2,4	70,2	14,2	0,74	16,6	4,45	0,69	53,2	27,7	18
1465	14,5	12,8	4,5	68,2	-	61,9	34,5	3,6	82,0	25,2	1,03	2,97	3,2	0,62	64,2	42	24
1432a	12,4	14,4	2,8	70,4	-	53,3	33,8	12,9	79,6	17,6	0,98	13,0	4,4	0,69	61,2	33,9	18
1463	15,7	9,2	2,2	72,9	-	52,2	31,6	16,2	75,3	26,5	0,6	12,2	7,0	0,78	62,3	51,4	12
1457	16,3	8,3	2,2	73,2	-	50,0	36,9	13,1	77	26,2	0,74	11,5	7,2	0,78	57,6	53	12

ления формировались в две стадии минерализации: первая из них — существенно магнетитовая, вторая — главным образом сульфидная. Вкрапления и прожилки магнетита локализованы в мраморах у контактов со скарнами, мощность прожилков от 3–5 мм до 10–15 см. В одном случае наблюдалось крутопадающее тело кальцит-магнетитовых полосчатых скарнов мощностью 1 м. Содержание железа в этих скарнах, по данным В.Н.Воронова, 49,43%. Магнетит руд мелкозернистый, с редкими вкраплениями или тонкими прожилками пирита и халькопирита, иногда примазками вторичных минералов меди. В небольших количествах магнетит наблюдается в гранат-эпидотовых и эпидотовых скарнах и гидротермально проработанных эпидотизированных гранодиоритах. Здесь широко развита сульфидная минерализация второй стадии оруденения: вкрапленность, прожилки, мелкие гнезда пирита и халькопирита, местами с зернами борнита, ковеллина и арсенопирита. Содержания меди, по данным Ф.Д.Зудина и М.В.Мезенцева (штупное опробование), не превышают 0,3–0,6%. Относительно бедные содержания железа и меди в этом рудопроявлении не исключают возможность нахождения крупных залежей железорудных скарнов и халькопирит-магнетитовых руд в зоне контакта Сибирейской интрузии. Это подтверждается обнаруженным в последние годы Полярно-Уральской ГРЭ Неруцьяхским рудопроявлением железа и меди к югу от Сибирейской интрузии. По данным В.Н.Воронова, мраморы и скарны гидросиликатного подтипа образовались по известнякам силура; мощность зоны скарнирования от 18 до 154 м с увеличением на юго-запад. Скарново-рудная зона сложена многократно перемежающимися линзообразными телами массивных халькопирит-пирит-магнетитовых руд, оруденелых и безрудных скарнов. Скарны состоят из граната и диоксида, разлагающихся с образованием кварца, хлорита, серицита, актинолита, калыита. Широко развит гематит, который замещается магнетитом с образованием мушкетовита и сульфидами. По данным В.Н.Воронова, содержания Fe₂O₃ варьируют от 12,61 до 71,74%. Si — от 0,05 до 1,49%, Zn — 0,04–0,9%. Неруцьяхскому рудопроявлению соответствуют аномалии электрических полей и локальные аномалии магнитного поля ΔZ с интенсивностью до 4000 гамм. Подобные аномалии выявлены и на других участках приконтактовой зоны, что свидетельствует о возможном более широ-

ком развитии оруденения и соответственно повышает перспективность описанного района.

ЛИТЕРАТУРА

Бевз Е.И. Особенности петрохимии и металлогении плагиогранит-габброидных комплексов восточного склона Полярного Урала. - В кн.: Магматизм и металлогения севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар, 1976, с. 42-57. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып. 22).

Сергиевский В.М., Молдаванцев Ю.Е. и др. Уральская складчатая система. Ордовикско-триасовый тектономагматический цикл. Эвгеосинклинальная область. - В кн.: Геол. строение СССР. Т.3. Магматизм. М., "Недра", 1968, с. 405-423.

Овчинников Л.Н. Контактво-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала. Свердловск, 1960. 494 с. (Горно-геол. ин-т УФАН СССР. Труды, вып. 39).

ПЕТРОЛОГИЯ ГРАНИТНЫХ ПЕГМАТИТОВ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ПОЛУОСТРОВА КАНИН

М.Н.Костюхин

Гранитные пегматиты юго-восточной части п-ова Канин представляют собой во многих отношениях интересные, но малоизученные образования. Со времени изучения пегматитов Ю.П.Ивенсеном (1960, 1964) они не привлекали специального внимания геологов. Между тем, полученные новые данные по геологии, минералогии и химизму этих образований позволяют существенно дополнить характеристику и уточнить представления об их генезисе.

Ю.П.Ивенсен кратко описал морфологические типы пегматитовых жил, наметил их возрастные соотношения, указал некоторые особенности минерального и химического состава. Пегматиты отнесены им к средней фации глубинности. Констатируя отсутствие видимой связи пегматитов с гранитами, Ю.П.Ивенсен рассматривал первые вне связи с региональным метаморфизмом вмещающих толщ, подразумевая на глубине наличие материнского гранитного массива, не вскрытого эрозией.

Пегматиты юго-восточной части п-ова Канин залегают среди кварц-биотитовых и гранат-кварц-биотитовых (иногда с дистеном и ставролитом) кристаллических сланцев миккулинской серии рифея. Характерна приуроченность пегматитов к высокотемпературной зоне метаморфического комплекса Канина и Северного Тимана - к породам, преобразованным в условиях кианит-алемандиновой субфации регионального метаморфизма дистен-силлиманитового типа (Новицкий, 1975).

Радиологический возраст пегматитов и возраст вмещающих метаморфических толщ близки и укладываются в интервале от 630 до 515 млн. лет (табл.1).

По характеру взаимоотношений с вмещающими породами различаются жилы согласные и секущие, составляющие две

Таблица 1
 Результаты определений абсолютного возраста кристаллических сланцев и пегматитов п-ова Канин калий-аргоновым методом

№ п/п	Место отбора образца	Минерал, порода	Возраст, млн. лет
1	Мыс Микулкин	Слюда из кристаллического сланца	585
2	" "	То же	580
3	" "	Биотит из кристаллического сланца	600
4	" "	То же	560
5	О-в Чаячий	Мусковит из продольной пегматитовой жилы	625
6	" "	Мусковит из диагональной пегматитовой жилы	570
7	Мыс Микулкин	То же	525
8	Юго-восточное побережье п-ова Канин (район мыса Микулкин)	Мусковит, микроклин и вальцовая проба пегматита (изохрона)	630
9	То же	То же	580
10	" "	" "	555
11	" "	" "	515

Примечание. Анализы 1-7 заимствованы из работы Ю.П.Ивенсена (1964), 8-11 - выполнены в лаборатории ядерной геохронологии и изотопного анализа Коми филиала АН СССР.

разновозрастные группы. К первой группе относятся послынные маломощные (0,1-0,3 м) жилы, хорошо выдержанные по простиранию и смятые в складки вместе с вмещающими породами. Во вторую возрастную группу входят прямолинейные диагонально-секущие жилы-дайки мощностью от 0,3 до

2 м и протяженностью 80-100 м, пересекающие жилы первой разновидности, а также секущие, относительно мощные (от 2 до 10, редко до 50 м) жилы неправильной линзовидной и сигарообразной формы.

Большинство пегматитовых жил текстурно не дифференцировано, лишь в наиболее мощных жилах отчетливо выделяются зона крупнозернистого пегматита, аналогичная по структуре и составу пегматитам недифференцированных жил, и кварц-полевошлатовая зона блокового строения. Осевая часть таких жил иногда маркируется маломощным кварцевым ядром. Крупнозернистые зоны большинства дифференцированных жил окаймляются кварц-мусковитовым пегматитом.

Основу минерального состава пегматитов составляют калиевый полевой шпат, кислый плагиоклаз и кварц; в переменных количествах присутствуют мусковит, гранат, апатит, турмалин. Из аксессуарных минералов отмечаются биотит, цирконит, пирит, сфен, иногда дистен, ставролит, амфибол, очень редко ильменит, эпидот, хлорит.

Несмотря на кажущееся однообразие минерального состава, канинские пегматиты отчетливо различаются по соотношению главных и по составу второстепенных минералов. На этом основании среди них, имея в виду недифференцированные пегматиты и внешние зоны дифференцированных жил, выделяются три минералогических типа (табл.2).

Плагиоклаз присутствует в пегматитах в виде неправильных, различных по размерам зерен, а также в виде перитовых вростков в микроклине. Основность плагиоклаза в плагиомикроклиновых жилах первого минералогического типа (An_{12-16}) выше, чем в существенно микроклиновых жилах второго типа (An_{3-5}). Содержание плагиоклаза уменьшается с возрастанием количества микроклина, причем нередко наблюдается замещение первого последним.

Микроклин ($-2V = 69-80^\circ$) встречается во всех гипидиоморфнозернистых жилах и соответствующих зонах сложнодифференцированных жил, а также слагает наряду с кварцем блоковые части последних. В составе блоковых частей дифференцированных жил участвует, как правило, максимальный микроклин, тогда как в гипидиоморфнозернистых зонах и простых жилах калиевый полевой шпат представлен промежуточным микроклином (классификация Марфунина, 1962).

Кварц образует в пегматитах ксеноморфные зерна,

Таблица 2
Минеральные парагенезисы в пегматитах п-ова Канин

Тип	Минералы		
	главные	второстепенные	акцессорные
I	Плагиоклаз + микроклин + кварц	Мусковит + гранат	Апатит + биотит + циртолит ± ильменит ± сфен ± дистен ± ставролит ± амфибол ± эпидот
II	Микроклин + плагиоклаз + кварц	Турмалин + мусковит	Гранат + апатит + пирит ± ильменит ± анатаз ± дистен ± ставролит ± амфибол
III	Мусковит + кварц + микроклин + плагиоклаз	Гранат + апатит	Биотит + циртолит

участвующие вместе с полевыми шпатами в сложении орто-тектитовой структуры, дает ихтиоглипты в микроклине блоковых зон, присутствует в составе кварц-мусковитового комплекса, а также слагает ядра сложнодифференцированных жил.

Мусковит присутствует во всех жилах, образуя идиоморфные пластинки, нарушающие в целом гипидиоморфнозернистую структуру пород. Другая разновидность представлена мусковитом кварц-мусковитового комплекса, дающим закономерные сростания с кварцем в виде псевдографической или петельчатой структур. Размер этих кристаллов от 1 до 7 см в поперечнике. Температура кристаллизации мусковита в кварц-мусковитовых комплексах, определенная методом Эйгстера-Йодера (Геологические факторы . . . , 1972), составляет от 400 до 510° (табл.3).

Гранат присутствует во всех изученных пегматитовых телах и представлен двумя генерациями. Первая генерация является проходящей для всех простых гипидиоморфнозернистых жил, соответствующих частей дифференцированных жил и их блоковых зон. Гранат этой генерации образует мелкие,

Таблица 3
Температура кристаллизации мусковита в кварц-мусковитовых комплексах

Номер пробы	Содержание щелочей, % вес.		Содержание парагонитовой молекулы	Температура кристаллизации мусковита, С°
	K ₂ O	Na ₂ O		
73	10,01	0,61	9,4	435
75	9,64	0,61	9,8	445
76	9,08	0,61	10,4	460
77	10,33	0,54	7,8	400
80	10,29	0,54	7,8	400
87	10,01	0,57	8,5	410
100	10,01	0,91	13,6	510
105	10,01	0,74	11,3	475

хорошо ограненные кристаллы, заключенные в кварце, слюде или микроклине. Вторая генерация граната приурочена к кварц-мусковитовому комплексу, где он встречается в виде вростков в кварце и мусковите и отличается от первой заметно повышенным содержанием марганца и пониженными концентрациями кальция и железа (табл.4). Гранаты обеих генераций принадлежат к альмандиновому ряду. По соотношению миналов гранат первой генерации попадает в поле гранатов мусковитовых пегматитов, формирующихся при региональном метаморфизме дистен-силлиманитового типа (Соколов, 1970). Вторая генерация по тому же признаку является промежуточной между гранатами пегматитов мусковитовой и редкорметальной формации. Таким образом, различия в составе гранатов разных генераций отражают различные термодинамические условия их образования.

Апатит присутствует в виде двух разновидностей. Первая представлена мелкими (до 0,8 x 0,2 см) удлинёнными зернами бледно-зеленого цвета, встречающимися во всех простых жилах и гипидиоморфнозернистых зонах дифференцированных жил. Вторая разновидность апатита, как и вторая

генерация граната, образует в кварц-мусковитовых комплексах относительно крупные (до 2,5 x 2,5 см) изумрудно-зеленые короткостолбчатые кристаллы. В обеих разновидностях спектральным анализом обнаружены примеси Ti, Pb, Cu, Cd, Ag, Ba, Y, Sr, La. Апатит из кварц-мусковитовых жил содержит также Bi и Sr. Проанализированные апатиты из пегматитов характеризуются наличием в их составе фтора, существенных концентраций марганца (целые проценты) и преобладанием среди редких земель церия.

Турмалин, в отличие от граната, встречается не во всех пегматитовых телах, а лишь в существенно микроклиновых жилах второго типа. Он обычно приурочен к микроклину и образует единичные кристаллы или скопления кристаллов. Иногда отмечаются вроски турмалина в кварце осевой части относительно мощной пегматитовой жилы. По рентгенометрическим данным турмалин относится к ряду дравит-шерл и содержит около 55% дравитового компонента. Из элементов-примесей в турмалине обнаружены Ca, Zn, Zr, Ti (сотые доли процента), Be, Pb, Cu, Sn (тысячные доли процента), а также Mo и V (следы).

Состав аксессуарных минералов и их количество резко непостоянны для различных пегматитовых тел. Из них относительным постоянством отличается биотит, который присутствует во всех пегматитовых телах, кроме жил второго типа, обогащенных турмалином. В то же время только в турмалиновых жилах встречается пирит.

По соотношению катионов, которые находятся в шестерновой координации (Беликославинский, 1968), биотит отвечает полю биотитов, образующихся в условиях кианит-альмандиновой субфации. Эмпирический состав аксессуарного биотита из пегматитовой жилы (проба 73), %: SiO₂ - 34,30, TiO₂ - 1,62, Al₂O₃ - 18,59, Fe₂O₃ - 4,43, FeO - 21,48, MnO - 0,32, MgO - 6,18, CaO - 0,24, Na₂O - 0,12, K₂O - 8,96, H₂O - 3,07, P₂O₅ - 0,12, сумма - 99,43. Кристаллохимическая формула: $(K_{0,90} Na_{0,02})_{0,92} (Fe_{1,42}^{2+} Mg_{0,73} Mn_{0,02} Ca_{0,02} Al_{0,43}^{VI} Fe_{0,26}^{3+} Ti_{0,10})_{2,98} (Si_{2,70} Al_{1,30})_{4,00} O_{10,00} (OH_{1,61} O_{0,39})_{2,00}$.

Циртолит встречен в 50% проб пегматитовых жил, дистен и роговая обманка - в 18%, ильменит и сфен - в 14%, ставролит, анатаз, эпидот, хлорит - всего в 6%.

Рассмотрение выделенных типов пегматитов в качестве

Таблица 4

Химический состав гранатов из пегматитовых жил п-ова Канин

№ п/п	Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	П.п.п. Сумма	Alm	Spess	Py	Gross
1	80	38,44	0,05	19,67	2,66	26,65	8,03	0,80	2,22	1,52	70,46	19,67	3,38	6,49
2	83	38,52	0,06	19,70	2,58	26,37	8,35	0,80	2,22	1,36	69,41	20,29	3,53	6,77
3	100	37,42	0,06	19,74	2,24	20,33	17,30	0,91	0,90	1,34	52,42	41,11	3,75	2,72

Кристаллохимические формулы:

1. $(Fe_{1,81}^{2+} Mn_{0,55} Ca_{0,19} Mg_{0,10})_{2,65} (Al_{1,89} Fe_{0,16}^{3+})_{2,05} (Si_{3,13} Ti_{0,003})_{3,13} O_{12}$
2. $(Fe_{1,79}^{2+} Mn_{0,57} Ca_{0,19} Mg_{0,10})_{2,65} (Al_{1,89} Fe_{0,16}^{3+})_{2,05} (Si_{3,13} Ti_{0,004})_{3,13} O_{12}$
3. $(Fe_{1,39}^{2+} Mn_{1,20} Ca_{0,08} Mg_{0,10})_{2,78} (Al_{1,91} Fe_{0,14}^{3+})_{2,65} (Si_{3,07} Ti_{0,003})_{3,07} O_{12}$

продуктов различных стадий единого пегматитового процесса с учетом особенностей и взаимоотношений слагающих их минералов позволяет наметить характер и последовательность минералообразования в пегматитах п-ова Канин.

Первая стадия пегматитообразования знаменуется одновременной кристаллизацией трех минералов: плагиоклаза, микроклина и кварца, являющихся главными составными частями всех простых тел и эквивалентных им гипидиоморфнозернистых зон сложнодифференцированных жил. Этому этапу примерно соответствуют, очевидно, наиболее распространенные плагиомикроклиновые пегматиты первого типа. С понижением температуры на второй стадии происходит частичное замещение плагиоклаза микроклином в жилах первого типа, широкое развитие микроклина в жилах второго типа, формирование сложенных микроклином блоковых частей сложнодифференцированных жил. На этом же этапе в ходе высокотемпературного автометасоматоза образуются первые генерации мусковита, граната и апатита, а также турмалин и пирит в существенно микроклиновых жилах второго типа.

При дальнейшем падении температуры наступает третья стадия пегматитообразования: метасоматическое формирование кварц-мусковитового комплекса, отвечающего третьему типу пегматитовых жил. На этой стадии образуются поздний мусковит, гранат, обогащенный марганцем, а также вторая разновидность апатита. Из аксессуарных минералов только четыре (циртолит, ильменит, сфен, пирит) могли возникнуть на различных стадиях собственно пегматитового процесса. Биотит, роговая обманка, дистен, ставролит, эпидот и хлорит являются, по-видимому, минералами, унаследованными при формировании пегматитов за счет вмещающих пород.

Учитывая термодинамические условия кианит-альмандиновой субфации амфиболитовой фации регионального метаморфизма (Новицкий, 1975), синхронного пегматитовому процессу, следует оценивать температуру начальной стадии пегматитообразования в $600-680^{\circ}\text{C}$, давление — в 5–8 кбар, $P_{\text{H}_2\text{O}}$ — в 3–3,5 кбар. Температура конечной стадии пегматитообразования (формирования кварц-мусковитового комплекса) достаточно надежно устанавливается по мусковитовому термометру и составляет от 510 до 400°C . Температуры второй стадии пегматитового процесса, следовательно, лежат в интервале от 600 до 510°C . Формирование пегматитов

п-ова Канин происходило, таким образом, в температурном интервале от 680 до 400°C .

По валовому химическому составу пегматиты п-ова Канин отвечают нормальным гранитным пегматитам (табл.5). Содержание кремнезема в них меняется от 69,52 до 75,44%, сумма щелочей — от 6,69 до 9,33% (исключая кварц-мусковитовые жилы третьего типа).

Химическая эволюция пегматитов, если иметь в виду простые жилы и гипидиоморфнозернистые зоны сложнодифференцированных жил, состоит в непрерывном изменении их состава в сторону увеличения концентрации кремнезема и некоторого возрастания содержания щелочей при относительно постоянных значениях кальция, магния и железа (рис.1). В составе щелочей обычно преобладает натрий, среди феррических компонентов — железо и марганец.

Между петрохимическими параметрами пегматитов первого и второго типов наблюдается постепенный переход, что свидетельствует о плавной смене термодинамических условий в процессе их формирования. В данном случае это может означать переход от стадии кристаллизации пегматитов из насыщенного летучими расплава к стадии высокотемпературного автометасоматоза в условиях закрытой системы. При этом первая стадия характеризуется одновременной кристаллизацией трех главных составляющих пегматитов — кварца, плагиоклаза, микроклина, вторая — широким развитием микроклина и образованием первых генераций второстепенных минералов — мусковита, граната, турмалина, апатита. При переходе от первой ста-

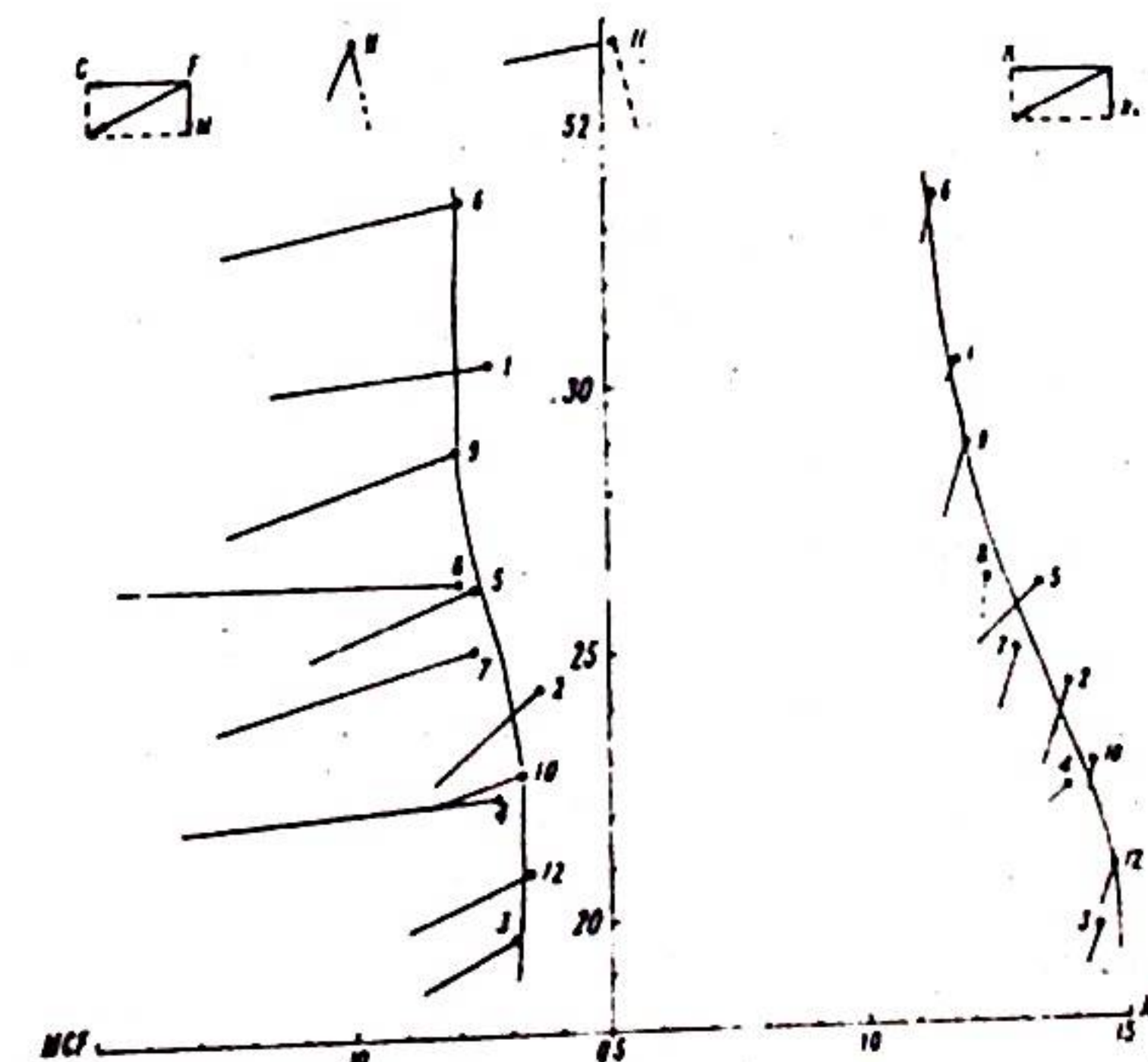


Рис.1. Петрохимическая диаграмма В.Л.Хомичева (1976) для пегматитов юго-восточной части п-ова Канин. Номера точек соответствуют порядковым номерам анализов в табл. 5.

дии ко второй количество щелочей в пегматитах возрастает, тогда как содержание свободного кремнезема падает. Стадия высокотемпературного метасоматоза, вероятно, охватила в той или иной степени все пегматитовые жилы. По-видимому, именно этот процесс является в значительной мере ответственным за вариации химического состава пегматитов.

Скачок в химической дифференциации пегматитов происходит при интенсивном развитии кварц-мусковитового комплекса (рис.1, точка 11). Содержание кремнезема при этом резко увеличивается, количество щелочей падает, их соотношение изменяется в пользу калия, а в составе фемических минералов возрастает роль марганца и железа относительно кальция. Минералогически этот процесс выражается в образовании вторых генераций мусковита, кварца, граната и апатита. Резкое изменение валового химического состава пегматитов и связанных с ними петрохимических характеристик в этом случае обусловлено, вероятно, разгерметизацией системы и началом высокотемпературного гидротермального процесса, результатом которого явилось формирование кварц-мусковитового комплекса.

Нормативные составы пегматитовых жил (табл.5), нанесенные на диаграмму четырехкомпонентной гранит-гранодиоритовой системы $Ab-An-Or-Qtz(H_2O)$ (Кравцова, 1974), за исключением кварц-мусковитовых, соответствуют составам котектических поверхностей плагиоклаз-ортоклаз и кварц-полевой шпат при $P_{H_2O} = 5$ кбар (рис.2). При этом значительная часть фигуративных точек примыкает к тройной котектической линии, что свидетельствует о эвтектической или анхивтектической кристаллизации. Смещение части точек от котектической линии обусловлено, вероятно, наложением на породы первоначально эвтектического состава процессов высокотемпературного автометасоматоза. Точка 11, отвечающая валовому составу кварц-мусковитового комплекса, лежит в кварцевом объеме, указывая на его метасоматическое происхождение.

Учитывая изложенные выше данные, можно предположить, что исходным материалом для пегматитов служили породы микулкинской серии, подвергшиеся селективному плавлению в условиях прогрессивного метаморфизма, синхронного с пегматитообразованием. При этом ранние, небольшие по объему выплавки гранитного материала кристаллизовались на месте

Таблица 5
Химические составы, петрохимические характеристики и нормативные составы пегматитов п-ова Коппи

Компоненты	Номер пробы											
	6	39	40	68-1	76	77	80	83	87	97	100	120
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	73,70	72,70	69,52	71,00	71,80	75,44	73,30	73,10	73,68	71,88	74,06	72,54
TiO ₂	0,08	0,04	0,05	0,16	Сл.	0,03	0,05	Сл.	0,05	0,04	0,06	0,04
Al ₂ O ₃	15,03	15,28	16,18	14,51	14,22	13,62	15,02	14,79	14,56	15,80	13,13	14,92
Fe ₂ O ₃	0,63	0,23	0,54	0,34	0,33	0,27	0,43	0,48	0,35	0,28	0,40	0,51
FeO	0,69	0,75	1,15	0,66	1,47	1,22	0,72	0,69	1,16	1,31	3,23	0,82
MnO	0,28	0,11	0,20	0,01	0,01	0,07	0,14	0,09	0,01	0,06	1,28	0,16
MgO	0,10	0,15	0,13	0,09	0,26	0,21	0,26	Не обн.	0,33	0,10	0,37	0,12
CaO	0,98	0,30	0,35	1,35	0,86	1,30	1,30	1,97	1,35	0,35	0,24	0,41
Na ₂ O	4,71	5,74	6,10	3,91	3,79	5,39	5,51	5,93	5,08	7,12	0,44	6,10
K ₂ O	2,67	2,96	2,77	5,42	5,37	1,30	2,61	1,35	2,26	1,30	3,37	3,21
P ₂ O ₅	0,03	0,09	0,11	0,03	0,03	0,01	0,01	0,05	0,004	0,17	0,10	0,14
CO ₂	Не обн.	0,04	0,07	Не обн.	0,55	0,14	0,13	0,26	0,02	0,05	0,04	0,01
H ₂ O ⁺	0,10	0,26	0,22	0,16	0,24	0,12	0,18	0,54	0,16	0,34	0,28	0,16
H ₂ O	0,94	1,04	2,24	2,24	0,76	0,49	0,47	0,45	0,54	0,87	2,81	0,44
Сумма	99,94	99,70	99,63	99,88	99,71	99,61	100,13	99,70	99,554	99,67	99,82	99,58
Петрохимические характеристики по Хомичеву (1976)												
NKT	11,8	14,0	14,5	13,9	13,4	11,4	13,0	12,4	12,0	14,4	5,2	14,8
MCF	2,3	1,3	2,0	2,2	2,6	2,8	2,6	2,9	2,9	1,7	4,9	1,6
Al	16,6	16,8	17,9	16,3	15,9	15,0	16,4	16,3	16,1	17,3	15,6	16,3
Si	69,3	67,9	65,6	67,6	68,1	70,8	68,0	68,4	69,0	66,6	74,3	67,3
N	72	74	77	52	52	86	76	87	77	89	16	74
K	27	25	23	47	48	14	24	13	23	11	83	26
T	1	1	0	1	0	0	0	0	0	0	1	0
M	5	17	9	5	13	10	13	0	15	6	11	10
C	42	21	17	32	33	47	50	67	46	19	5	24
F	53	62	74	3	54	43	37	33	39	75	84	66
q	30,5	24,4	19,7	22,4	24,3	33,6	25,1	26,4	28,9	21,4	53,6	20,9
Нормативные составы (CIPW)												
Ap	-	0,17	0,35	-	-	-	-	-	-	0,35	-	0,34
Pl _m	-	0,25	0,15	0,31	-	-	0,15	-	0,15	0,15	0,15	0,15
Mt	0,98	0,46	0,95	0,47	0,47	0,46	0,69	0,70	0,47	0,47	0,71	0,70
Or	16,20	17,97	17,13	33,04	32,36	7,86	15,66	8,48	13,51	7,91	20,72	19,10
Ab	39,99	49,19	53,23	33,81	32,63	46,02	46,92	51,10	43,48	61,23	3,80	52,40
An	4,75	1,40	0,85	6,84	4,25	6,46	6,43	9,89	6,73	0,84	1,15	1,12
En	0,20	0,40	0,31	0,20	0,61	0,51	0,60	-	0,81	0,20	0,93	0,30
Fs	1,32	1,20	2,03	0,68	2,42	2,13	1,07	0,93	1,73	2,14	6,05	1,20
C	2,66	2,57	2,82	-	0,72	1,23	0,82	-	1,34	2,38	8,65	1,03
Q	33,80	26,49	22,18	24,65	26,54	35,34	27,66	28,90	31,70	24,33	55,84	23,66

Примечание. 6 - гранатовый пегматит из жилы мощностью 0,9 м, мисс Микулкин; 39, 40 - гранат-турмалиновый пегматит, хребет Ясур; 68-1 - турмалиновый пегматит из секущей жилы мощностью 0,6 м, к востоку от мыса Варысале; 76, 77, 80, 83, 87 - апатит-гранатовые пегматиты из коротких мощных жил, побережье Баренцева моря между мысом Микулкин и Красной губой; 97 - турмалиновый пегматит из жилы мощностью 0,3 м, побережье Чешской губы близ устья р.Чайчьей; 100 - апатит-гранатовый пегматит из жилы мощностью 1,2 м там же; 120 - турмалиновый пегматит, с.Песчаная. Анализ выполнены в химико-аналитической лаборатории Института геологии Коми филиала АН СССР.

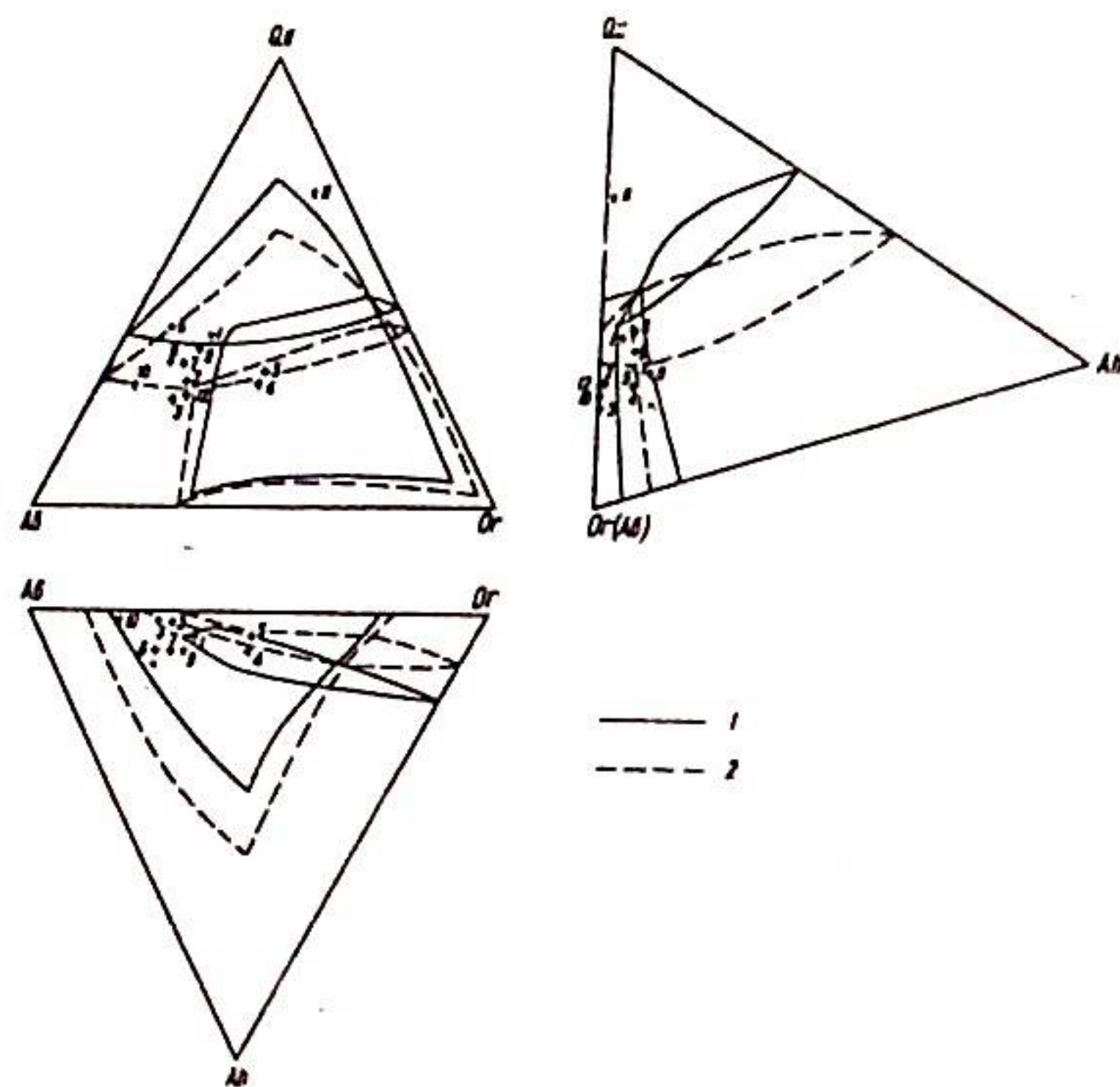


Рис. 2. Составы пегматитов юго-восточной части п-ова Канин на диаграмме системы $Ab-An-Qtz (H_2O)$ при $P_{H_2O} = 2(1)$ и 5 кбар (2). Номера точек соответствуют порядковым номерам анализов в табл. 5.

и в ходе затвердевания подвергались дислокациям вместе с окружающими породами. Дальнейшее развитие процессов регионального метаморфизма привело, вероятно, к образованию более существенных порций анатектического расплава, внедрившегося по трещинам на более высокий гипсометрический уровень. Высказанные предположения о происхождении пегматитов из анатектического расплава, возникшего при плавлении вмещающих пород, требует дальнейшей проверки.

Кристаллизация пегматитовых тел, а также явления аутометасоматоза происходили в ус-

ловиях закрытой системы на уровне амфиболитовой фации метаморфизма, термодинамический режим которой обусловил развитие недифференцированных и слабодифференцированных пегматитовых тел. Процессы кварц-мусковитового замещения, вероятно, связаны с воздействием высокотемпературных гидротермальных растворов в то время, когда система была уже открыта, и имел место взаимообмен между пегматитами и вмещающей средой.

Совокупность признаков — метаморфический контроль, парагенезисы минералов, состав граната, биотита (Гинзбург, 1967; Лукашев, 1976; Соколов, 1970; Шмакин, 1976) — указывает на то, что гранитные пегматиты юго-восточной части п-ова Канин принадлежат к мусковитовой формации и относятся к группе пегматитов больших глубин.

ЛИТЕРАТУРА

Великославинский Д.А. Химический состав биотитов как показатель степени и типа регионального метаморфизма. — Труды Междунар. геол. конгресса. 23-я сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4. Геология докембрия. Л., "Наука", 1968, с. 218-228.

Геологические факторы контроля слюдоносных пегматитов. М., 1972. 336 с. (ВСЕГЕИ. Труды, т. 187).

Гинзбург А.И. Некоторые проблемы образования эндогенных редкометальных месторождений. — "Геология рудных месторождений", 1967, т.9, с. 5-74.

Ивенсен Ю.П. О возрасте магматических образований полуострова Канин и Северного Тимана. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Северного Урала и Тимана. Сыктывкар, 1960, с. 122-128. (Труды Коми филиала АН СССР, вып.10)

Ивенсен Ю.П. Магматизм Тимана и полуострова Канин. М., "Наука", 1964. 143 с.

Кравцова Е.И. Системы $Ab-An-Qtz (H_2O)$ и $Ab-An-Qtz-Qu (H_2O)$ при P_{H_2O} от 0 до 10 кбар. — "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1974, № 3, с. 5-24.

Лукашев А.Н. Глубины образования пегматитов. М., "Недра", 1976. 152 с.

Марфунин А.С. Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. М., Изд-во АН СССР, 1962. 275 с.

Новицкий И.П. Метаморфическая зональность рифейских пород Канина полуострова. — "Вестник МГУ", 1975, № 5, с. 135-137.

Соколов Ю.М. Метаморфогенные мусковитовые пегматиты. Л., "Наука", 1970. 190 с.

Хомичев В.Л. Новый способ петрохимических пересчетов. — "Геология и геофизика", 1976, № 3, с. 127-131.

Шмакин Б.М. Мусковитовые и редкометальные пегматиты. Новосибирск, "Наука", СО, 1976. 367 с.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И СОСТАВА
КАРБОНАТИТОВОГО КОМПЛЕКСА СРЕДНЕГО ТИМАНА

В.И. Степаненко

В юго-восточной части Четласского Камня (Средний Тиман) широко распространены дайки и штоки слюдяных лам, профиров, пикритов и горнблендитов. С ними в тесной пространственной, структурной и временной связи находятся разнообразные щелочные метасоматиты, карбонатиты и гидротермальные образования. Эта ассоциация пород выделена как среднетиманский карбонатитовый комплекс щелочно-ультраосновной формации (Черный и др., 1972). Материалы исследований последних лет не только подтверждают этот вывод, но и позволяют определить специфические черты, определяющие своеобразие этого комплекса. Его состав и история формирования отражены в таблице. Возраст, определенный калий-аргоновым методом, составляет 550-635 млн. лет.

Среднетиманский карбонатитовый комплекс пространственно тяготеет к западной структурно-фациальной зоне, отвечающей внешней части Тиманской миогеосинклинали. Однако полное отсутствие признаков наложения регионального метаморфизма на ультрамафиты, карбонатиты, щелочные метасоматиты и гидротермалиты, а также их скажущее положение к складкам во вмещающих их осадочно-метаморфических толщах указывают на то, что формирование комплекса происходило позже тектонических процессов геосинклинального цикла развития Тимана.

Размещение пород, составляющих среднетиманский карбонатитовый комплекс, контролируется разломами северо-восточного (поперечного общетиманскому) простирания (см. рисунок), которые под прямым углом пересекают структуры Тимана. Они сохраняли свою активность от позднего докембрия до позднего девона включительно. Приуроченность к ним ультрамафитов и карбонатитов указывает на их глубинное заложение. Судя по схемам распределения основных зон глубин-

Последовательность процессов образования и состав пород карбонатитового комплекса Среднего Тимана

Процессы	Горные породы	Минералы		Характерные "малые" элементы	
		породообразующие	акцессорные	пород, образовавшихся в ходе одного процесса	отдельных типов пород
Магматизм	Слюдяные лампрофиты Пикриты и горнблендиты	Авгит, биотит Авгит, оливин, роговая обманка, флогопит	Хромшпинелид, магнетит, ильменит, рутил, апатит	Co, Ni, Cr, Zn	Cu
Метасоматоз ранней щелочной	Слюдиты за счет ультрамафитов Фениты за счет осадочно-метаморфических пород	Флогопит	Колумбит	Nb, F	Ba, Li Zr
Углекислотный	Карбонатиты доломитовые анкеритовые сидеритовые	Гастингсит, эгирин, альбит, микроклин Флогопит, доломит Флогопит, доломит Анкерит Сидерит	Циркон, колумбит Карбонаты редких земель, апатит, пирит	Ce, La, Sr	Nb, Ba, Mo, F, Li
Поздний щелочной стадий	Метасоматиты состава щелочных спенитов	Олигоклаз, роговая обманка Микроклин, щелочной амфибол Эгирин, альбит	Апатит, монацит, ксенотим, ильменорутил, колумбит	La, Ce, Nb, Zn	Ni F, Ni Pb, Sr, Y
Первая вторая третья	Жилы гетит-полевошпатовые кварц-гетитовые кварц-гематитовые	Гетит, ортоклаз Гетит, кварц Гематит, кварц	Монацит, торит, ксенотим, ильменорутил, колумбит	Zn	La, Ce, Mo Pb, Cu, Nb, Y Nb
Гидротермальная деятельность					

ных разломов на территории СССР, среднетиманские разломы северо-восточного простирания входят в состав недостаточно четко проявленной межрегиональной сквозной (шовной) полосы разломов, выделяющихся в геофизических полях как зона существенных градиентов Δg ("Строение континентальной земной коры. . .," 1974, с. 63, рис.20; "Разломы и горизонтальные движения. . .," 1977, рис.12). А.А.Ельянов и В.М.Моралев (1975), анализируя размещение докембрийских карбонатитовых комплексов, пришли к выводу

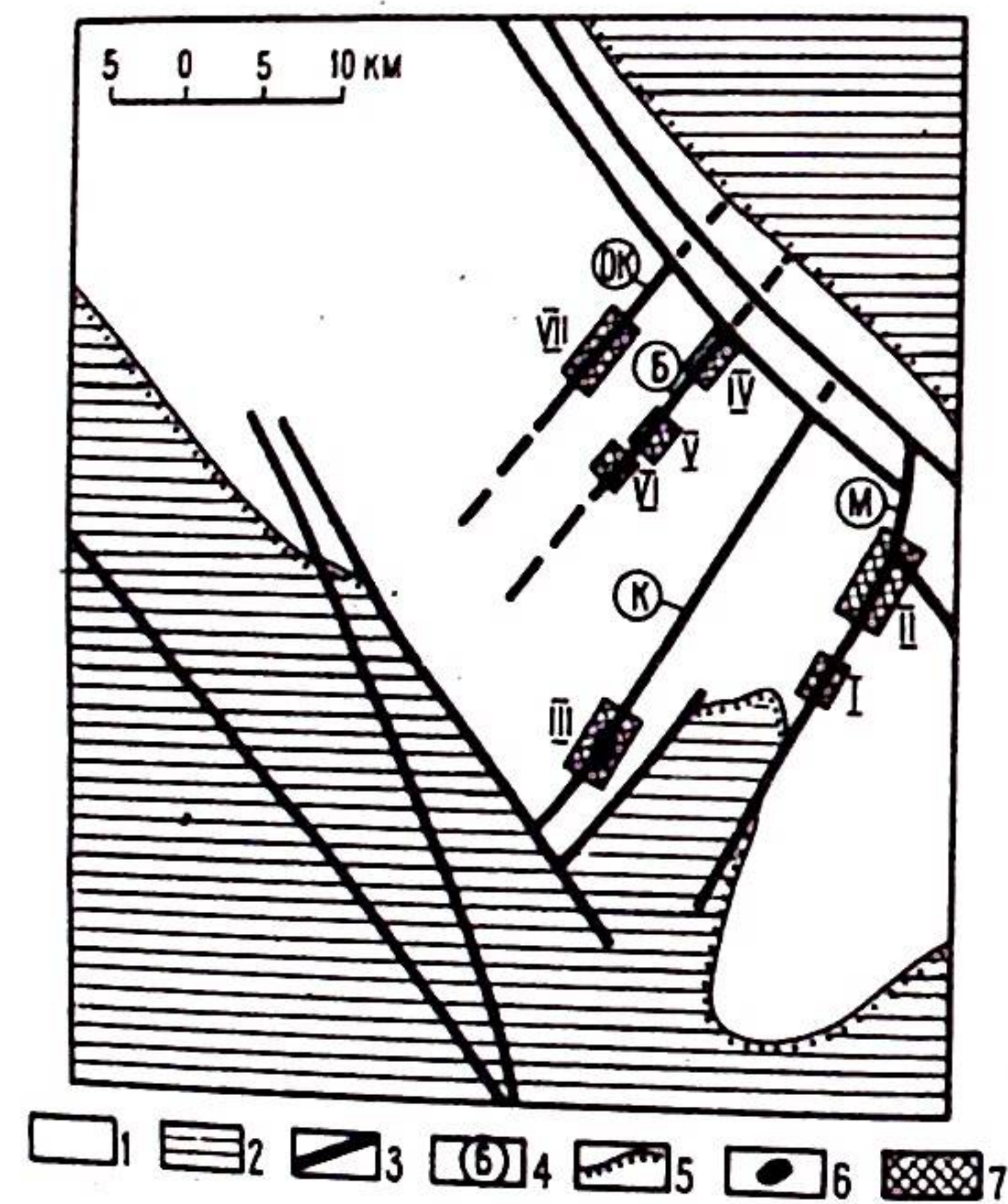


Рис. Схематическая геологическая карта юго-восточной части Четласского Камня (Средний Тиман).

1 - осадочно-метаморфические породы верхнего рифея; 2 - осадочные и вулканогенно-осадочные породы палеозоя; 3 - зоны разломов; 4 - наименование зон разломов северо-восточного простирания: М - Мезенский, К - Косьюский, Б - Бобровский, Ок - Октябрьский; 5 - контакт толщ палеозоя и верхнего рифея; 6 - массив на р. Косью; 7 - участки проявлений метасоматоза и гидротермальной деятельности: I - Нижний Мезенский, II - Верхний Мезенский, III - Косьюский, IV - Нижний Бобровский, V - Бобровский, VI - Верхний Бобровский, VII - Октябрьский.

о том, что они приурочены, как правило, к скрытым глубинным разломам древнего заложения. Таким образом, среднетиманский комплекс занимает типичную для щелочно-ультраосновной формации (Шейнманн и др., 1961) структурную позицию.

Наиболее характерной чертой геологического строения большинства щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов является их концентрически-кольцевая зональность, на основании чего они относятся к так называемым магматическим комплексам центрального типа (Heinrich, 1966; Капустин, 1971; Свешникова, 1973; Фролов, 1975). В отличие от них строение карбонатитового комплекса Среднего Тимана подчинено линейным структурам. Его магматические породы сла-

гают главным образом дайки мощностью 0,5-8 м при протяженности от десятков метров до нескольких километров. Реже устанавливаются штоки до 20 м в поперечнике. Тела магматитов образуют дайковые поля, располагающиеся в зонах разломов северо-восточного простирания (Степаненко, 1975). В настоящее время здесь выявлен только один относительно крупный массив. Он локализован в структурном узле, образованном пересечением разломов северо-восточного и северо-западного простираний. Площадь его около 0,1 км². В плане, согласно конфигурации магнитной аномалии над ним, он имеет форму овала, несколько вытянутого в северо-восточном направлении и осложненного апофизами того же простирания. Концентрически-кольцевая зональность в массиве отсутствует (Степаненко, 1977).

Метасоматиты и гидротермалиты комплекса образуют жилы, которые так же, как и дайки магматитов, размещены вдоль зон разломов северо-восточного простирания. Развита они главным образом там, где разломы пересекают пакки кварцитов и кварцито-песчаников и где особенно интенсивно проявились дизъюнктивные дислокации осадочно-метаморфической толщи.

Как видно, характерной чертой геологического строения среднетиманского комплекса являются линейное расположение и параллельная ориентировка даек и жил слагающих его горных пород. Подобным геологическим строением обладают карбонатитовые комплексы: селигдарский на Алданском щите (Смирнов, Новгородов, 1975), азовский на Украинском щите (Жуков и др., 1973; Капустин, 1973; Осадчий и др., 1975), печенгинский в Енисейском крае (Забродин, Малышев, 1975).

Магматиты среднетиманского комплекса представлены слюдяными лампрофирами, пикритами и горнблендитами (см. таблицу). Как известно, эти породы обычны среди дайковых образований щелочно-ультраосновной формации, группирующихся в региональные или околоинтрузивные дайковые пояса (Жабин, Сурина, 1970; Сурина, 1970). Детальные исследования дайковых образований щелочно-ультраосновной формации показали, что в них обособляются жильные эквиваленты самих щелочно-ультраосновных интрузивов и дайки так называемых "автономных серий" (Капустин, 1974; Бородин и др., 1976). Последние образуются несколько позднее пород

щелочно-ультраосновных интрузивов и их дайковых аналогов, предшествуя и (или) совпадая во времени с формированием карбонатитов. Дайки этого типа способны создавать на данном уровне эрозионного среза самостоятельные дайковые поля, не обнаруживающие связей с щелочно-ультраосновными интрузиями. Они обычно представлены пикритами, мончикитами, меланефелинитами, нефелинитами, дамкьернитами, альнеитами и иногда горнблендитами. Магматиты среднетиманского комплекса по своему составу отвечают образованиям "автономных дайковых серий". Таким же набором магматитов характеризуется чадобецкий карбонатитовый комплекс (Багдасаров и др., 1972).

Карбонатиты среднетиманского комплекса представлены магнезиально-железистыми разностями, что сближает их с карбонатитами четвертой стадии формирования этих образований по схеме Л.К.Пожарицкой и В.С.Самойлова (1972). Их состав изменяется во времени от доломитового к анкеритовому и сидеритовому (см. таблицу). От своих аналогов из большинства карбонатитовых комплексов они отличаются очень низким содержанием силикатных минералов. Это объясняется формированием их на малых глубинах (1,5-2 км) при высокой степени трещиноватости вмещающих пород (Степаненко, 1977). В подобных условиях снижаются парциальное давление и концентрация углекислоты, что, по данным Л.К.Пожарицкой и Е.М.Эпштейн (1964), влечет за собой уменьшение содержания силикатных минералов в образующихся карбонатитах.

Генезис среднетиманских карбонатитов метасоматический. На это указывают постепенные взаимопереходы между вмещающими породами и телами карбонатитов, которые к тому же обладают отчетливой метасоматической зональностью. О метасоматическом генезисе карбонатитов Среднего Тимана свидетельствуют также присущие им псевдоморфные структуры и реакционные взаимоотношения между породообразующими минералами.

Кроме карбонатитов в метасоматическую фазу развития сформировались и различные щелочные метасоматиты (см. таблицу). Фениты и флогопитовые слюдиты представляют собой результат одного и того же процесса, проходящего в различных по составу исходных породах (Yittins et al., 1975). На Среднем Тимане, как и в других карбонатитовых провинциях, они образуются в тесной временной и простран-

ственной связи с карбонатитами (Степаненко, 1977). Своим образом среднетиманского комплекса составляют посткарбонатитовые метасоматиты, отвечающие по своему составу щелочным сиенитам. Поэтому ранее они описывались как магматические образования (Ивенсен, 1964). Согласно литературным данным посткарбонатитовый щелочной метасоматоз для щелочно-ультраосновных комплексов не характерен.

В целом по площади распространения метасоматические образования среднетиманского карбонатитового комплекса на современном уровне эрозионного среза не уступают, а, возможно, и превышают количество изверженных пород. Согласно представлениям Л.Н.Леонтьева с соавторами (1965), это объясняется тем, что карбонатиты и щелочные метасоматиты могли формироваться под воздействием подкорового потока летучих, возникшего вслед за образованием магм и использовавшего те же каналы, что и магмы. Подобным соотношением магматитов и ассоциирующих с ними щелочных метасоматитов типа фенитов обладает также ассоциация пород зоны разлома Грэйт-Глен в Шотландии (Deans et al., 1971).

Своеобразными породами, не имеющими своих аналогов в других карбонатитовых комплексах, являются гетит-полевошпатовые жилы. Сочетание в них признаков замещения вмещающих пород и выполнения трещин делают обоснованным предположение об их гидротермально-метасоматическом происхождении (Степаненко, 1977). По-видимому, они появились в момент перехода от метасоматической к гидротермальной фазе развития. Более поздние гидротермальные образования по характеру минерализации в общем сопоставимы с таковыми в малоглубинных карбонатитовых комплексах (Фролов, 1972, 1975).

Геохимическая специализация карбонатитового комплекса Среднего Тимана (см. таблицу) в целом соответствует той характеристике, которая дается авторами большинства сводных работ по карбонатитовым комплексам ("Каледонский комплекс . . .", 1965; Пожарицкая и Самойлов, 1972; Фролов, 1975, и др.). Исключение составляют повышенные содержания иттрия. Как известно, иттрий - не типичный элемент для щелочно-ультраосновной формации. Его повышенные концентрации отмечены в метасоматитах состава щелочных сиенитов и кварц-гетит-гематитовых жилах среднетиманского комплекса.

Как известно, все разнообразие конкретных щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов объясняется наличием прямой вертикальной зональности в их строении. Поэтому для их классификации рядом авторов как основной классификационный признак была использована глубина формирования современного эрозионного среза (Шейнманн и др., 1961; Heintzsch, 1966; Багдасаров, 1972; Фролов, 1972, 1975; Самойлов, Багдасаров, 1975; Эпштейн и др., 1972). Учитывая почти горизонтальное залегание докембрийских осадочно-метаморфических толщ, мы произвели оценку глубины формирования карбонатитового комплекса Среднего Тимана. Согласно стратиграфической схеме, предложенной В.Г.Геце-ном, она составляет 1-3 км. По этой характеристике комплекс должен быть сопоставим с субвулканической или гипабиссальной фацией щелочно-ультраосновных комплексов по классификации А.А.Фролова (1972, 1975), приповерхностной или малоглубинной фацией по классификации В.С.Самойлова и Ю.А.Багдасарова (1975). Однако ни в одной из упомянутых здесь классификаций он не находит своих аналогов.

Таким образом, сравнительная характеристика геологии и состава карбонатитового комплекса Среднего Тимана убеждает нас в том, что по своему структурно-тектоническому положению, набору слагающих его пород и, очевидно, по глубинному характеру источника вещества он может быть отнесен к щелочно-ультраосновной формации платформ. В то же время он обладает рядом особенностей, отличающих его от большинства конкретных комплексов этой формации. К этим особенностям в первую очередь относятся:

1. Отсутствие концентрически-кольцевой зональности в геологическом строении комплекса.
2. Наличие среди магматитов комплекса только представителей "автономных дайковых серий" щелочно-ультраосновной формации - слюдяных лампрофиров, пикритов и горнблендитов.
3. Широкое развитие метасоматических пород, по своему объему не уступающих или даже превышающих объем магматитов, с которыми они ассоциируют.
4. Преобладание среди карбонатитов железисто-магнезиальных разновидностей при низком содержании в них силикатных минералов.
5. Интенсивный посткарбонатитовый щелочной метасоматоз.

6. Повышенные содержания редких элементов в поздних щелочных метасоматитах и в кварц-гетит-гематитовых гидротермальных образованиях.

7. Участие в составе комплекса гидротермально-метасоматических гетит-полевошпатовых пород.

ЛИТЕРАТУРА

Багдасаров Ю.А. К вопросу о генетической классификации карбонатитовых комплексов. - "Геология месторождений редких элементов", 1972, вып.35, с. 36-49.

Багдасаров Ю.А., Нечаева Е.А., Фролов А.А. Чадобецкая провинция ультраосновных - щелочных пород и карбонатитов. - "Геология месторождений редких элементов", 1972, вып. 35, с. 79-92.

Бородин Л.С., Лапин А.В., Пятенко И.К. Петрология и геохимия даек щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов. М., "Наука", 1976. 243 с.

Ельянов А.А., Моралев В.М. Некоторые особенности размещения докембрийских карбонатитов. - В кн.: Геология и полезные ископаемые докембрия. М. "Наука", 1975, с. 6-15. (НИЛзарубежгеология).

Жабин А.Г., Сурина Н.П. Петрология даек, силлов и трубок взрыва Маймеча-Котуйской провинции. М., "Наука", 1970. 204 с.

Жуков Г.В., Вархотов В.А., Сахацкий И.М., Горяев Ю.П. Об открытии фосфатной минерализации в Западном Приазовье. - "Геологический журнал", 1973, т.33, № 5, с. 150-152.

Забродин В.Ю., Малышев А.А. Новый комплекс щелочных - основных пород и карбонатитов в Енисейском крае. - "ДАН СССР", 1975, т. 223, №5, с. 1223 - 1226.

Ивенсен Ю.П. Магматизм Тимана и полуострова Канин. М.-Л., "Наука", 1964. 126 с.

Каледонский комплекс ультраосновных щелочных пород карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М., "Недра", 1965. 550 с.

Капустин Ю.Л. Минералогия карбонатитов. М., "Недра", 1971. 288 с.

Капустин Ю.Л. Минералогия коры выветривания карбо-

натитов. М., "Недра", 1973. 198 с.

Капустин Ю.Л. Дайковая серия пикритов-альнеитов в ультраосновных-щелочных массивах. - "Сов. геология", 1974, №8, с. 43 - 59.

Леонтьев Л.Н., Жук-Почекутов К.А., Гладких В.С. К вопросу о так называемой щелочно-ультраосновной формации. - В кн.: Петрология и геохимические особенности комплекса ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. М., "Наука", 1965, с. 127 - 158.

Осадчий В.К., Стадник В.А., Лапицкий Э.М. Бадделит из карбонатитов Украинского щита. - "Геологический журнал", 1975, т.35, № 4, с. 118 - 122.

Пожарицкая Л.К., Самойлов В.С. Петрология, минералогия и геохимия карбонатитов Восточной Сибири. М., "Наука", 1972. 276 с.

Пожарицкая Л.К., Эпштейн Е.М. Петрохимические особенности процесса образования карбонатитов. - В кн.: Происхождение щелочных пород. М., "Наука", 1964, с.79-84.

Разломы и горизонтальные движения платформенных областей СССР. М., "Наука", 1977. 143 с.

Самойлов В.С., Багдасаров Ю.А. Фации глубинности карбонатитов и генетически связанных с ними пород. - "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1975, № 10, с. 27 - 35.

Свешникова Е.В. Магматические комплексы центрального типа. М., "Недра", 1973. 184 с.

Смирнов Ф.Л., Новгородов П.Г. Новые данные по условиям формирования Селигдарского месторождения апатита. - В кн.: Фосфаты Якутии. Якутск, 1975, с. 136 - 138.

Степаненко В.И. Дайковая серия щелочно-ультраосновной формации Среднего Тимана. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник - 1974. Сыктывкар, 1975, с. 99 - 105. (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР).

Степаненко В.И. Геологическое строение и история формирования карбонатитового массива р.Косью и ассоциирующихся с ним образований (Средний Тиман). - В кн.: Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР. Ежегодник-1976. Сыктывкар, 1977, с. 98 - 104. (Ин-т геологии Коми филиала АН СССР).

Строение континентальной земной коры на территории СССР (по геофизическим данным). Л., "Недра", 1974. 111 с.

(ВСЕГЕИ. Труды, вып. 211).

Сурина Н.П. О классификации и номенклатуре дайковых ультраосновных щелочных пород Маймеча-Котуйской провинции. - В кн.: Карбонатиты и щелочные породы севера Сибири. Л., 1970, с. 29 - 38. (НИИГА).

Фролов А.А. Структурные условия образования формации ультраосновных щелочных пород и карбонатитов. - "Геология месторождений редких элементов", 1972, вып. 35, с.7-36.

Фролов А.А. Структура и оруденение карбонатитовых массивов. М., "Недра", 1975, 165 с.

Черный В.Г., Смирнов В.Г., Черная И.П. Формационный анализ магматических пород Тимана. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока европейской части. Вып.7. Сыктывкар, 1972, с.167-179.

Шейнманн Ю.М., Апельцин Ф.Р., Нечаева Е.А. Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация. М., 1961. 177 с. ("Геология месторождений редких элементов", вып. 12-13).

Эпштейн Е.М., Паньшин И.П., Моралев В.М., Волкодав И.Г. О вертикальной зональности массивов ультраосновных щелочных пород и карбонатитов. - "Геология месторождений редких элементов", 1972, вып.35, с.49-69.

Deans T., Garson M. S., Coats G. S. Fenites type soda metasomatism in the Great Glen, Scotland. - "Nature Phys Sci", 1971, 234, N 51, p.145-147.

Gittins J., Allen C. R., Cooper A. F. Phlogopitization of pyroxenite; its bearing on the composition of carbonatite magmas. - "Geol. Mag.", 1975, 112, N 5, p.503-507.

Heinrich E. Wm. The geology of carbonatites. Rand. M. Nally company. Chicago, 1966. 300 p.

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ
ПРЕДГОРНОГО (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

А.И.Чумакова

Полиметаллически-колчеданная рудная формация широко проявлена на севере Полярного Урала (Охотников, 1976). Она объединяет в себе месторождения Лекын-Тальбейское, Предгорное, рудопроявления Пензенгояхинское, Нундерминское, Немзяхинское, Брусничное, Бедашорское, Талотинское, Ояхинское и др.

Для всех проявлений формации характерны залежи так называемого комбинированного типа (Смирнов, 1967; Бородаевская, 1977), сформированные минералами двух последовательных ассоциаций. В первую, серно-колчеданную стадию были сформированы существенно-пиритовые руды гидротермально-вулканогенного генезиса, на которые наложена более поздняя гидротермально-метасоматическая минерализация с образованием сульфидов меди, свинца, мышьяка, сурьмы, цинка. Минеральная ассоциация второй, полиметаллической стадии в отдельных месторождениях имеет характерные отличия. Так, руды месторождения Предгорного обогащены медью, кобальтом, никелем, а месторождения Лекын-Тальбейского - молибденом.

Колчеданная минерализация в районе генетически связана с вулканитами базальт-липаритовой дифференцированной формации ордовикского возраста. Большинство рудных скоплений пространственно приурочено к полям распространения кислых пород и локализовано вблизи субинтрузий кварцевых порфиров т.е. оруденение чаще всего во времени связано с кислыми составляющими непрерывной формации, главным образом с их субвулканическими проявлениями.

Это наиболее наглядно выражено на Предгорном месторождении, находящемся в 5 км к юго-востоку от оз.Емын-Лор. Площадь месторождения сложена терригенно-вулканогенной толщей с широким развитием в ее разрезе кислых

пород: флюидалных фельзитов, фельзит-порфиров темно-вишневого и яблочно-зеленого цветов. Фельзиты прорваны субинтрузией кварцевых порфиров овальной формы, немного вытянутой в широтном направлении и пальцеобразно выклинивающейся в северо-западном и юго-восточном направлениях. В месте выклинивания субинтрузии в зоне дробления на контакте кварцевых порфиров и фельзитов залегает линзовидное рудное тело, вытянутое в северо-западном направлении и косо пересекающее флюидалность вмещающих фельзитов.

Руда месторождения представляет собою брекчию, состоящую из обломков фельзит-порфиров, фельзитов и их туфолав, которые сцементированы кварцево-рудной массой, сформировавшейся в две последовательно сменяющие друг друга стадии минерализации (см. таблицу).

Главными рудными минералами месторождения являются пирит, халькопирит, блеклые руды и в меньшей степени галенит и сфалерит. Минералы с содержанием кобальта и никеля (бравойт, линнеит, миллерит, зигенит) присутствуют в подчиненном количестве.

Наиболее ранними минералами являются бравоит I и пирит I. Максимальное количество бравоита находится в парагенезисе с пиритом I и лишь небольшое количество перекристаллизованного бравоита - в парагенезисе с минералами полиметаллической минеральной ассоциации. Бравоит I образует кристаллы формы пентагон-додекаэдров, реже - октаэдров размером 0,005 мм и меньше. Все кристаллы бравоита имеют тонкое концентрически-зональное строение. Выявляется до шести зон, отличающихся по густоте серого цвета с розовато-фиолетовым оттенком. Кристаллы бравоита образуют сростки с кристаллами пирита I, иногда включены в них, сохранив при этом только реликты своей кристаллографической формы (рис.1). Эти сложные по составу образования и группы кристаллов обрастают пиритом II или сульфидами группы линнеита (рис.2).

Небольшое количество перекристаллизованного бравоита находится в парагенезисе с пиритом II в полиметаллической минеральной ассоциации. Зерна его имеют различные формы с неровными границами и большим количеством тонких включений халькопирита и пирита (рис.2). Похоже, что кристаллы бравоита, захваченные пиритом II, подвергаются перекристаллизации и неполному растворению. В результате этого в



Рис. 1. Перекристаллизованный бравойт (бравойт II — серое в центре) включен в зерна пирита II, в которых видны остатки кристаллов бравойта I и пирита I. Увел. 2000. Иммерсия.

пирите II остаются скелеты кристаллов бравойта I, а в отдельных случаях видны только пятна фиолетово-серого цвета с нечеткими очертаниями октаэдра.

Пирит встречается в трех генерациях. Пирит I (серно-колчеданной минеральной ассоциации) колломорфный, структурным травлением $KMnO_4 + KOH$ выявляется его внутреннее концентрически-зональное строение. Размеры зерен 0,01–0,1 мм. В хорошо сохранившихся зернах насчитывается до трех-четырех зон. Чаще всего внутренние части зональных зерен пирита I выполнены тонкозер-

нистым агрегатом нерудного минерала, по цвету и твердости похожего на кварц и точнее неопределимого из-за мелких размеров. Менее развит пирит I с кубической формой кристаллов и размерами 0,05–0,2 мм. Для пирита серноколчеданной минеральной ассоциации, подобно пиритам колчеданных месторождений Урала (Ярош, 1973), характерно широкое развитие катаклаза. Трещинки в кристаллах залечены кварцем. Кристаллы пирита I часто метасоматически замещены агрегатом из кварца, серицита и гидроокислов железа.

Пирит II (полиметаллического парагенезиса) является цементом для зерен жильных минералов и обломков пиритизированных пород; часто метасоматически замещает кварц в обломках. Пирит II образует зерна размером до 0,5 мм и агрегаты с аллотриоморфнозернистой внутренней микроструктурой. В его зернах обычно содержится большое количество разрозненных включений халькопирита, блеклой руды, бравойта и пирита I.

Пирит III выделен в крупнокристаллических кварцевых

жилах, секущих рудное тело, находится в тесном срастании с халькопиритом, блеклыми рудами, сфалеритом. Для пирита III и минералов, ассоциирующих с ним, характерно то, что внутри кварцевых жил они окружены тонкой оторочкой серицита. Пирит III выделен в виде ксеноморфных зерен, содержащих включения халькопирита. Размер зерен до 0,3–0,4 мм. Пирит III встречается и в рудном теле в виде регенерированных кубических кристаллов. Это чистые, без включений кристаллы с хорошей огранкой, без следов катаклаза. По всей вероятности, сюда же следует отнести пирит, развитый в виде каемок и корочек вокруг скелетов кристаллов пирита, или вокруг зерен нерудных минералов. В отличие от пирита I, кристаллы которого метасоматически замещены нерудными минералами, поздний пирит всего лишь лимонитизирован.

Судя по составу микропримесей, пирит I отличается от более позднего пирита присутствием в его составе марганца. Для серноколчеданной стадии минерализации всех проявлений формации, кроме Со и Си,

образующих самостоятельные минералы, характерен Ni. В пиритах месторождения Предгорного никель, кобальт и медь являются "сквозными" элементами, т.е. участвуют в рудном процессе от его начала до завершения, микропримеси же полиметаллов, сурьмы и серебра имеет только пирит, выделившийся в момент максимального проявления минерализации полиметаллической стадии.

Халькопирит — один из наиболее широко развитых минералов месторождения. По взаимоотношениям с пиритом



Рис. 2. Характер взаимоотношений перекристаллизованного бравойта (серое) и пирита II (светло-серая пятнистая кайма). Увел. 2000. Иммерсия.

том I, II, III и другими минералами выделяется халькопирит трех генераций. Халькопирит I образует тонкие включения в центральных частях зональных зерен пирита, а также встречается в виде мелких (менее 0,1 мм) колломорфных зерен в зальбандах рудного тела в тесной связи с пиритом I и бравоитом I. Халькопирит второй генерации наиболее распространен, чаще в тесном сростании с пиритом II, блеклыми рудами, галенитом и сфалеритом в цементе рудной брекчии, иногда он образует тонкие включения в галените или каемки вокруг зерен сфалерита. Халькопирит III совместно с крупнозернистым галенитом, сфалеритом, теннантитом, кварцем и пиритом III образует прожилки, секущие различные по составу рудные агрегаты и вмещающие породы.

Блеклая руда установлена в виде ксеноморфных выделений в сростании с халькопиритом и галенитом; эмульсионные включения ее часты в халькопирите и минералах кобальта. В завершающую стадию минерализации в кварцевых жилах, секущих рудное тело, кристаллизовался крупнозернистый теннантит практически без примеси сурьмы. Это подтверждается дебаеграммами большого количества зерен блеклой руды и микроспектральными анализами.

Во всех трех генерациях с пиритом, халькопиритом и блеклой рудой тесно связан сфалерит (см. таблицу). В ассоциации с колломорфным пиритом и бравоитом в рудном теле и вдоль экзоконтакта в оруденелых кварцевых порфирах находится высокожелезистый сфалерит с темными внутренними рефлексами. Сфалерит полиметаллической минеральной ассоциации прозрачный, голубоватый, в аншлифе серый с бесцветными внутренними рефлексами; слагает агрегаты с халькопиритом, пиритом II, галенитом и блеклой рудой. Иногда он включен в галенит и халькопирит или вмещает в себя включения блеклой руды; цементирует катаклазированные кристаллы пирита I и концентрически обрастает их. Более поздний сфалерит III тоже прозрачный, находится в парагенезисе с сульфидами в секущих крупнокристаллических кварцевых жилах, чаще образует в них гнезда и тонкие мономинеральные прожилки.

Микроспектральный анализ сфалерита II с тонкими включениями блеклой руды показал присутствие в его составе серебра, помимо мышьяка меди и железа; в сфалерите без включений выявлена примесь серебра, но в значительно мень-

шем количестве, чем в первом. По всей вероятности, основными серебросодержащими минералами являются блеклая руда и в меньшей степени сфалерит.

Наиболее ранним и, пожалуй, наиболее распространенным минералом никеля является миллерит. Часть миллерита ассоциирует с колломорфным пиритом и бравоитом в зальбандах рудного тела, где практически не встречены минералы полиметаллической минеральной ассоциации. Выделения миллерита здесь, очевидно, одновременны с серноколчеданным оруденением. В рудном теле миллерит образует аллотриоморфнозернистые агрегаты с линнеитом, замещая его. Внутренняя структура таких агрегатов хорошо просматривается как при одном никеле и малых увеличениях за счет неравномерной шлифовки поверхности, так и в скрещенных николях благодаря ясной анизотропии миллерита. Агрегаты линнеит-миллерит слагают тонкие прерывистые прожилки, в которых находятся в парагенезисе с пиритом II. Размер отдельных агрегатов 1-1,5 мм в поперечнике. Миллерит желтый, светлее халькопирита, ясно анизотропен, в скрещенных николях розовый.

Из минералов группы линнеита хорошо диагностируются два минерала — линнеит и зигенит. Не исключена возможность присутствия в рудах большего количества минералов этой группы, не определенных из-за малого размера зерен. Линнеит образует неправильной формы зерна размером 0,1-0,3 мм в сростании с пиритом II. В отраженном свете кремово-желтый (до кремово-белого), с отражательной способностью немного ниже пирита, изотропен, хорошо полируется, в азотной кислоте бурет, дает хороший отпечаток на кобальт при действии HNO_3 (1:1) и $\text{K}_4\text{Fe}(\text{CN})_6$. Часты следы деформаций в зернах линнеита и замещение его по трещинам катаклаза минералом, похожим по физическим свойствам на борнит, но точнее неопределимым из-за малого размера его выделений. Нередко в руде встречаются мелкие зерна (тысячные доли миллиметра) зигенита. Зигенит кремово-белый, но иногда из-за малого размера зерен кажется желтым, дает отпечатки на никель и кобальт.

Редко встречающимися минералами в руде являются буронит и самородный мышьяк, которые присутствуют в виде единичных зерен в ассоциации с минералами ранней полиметаллической минеральной ассоциации, цементирующими брекчию.

Наиболее поздним из сульфидов для каждой минеральной ассоциации является галенит, находящийся как в рудном теле, так и в кварцевых крупнокристаллических жилах. Он образует либо сростки с минералами полиметаллической ассоциации, либо слагает тонкие прожилки, секущие эти минералы. Тончайшие включения галенита находятся в зальбандах рудного тела, где они обнаруживаются лишь по отпечатку на свинец с поверхности аншлифа. Чистый галенит редок, так как внешние части зерен его в большинстве своем замещены церруситом и англезитом.

Вообще вторичные изменения сульфидов на месторождении развиты широко. Из общего количества рудных минералов на долю вторичных приходится 5-7%. Церрусит и особенно англезит в отдельных прожилках полностью замещают галенит, от зерен которого лишь изредка остаются трудно просматриваемые реликты. Очень широко развито замещение ковеллинном блеклой руды по периферии зерен. Часто гнездообразные выделения сульфидов выщелочены почти полностью и пустоты заполнены колломорфным агрегатом, состоящим из ковеллина, гетита, малахита, ярозита и других, среди которых остаются мелкие реликты пирита, халькопирита и блеклых руд.

Кроме рудной линзы на площади месторождения широко развиты несущие рудную минерализацию жильные проявления сложного состава. В субинтрузивных кварцевых порфирах они образуют густую сеть прожилков. Некоторые из них прослеживаются по простиранию более 10 м при мощности 10-30 см. При этом в них наблюдается постепенная смена состава и структуры как вдоль, так и вкрест простирания жил, за счет чего они имеют зональное строение.

Внешние части жил сложены гранит-аплитами и калиевыми гранитами, постепенно сменяющимися пегматоидными гранитами в сторону внутренних частей жил. В пегматоидных гранитах появляются линзовидные кварц-полевошпатовые обособления гребенчатой текстуры, содержащие в своем составе халькопирит, галенит, сфалерит, барит, пирит, бравоит. Такие прожилки подходят непосредственно к рудному телу, частично пересекая его, и на выклинивании растворяются в нем, теряя четкие границы.

Акцессорные минералы жильных пород тесно связаны с рудной минерализацией. Пегматоидные граниты и кварц-полевошпатовые жилы содержат в своем составе в качестве

Схема последовательности минералообразования в рудах месторождения Предгорного

Минералы Типы структур Текстуры руд	Этапы рудообразования				
	Гидротермальный				Гипергенный
	серно-колчеданная	Стадии минерализации			
		полиметаллическая Кварц-полевошпатовые гребенчатые жилы	Кварцевые крупнокристаллические жилы	Кварц-полевошпатовые жилы с гематитом	
Кварц					
Серпент					
Биотит					
Барит					
Пирит					
Бравоит					
Халькопирит					
Блеклые руды					
Бурнонит					
Линнит					
Миллерит					
Гематит					
Галенит					
Сфалерит					
Зигенит					
Мышьяк самородный					
Церрусит					
Англезит					
Ковеллин					
Гетит					
Ярозит					
Генетические типы первичных структур	Идиоморфнозернистая, глинидоморфнозернистая, концентрически-зональная	Аллоотроморфнозернистая структура заполнения пустот: реликтовая, разъедания, скелетная		Гипидноморфнозернистая, аллоотроморфнозернистая	
Текстуры руд	Полосчатая, вкрапленная	Брекчиевидная, прожилковая, вкрапленно-прожилковая, вкрапленная	Брекчиевая, прожилковая	Пятнистая	Колломорфно-полосчатая, концентрически-зональная, сетчатая, ячеистая

акцессориев галенит, пирит, барит, эпидот, лейкоксен, сфен. Из перечисленных минералов особенное значение имеет барит. Он в заметном количестве присутствует в рудном теле, кварцевых порфирах субинтрузии и во всех без исключения жильных породах в виде рассеянных одиночных зерен размером от тысячных до сотых долей миллиметра. Исследования показали, что на месторождении Предгорном развит барит двух видов. Барит в кварцевых порфирах молочно-белый, с хорошей спайностью, практически без примесей рудных элементов, за исключением следов меди и стронция. Подобный молочно-белый барит находится также в составе аплитов, пегматоидов и очень редко встречается в рудном теле. Скорее всего, здесь он захвачен из ксенолитов кварцевых порфиров.

Барит в рудном теле и жильных кварц-полевошпатовых породах главным образом прозрачный. Зерна его иногда содержат тончайшие включения пирита, галенита и халькопирита. Большая часть включений неопределима из-за мелких размеров. Микроспектральный анализ отдельных зерен прозрачного барита из жильных пород и рудного тела выявил в его составе микропримеси серебра, никеля, кобальта и железа, а анализ зерен с включениями рудных минералов показал содержание в них железа, меди, титана и цинка. Спектральным анализом монофракции прозрачного барита из рудного тела выявлены микропримеси свинца, цинка, железа (сотые доли процента), меди, сурьмы, титана и магния, т.е. практически прозрачный барит содержит микропримеси почти всех главных и второстепенных элементов из состава руды, а факт содержания включения рудных минералов в нем говорит об одновременном его выделении с минералами полиметаллической стадии. Молочно-белый же барит является акцессорным минералом вмещающих пород и не играет роли в рудном процессе.

Таким образом, полиметаллическая минеральная ассоциация месторождения Предгорного находится в прямой генетической связи с кварц-полевошпатовыми жилами, которые в свою очередь связаны постепенными переходами с аплитами и кварцевыми гребенчатыми жилами. Генетическая связь полиметаллической минеральной ассоциации, помимо наблюдений непосредственных переходов к рудоносным жилам, подтверждается парагенетической связью главных рудообразующих

минералов с кварц-полевошпатовыми жилами и присутствием прозрачного барита, находящегося в парагенезисе с сульфидами свинца и цинка во всех трех видах жил (см. таблицу).

Предшествующая полиметаллической колчеданная минерализация скорее всего связана с дожилыми магматическими проявлениями. Косвенным доказательством этого является повышенная концентрация в рудах кобальта, никеля и хрома, источником которых в районе могли быть магмы базальт-липаритового непрерывно дифференцированного комплекса. Наиболее вероятна связь колчеданного оруденения с субинтрузией кварцевых порфиров, так как колчеданные тела и субинтрузия, по данным В.Н.Охотникова, характеризуются сходной геохимической специализацией и локализуются в одних и тех же структурах. В то же время субинтрузия кварцевых порфиров и базальт-липаритовый комплекс района имеют общие родоначальные очаги.

ЛИТЕРАТУРА

Бородаевская М.Б., Кривцов А.И., Ширай Е.П. Соотношения гидротермально-осадочных, гидротермально-метасоматических и метаморфических процессов в рудах колчеданных месторождений. — В кн.: Особенности условий формирования колчеданных месторождений в различной геологической обстановке. М., 1977, с. 3-9. (Труды ЦНИГРИ, вып. 126).

Охотников В.Н. Рудные формации Полярного Урала и принципы их выделения. — В кн.: Магматизм и металлогения севера Урала и Пай-Хоя. Сыктывкар, 1976, с. 3-18. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып. 22).

Смирнов В.И. Соотношение осадочных и гидротермальных процессов при формировании колчеданных руд в юрских формациях Большого Кавказа. — "ДАН СССР", 1967, т.177, № 1, с. 179-181.

Ярош П.Я. Диагенез и метаморфизм колчеданных руд на Урале. М., "Наука", 1973. 238 с.

ЗНАЧЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ В ПРОЦЕССЕ ХРУСТАЛЕОБРАЗОВАНИЯ

С.К.Кузнецов

Проявление тектонических движений в процессе хрусталеобразования широко известно. Однако им до сих пор не придавалось должного значения, поскольку считается принятым, что внутриминерализационная тектоника лишь контролирует режим поступления гидротермальных растворов.

На одном из хрусталеносных месторождений Приполярного Урала нами были встречены кристаллы кварца, характеризующиеся отчетливо выраженной зональностью распределения окраски с периодическим проявлением актов растворения и регенерации (устанавливается методом γ - облучения). На рисунке показано внутреннее строение одного из наиболее типичных кристаллов кварца этого месторождения. Отмечается пять крупных зон, представленных чередующимися существенно цитриновыми (1, 3) и дымчато-цитриновыми (2, 4, 5) полосами. Зона регенерации (4) отличается своеобразным шестоватым строением и нередко обладает чисто дымчатой окраской. Заслуживает внимания ее положение (устойчиво повторяющееся во всех кристаллах этого типа), свидетельствующее о подержанности растворения преимущественно цитриновых зон. Поверхность растворения фиксируется минеральными присыпками и газовой-жидкими включениями.

Исходя из отмеченных особенностей внутреннего строения индивидов, можно полагать, что в процессе кристаллогенезиса имели место резкие флуктуации физико-химического состояния минералогенетической среды. Изменение условий кристаллизации при смене цитриновых зон дымчато-цитриновыми аналогично такому (по направленности) при смене растворения кристаллов регенерацией (однако выражено здесь контрастнее).

С целью более полной расшифровки условий формирования кристаллов кварца мы провели исследование структурных де-

фектов и газожидких включений, являющихся наиболее емкими носителями генетической информации. Изучение структурных дефектов проводилось методом электронного парамагнитного резонанса, газовой-жидких включений - методом гомогенизации.

Полученные данные в сопоставлении их с данными экспериментальных исследований (Балицкий, 1978) свидетельствуют о том, что смена цитриновых зон дымчато-цитриновыми отвечает периодическому возрастанию щелочности минералобразующих растворов, достигающей наибольших значений при смене растворения кристаллов регенерацией. Последняя нередко сопровождается вскипанием растворов, что указывает на резкое падение в это время давления. Падением давления сопровождается и смена цитриновых зон дымчато-цитриновыми.

Обнаруживается прямая связь установленных флуктуаций плотности-щелочности и давления с проявлением тектонических движений. В частности, хрусталеносные гнезда с рассматриваемыми кристаллами кварца, как правило, приурочены к наиболее активным в тектоническом отношении зонам, на удалении от которых подобных кристаллов не встречается. При этом характер и направленность флуктуаций физико-химических параметров свидетельствуют об адиабатическом изменении объема хрусталеносных полостей. Согласно данным И.В.Булдакова (1971), Ю.А.Долгова (1963) и других

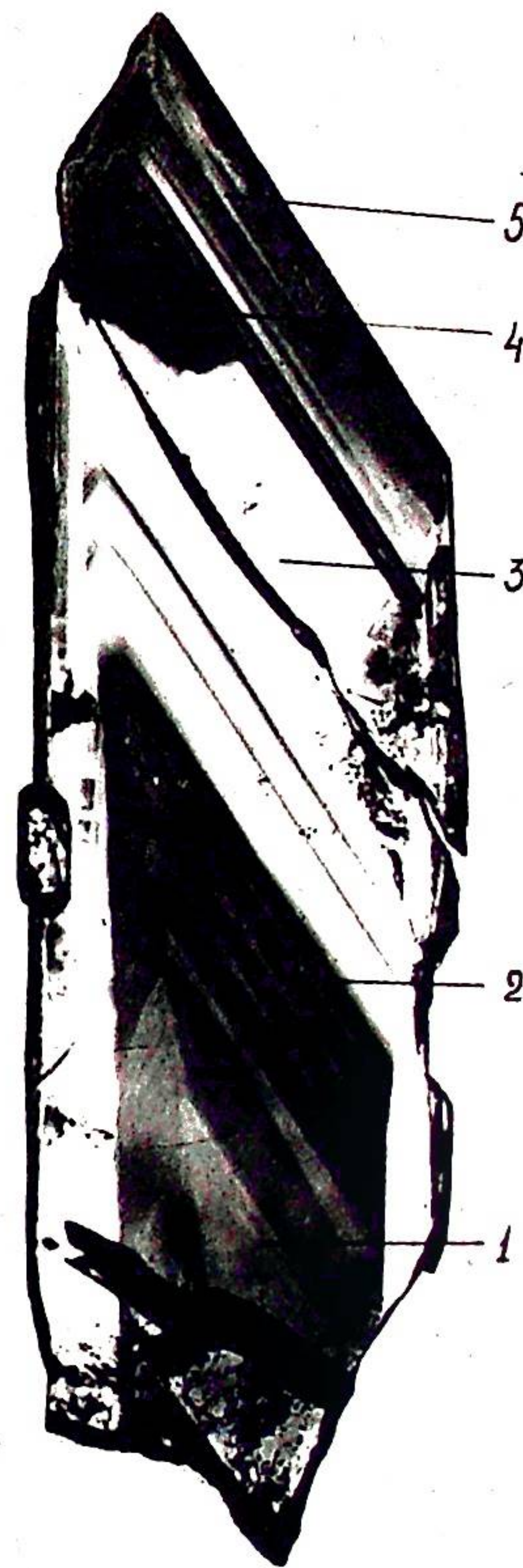


Рис. Зональность кристалла кварца.

1,3 - цитриновые зоны, 2,5 - дымчато-цитриновые зоны, 4 - зона регенерации. Пластина, срез // с, γ - обл. Натур. вел.

резкое приращение объема гидротермальных полостных систем при заложении трещин служит причиной импульсивного падения температуры, давления, изменения химизма растворов. В приложении к кварцобразующим средам при этом происходит возрастание кислотности-щелочности и степени пересыщения растворов кремнеземом. Сокращение объема, очевидно, вызывает обратное изменение названных параметров. Периодическое изменение объема хрусталеносных полостей в связи с тектоническими движениями ведет к многократным флуктуациям температуры, давления, кислотности-щелочности, степени пересыщения растворов кремнеземом, что и находит отражение в особенностях внутреннего строения кристаллов кварца.

Таким образом, проявление тектонических движений в процессе хрусталеобразования контролирует не только режим поступления минералообразующих растворов, но и их физико-химическое состояние.

ЛИТЕРАТУРА

Балицкий В.С. Экспериментальное изучение процессов хрусталеобразования. М., "Наука", 1978. 144 с.

Булдаков И.В. Флуктуации физико-химических параметров гидротермальных полостных систем при адиабатном изменении объема полости. - В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л., Изд-во ЛГУ, 1971, с.93-97.

Долгов Ю.А. Термодинамические особенности генезиса камерных пегматитов. - В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т.1. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963, с. 113-166. (Труды Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 15).

ПАМЯТИ ТАМАРЫ АЛЕКСЕЕВНЫ ФОМИЧЕНКО

3 февраля 1979 г. после тяжелой и продолжительной болезни на 59-м году жизни скончалась Тамара Алексеевна Фомиченко, посвятившая почти 20 лет своей производственной и научной деятельности изучению Полярного Урала.

Тамара Алексеевна родилась в 1920 г. в станице Морозовской Ростовской области, в семье рабочего. В 1945 г., совмещая работу в геологоразведочной партии с учебой, Т.А.Фомиченко окончила Северо-Кавказский горно-металлургический институт в г.Орджоникидзе, получив специальность инженера-геолога.

С 1947 по 1951 гг. она работала на Колыме в Дальстрое МВД СССР. С 1951 по 1978 гг. с небольшим перерывом Т.А.Фомиченко занималась изучением Полярного Урала. Особое внимание она уделяла вопросам выяснения связи магматических горных пород и оруденения.

С 1970 г. Т.А.Фомиченко, являясь научным сотрудником Института геологии Коми филиала АН СССР, занималась изучением гранитоидов Полярного Урала. Как петрограф она обладала большим опытом. К ней постоянно обращались за консультациями товарищи по работе. Она соавтор ряда опубликованных работ, в которых, наряду с описанием интрузивного магматизма севера Урала, освещались вопросы стратиграфии древних толщ и особенности тектоно-магматической эволюции этого региона. Как человек, она отличалась большой доброжелательностью, была всегда высокодеятельной, проникнутой энергией и динамизмом. За долголетний и добросовестный труд Т.А.Фомиченко была награждена двумя медалями.

Светлая память о Т.А.Фомиченко навсегда останется в сердцах людей, знавших ее по работе в различных районах нашей страны.

Группа товарищей

СОДЕРЖАНИЕ

Охотников В.Н. Латеральные ряды интрузивных комплексов севера Урала	3
Мизин В.И., Голдин Б.А. Позднепротерозойско-раннепалеозойский вулканизм западного склона Полярного Урала	13
Бевз Е.И. Сибилейская интрузия гранодиоритов и ее рудоносность (Полярный Урал)	25
Костюхин М.Н. Петрология гранитных пегматов юго-восточной части полуострова Канин	39
Степаненко В.И. Особенности геологического строения и состава карбонатитового комплекса Среднего Тимана	52
Чумакова А.И. Минералогия и генезис руд месторождения Предгорного (Полярный Урал)	62
Кузнецов С.К. Значение тектонических движений в процессе хрусталеобразования	72
Памяти Тамары Алексеевны Фомиченко	75

УДК 552.311.(234.851)

Латеральные ряды интрузивных комплексов севера Урала. Охотников В.Н. В кн.: Магматические формации Европейского Северо-Востока СССР. Сыктывкар, 1979, с. 3 - 12. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып.29).

Северная часть Уральского подвижного пояса характеризуется чрезвычайным разнообразием интрузивных проявлений. Обусловлено это, с одной стороны, длительностью формирования севера Урала в течение протерозойской, байкальской, каледонской и герцинской тектонических эр, в каждой из которых повторялись интрузивные проявления сходной формационной принадлежности, с другой - отчетливо выраженным его зональным строением и развитием в каждой из структурно-формационных зон синхронных интрузивных ассоциаций, которые отличаются как по составу, так и по геохимической специализации и рудообразующей способности. В соответствии с этим на севере Урала выделяются многочисленные вертикальные и латеральные ряды интрузивных комплексов, классификация которых приведена в работе. Рис. 1, табл.1. Библиогр. - 14.

УДК 552.323(234.851)

Позднепротерозойско-раннепалеозойский вулканизм западного склона Полярного Урала. Мизин В.И., Голдин Б.А. В кн.: Магматические формации Европейского Северо-Востока СССР. Сыктывкар, 1979, с. 13 - 24. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып. 29).

Приводятся геолого-петрографические данные о позднепротерозойско-раннепалеозойских андезито-базальтовом, липаритовом и андезитовом вулканогенных комплексах. Показана их латеральная изменчивость с востока на запад и потенциальная рудоносность. Библиогр. - 8.

УДК 552.31:553.2(234.851)

Сибилейская интрузия гранодиоритов и ее рудоносность (Полярный Урал). Бевз Е.И. В кн.: Магматические фор-

мации Европейского Северо-Востока СССР. Сыктывкар, 1979, с. 25-38. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып. 29).

Охарактеризованы петрография, геохимия, и петрохимические особенности Сибилейской интрузии гранодиоритов, а также описаны связанные с ней генетически Сибилейское и Неруцьяхское рудопроявления железа и меди. Табл.2. Библиогр. 3.

УДК 552.322.2(234.83)

Петрология гранитных пегматитов юго-восточной части полуострова Канин. Костюхин М.Н. В кн.: Магматические формации Европейского Северо-Востока СССР. Сыктывкар, 1979, с. 39-51. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып. 29).

В результате геологического, петрографического и петрохимического изучения и физико-химической интерпретации данных по вещественному составу высказывается новая точка зрения о генезисе гранитных пегматитов юго-восточной части п-ова Канин, оцениваются термодинамические условия и глубина формирования, определяется их формационная принадлежность. Рис.2, табл.6, Библиогр. - 12.

УДК 552.323.6:553.22(234.83)

Особенности геологического строения и состава карбонатитового комплекса Среднего Тимана. Степаненко В.И. В кн.: Магматические формации Европейского Северо-Востока СССР. Сыктывкар, 1979, с. 52-61. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып. 29).

Карбонатитовый комплекс Среднего Тимана наряду с общими для щелочно-ультраосновной формации характеристиками обладает рядом специфических черт. К особенностям комплекса в первую очередь относятся: отсутствие концентрической-кольцевой зональности в геологическом строении; наличие среди магматитов только представителей "автономных дайковых серий" щелочно-ультраосновной формации; широкое

развитие метасоматических образований, по своему объему не уступающих или даже превышающих количество магматических пород; преобладание среди карбонатитов железисто-магнезиальных разностей; интенсивный посткарбонатитовый щелочной метасоматоз; повышенные содержания иттрия в поздних щелочных метасоматитах и гидротермальных образованиях; участие в составе комплекса гидротермально-метасоматических гетит-полевошпатовых пород. Рис.1, табл.1. Библиогр. - 32.

УДК 552.124.3:553.435.065(234.851)

Минералогия и генезис руд месторождения Предгорного (Полярный Урал). Чумакова А.И. В кн.: Магматические формации Европейского Северо-Востока СССР. Сыктывкар, 1979, с. 62-71. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып. 29).

Приводится описание минералогии сложных по составу колчеданно-полиметаллических руд, богатых кобальтом, никелем; рассматривается их генетическая связь. Колчеданная минерализация обусловлена рудоносностью непрерывно-дифференцированной формации ордовикского и силурийско-раннедевонского возраста. Наложенная на колчеданную полиметаллическая минерализация имеет прямую генетическую связь с кварц-полевошпатовыми жилами, являющимися отщепенцами субинтрузии кварцевых порфиров, которые, в свою очередь, являются комагматами кислых составляющих непрерывно-дифференцированной формации. Табл.1, рис.2. Библиогр. - 4.

УДК 549.514.51

Значение тектонических движений в процессе хрусталеобразования. Кузнецов С.К. В кн.: Магматические формации Европейского Северо-Востока СССР. Сыктывкар, 1979, с. 72-74. (Труды Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып. 29).

Рассматриваются кристаллы кварца одного из хрусталеносных месторождений Приполярного Урала, характеризующиеся отчетливо выраженным зональным строением с проявле-

нием актов растворения и регенерации. По данным изучения структурных дефектов и газовой-жидких включений восстановлена динамика кислотности-щелочности и давления в процессе кристаллогенезиса. Показано, что флуктуации физико-химических параметров обусловлены в первую очередь проявлением тектонических движений и являются следствием неизбежно возникающих при этом адиабатических изменений объема хрусталеносных полостей. Рис. 1. Библиогр. - 3.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ
ЕВРОПЕЙСКОГО СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР

Редактор Ю.А.Кочев
Художник Т.Н.Коданева
Техн.редактор М.А.Сазанская
Корректор О.П.Сорокина

Подписано в печать 28/VI-79 г. ЦО 1342. Формат 60x90
1/16. Бум. типографская № 1. Усл. печ. л. 5. Уч.-изд.
л. 4,1. Тираж 500. Заказ № 561. Цена 30 коп.

Ротапринт Коми филиала АН СССР, г.Сыктывкар,
ул. Коммунистическая, 26.