

БЮЛЛЕТЕНЬ
СОВЕТА ПО СЕЙСМОЛОГИИ

№ 3

МАТЕРИАЛЫ
СЕНТЯБРЬСКОЙ СЕССИИ

1955 г.

г. АЛМА-АТА



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА — 1957

Ответственные редакторы:

доктор физико-математических наук *Е. Ф. Саваренский*,
член-корреспондент АН СССР *В. В. Белоусов*,
доктор технических наук *С. В. Медведев*

П 19137
ЦЕНТРАЛЬНАЯ НАУЧНАЯ
БИБЛИОТЕКА
А. Н. Киргизской ССР

ПРЕДИСЛОВИЕ

На территории Казахстана в 1887, 1889, 1911 гг. происходили сильные землетрясения. В дальнейшем они не повторялись, и это несколько притупило нашу бдительность. Сильные и разрушительные землетрясения возможны в этих местах, поэтому необходимо развитие работ по сейсмологии и по сейсмостойкости сооружений в Казахской ССР.

В связи с этим в 1955 г. Академией наук Казахской ССР и Советом по сейсмологии при Президиуме АН СССР была организована специальная сессия, на которой обсуждались: 1) результаты изучения геологических условий возникновения землетрясений в Казахстане; 2) глубинное строение земной коры в Казахстане и 3) обеспечение сейсмостойкости сооружений.

Решить задачу о геологических признаках возможности возникновения землетрясений трудно потому, что процессы, которые вызывают землетрясения, происходят на глубине десятков километров, а геологические данные относятся к верхней части земной коры. Особенности тектонического строения земной коры и землетрясения являются лишь индикаторами глубинных процессов, и задача состоит в нахождении корреляции этих индикаторов. Этому посвящены геологические работы, доложенные на сессии.

Исходя из известного расположения очагов разрушительных землетрясений и данных по тектонике, необходимо выявить возможные районы сейсмической опасности и осуществить более надежное сейсмическое районирование территории Казахской ССР. Важно определить, как распределяется плотность энергии, освобождающейся при землетрясениях на территории Казахстана, каковы направления действия сил в их очагах и способы выявления предвестников землетрясений.

Для сейсмостойкого строительства необходимы полноценные данные о сотрясениях во время сильных землетрясений. В этом отношении наша сейсмическая служба еще значительно отстает от зарубежной.

В Казахской ССР находится семь сейсмических станций, из которых только станция Алма-Ата имеет аппаратуру, позволяющую получать количественные данные о колебаниях при сильных землетрясениях.

Существенно также исследование разрушения построек и нахождение напряжений, возникающих в сооружениях при землетрясениях и вызы-

вающих нарушения сплошности. До сих пор это изучалось на основе теории упругости. Но это неправильно, так как теория упругости основной предпосылкой имеет отсутствие нарушений сплошности среды.

Нельзя не упомянуть о некотором ослаблении внимания к сейсмостойкому строительству. Так, многие жилые здания, особенно в сельской местности Казахской ССР, построены так, что могут оказаться недостаточно сейсмостойкими. На сессии были также заслушаны доклады, посвященные актуальным вопросам сейсмостойкого строительства.

Памяти председателя Совета по сейсмологии академика Григория Александровича Гамбурцева, скончавшегося в июне 1955 г., был посвящен доклад доктора физико-математических наук Ю. В. Ризниченко.

ЖИЗНЬ И ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ Г. А. ГАМБУРЦЕВА

Григорий Александрович Гамбурцев — академик, директор Геофизического института АН СССР, организатор и первый председатель Совета по сейсмологии при Президиуме АН СССР, крупнейший ученый нашего времени в области геофизики и особенно сейсмологии — умер 28 июня 1955 г.

Впервые на этой сессии мы собрались для обсуждения большого круга вопросов сейсмологии без Григория Александровича. Однако мы не раз почувствуем здесь присутствие Г. А. Гамбурцева в жизни его идей, принятых его учениками и последователями.

Г. А. Гамбурцев родился в 1903 г. в Петербурге в семье военного педагога, который с первых лет Октябрьской революции и до конца дней своих занимал ответственные посты в Советской Армии. У молодого Г. А. Гамбурцева рано проявился серьезный интерес к физическим наукам. В начале своей трудовой деятельности, 16-летним юношей, он стал посещать физическую лабораторию университета им. Шанявского, где слушал лекции акад. П. П. Лазарева по физике. 17-ти лет он поступил на физико-математический факультет 1-го Московского государственного университета. Занятия в университете он некоторое время совмещал со службой в Высшей школе военной маскировки, где особенно интересовался вопросами краскомаскировки и поглощения света в атмосфере, как в мутной среде. В 1922 г. он был командирован в Физический институт, директором которого в то время был академик П. П. Лазарев. В эти годы Г. А. Гамбурцев выполнил свою первую оригинальную научную работу, посвященную теоретическому и экспериментальному изучению поглощения и рассеяния света в мутных средах. Эта работа была опубликована в 1924 г., когда ее автору исполнился лишь 21 год.

В те годы, по указанию В. И. Ленина, проводились — первые в СССР и одни из первых в мире — крупные комплексные геофизические исследования Курской магнитной аномалии, которыми руководил акад. П. П. Лазарев. Г. А. Гамбурцев в 1923 г. поступил на работу в Гравиметрический отряд по исследованиям КМА. С этих пор физические методы исследования земной коры стали основной областью работ Г. А. Гамбурцева, основной его специальностью. Летом он работал в поле в различных районах КМА, а зимой, наряду с учебой в университете, занимался разработкой новых в то время вопросов методики и интерпретации гравиметрических наблюдений. Ко времени окончания университета, в 1926 г., он имел уже несколько печатных научных работ.

В 1926 г., после того как Особая комиссия по исследованиям КМА прекратила свое существование, Г. А. Гамбурцев поступил на работу в фотохимическую лабораторию Комиссии по изучению производительных сил при АН СССР (МО КЕПС АН СССР), представлявшую по существу часть руководимого П. П. Лазаревым Института физики и био-

физики. Здесь он вновь обратился к исследованиям по оптике диффузных, мутных сред. Отдельные исследования он выполнил под непосредственным руководством С. И. Вавилова. Г. А. Гамбурцевым были разработаны вопросы теории происхождения окраски моря и фотолюминесценции с учетом многократных процессов поглощения и излучения света (причем была показана существенная роль этих многократных процессов), а также некоторые вопросы фотохимии выцветания красок. С. И. Вавилов, признанный авторитет по физической оптике, высоко расценивал достижения Г. А. Гамбурцева в этой области, указывая много лет спустя, что эти ранние работы Гамбурцева надолго сохранили свое значение и показали большое мастерство автора в решении трудных математических и экспериментальных задач.

Это исключительное умение совмещать теорию с экспериментом было характерной чертой научной работы Г. А. Гамбурцева, основой его больших возможностей и достижений в науке. Особенно ярко проявилось оно в его последующих многосторонних исследованиях в области физики земной коры, а именно — гравиметрии и сейсмологии, включая сейсмические методы разведки.

Эти геофизические исследования, в основном разведочного направления, были связаны с работой Г. А. Гамбурцева на протяжении ряда лет (1926—1938 гг. и позже) в различных организациях: в Нефтяном институте, в организованном П. П. Лазаревым Отделе физических методов исследования земной коры МО КЕПС АН СССР, в Нефтяном геолого-разведочном институте и других организациях Главнефти и, наконец, в организованном в 1938 г. Институте теоретической геофизики АН СССР (ИТГ), директор которого, академик О. Ю. Шмидт, пригласил Г. А. Гамбурцева для руководства Отделом физических методов разведки полезных ископаемых. Работая в этом институте, Г. А. Гамбурцев проводил исследования также в области общей геофизики. К 1939 г. относятся первые его попытки глубинного сейсмического зондирования земной коры. Интересу, проявленному Г. А. Гамбурцевым в этом вопросе, содействовало живое общение его с акад. О. Ю. Шмидтом, которому всегда были по душе крупные геофизические проблемы.

Из работ Г. А. Гамбурцева по гравиметрии наиболее важными являются его исследования по методам интерпретации наблюдений. Им впервые (в 1928 г.) были предложены интеграторы для вычисления гравитационного эффекта возмущающих тел, а система механического интегратора была осуществлена в СССР и в США. Он же предложил способы решения одной из основных обратных задач теории гравитационного потенциала — определения координат центра тяжести и массы возмущающего тела по наблюдениям гравитационного поля на поверхности земли. Эти способы (основанные на использовании формул Грина) послужили в дальнейшем отправным пунктом для серии работ других исследователей по теории методов интерпретации гравитационных и магнитных наблюдений.

Центральное место в трудах Г. А. Гамбурцева занимают его исследования по сейсмологии: вначале по сейсмическим методам разведки, а позже по «большой сейсмологии» — глубинному зондированию земной коры и изучению землетрясений.

Г. А. Гамбурцев по существу является творцом современных методов сейсморазведки в Советском Союзе. Под его руководством разработаны основные ее виды: метод отраженных волн и метод преломленных волн в различных их модификациях.

В области сейсмической аппаратуры Г. А. Гамбурцевым были разработаны многочисленные конструкции сейсмографов: механические, гид-

равлические, манометрические, микрофонные, термомикрофонные, электромагнитные и электродинамические. Длительное время все основные виды наших разведочных сейсмографов разрабатывались по эскизам Г. А. Гамбурцева, которому принадлежит и глубокая разработка теории этих приборов.

В вопросах теории сейсмической аппаратуры Г. А. Гамбурцеву удалось выйти за рамки этой специальной области.

Почувствовав неполноту существовавшей теории расчета электро-механических систем с сосредоточенными постоянными, в частности методов составления электромеханических аналогий, Г. А. Гамбурцев занялся пересмотром их теоретических основ. Он ввел в рассмотрение так называемую «двухполюсную массу», что позволило составлять механические аналогии для любых электрических систем. Раньше в ряде случаев это казалось невозможным. Это привело его, в частности, к открытию возможности создания механических фильтров верхних частот. В то время как механические фильтры нижних частот были исследованы еще Лагранжем в 1788 г., механические фильтры верхних частот на протяжении свыше полутора столетий оставались неизвестными именно потому, что для их осуществления требовалось введение «двухполюсных масс». Идею таких фильтров Г. А. Гамбурцев использовал в своем приборе «фильтро-сейсмографе». Предложенный им способ составления электромеханических аналогий при помощи «ортогональных преобразований» контурных схем приводится ныне в курсах по электроакустике.

Другая область сейсмологии, обогащенная работами Г. А. Гамбурцева, — это теория интерпретации сейсмических наблюдений методами геометрической сейсмики. Он предложил ряд способов решения различных задач в этой области, часть которых прочно вошла в практику сейсморазведки.

Немало сделано Г. А. Гамбурцевым и в области физики упругих волн, особенно в части экспериментальной. Вместе с руководимыми им коллективами сотрудников он проводил полевые эксперименты, в результате которых был получен богатый фактический материал. Много уделялось внимания разработке способов выделения и корреляции (прослеживания) отдельных волн и выяснению возможностей использования волн разных типов: отраженных и преломленных, продольных, поперечных и обменных. Г. А. Гамбурцев стремился создать такой «комбинированный» метод сейсморазведки, где использовались бы все эти волны. Теоретические работы Г. А. Гамбурцева в этой области посвящены сопоставлению интенсивностей волн разных типов в простых условиях, а также исследованию головных преломленных волн как аналогов головных баллистических волн в акустике или свечения Вавилова — Черенкова в оптике.

В области сейсморазведки наибольшей широты достигли исследования Г. А. Гамбурцева и его сотрудников по разработке различных методов сейсморазведочных работ. Здесь проявились все его разносторонние способности экспериментатора, теоретика, конструктора и организатора, которые так редко объединяются в одном лице.

Г. А. Гамбурцев предложил и руководил разработкой широко известного ныне корреляционного метода преломленных волн (КМПВ), пришедшего на смену примитивному «методу первых вступлений», когда-то им же разрабатывавшемуся. Методы, аналогичные КМПВ, начали разрабатываться в США на 5—6 лет позже, чем в нашей стране. КМПВ значительно расширил возможности и снял многие ограничения по применению сейсмических методов для разведки нефти, угля, руд, для решения отдельных задач инженерной геологии и гидрогеологии. Позже этот же

метод лег в основу новых сейсмических методов, также предложенных Г. А. Гамбурцевым: методов высокочастотной сейсмики (ВЧС) и низкочастотной сейсмики (НЧС), где кроме преломленных волн возможно использование и отраженных волн, а также метода глубинного сейсмического зондирования земной коры (ГСЗ), о котором еще будет сказано при описании дальнейших работ Г. А. Гамбурцева в области «большой сейсмологии».

За работы по развитию сейсмических методов разведки в 1941 г. Г. А. Гамбурцев был удостоен Сталинской премии.

В 1946 г. он был избран в члены-корреспонденты АН СССР.

Новый, еще более обширный цикл исследований был начат Г. А. Гамбурцевым в 1948 г., когда он стал директором Геофизического института АН СССР. Он переносит свой богатейший опыт и знания, накопленные в области сейсморазведки, в примыкающую к ней область «большой сейсмологии» — науки о землетрясениях вообще. Надо сказать, что к тому времени общий уровень развития методики и техники наблюдений в большой сейсмологии оказался гораздо более низким, чем в рожденной ею же в не столь далеком прошлом сейсморазведке. Г. А. Гамбурцев задался целью преодолеть это отставание и ликвидировать разобщенность обеих указанных областей сейсмологии.

После разрушительного Ашхабадского землетрясения 1948 г., начавшая с 1949 г., по соответствующему заданию Правительства СССР Академии наук СССР и, в частности Геофизическому институту, Г. А. Гамбурцев взялся за разрешение кардинальной проблемы сейсмологии — проблемы прогноза землетрясений. В эту проблему включалось не только предсказание возможного места и максимальной силы землетрясения (сейсмическое районирование), но также и времени возникновения землетрясения, что является наиболее трудной и наименее исследованной частью проблемы. Здесь сказалась, как и не раз раньше, еще одна характерная черта Г. А. Гамбурцева: его исключительная смелость и оптимизм в науке. Он принимался за раскрытие тайн природы, опираясь на богатый арсенал своих знаний и способностей и увлекая за собой своих товарищей по работе.

Проблему прогноза землетрясений Г. А. Гамбурцев рассматривал как комплексную геолого-геофизическую проблему. Для ее решения необходимо было в первую очередь исследовать физические и геологические условия возникновения землетрясений, проследить различные формы их зарождения, подготовки и разрешения. Решение этой проблемы может быть доступно только большому коллективу, или, вернее, согласованно действующим коллективам ученых, инженеров и техников различных специальностей. Г. А. Гамбурцев намечает программу таких исследований — теоретических, лабораторных и полевых, организует соответствующие коллективы ученых, руководит ими в целом, а по некоторым разделам принимает непосредственное участие в работах.

Для решения проблемы прогноза обычные методы регистрации землетрясений оказались недостаточными и Г. А. Гамбурцев разрабатывает новую аппаратуру и методику регистрации сейсмических колебаний. Он предлагал и разрабатывал новые виды сейсмографов и сейсмонаклонометров, предложил новый корреляционный метод изучения землетрясений (КМИЗ) (где также были использованы принципы КМВП), руководил работами по созданию новых методов регистрации землетрясений с увеличенной чувствительностью и разрешающей способностью (точностью), с применением современных методов аппаратурной техники (радиотехники и электроакустики, а также автоматики), которые до тех пор в сейс-

мологии почти не использовались. Попутно он предложил и успел разработать со своими сотрудниками новый «азимутальный метод» сейсмических наблюдений, позволяющий изучать физическую природу колебаний, вызываемых сейсмическими волнами в точке наблюдений. Этот метод уже нашел применение и в сейсмологии, и в сейсморазведке.

Под общим руководством и при участии Г. А. Гамбурцева в последние годы проводились важнейшие для решения проблемы прогноза землетрясений комплексные геофизические и геологические исследования по выяснению геологической и геофизической обстановки и сейсмического режима в отдельных наиболее сейсмичных районах нашей страны — Тянь-Шань, Туркмения, Кавказ, Таджикистан, — которые продолжают и в настоящее время. Эти работы осуществляются специальными экспедициями Геофизического института (ныне Института физики Земли) АН СССР, коллективами организованных по инициативе Г. А. Гамбурцева и руководимых им геофизических станций института, при участии геофизических центров республиканских академий наук и некоторых других организаций (МГУ и геофизических организаций Министерства нефтяной промышленности СССР).

Основной идеей этих исследований является систематическое изучение множества слабых землетрясений, в большинстве своем доступных регистрации только высокочувствительной аппаратурой. Это должно позволить за сравнительно короткое время накопить и осмыслить богатый материал, характеризующий сейсмическую деятельность в областях возможного возникновения сильных землетрясений, которые происходят редко.

В цикл исследований по прогнозу входят также проводившиеся под непосредственным руководством Г. А. Гамбурцева крупные работы по глубинному сейсмическому зондированию земной коры в указанных районах. Эти работы, помимо собственно сейсмологического интереса, представляют и большой общий геофизический и геологический интерес (например, выяснение проблемы корней гор). Некоторые результаты этих работ доложены на настоящей сессии. Исследования такого же характера Г. А. Гамбурцев наметил включить в программу работ Международного геофизического года (МГГ). Эти исследования должны быть поставлены на тихоокеанском побережье нашей страны, отличающемся высокой сейсмической активностью. В их задачи входит выяснение особенностей строения земной коры в области океанических впадин и перехода от океана к континенту.

В последние годы Г. А. Гамбурцев много занимался вопросами, связанными с механизмом и физикой очагов землетрясений. Его исследования в области так называемого «сейсмического шва», к сожалению, были только начаты, но можно надеяться, что они послужат основой для постановки широких теоретических и экспериментальных работ в этом направлении.

Во всех этих работах с особой яркостью сказалась характерная черта Г. А. Гамбурцева — крупнейшего ученого-организатора, его стремление работать не в одиночку, а в окружении сильных, творчески активных сотрудников.

Среди многочисленных лабораторий, экспедиций и других организаций, вызванных к жизни Г. А. Гамбурцевым, особое значение для участников Алмаатинской сессии имеет образованный по его инициативе в 1949 г. Совет по сейсмологии при Президиуме АН СССР, председателем которого он был назначен. За сравнительно короткое время Совет возглавил, объединил и в дальнейшем координировал все работы по прогнозу

землетрясений, сейсмостойкому строительству и сейсмической службе в СССР. Деятельность Совета и лично Г. А. Гамбурцева сыграла большую роль в организации и развитии исследовавший сейсмических и геофизических учреждений при республиканских академиях наук.

Работая в основном в области сейсмологии, Г. А. Гамбурцев уделял много внимания развитию и других геофизических методов исследования Земли. Он стремился привлекать другие методы — геофизические и геологические — также и к решению проблемы прогноза землетрясений. В продлении и реализации этой линии Г. А. Гамбурцева будет состоять одна из наших задач.

Наряду с научной и научно-организационной деятельностью Г. А. Гамбурцев активно участвовал в подготовке новых кадров инженеров и ученых-геофизиков: преподавал (в последние годы в Московском государственном университете), руководил аспирантами.

В 1953 г. Г. А. Гамбурцев был избран действительным членом Академии наук СССР.

За заслуги перед советской наукой Правительство наградило Г. А. Гамбурцева орденами Ленина и Трудового Красного знамени и медалями.

Несколько слов о стиле работы Г. А. Гамбурцева. Этот стиль отражал все разнообразие его деятельности. Он мог часами сидеть за разрабатываемым им прибором. Он мог неделями сидеть за письменным столом, разрабатывая теоретические вопросы. И в то же время, получив новый результат, или натолкнувшись на новую мысль, он всегда чувствовал непреодолимую потребность немедленно делиться этим с коллективом.

Г. А. Гамбурцев придавал большое значение экспедиционным работам и сам руководил многими крупными экспедициями. Отличаясь большой «легкостью на подъем», он мог в течение короткого времени облететь ряд экспедиций, расположенных в разных районах СССР — на Тянь-Шане, Памире, Урале, Украине. Увлекаясь сам новизной и грандиозностью решаемых задач, он умел заражать своим энтузиазмом коллектив. Поэтому приезд Г. А. Гамбурцева в экспедицию всегда был событием, после которого работа шла еще с большим подъемом.

Примечательными были консультации Г. А. Гамбурцева, на которые его приглашали различные геофизические организации. Когда он приезжал, к нему несли массу материалов, просматривать которые он обязательно начинал с самых первичных, с сейсмограмм, при этом делился своими новыми идеями и рассказывал о перспективах сейсмологии вообще.

Жизнь Г. А. Гамбурцева прервалась внезапно, в самом разгаре напряженной работы, полной новых творческих замыслов.

На этой Объединенной сессии Совета по сейсмологии при Президиуме АН СССР и Академии наук Казахской ССР уместно привести в заключение следующие слова Г. А. Гамбурцева, написанные в одном из еще не опубликованных его сообщений: «В работе над проблемой прогноза землетрясений должен быть установлен тесный деловой контакт между Академией наук СССР и академиями союзных республик. Ряд тем должен проводиться общими усилиями. При интенсивной совместной работе успех в разрешении поставленной проблемы несомненно будет достигнут».

Я не сомневаюсь, что это пожелание первого председателя Совета по сейсмологии будет принято с полным одобрением всеми участниками настоящей сессии и наша совместная работа приведет к успешному разрешению поставленных перед нами задач.

I. ТЕКТОНИКА И СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Г. А. ГАМБУРЦЕВ, П. С. ВЕЙЦМАН,
Н. И. ДАВЫДОВА, Ю. В. ТУЛИНА

ГЛУБИННОЕ СЕЙСМИЧЕСКОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА СЕВЕРНОМ ТЯНЬ-ШАНЕ

Метод глубинного сейсмического зондирования земной коры (ГСЗ) разработан в Геофизическом институте АН СССР (ныне Институт физики Земли) по идее Г. А. Гамбурцева [1, 2]. Он основан на корреляционном прослеживании на большие расстояния (сотни километров) сейсмических волн, возбуждаемых сравнительно небольшими взрывами.

Исследования по ГСЗ были поставлены в связи с разработкой проблемы прогноза землетрясений. Основной задачей работ по ГСЗ на Северном Тянь-Шане являлось изучение строения земной коры на тех глубинах, где возникают очаги большинства разрушительных землетрясений, т. е. на глубинах до 50—60 км. Решение этой задачи проводилось по двум направлениям: 1) изучение основных черт глубинного строения земной коры в равнинных, предгорных и горных районах и 2) выяснение возможности изучения глубинных разломов при помощи ГСЗ.

Работы по ГСЗ на Северном Тянь-Шане проводились в течение трех лет (1949, 1950 и 1953 гг.) силами большого коллектива сотрудников Геофизического института АН СССР. В работах в разное время принимали участие Г. И. Аксенович, Н. В. Вешняков, Е. И. Гальперин, М. А. Зайончковский, Э. И. Зеликман, С. А. Куликов, В. Д. Павлов, Н. Е. Федосеев и др.

По вопросам геологии работы консультировали член-корреспондент АН СССР В. В. Белоусов, научные сотрудники ГЕОФИАН А. В. Горячев, В. Н. Крестников, И. В. Кириллова и И. А. Резанов, научный сотрудник Института геологии АН Казахской ССР Д. Н. Казанли.

Ряд методических и некоторые геолого-геофизические результаты работ опубликованы в [1, 2, 3, 4]. В настоящей статье излагаются основные результаты работ по указанной задаче, полученные за три года экспедиционных работ.

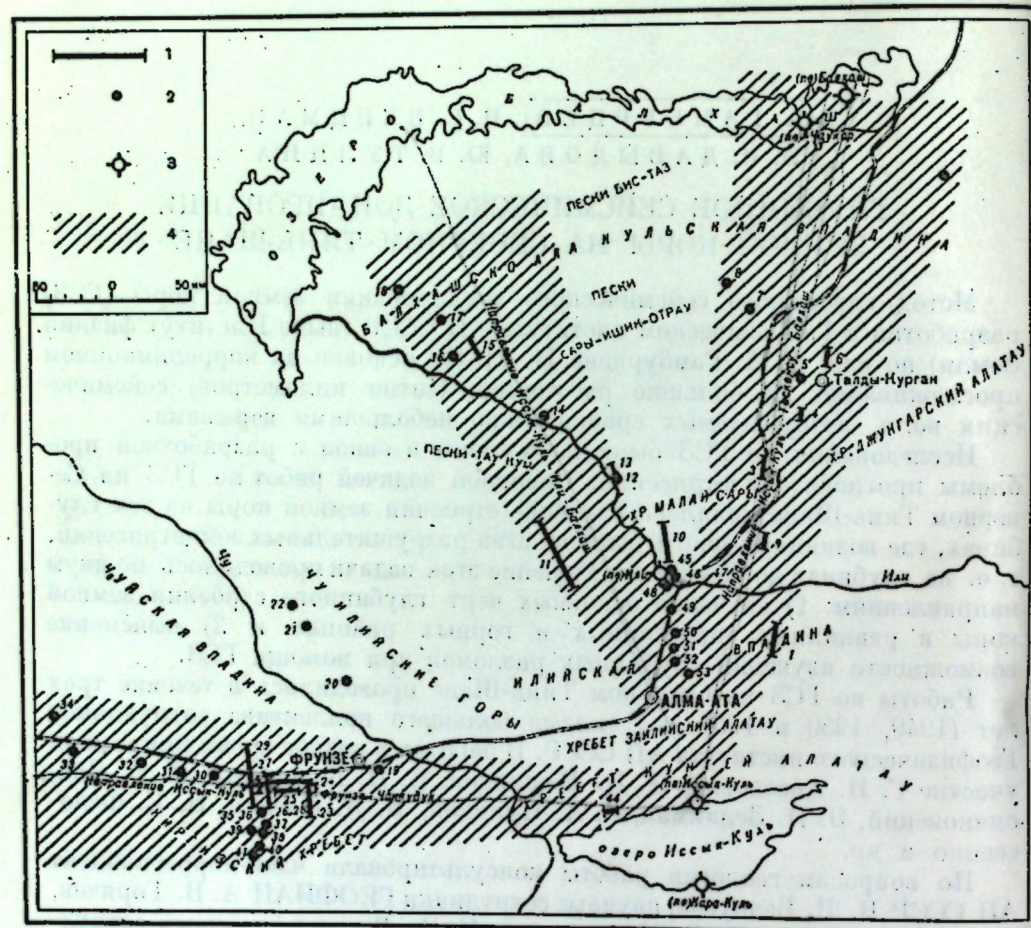
1. РАЙОНЫ РАБОТ И МЕТОДИКА НАБЛЮДЕНИЙ

Изучение основных черт глубинного строения земной коры на Северном Тянь-Шане проводилось на трех направлениях (фиг. 1): 1) Иссык-Куль — Тескенсу — Балхаш, 2) Иссык-Куль — Или — Балхаш, 3) Иссык-Куль — Фрунзе — Чанкудук.

Наблюдения производились на разобщенных профилях длиной от 1 до 48 км, расположенных в пределах полосы шириной около 100 км вдоль каждого направления. Расстояния до пункта взрыва R составляли от 150 до 430 км. Совокупность разобщенных непрерывных профилей по

каждому направлению составляла кусочно-непрерывный продольный профиль.

С целью изучения глубинных разломов работы производились в южной части Чуйской впадины и на северном склоне Киргизского хребта (фиг. 1). В Чуйской впадине проведена площадная съемка в районе сел Карабалты и Сталинское (б. Беловодское). Этот район является эпи-



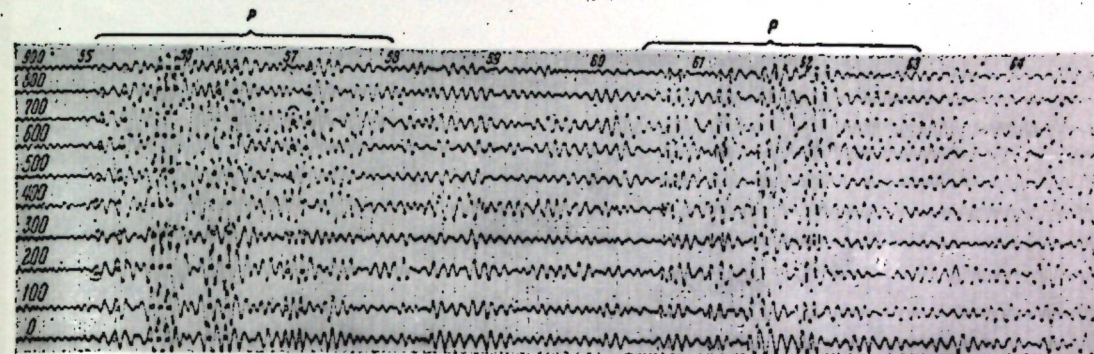
Фиг. 1. Схема расположения непрерывных участков наблюдений ГСЗ в районе Северного Тянь-Шаня

1 — непрерывные профили; 2 — изолированные стоянки; 3 — пункты взрыва (ПВ); 4 — полосы осреднения сейсмических и гравиметрических данных

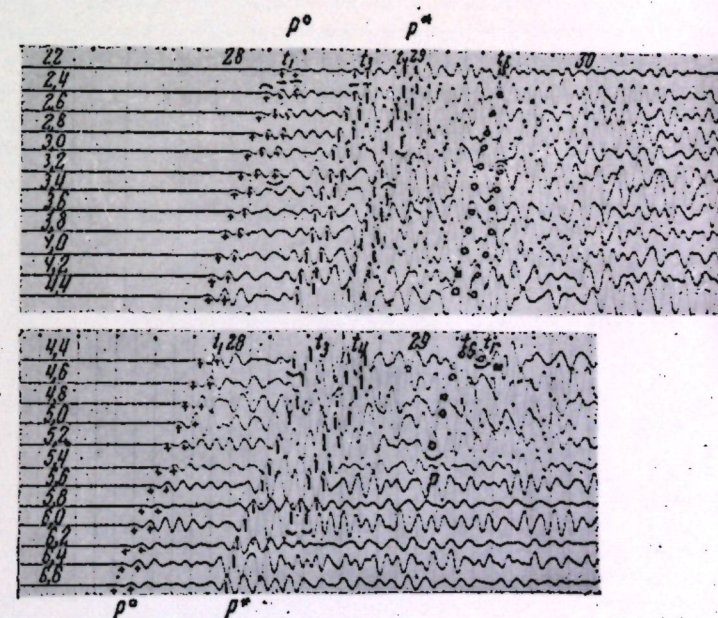
центральной областью 9-балльного разрушительного землетрясения 1885 года. На северном склоне Киргизского хребта в семи пунктах, расположенных в саях ущелья Карабалты, проведены наблюдения с комбинированными позиционно-азимутальными установками [5].

Основной особенностью методики при регистрации и прослеживании сейсмических волн являлось широкое и систематическое использование корреляционных принципов, разработанных в сейсморазведке.

Для получения сейсмических записей использовались передвижные станции сейсморазведочного типа с максимумом чувствительности аппаратуры в области частот от 4 до 15 гц. Специальные меры повышения эффективной чувствительности аппаратуры, а также хорошие условия



Фиг. 2. Сейсмограмма, полученная при взрыве в оз. Иссык-Куль
Расстояние от пункта взрыва $R = 366$ км; заряд $Q = 300$ кг. На записи зарегистрированы группы волн P^* и P



Фиг. 3. Сейсмограммы, полученные на непрерывном профиле при взрывах в оз. Балхаш

$R = 159,4-163,8$ км; $Q = 100$ кг. На записи зарегистрированы три группы волн P^* , P^* и P

возбуждения колебаний (взрывы производились в воде на глубине 20—30 м) позволили получать рабочие сейсмограммы на расстояниях R до 400 км от пункта взрыва при сравнительно небольших зарядах взрывчатых веществ (50—300 кг).

2. КОРРЕЛЯЦИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН

При ГСЗ на сейсмограммах регистрируется большое количество регулярных, преимущественно продольных волн, хорошо прослеживающихся по фазам (фиг. 2, 3). Для непрерывного прослеживания волн по фазам необходимо, чтобы на всем интервале достаточно хорошо сохранялась форма записи, плавно менялась амплитуда и выдерживалась синфазность колебаний. Интервалы непрерывного фазового прослеживания отдельных волн различны. На непрерывных профилях, расположенных в сравнительно простых геологических условиях вне зоны интерференции основных волн, возможна уверенная фазовая корреляция отдельных волн на протяжении 20 км и более при расстояниях между приборами 200—300 м.

В более сложных геологических условиях фазовая корреляция отдельных волн возможна на менее протяженных участках.

Среди зарегистрированных волн выделяются группы, в пределах каждой из которых большинство отдельных волн обладает близкими кинематическими и динамическими характеристиками, устойчиво выдерживающимися при удалении от пункта взрыва. Эти характеристики различны для различных групп. На основании этого сформулированы критерии для отождествления групп волн на разобренных профилях.

Наиболее четко на сейсмограммах выделяются три группы волн — P^0 , P^* и P (фиг. 3). Преобладающие значения кажущихся скоростей для первой из них 5,0—6,0 км/сек, для второй — 6,0—7,0 км/сек и для третьей — 8,0—8,5 км/сек.

Сопоставление с данными сейсмологии по абсолютным временам прихода волн и по порядку величин кажущихся скоростей позволяет считать, что группы волн на записях ГСЗ соответствуют тем же слоям земной коры, что и волны $\bar{P}$, P^* и P на записях землетрясений, т. е. слою гранита, слою базальта и подкоровому слою¹.

Волны P^* и P на записях ГСЗ, так же как на записях землетрясений, являются головными волнами, связанными с поверхностью базальта и поверхностью Мохоровичича. Волны P^0 на записях ГСЗ также являются головными волнами. Они связаны с поверхностью гранита или границами раздела внутри гранитного слоя. Волна $\bar{P}$ на записях землетрясений — всегда прямая волна в гранитном слое.

Тот факт, что отдельным слоям на сейсмограммах ГСЗ соответствуют группы волн, а не отдельные волны, как это бывает на записях землетрясений, является следствием более высокой разрешающей способности метода ГСЗ по сравнению с методами сейсмологии.

Количественная интерпретация полученных материалов проводилась только для первых волн групп P^* и P . Эти волны интерпретируются как однократные продольные головные волны. Природа последующих волн пока еще не выяснена. Имеются данные, позволяющие предполагать, что последующие волны связаны с неоднородностями строения среды.

¹ Термины «гранитный» и «базальтовый» слои носят условный характер, о чем неоднократно указывалось в литературе (см., например, [6]).

горизонтальной слоистостью, вертикальными контактами, волнистостью преломляющих границ. Возможно, что среди последующих волн есть и сложные преломленно-отраженные волны, а также волны обменного типа.

3. СИСТЕМЫ ГОДОГРАФОВ ПО ПРОДОЛЬНЫМ ПРОФИЛЯМ

Сводные годографы, на основании которых строились разрезы, получены путем объединения годографов первых волн одной и той же группы, зарегистрированных на изолированных профилях на разных расстояниях от пункта взрыва.

Наиболее полная система — система нагоняющих и встречных годографов — получена по направлению Исык-Куль — Тескенсу — Балхаш (фиг. 4). Эта система достаточна для проведения количественной интерпретации.

На двух других направлениях имеются неполные системы годографов.

Приведенная на фиг. 4 система встречных сводных годографов волн P^* и P по профилю первого направления получена после ряда дополнительных построений, основанных на использовании нагоняющих годографов, и внесения поправок за толщину осадочных отложений.

4. РАЗРЕЗЫ

Построение разрезов земной коры по системам сводных годографов проводилось при помощи метода полей времен [7]. Построение велось от поверхности кристаллического основания. При этом были использованы геологические разрезы до поверхности кристаллического основания, составленные И. А. Резановым по литературным данным. При построении поверхности базальта и границы Мохоровичича приняты следующие значения пластовых скоростей продольных волн: в гранитном слое $V = 5,5$ км/сек, в слое базальта $V = 6,3$ км/сек.

При построении разреза по направлению Исык-Куль — Тескенсу — Балхаш получены средние значения граничных скоростей: для поверхности базальта $V_T = 6,4$ км/сек и для границы Мохоровичича $V_T = 8,1$ км/сек.

Разрезы по трем направлениям, показанным на фиг. 1, приведены на фиг. 5, 6 и 7. На этих же чертежах приведены наблюдаемые кривые Δg , о которых будет сказано ниже.

Абсолютная глубина залегания границы Мохоровичича в пределах исследованного района колеблется от 40 до 50 км, глубина залегания поверхности базальта от 8 до 20 км.

Разрез по направлению Исык-Куль — Или — Балхаш в основных чертах сходен с разрезом по направлению Исык-Куль — Тескенсу — Балхаш. На направлении Исык-Куль — Фрунзе — Чанкудук рельеф глубоких границ земной коры несколько более резкий, чем на Балхашских направлениях. Следует отметить, что на разрезах ГСЗ рельеф глубоких границ дается сглаженным в связи с большими расстояниями между непрерывными профилями, а также большой глубиной исследуемых границ.

Полученные разрезы показывают, что поверхность базальтового слоя и поверхность Мохоровичича в пределах исследованного района залегают несогласно. В областях горных хребтов — системы Кунгей-и Занлийского Алатау, а также Джунгарского Алатау — наблюдаются поднятия поверхности базальта и некоторое погружение поверхности Мохоровичича. В противоположность этому, в районах депрессий — Исыккульской, Илийской и Балхашско-Алакульской — имеет место

t, сек

80

70

60

50

40

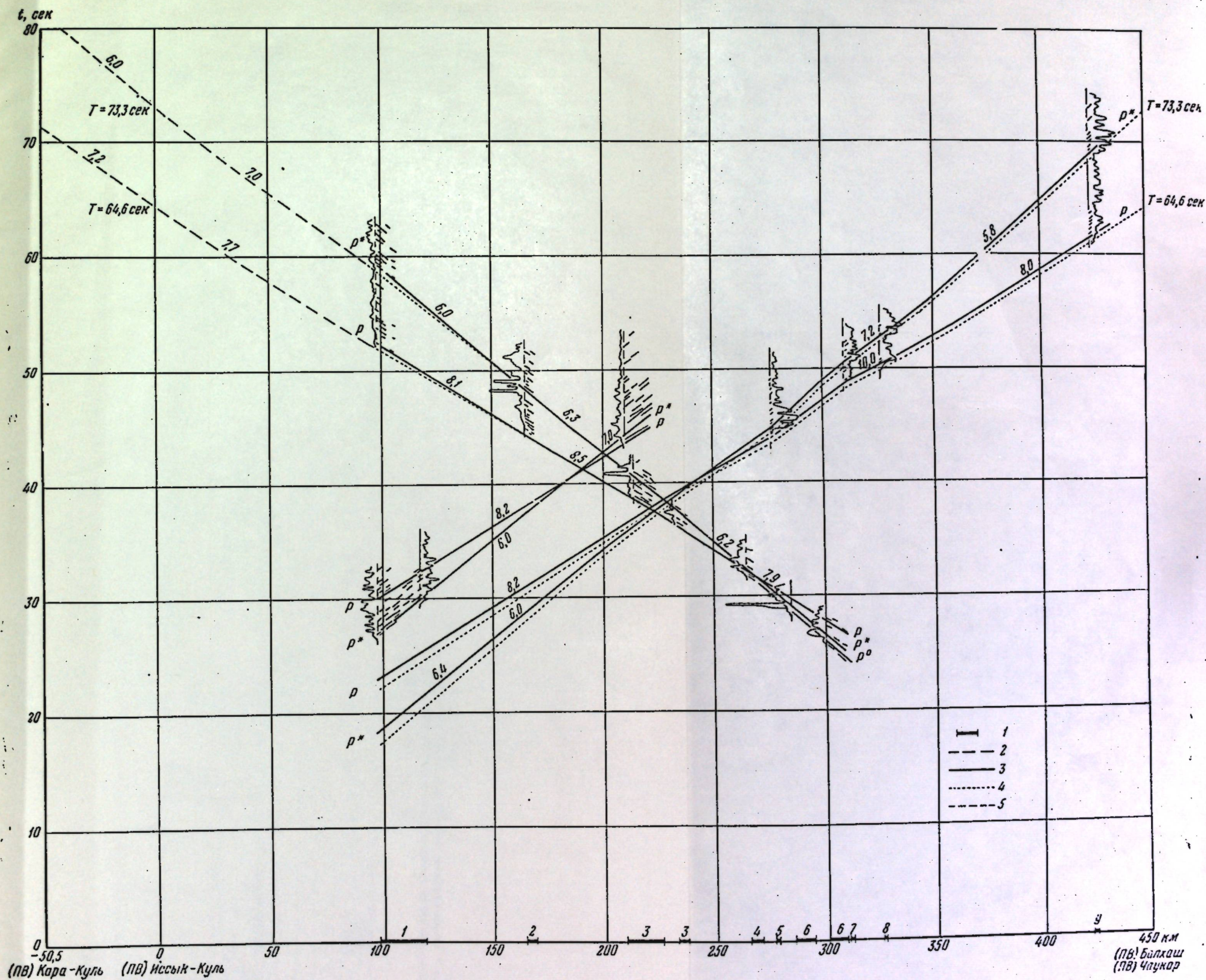
30

20

(м)

I
ам

Вн

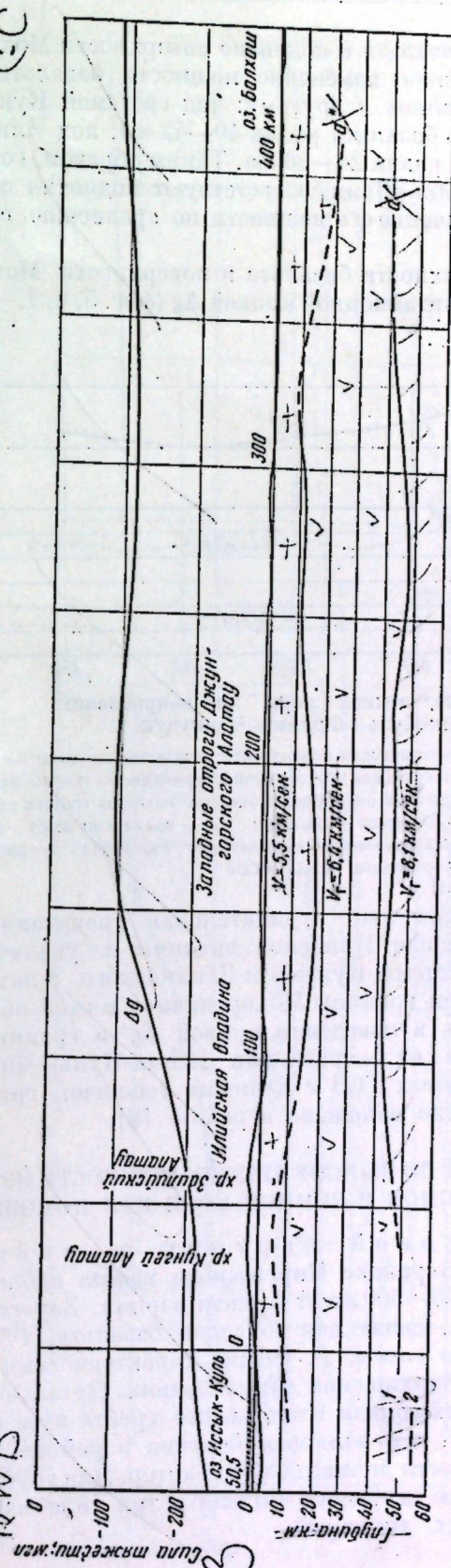


Фиг. 4. Система встречных и нагоняющих сводных годографов по направлению Иссык-Куль — Токмогу — Балхаш

1 — участки непрерывных наблюдений (цифры даны в соответствии со схемой расположения профилей, фиг. 1); 2 — фазовые годографы по наблюдаемым данным; около фазовых годографов помещены амплитудные кривые $A = A(t)$, представляющие собою отгибающиеся сейсмической записи; 3 — линии сводных годографов по наблюдаемым данным; 4 — линии сводных годографов с учетом поправки за осадочную толщину; 5 — участки годографов, построенные в результате экстраполяции на основании использования нагоняющих годографов и соблюдения принципа взаимности

К-10 В

ССЗ

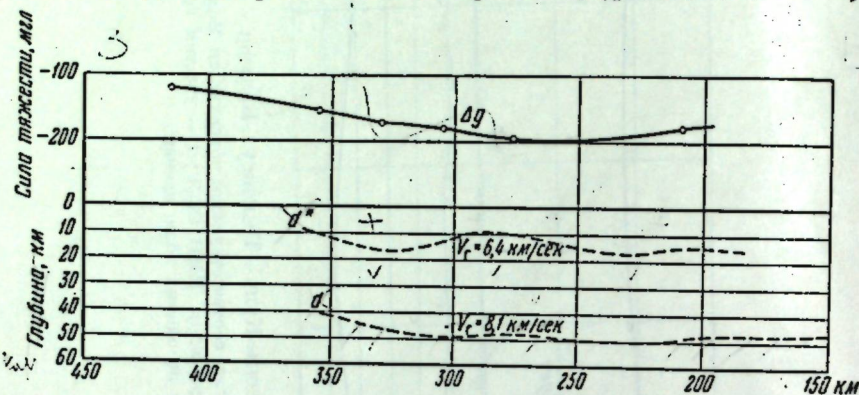


Фиг. 5. Разрез земной коры по направлению Иссык-Куль—Тескену—Балхаш

Δ — граница раздела, соответствующая поверхности базальтового слоя; Δg — граница раздела, соответствующая поверхности Мохоровичича; Δg — гравитационная кривая, построенная по данным Научно-исследовательского института геофизических разведок МНП СССР; V — участки границ, построенные по двум полям времени; V₂ — участки границ, построенные по одному полю времени

погружение поверхности базальта и поднятие поверхности Мохоровичича. Наблюдается довольно резкое изменение мощности базальтового слоя при переходе от одного района к другому: под системой Кунгей- и Зап-лийского Алатау мощность базальта равна 40—42 км; под Илийской впадиной мощность этого слоя равна 24—26 км. Таким образом, горным хребтам в районе Северного Тянь-Шаня соответствуют поднятия поверхности базальтового слоя и увеличение его мощности по сравнению с областями депрессий.

Сравнение формы поверхности базальта и поверхности Мохоровичича с формой наблюдаемой гравитационной кривой Δg (фиг. 5, 6, 7, — в верхней



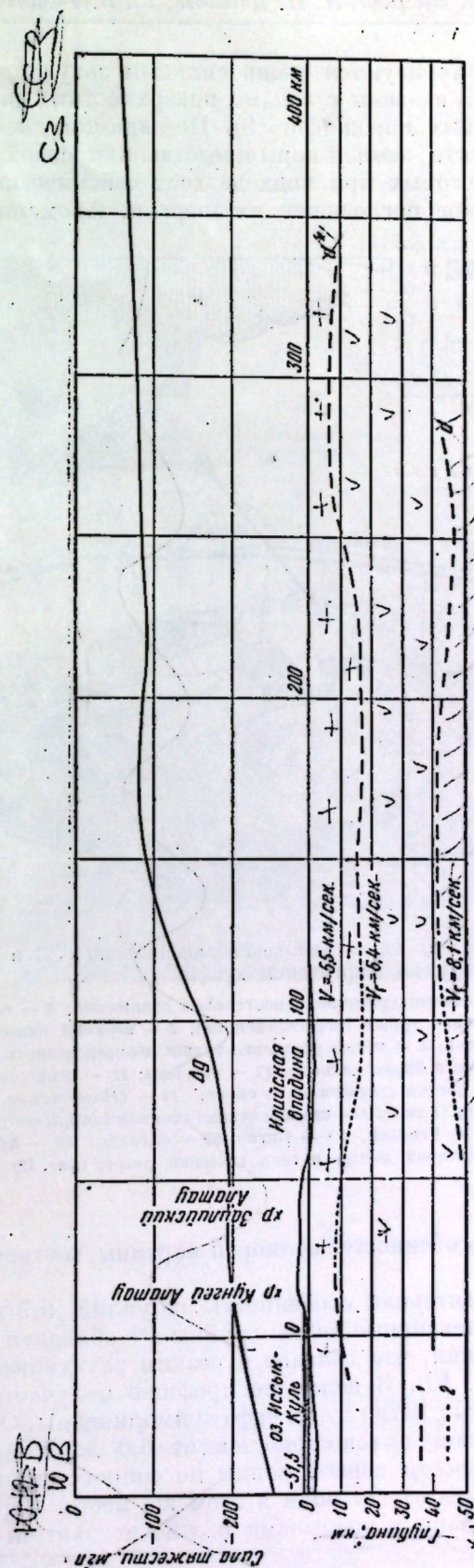
Фиг. 7. Разрез земной коры по направлению Исык-Куль—Фрунзе—Чанкудук

d^* — граница раздела, соответствующая поверхности базальтового слоя; d — граница раздела, соответствующая поверхности Мохоровичича; границы построены по одному полю времени; значения граничных скоростей и опорные глубины взяты с разреза по направлению Исык-Куль—Тескенсу—Балхаш; Δg — гравитационная кривая, построенная по данным Научно-исследовательского института геофизических разведок МНП СССР

части чертежей) показывает, что отрицательная гравитационная аномалия, начинающаяся вблизи Илийской впадины и увеличивающаяся к югу, в районе горной системы Кунгей- и Зап-лийского Алатау в основном связана с погружением границы Мохоровичича в этой области. Аналогичная согласованность в поведении кривой Δg и границы Мохоровичича отмечается также на направлении Исык-Куль—Фрунзе—Чанкудук. Сопоставление данных ГСЗ с данными геологии, гравиметрии и сейсмологии более подробно изложено в работе [8].

5. РЕЗУЛЬТАТЫ РАБОТ ПО ВЫЯСНЕНИЮ ВОЗМОЖНОСТИ ИЗУЧЕНИЯ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ В ЗЕМНОЙ КОРЕ ПРИ ПОМОЩИ ГСЗ

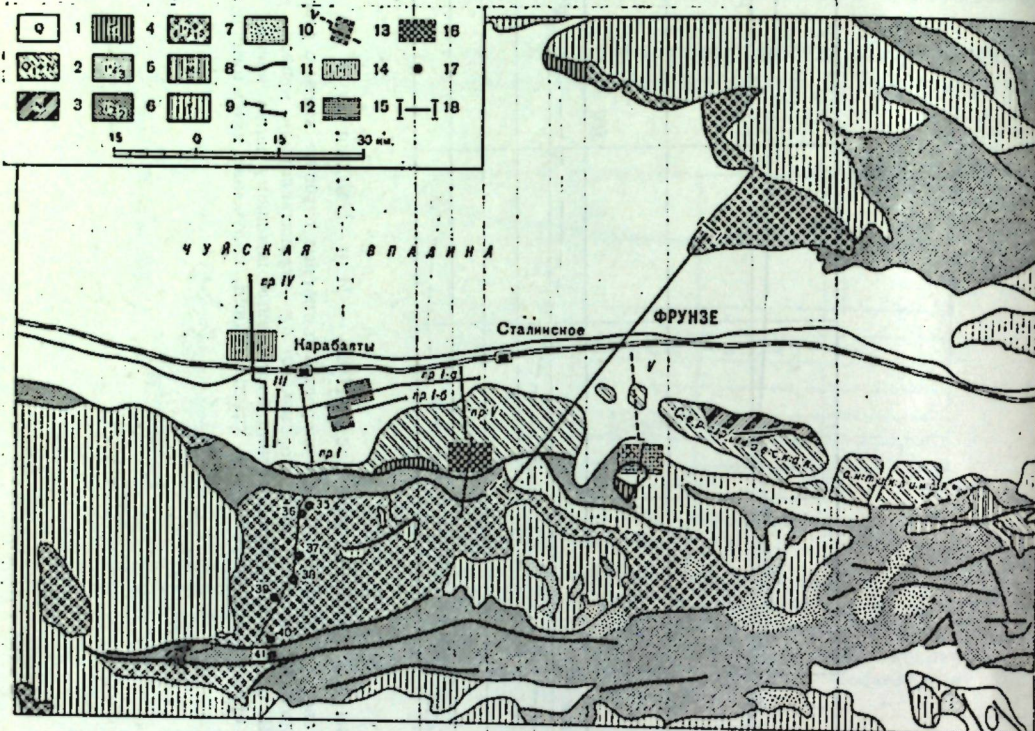
а) Анализ волновой картины в районе площадной съемки. В районе Кыргызского хребта наблюдения проведены на расстояниях 250—300 км от пункта взрыва. Зарегистрированы две группы волн: группа, связанная со слоем базальта, P^* , и группа, связанная с «подкорковым» слоем, P . Общие характеристики этих групп волн такие же, как и на Балхашских направлениях. Детальное сопоставление записей, полученных вблизи Кыргызского хребта и на Балхашских направлениях, показывает, что волновая картина в районе Кыргызского хребта более сложная и носит аномальный характер. Для глубинных волн, связанных со слоем базальта, можно выделить три типа наиболее ярко выраженных сейсмических аномалий.



Фиг. 6. Разрез земной коры по направлению Исык-Куль — Или — Балхаш

d^* — граница раздела, соответствующая поверхности базальтового слоя (значения граничных скоростей и опорные глубины взяты с разреза по направлению Исык-Куль—Тескенсу—Балхаш); d — граница раздела, соответствующая поверхности Мохоровичича; Δg — гравитационная кривая, построенная по данным Научно-исследовательского института геофизических разведок МНП СССР; 1 — участки границ, построенные по одному полю времени (значения граничных скоростей и опорные глубины взяты с разреза, приведенного на фиг. 6); 2 — участки границ, полученные путем интерполяции

Аномалии I типа характеризуются очень сильным затуханием всех волн (фиг. 8). Эти аномалии связаны с зонами поверхностных разломов на контактах разновозрастных пород (фиг. 9). По-видимому, зоны разломов в поверхностной части земной коры представляют собой сильно разрушенные области, в которых при подходе всех сейсмических волн к профилю происходит резкое поглощение их энергии. Аномалии этого

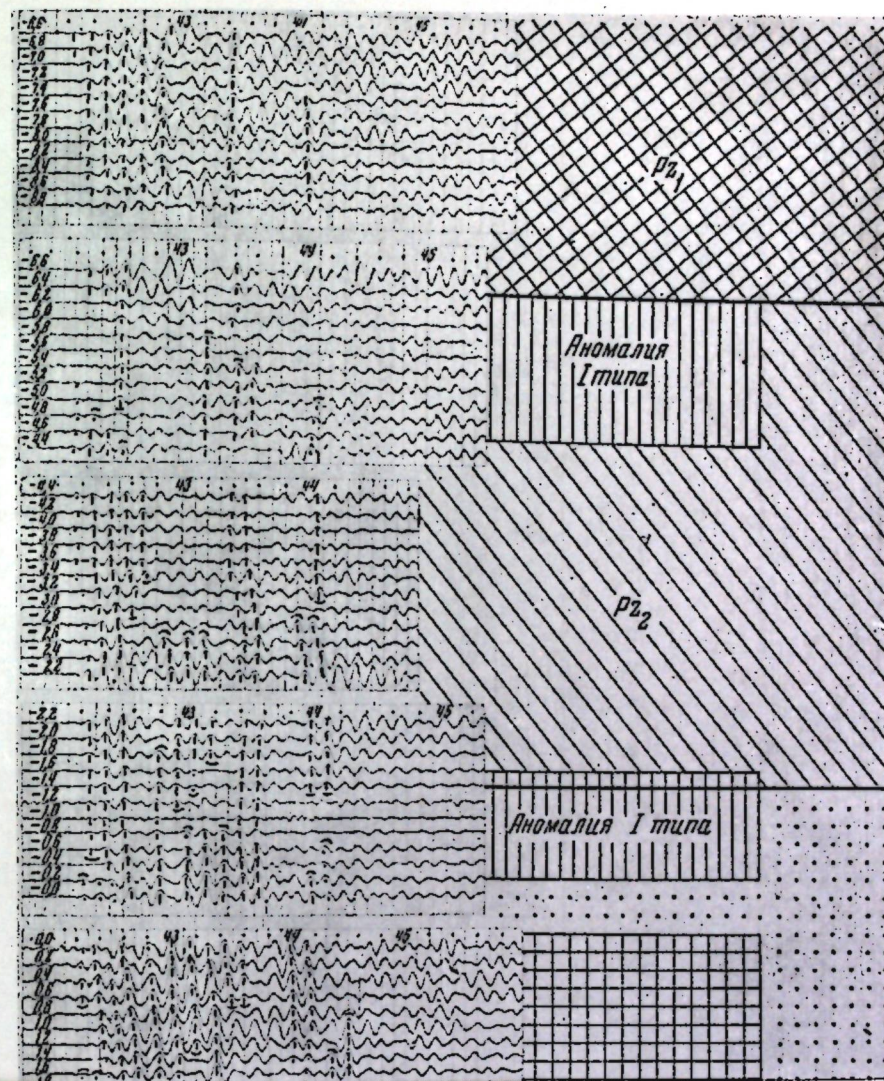


Фиг. 9. Схематическая геологическая карта района наблюдений по ГСЗ в Чуйской впадине и на Киргизском хребте

1 — четвертичные отложения; 2 — древнечетвертичные и неогеновые отложения; 3 — неогеновые отложения; 4 — красноватая третичная толща (нерасчлененная); 5 — верхний палеозой; 6 — средний палеозой; 7 — нижний палеозой; 8 — метаморфические толщи неопределенного возраста; 9 — интрузивные породы; 10 — ледники и фирновые поля; 11 — разрывы; 12 — непрерывные профили; 13 — положения профиля V с учетом сейсмического сноса; 14 — сейсмическая аномалия I типа; 15 — то же, II типа; 16 — то же, III типа; 17 — изолированные стоянки (цифры соответствуют стоянкам: 35 — 87 км, 36 — 89 км, 37 — Есансай, 38 — Бития, 39 — Сагандо, 40 — Абла, 41 — Перевал); 18 — линия, по которой построен геологический разрез (фиг. 12)

типа не позволяют выявить особенностей волновой картины, соответствующих более глубоким слоям.

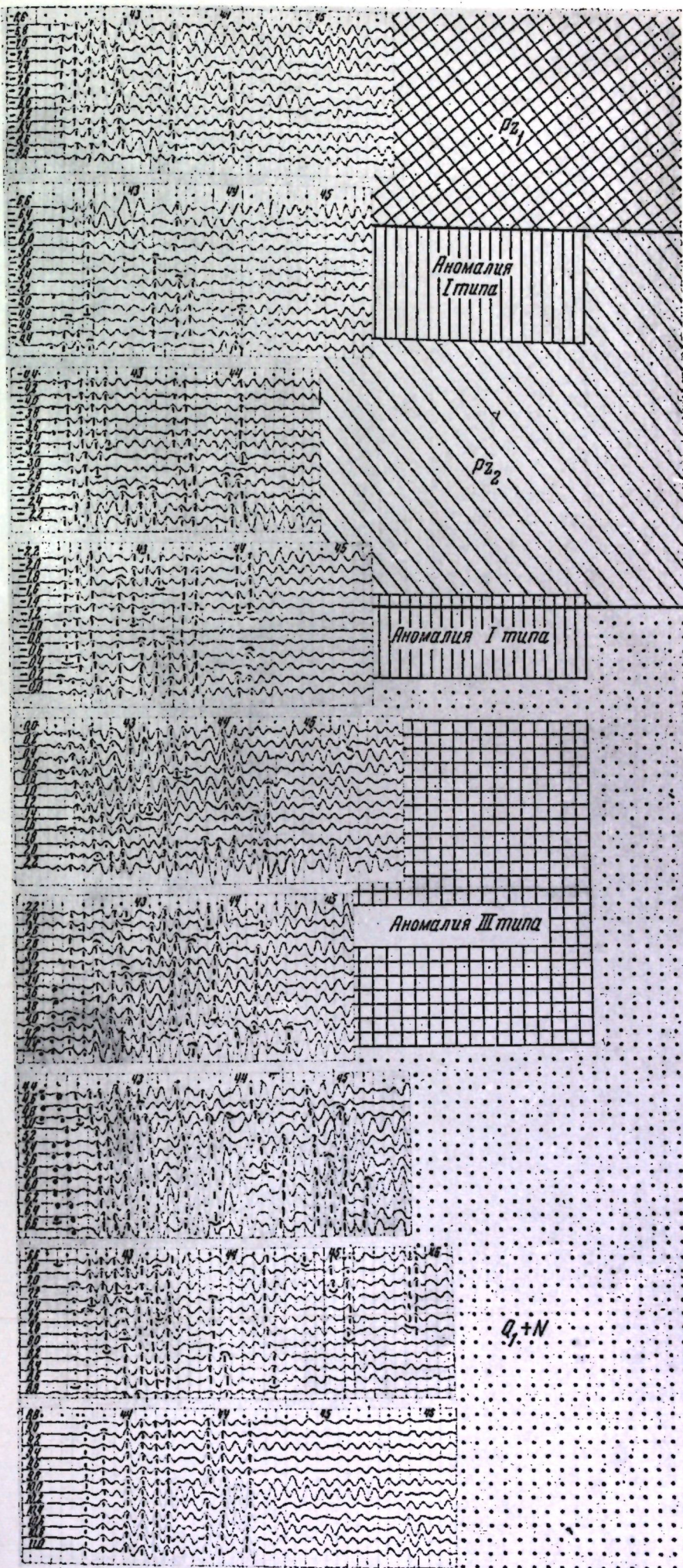
Аномалии II типа. Характерная особенность аномалий этого типа состоит в том, что первые интенсивные волны группы P^* обладают короткими областями прослеживания, что связано с резким затуханием волн на некоторых участках (фиг. 10). В целом по профилю получается ступенчатый годограф. Отдельные ветви годографа прямолинейны. Они характеризуются значениями кажущихся скоростей от 6,0 до 7,5 км/сек. Резкое уменьшение интенсивности первой волны не сопровождается изменением интенсивности последующих волн в этом же месте. Вероятнее всего, что эти аномалии связаны с разрывами и относительными верти-



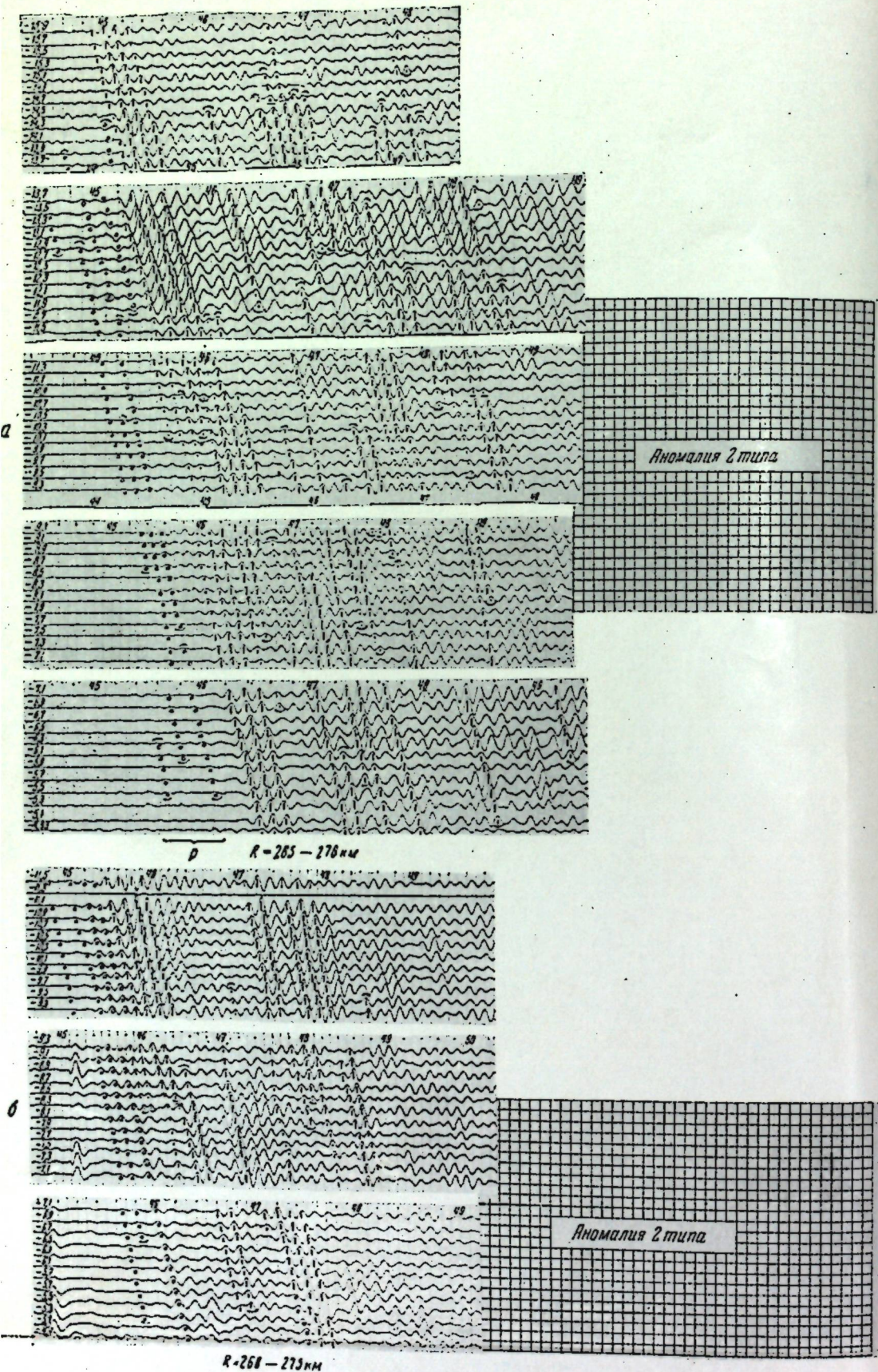
Фиг. 10. Сейсмограммы вдоль участка профиля I-A: 6 — сейсмограммы вдоль участка профиля I-B, расположенного параллельно профилю I-A на расстоянии 2,5 км от него (R = 265—276 км, $\sigma = 500-800$ мс)

Р-262-276 км

того направления по отношению к простиранию хребта — аномалии

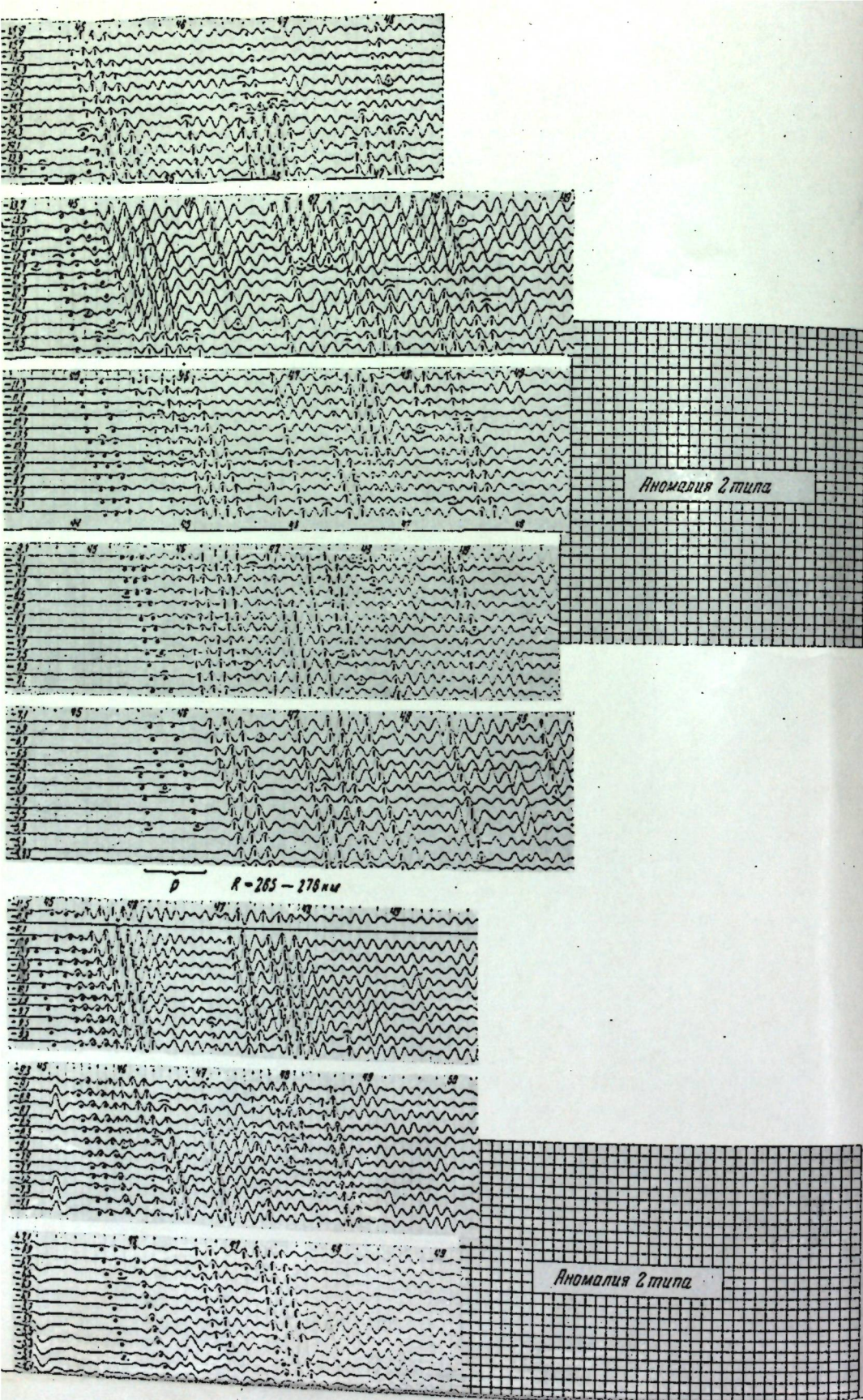


Фиг. 8. Сейсмограммы по профилю V ($R \approx 250$ км, $Q = 500-800$ кг).



Фиг. 10.

а — сейсмограммы вдоль участка профиля I — А; б — сейсмограммы вдоль участка профиля I — Б, расположенного параллельно профилю I — А, на расстоянии 2,5 км от него (R = 265—276 км, Q = 500—800 кг)



кальными перемещениями в верхней части базальтового слоя в зоне предгорного прогиба.

Одна из аномалий этого типа протрассирована на двух параллельных профилях (на пр. I—а и на пр. I—б), расположенных на расстоянии 2,5 км друг от друга (фиг. 9, 10). Судя по расположению соответствующих аномалий этого типа на указанных профилях, линии разрывов в слое базальта ориентированы в направлении с северо-запада на юго-восток (азимут 45°). После землетрясения 1885 г. в районе сел. Карабалты и Сталинское (б. Беловодское) в четвертичных отложениях наблюдались трещины меридионального и широтного простирания [9]. Можно предположить, что такие трещины имеются и в более глубоких частях земной коры, захватывающих, по крайней мере, верхнюю часть базальтового слоя. Как показывают сейсмические наблюдения, они могут иметь также косое направление.

Аномалии III типа. Характерная особенность аномалий этого типа состоит в том, что здесь имеют место резко аномальные значения кажущихся скоростей (вплоть до отрицательных) и резкое несогласие осей синфазности для различных волн групп. Наблюдается внезапное затухание первых интенсивных волн с обрывом корреляции. Обрыв корреляции последующих волн смещен по отношению к месту обрыва корреляции первых волн (фиг. 8), ширина аномального участка около 5 км.

Аномалии этого типа по характеру записей аналогичны сейсмическим аномалиям, хорошо изученным в сейсморазведке при исследованиях сред с вертикальными контактами (в частности, со сбросами) [10]. В данном случае они обнаружены на участке профиля, расположенном в ненарушенной зоне поверхностной части земной коры (фиг. 9).

Сопоставление с данными геологии позволяет предположить, что аномалии этого типа связаны с поведением поверхности базальта на участке, расположенном примерно под контактом пород хребта и впадины, и характеризуют зону глубинных разломов в слое базальта примерно в той «плоскости», по которой произошло поднятие Киргизского хребта по отношению к Чуйской впадине (фиг. 9, 12).

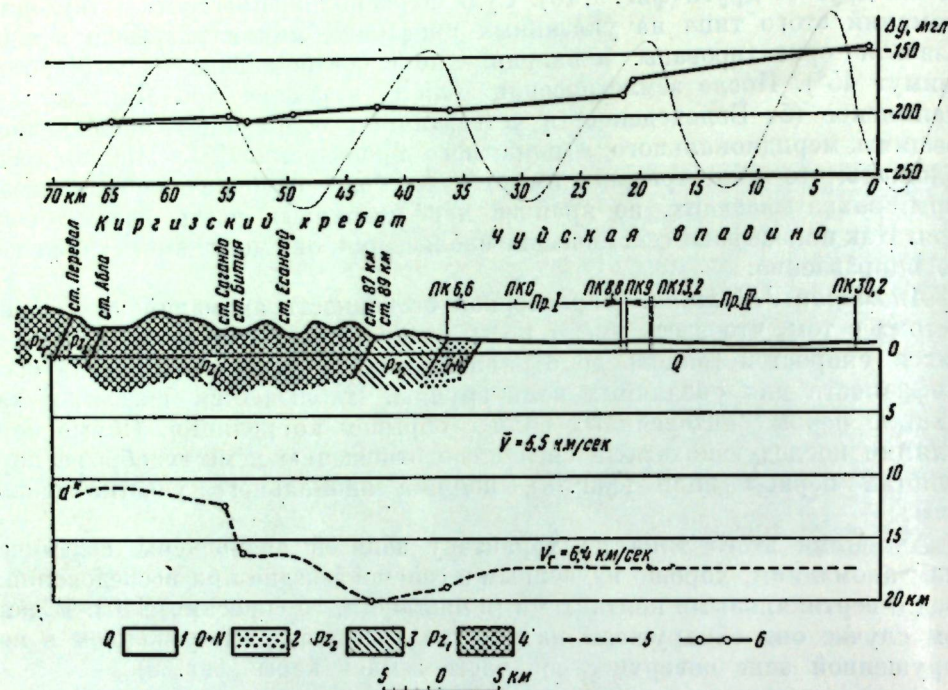
Этот тип аномалий представляет, по-видимому, наибольший интерес при изучении глубинных разломов. Зная особенности волновой картины, соответствующие глубинным разломам, при дальнейшем изучении поведения глубинного разлома в пространстве представляется целесообразным применение методики трассирования этих особенностей, аналогичной применяемой в сейсморазведке при прослеживании вертикальных контактов и сбросов [11].

б) Разрез по поперечному профилю через северный склон Киргизского хребта и южную часть Чуйской впадины. На основании приведенного на фиг. 11 разреза строение поверхностной части слоя базальта в области сочленения Киргизского хребта и Чуйской впадины представляется следующим: под впадиной поверхность базальта залегает примерно горизонтально, затем она образует прогиб (зона предгорного прогиба), потом ступенеобразно поднимается (зона глубинного разлома) и под Киргизским хребтом образует поднятие, аналогичное тому, которое имеет место под Джунгарским Алатау и системой Кунгей- и Зайлийского Алатау.

Судя по характеру волновой картины, в южной части области предгорного прогиба форма поверхности базальта более сложная, чем в северной части. В южной части отмечаются разрывы в слое базальта косого направления по отношению к простиранию хребта — аномалии

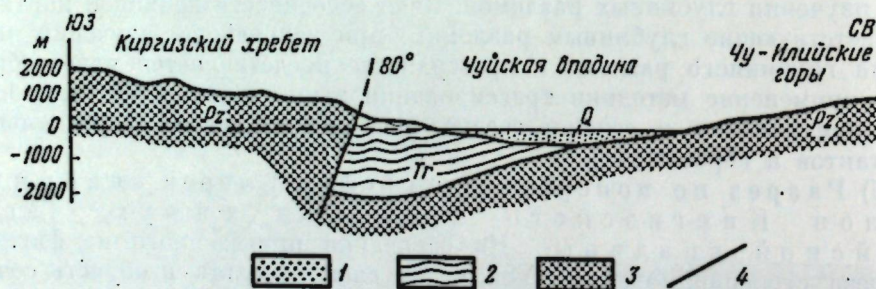
II' типа; эти разрывы, по-видимому, сопровождались меньшими вертикальными перемещениями, чем в зоне глубинных разломов.

Сопоставление разреза ГСЗ по этому профилю (фиг. 11) с геологическим разрезом (фиг. 12) по линии I—I', составленным А. В. Горячевым,



Фиг. 11. Разрез земной коры по данным ГСЗ через южную часть Чуйской впадины и северный склон Киргизского хребта

1 — четвертичные отложения; 2 — древнечетвертичные и неогеновые отложения; 3 — средний палеозой; 4 — нижний палеозой; 5 — поверхность базальта по данным поперечного профиля; 6 — гравиметрическая кривая, построенная по данным Научно-исследовательского института геофизических разведок МНП СССР



Фиг. 12. Разрез верхней части земной коры по данным геологии через Чуйскую впадину по линии I—I' (см. фиг. 9). Разрез составлен А. В. Горячевым

1 — четвертичные отложения; 2 — третичные красноцветные отложения; 3 — палеозойские отложения; 4 — разломы

показывает, что поверхность базальта качественно ведет себя так же, как поверхность палеозойского фундамента и как дневная поверхность. Таким образом, в области сочленения Киргизского хребта и Чуйской впадины получены некоторые данные о поведении поверхностной части

слоя базальта, о характере сочленения глубинных структур и о их связи с поверхностными структурами.

Кроме того, в связи с тем, что выявлены особенности волновой картины (аномалии), соответствующие глубинным разрывам в слое базальта, получена возможность наметить основные черты методики наблюдений для дальнейших исследований глубинных разломов при помощи ГСЗ.

ВЫВОДЫ

1) Метод глубинного сейсмического зондирования земной коры, основанный на корреляционном прослеживании сейсмических волн, позволяет систематически изучать основные черты глубинного строения земной коры, а также получать некоторые сведения о строении земной коры в таких сложных районах, как зоны глубинных разломов.

2) По данным ГСЗ, в районе Северного Тянь-Шаня горным областям (Джунгарский Алатау, Кунгей- и Заилийский Алатау, Киргизский хребет) соответствует поднятие поверхности базальтового слоя и увеличение его мощности по сравнению с областями депрессий.

Следует отметить, что выявленные в данном районе закономерности связи глубинного строения земной коры с крупными геотектоническими элементами нет оснований распространять на другие горные области. Возможно, что основные черты строения земной коры в исследованном районе связаны с особенностями истории развития Тянь-Шаня [9, 12—14]. Для того чтобы решить, какие из намечающихся закономерностей являются общими, необходимо провести работы по глубинному сейсмическому зондированию в районах, имеющих различную историю геологического развития.

ЛИТЕРАТУРА

1. Г. А. Гамбурцев. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры. Докл. АН СССР, 87, № 6, 1952.
2. Г. А. Гамбурцев. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 25 (152), 1954.
3. П. С. Вейцман. О подборе расстояний между сейсмографами при группировании с целью уменьшения фона помех. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 6, 1952.
4. Г. А. Гамбурцев, П. С. Вейцман, Ю. В. Тулина. Строение земной коры в районе Северного Тянь-Шаня по данным глубинного сейсмического зондирования. Докл. АН СССР, 105, № 1, 1955.
5. Г. А. Гамбурцев, Е. И. Гальперин. Азимутальные сейсмические наблюдения с наклонными сейсмографами. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 2, 1954.
6. В. А. Магницкий. Основы физики Земли. Геодезиздат, 1953.
7. Ю. В. Ризниченко. Геометрическая сейсмика слоистых сред. Тр. ИТГ АН СССР, т. II, 1946.
8. Г. А. Гамбурцев, П. С. Вейцман. Особенности строения земной коры в районе Северного Тянь-Шаня по данным ГСЗ и сопоставление с данными геологии, сейсмологии и гравиметрии. Настоящий сб., стр. 24.
9. Г. Д. Романовский. Сообщение о причине землетрясений в Туркестане летом 1885 г. Зап. Сиб. Минерал. Об-ва, 2, сер. XXII, 1886.
10. И. С. Берзон. О сейсмических волнах, возникающих в вертикально-слоистой среде. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 3, 1952.
11. И. С. Берзон. Трассирование вертикальных границ раздела по динамическим особенностям сейсмических преломленных волн. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 11, 1956.
12. В. Н. Крестников. История развития, структуры и сейсмичность Северного Тянь-Шаня. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1954.
13. В. В. Белоусов. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1954.
14. В. А. Петрушевский. Урало-Сибирская эпигерцкая платформа и Тянь-Шань. Изд. АН СССР, 1955.

Г. А. ГАМБУРЦЕВ, П. С. ВЕЙЦМАН

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В РАЙОНЕ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ ПО ДАННЫМ ГЛУБИННОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ И СОПОСТАВЛЕНИЕ С ДАННЫМИ ГЕОЛОГИИ, СЕЙСМОЛОГИИ И ГРАВИМЕТРИИ

1. ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В РАЙОНЕ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ ПО ДАННЫМ ГСЗ И СОПОСТАВЛЕНИЕ С ДАННЫМИ ГЕОЛОГИИ

Тектоническая схема [1] той части Северного Тянь-Шаня, где проводились работы по глубинному сейсмическому зондированию земной коры в 1949, 1950 и 1953 гг. [2—4], показана на фиг. 1.

Рассмотрим разрезы земной коры, полученные по профилям ГСЗ, расположенным на двух направлениях в северной части исследованного района [2, 3]: 1) между оз. Иссык-Куль и восточной частью оз. Балхаш и 2) между оз. Иссык-Куль и западной частью оз. Балхаш (фиг. 1).

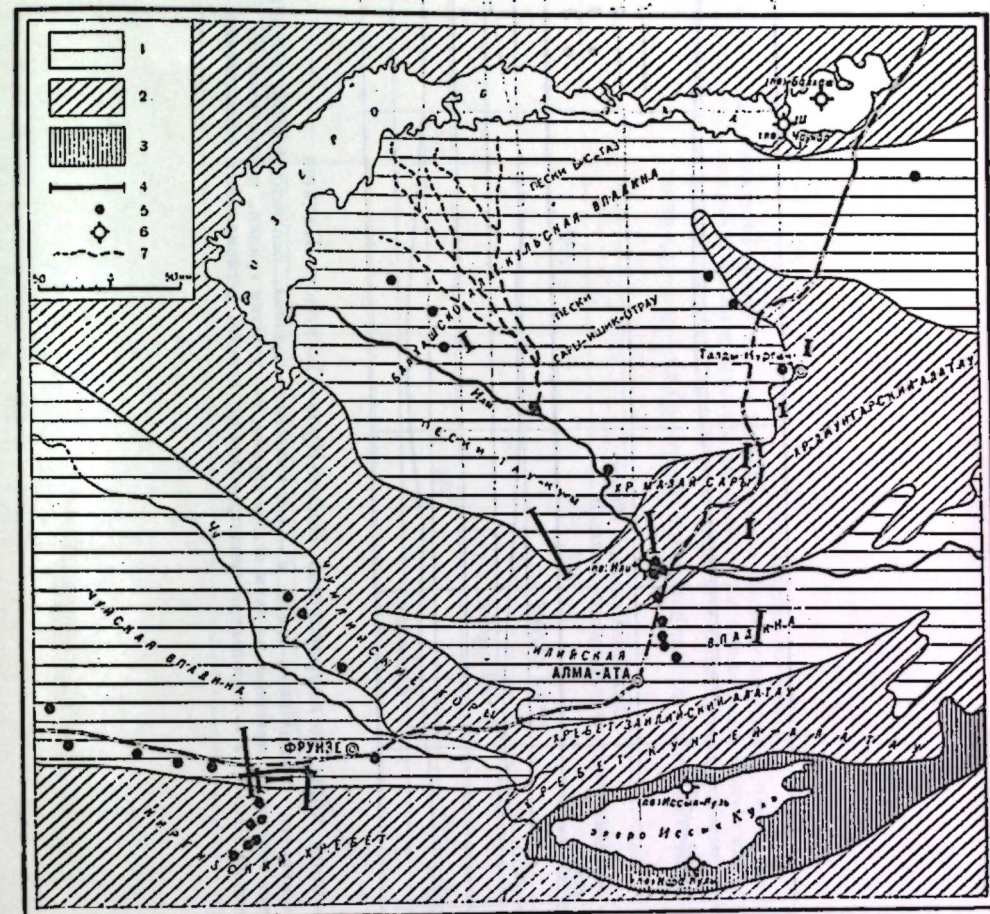
Оба профиля пересекают горную систему Кунгей- и Заилийского Алатау, Илийскую и Балхашско-Алакульскую впадины. Первый профиль пересекает также отроги Джунгарского Алатау.

Разрезы, приведенные на фиг. 2 и 3, дают форму поверхности базальтового слоя и поверхности Мохоровичича, несколько сглаженную и осредненную для полосы шириной около 100 км. Полосы осреднения, в пределах которых лежат участки сейсмических наблюдений, схематически показаны на фиг. 1 работы [2]. Для более полного изучения строения земной коры на отдельных участках, например, для выявления таких особенностей, как зоны глубинных разломов в предгорьях [2], необходима значительно большая детальность исследования.

Полученные разрезы (фиг. 2 и 3) показывают, что в пределах исследованного района поверхность базальтового слоя и поверхность Мохоровичича залегают несогласно. Горным хребтам в районе Северного Тянь-Шаня соответствуют поднятия поверхности базальтового слоя и увеличение его мощности по сравнению с областями депрессий.

В одном случае поднятие поверхности и увеличение мощности базальтового слоя наблюдается на равнинном участке, а именно — в районе Балхашско-Алакульской депрессии на втором профиле. Из рассмотрения общей картины создается впечатление, что подобно тому, как в южной части района на двух радиальных профилях как бы трассируется одна и та же особенность глубинного строения земной коры, а именно — утолщение слоя базальта под горами, в северной части мы также трассируем подобную особенность. Можно предположить, что здесь имеет место под-

земное продолжение Джунгарского Алатау, который, как указывает академик А. Д. Архангельский, «...как горная страна все увеличивает, т. е. молодыми поднятиями захватываются все новые равнинные области...» [5].



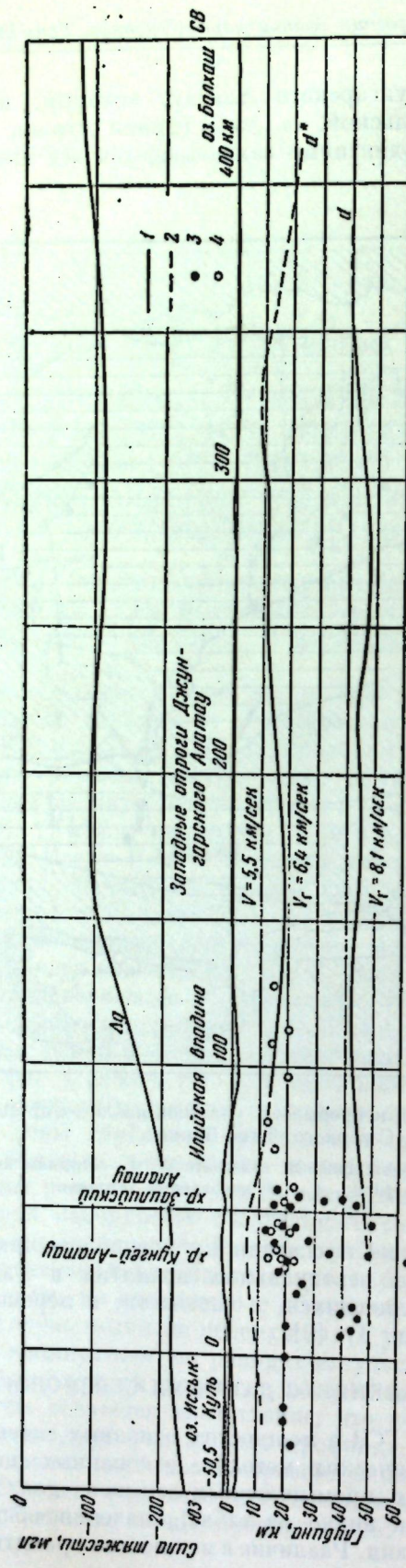
Фиг. 1. Схема расположения непрерывных участков наблюдений по ГСЗ в районе Северного Тянь-Шаня

1 — платформенные структуры; 2 — герцинская складчатость; 3 — впадины внутри складчатых областей; 4 — непрерывные профили; 5 — изолированные стоянки; 6 — пункты взрыва (ПВ); 7 — сухие русла

Некоторое подтверждение высказанному предположению можно видеть в наличии новейших вертикальных поднятий в Балхашско-Алакульской впадине, проявляющихся, в частности, в перемещении на запад русла реки Или (фиг. 1) [6].

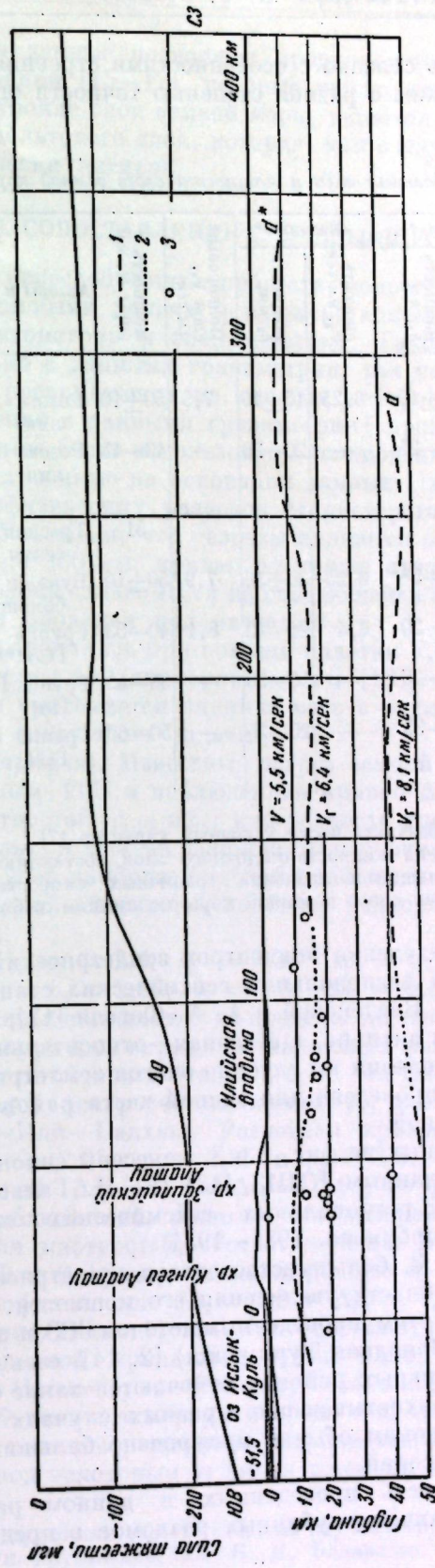
2. СОПОСТАВЛЕНИЕ С ДАННЫМИ СЕЙСМОЛОГИИ

Сопоставление данных ГСЗ о мощностях основных слоев земной коры с данными других сейсмических методов, основанных на регистрации землетрясений и больших промышленных взрывов, для Средней Азии приведены в табл. 1. Как видно из табл. 1, значения общей мощности земной коры довольно близки. Различие в мощностях гранитного и базаль-



Фиг. 2. Разрез земной коры по направлению Иссык-Куль—Тескену—Балхаш

d* — сейсмическая граница, соответствующая поверхности базальтового слоя; d — сейсмическая граница, соответствующая поверхности Мохоровичича; Δg — наблюдаемая гравитационная кривая; 1 — участки границ, построенные по двум полум времени; 2 — участки границ, построенные по одному полю времени; 3 — гипоцентры землетрясений по данным КМНЗ; 4 — гипоцентры землетрясений по данным региональных сейсмических станций



Фиг. 3. Разрез земной коры по направлению Иссык-Куль—Или—Балхаш

d* — сейсмическая граница, соответствующая поверхности базальта; d — сейсмическая граница, соответствующая поверхности Мохоровичича; Δg — наблюдаемая гравитационная кривая; 1 — участки границ, построенные по одному полю времени; значения граничных скоростей и опорные глубины взяты с разреза приведенного на фиг. 2; 2 — участки границ, построенные путем интерполяции; 3 — гипоцентры землетрясений по данным региональных сейсмических станций

того слоя может быть связано с особенностями строения земной коры в разных районах, а также с разной степенью точности определений.

Таблица 1

Скорости продольных волн и мощности слоя земной коры

Район	«Гранит»*		«Базальт»*		Подкоронный слой V_2 , км/сек	Мощность H , км	Авторы и источник сведений
	скорость V_1 , км/сек	мощность H_1 , км	скорость V_2 , км/сек	мощность H_2 , км			
Средняя Азия	5,46	35±10	6,25	15±10	7,9	50±10	Розова [8], землетрясения
Фрунзе — Андижан	—	17—25	—	20—26	—	43—45	Розова [9], землетрясения
$\varphi = 43^\circ \text{ N}$ $\lambda = 76^\circ \text{ E}$						51	Тресков [10], землетрясения
Средняя Азия	5,46	20±5**	6,25	30±10	7,9	50±10	Бунз и Бутовская [11], большие взрывы
Северный Тянь-Шань	5,5	8—20	6,4	24—42	8,1	40—53	Группа Гамбурцева, ГСЗ*** [2—4]
Западная Туркмения	—	10—25	—	10—20	—	30—45	Группа Гамбурцева, ГСЗ [14]
Памир (Алайская долина)	—	30—35	—	20—25	—	50—60	Группа Гамбурцева, ГСЗ

* Термины «гранит» и «базальт» носят условный характер [7].

** В эту величину включена мощность осадочного слоя, составляющая $5 \pm 1,5$ км.

*** По данным ГСЗ приводятся значения граничных скоростей и пределы изменения мощностей отдельных слоев и земной коры по линиям наблюдений.

Согласно карте распределения эпицентров землетрясений, составленной на основании данных региональных сейсмических станций, которая приведена в работе Н. А. Введенской и А. А. Фогеля [12], южная часть района работ сейсмически активна, а северная — относительно спокойна.

Сопоставление распределения по глубине очагов землетрясений с разрезом земной коры было проведено для южной части района работ, наиболее сейсмически активной.

На разрезах, приведенных на фиг. 2 и 3, нанесены гипоцентры землетрясений: точками — по данным КМИЗ [13] (Е. И. Гальперин, 1951), кружками — по данным региональных сейсмических станций [12] (А. А. Фогель и И. В. Горбунова, 1951—1954).

Как видно из фиг. 2 и 3, большинство очагов землетрясений приурочено к слою базальта в области увеличения его мощности.

По более детальным работам, проведенным методом ГСЗ в других районах (Киргизский хребет, Западная Туркмения) [2, 14], есть указания на то, что в сейсмически активных районах отмечаются такие особенности, как глубинные разломы, захватывающие в разных случаях разные слои земной коры. К этим разломам обычно приурочено большинство очагов слабых местных землетрясений.

Недостаточная детальность проведенных в данном районе работ не позволяет судить о наличии глубинных разломов в предгорьях Зап-

Имеющиеся данные позволяют предположить, что новейшие вертикальные движения [15—17], которые наблюдаются на поверхности, захватывают глубокие слои земной коры, включая, по крайней мере, верхнюю часть базальтового слоя, которая, как следует из предыдущего, наиболее сейсмически активна.

3. СОПОСТАВЛЕНИЕ С ДАННЫМИ ГРАВИМЕТРИИ

Казалось целесообразным провести сопоставление полученных результатов с данными других методов региональной геофизики — гравиметрии, магнитометрии и электротометрии. Такое сопоставление удалось провести только с данными гравиметрии, так как по двум другим методам в нашем распоряжении не имелось материалов.

Сопоставление с данными гравиметрии¹ проводилось для обоих профилей. При этом были использованы наблюдаемые кривые Δg в редукции Буге, построенные на основании данных Научно-исследовательского института геофизических разведок Министерства нефтяной промышленности СССР. Учитывая, что разрезы являются осредненными для полосы шириной около 100 км, кривая Δg также строилась осредненной. Для выяснения степени зависимости наблюдающейся аномалии от тех или иных факторов был проделан ряд расчетов.

Расчеты проводились при помощи палетки Г. А. Гамбурцева для определения величины Δg (двумерная задача [18]). При помощи палетки для каждой точки учитывается влияние масс в радиусе 150 км.

Решались следующие задачи:

Задача 1 (прямая). Известны: разрез земной коры (две границы раздела) по данным ГСЗ и наблюдаемая кривая Δg . Требуется найти такие значения плотностей ρ_1 , ρ_2 и ρ_3 , или разности плотностей $\Delta \rho_1$, на границе гранит—базальт и $\Delta \rho_2$ на границе Мохоровичича, при которых расчетная кривая будет наиболее близкой к наблюдаемой. Из целого ряда комбинаций значений плотностей наиболее подходящими оказались следующие (в г/см³):

- 1) $\rho_1 = 2,7$; $\rho_2 = 2,8$; $\rho_3 = 3,3$; $\Delta \rho_1 = 0,1$; $\Delta \rho_2 = 0,5$;
- 2) $\rho_1 = 2,65$; $\rho_2 = 2,85$; $\rho_3 = 3,5$; $\Delta \rho_1 = 0,2$; $\Delta \rho_2 = 0,65$.

Эти величины не выходят за пределы значений плотностей, приведенных в литературе для пород, составляющих основные слои земной коры и верхней части оболочки (табл. 2 и 3). На фиг. 4 приведены наблюдаемая кривая Δg и две расчетные кривые Δg для профиля по направлению Иссык-Куль—Или—Балхаш. Расчетная кривая Δg , построенная при плотностях $\rho_1 = 2,65$; $\rho_2 = 2,85$ и $\rho_3 = 3,5$, что соответствует разностям плотностей $\Delta \rho_1 = 0,2$ и $\Delta \rho_2 = 0,65$, по форме оказалась наиболее близкой к наблюдаемой, поэтому для дальнейших расчетов были приняты значения плотностей, соответствующие этим значениям $\Delta \rho$.

На фиг. 5 и 6 приведены наблюдаемые и вычисленные кривые Δg для обоих профилей при $\Delta \rho_1 = 0,2$ и $\Delta \rho_2 = 0,65$. Для второго профиля (по направлению Иссык-Куль—Или—Балхаш) различие между вычисленной и наблюдаемой кривыми Δg очень мало, для первого профиля (по направлению Иссык-Куль—Тескенсу—Балхаш) оно несколько больше. Это можно объяснить в первую очередь тем, что именно для этого профиля не совсем законно решение двумерной задачи, так как он пересекает изопотенциалы под некоторым углом, в то время как второй профиль почти

¹ В работе принимал участие старший научный сотрудник Института геофизики Академии наук Грузинской ССР Б. К. Балавадзе.

Таблица 2

Плотности, соответствующие основным слоям земной коры

Основные слои земной коры	Плотности ρ , г/см ³	
	Магницкий, 1953 г. [7]	Саваренский, 1949 г. [19]
Гранит	2,7	2,65
Промежуточный слой	2,9	2,85
Верхняя часть океанической коры	3,0	—
Подкорковый слой	3,3	3,25

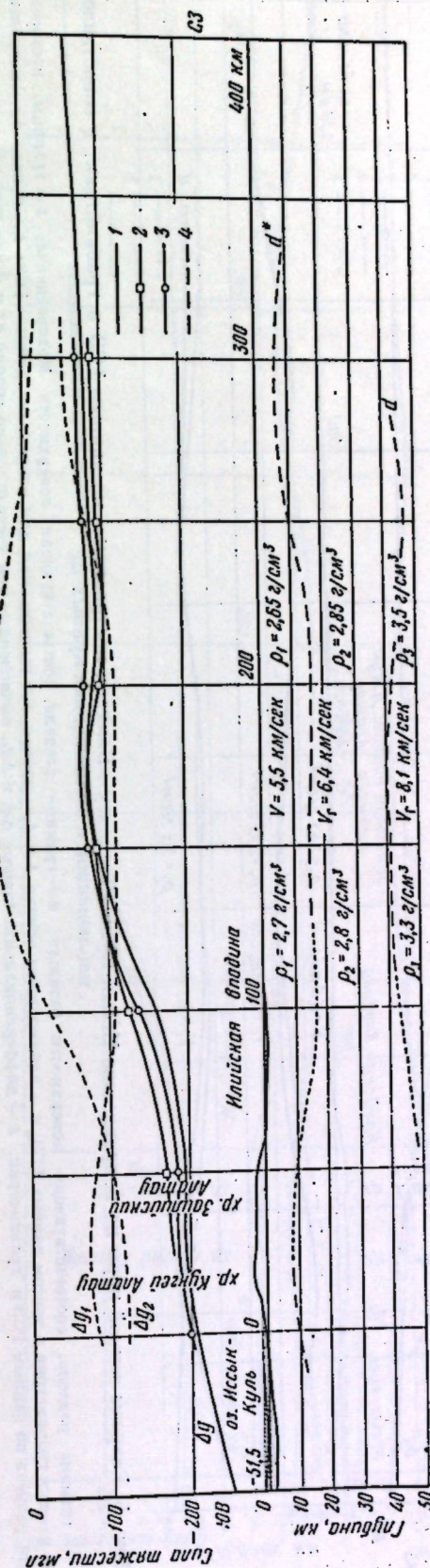
Таблица 3

Плотности пород, составляющих основные слои земной коры

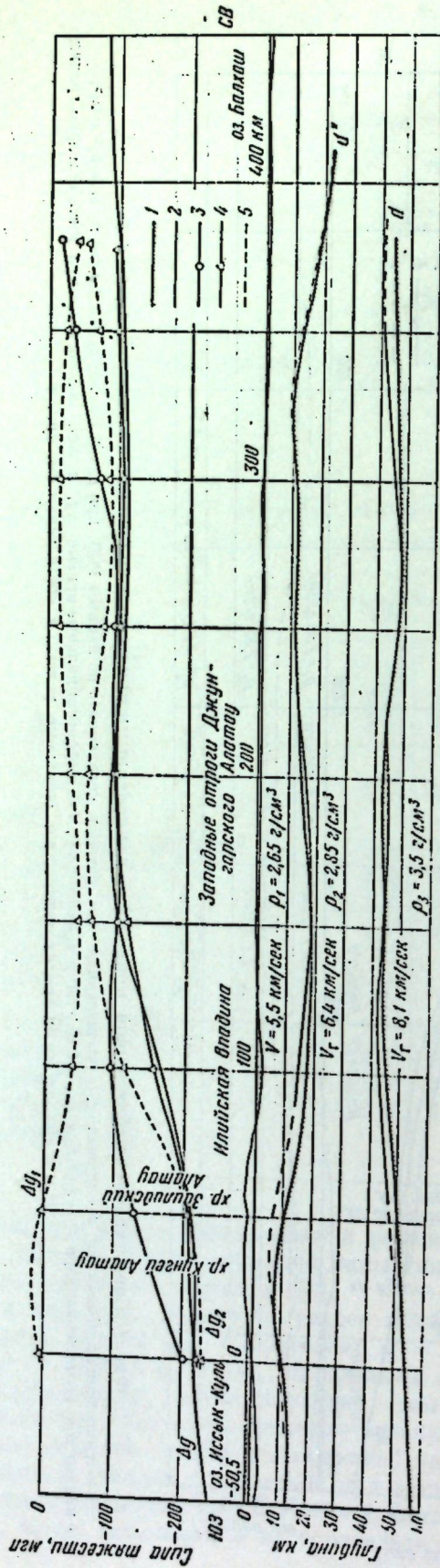
Породы	Плотности ρ , г/см ³					
	Андреев и др., 1941 г. [20]		Дели, 1949 г. [21]		Джеффрейс, 1952 г. [22]	
	мини-мальная	максим-мальная	мини-мальная	максим-мальная	мини-мальная	максим-мальная
Осадочные	1,4	2,8	—	—	—	—
Кристаллические						
{ гнейсы кристаллические	2,4	3,4	—	—	—	—
{ гранит	2,4	3,0	2,52	2,81	2,61	2,66
Кислые { порфир	2,3	2,8	—	—	—	—
{ порфирит	2,6	2,8	—	—	—	—
{ гранодиорит	—	—	2,67	2,78	2,69	2,73
{ диорит	—	—	2,72	2,96	2,74	2,78
Основные { базальт	2,6	3,3	—	—	—	—
{ габбро	2,7	3,4	2,85	3,12	3,05	3,08
{ дунит	2,5	2,8	—	—	3,29	3,32
{ перидотит	2,6	3,6	3,15	3,28	3,4	3,44
{ эклогит	—	—	—	3,41	3,5	3,7

строго перпендикулярен изоаномалам и решение двумерной задачи для него более законно. Карта аномалий силы тяжести Средней Азии в редукции Буге приведена в работе [8].

Задача 2 (прямая). Известны: разрез земной коры по данным ГСЗ и наблюдаемая кривая Δg . Принимаем: $\rho_1 = 2,65 \text{ г/см}^3 = \text{const}$, $\rho_3 = 3,5 \text{ г/см}^3 = \text{const}$ и $\rho_2 = \text{var}$. Определяем значения ρ_2 в ряде точек профиля. Значения $\Delta \rho$, соответствующие этим точкам, снимаем с наблюдаемой кривой Δg . Результат решения задачи приведен на фиг. 7. Получается, что, для того чтобы наблюдаемая кривая Δg в точках определенных постоянных значений плотностей в гранитном и подкорковом слоях, достаточно, чтобы плотность в слое базальта менялась вдоль профиля

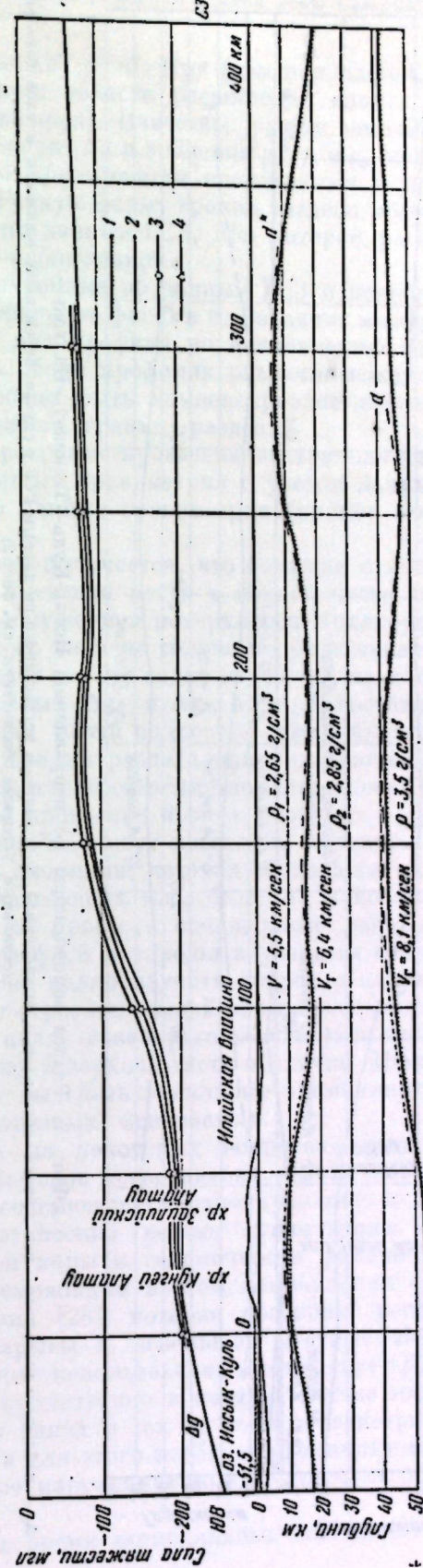
Фиг. 4. Составление наблюдаемой кривой Δg с вычисленными при разных значениях плотностей ρ_1 , ρ_2 и ρ_3

1 — наблюдаемая кривая Δg ; 2 — кривая Δg , вычисленная для разреза, полученного по данным ГСЗ, при $\rho_1 = 2,7 \text{ г/см}^3$, $\rho_2 = 2,8 \text{ г/см}^3$ и $\rho_3 = 3,3 \text{ г/см}^3$; 3 — кривая Δg , вычисленная при $\rho_1 = 2,65 \text{ г/см}^3$, $\rho_2 = 2,85 \text{ г/см}^3$ и $\rho_3 = 3,5 \text{ г/см}^3$; 4 — дифференциальные кривые Δg_1 и Δg_2 , построенные при учете отдельно границ d^* и d при тех же значениях плотностей; остальные условные обозначения см. фиг. 3



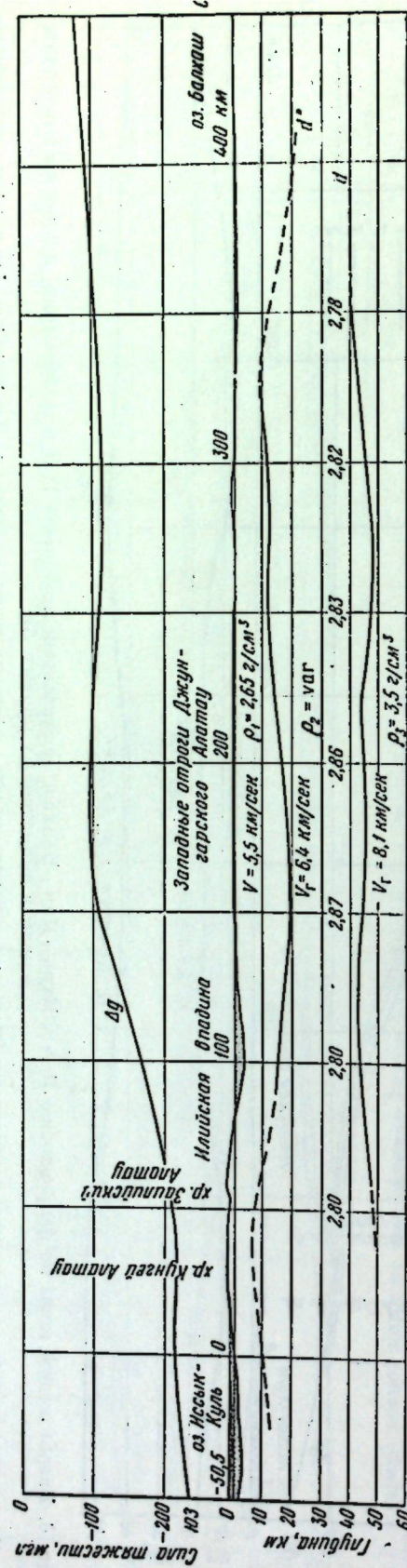
Фиг. 5. Разрезы земной коры по направлению Исеым-Куль—Тескенсу—Балхаш, построенные по данным ГСЗ и гравиметрии, и сопоставлению наблюдений и вычисленных кривых Δg

d^* — граница раздела, соответствующая поверхности базальта; d — граница раздела, соответствующая поверхности Мохоровичича; 1 — границы, построенные по данным гравиметрии с учетом данных ГСЗ; 2 — наблюдаемая кривая Δg ; 3 — кривая Δg , вычисленная для разреза по данным ГСЗ; 4 — кривая Δg , вычисленная для разреза по данным ГСЗ и гравиметрии; 5 — дифференциальные кривые Δg и Δg , вычисленные при учете отдельно границ d^* и d для того же разреза; остальные обозначения см. фиг. 2



Фиг. 6. Разрез земной коры по направлению Иссым-Куль—Или—Балхаш, построенный по данным ГСЗ и гравиметрии, и сопоставление наблюдений и вычисленных кривых Δg

d^* — граница раздела, соответствующая поверхности базальта; d — граница раздела, соответствующая поверхности Мохоровичича; 1 — границы, построенные по данным гравиметрии с учетом данных ГСЗ; 2 — наблюдаемая кривая Δg ; 3 — кривая Δg , вычисленная для разреза по данным ГСЗ; 4 — кривая Δg , вычисленная для разреза по данным ГСЗ и гравиметрии



Фиг. 7. Разрез земной коры по направлению Иссык-Куль—Тоскенту—Балхаш

Δg — наблюдаемая кривая; эта кривая совпадает с вычисленной для разреза, построенного по данным ГСЗ в случае переменной плотности в слое базальта (остальные условные обозначения см. фиг. 2)

в пределах 2,78—2,87 г/см³. При этом получается, что уменьшение плотности соответствует области расширения слоя.

Задача 3 (обратная). Известны: разрез земной коры по данным ГСЗ, наблюдаемая кривая Δg и значения ρ_1 , ρ_2 и ρ_3 , подобранные при решении первой задачи и принимаемые постоянными в пределах каждого слоя. Требуется найти такую форму границ раздела, минимально отличающихся от полученных по данным ГСЗ, при которой расчетная кривая Δg наиболее близка к наблюдаемой.

Разрезы, полученные по данным ГСЗ и подобранные по данным гравиметрии, приведены на фиг. 5 и 6. Различие между этими разрезами также минимально для профиля по направлению Иссык-Куль—Или—Балхаш. Однако на обоих профилях различие между наблюдаемой и расчетной кривыми может быть компенсировано незначительным изменением формы и положения границ раздела.

На концах разрезов проведена экстраполяция границ раздела, полученных по данным гравиметрии с учетом данных ГСЗ, на те участки, где есть только данные гравиметрии (пример комплексной интерпретации).

Таким образом получается, что большая отрицательная гравитационная аномалия, имеющая место в южной части района работ, связана в основном с погружением поверхности Мохоровичича. Влияние поверхности базальтового слоя не только не увеличивает эту аномалию, но несколько уменьшает ее. Это видно из фиг. 5, на которой приведены дифференциальные кривые Δg₁ и Δg₂, в сумме составляющие расчетную кривую Δg. Аномалия почти полностью может быть объяснена формой и положением двух границ раздела при подобранных значениях плотностей ρ_1 , ρ_2 и ρ_3 . В некоторой степени аномалия может быть связана с возможным изменением плотности в слое базальта.

Итак, данные ГСЗ могут позволить выделить ту часть региональной гравитационной аномалии, которая обязана своим происхождением влиянию глубоко залегающих масс базальта и подкорового вещества.

Следовало бы провести специальные работы по ГСЗ на участках с простой топографией и хорошо изученным гравитационным полем для того, чтобы более полно изучить вопрос о связи гравитационного поля и основных черт строения земной коры и разработать методику выделения регионального поля, связанного с влиянием глубоко залегающих масс базальтового слоя и верхней части оболочки. Исключение этой части аномалии позволит выделять локальные аномалии, что весьма существенно для поисков полезных ископаемых.

Остановимся на некоторых вопросах комплексного использования ГСЗ и других методов исследования земной коры.

Для целей сейсмического районирования и для разработки методов прогноза землетрясений весьма существенно изучение одновременно строения земной коры и сейсмичности районов.

Большие возможности в этом направлении открывает высокочастотная сейсмометрия [23], которая позволяет регистрировать однотипной аппаратурой взрывы и небольшие местные землетрясения.

Для успешного использования в комплексе с ГСЗ других сейсмических методов очень существенно в каждом случае иметь надежные критерии отождествления одних и тех же волн, зарегистрированных на разобщенных станциях, а для этого необходимо использование однотипной аппаратуры и введение корреляционных принципов регистрации и прослеживания волн.

В настоящее время региональные сейсмические станции Тянь-Шаня

оборудованы однотипной высокочувствительной аппаратурой, которая позволяет регистрировать слабые местные землетрясения, увеличивая количество регистрируемых землетрясений во много раз. Это дает возможность приступить к разработке надежных критериев отождествления волн с учетом кинематических и динамических особенностей наиболее уверенных записей землетрясений и опыта расшифровки волн на записях ГСЗ.

Последнее очень существенно, в частности, для получения более точных данных о распределении очагов землетрясений в пространстве. При обработке записей близких землетрясений необходимо пользоваться данными о скоростях сейсмических волн и о строении земной коры, полученными в этом районе на основании работ по ГСЗ.

Целесообразно применение аппаратуры и методики ГСЗ для систематической регистрации больших промышленных взрывов. Это может расширить возможности ГСЗ, в частности, даст возможность использовать данные о поперечных волнах и увеличить дальность приема, а следовательно, и глубинность исследования.

ВЫВОДЫ

1) В районе Балхашско-Алакульской депрессии получены указания на существование подземного продолжения хребта Джунгарского Алатау. Об этом говорит увеличение мощности слоя базальта при наличии в этом районе новейших вертикальных поднятий, проявившихся, в частности, в миграции русла реки Или.

2) Сопоставление с данными сейсмологии показывает, что большинство гипоцентров землетрясений в районе горной системы Кунгей- и Зайлийского Алатау приурочено к слою базальта в области увеличения его мощности.

3) Сопоставление с данными гравиметрии показывает, что большая часть отрицательной гравитационной аномалии, начинающейся вблизи Илийской впадины и увеличивающейся к югу, может быть объяснена погружением поверхности Мохоровичича в этом районе.

МЕТОДИЧЕСКИЕ ВЫВОДЫ

1) Метод ГСЗ в сочетании с другими сейсмическими методами изучения земной коры, а также с методами геологии и региональной геофизики позволяет сделать существенные выводы о связи крупных поверхностных структур с глубинным строением земной коры.

2) Данные ГСЗ дают возможность выделять ту часть региональных гравитационных аномалий, которая связана с влиянием глубоко залегающих масс базальтового слоя и верхней части оболочки. Исключение этой части аномалий позволит выделять локальные аномалии, что существенно для поисков полезных ископаемых.

3) Комплексное изучение строения земной коры в сейсмически активных и спокойных областях в сочетании с изучением сейсмичности может иметь большое значение для ряда задач сейсмического районирования и разработки методов прогноза землетрясений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Н. С. Шатский и др. Тектоническая карта СССР. Изд. ГУК при Совете Министров СССР и ИГиН АН СССР, 1953.
2. Г. А. Гамбурцев, П. С. Вейцман, Н. И. Давыдова,

- Ю. В. Тулина. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры на Северном Тянь-Шане. Настоящий сб., стр. 13.
3. Г. А. Гамбурцев, П. С. Вейцман, Ю. В. Тулина. Строение земной коры в районе Северного Тянь-Шаня по данным глубинного сейсмического зондирования. Докл. АН СССР, 105, № 1, 1955.
4. Г. А. Гамбурцев. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры. Докл. АН СССР, 87, № 6, 1952.
5. А. Д. Архангельский. Избранные труды, т. II, 1954.
6. К. В. Курдюков. Древние озерные бассейны юго-восточного Казахстана и климатические условия времени их существования. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 2, 1952.
7. В. А. Магницкий. Основы физики Земли. Геодезиздат, 1953.
8. Е. А. Розова. Расположение эпицентров и гипоцентров землетрясений Средней Азии. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 10 (137), 1950.
9. Е. А. Розова. Составление годографа и определение основных сейсмических элементов Средней Азии. Тр. Сейсмол. ин-та АН СССР, № 72, 1935.
10. А. А. Тресков. Сейсмические исследования земной коры. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 26 (153), 1955.
11. В. Н. Бунз, Е. М. Бутовская. О годографе и строении земной коры в Средней Азии по записям мощных взрывов. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 30 (157), 1955.
12. Н. А. Введенская, А. А. Фогель. О карте эпицентров землетрясений Северного Тянь-Шаня. Настоящий сб., стр. 106.
13. Г. А. Гамбурцев. О корреляционных методах изучения землетрясений. Докл. АН СССР, 92, № 4, 1953.
14. И. П. Косминская, Ю. В. Тулина. Опыт применения ГСЗ для изучения глубинного строения некоторых районов юго-западной Туркмении. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 7, 1957.
15. В. Г. Крестников. О влиянии палеозойского структурного плана на развитие поднятий Северного Тянь-Шаня в неогене и четвертичном периоде. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXX (6), 1955.
16. В. В. Белоусов. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1954.
17. Б. А. Петрушевский. Урало-Сибирская Эпигердинская платформа и Тянь-Шань. Изд. АН СССР, 1955.
18. Г. А. Гамбурцев. Прикладная геофизика, в. 1, ОНТИ, 1936.
19. Е. Ф. Саваренский, Д. П. Кирнос. Элементы сейсмологии и сейсмометрии, ГТТИ, 1949.
20. Б. А. Андреев, М. С. Закошанский, Н. Н. Самсонов, Э. Э. Фотиади. Курс гравитационной разведки. Госгеолтехиздат, 1941.
21. Ф. Борч, Д. Шерер, Г. Спайсер. Справочник для геологов по физическим константам. ИЛ, 1949.
22. H. Jeffreys. The Earth. Cambridge, 1952.
23. Г. А. Гамбурцев. О высокочастотной сейсмометрии. Докл. АН СССР, 88, № 5, 1953.

И. П. КОСМИНСКАЯ

О ПРИМЕНЕНИИ ГСЗ В РАЗЛИЧНЫХ РАЙОНАХ СССР

Метод глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) [1—5] был разработан на Северном Тянь-Шане в 1949, 1950 и 1953 гг. и в последующие годы применен для изучения строения земной коры в Туркмении (1952 г.) и Памиро-Алайской зоне (1955 г.). Некоторые опыты по ГСЗ были проведены также в Башкирии в 1950—1951 гг.

Все названные работы ставились по инициативе академика Г. А. Гамбурцева и проводились под его непосредственным руководством.

Применение ГСЗ в различных районах СССР показало, что аппаратура и основы метода — методика полевых наблюдений и интерпретации, — разработанные на Тянь-Шане, могут быть успешно использованы для задач изучения строения земной коры в районах с различным сейсмогеологическим строением. В процессе работ выявился ряд особенностей метода, связанных со спецификой условий его применения в горных и равнинных районах. Это привело к усовершенствованию и дальнейшей разработке метода.

В настоящее время метод ГСЗ можно считать уже разработанным для целей изучения основных границ земной коры при помощи регистрации преломленных волн. Дальнейшие работы по усовершенствованию метода должны проводиться в направлении использования не только преломленных, но и отраженных, а также обменных продольно-поперечных и других волн. Должны быть поставлены специальные опыты для более подробного изучения строения отдельных слоев земной коры, имеющих сложную структуру.

Наиболее крупные по объему и охвату территории работы по ГСЗ (после работ на Тянь-Шане) были проведены в Западной Туркмении и в Памиро-Алайской зоне.

В этих районах, так же как и на Тянь-Шане, были зарегистрированы группы волн P^* и P , соответствующие поверхностям базальтового и подкорового (поверхность Мохоровичича) слоев. Форма записи этих волн, их динамические и кинематические характеристики сходны с теми, которые наблюдались на Тянь-Шане [6].

Характерным для волн P^* и P , наблюдаемых в различных районах, является наличие определенной закономерности изменения отношения амплитуды волн P^* и P с расстоянием от пункта взрыва. Эта закономерность имеет следующий характер. На расстояниях, близких к области появления волн P , это отношение либо меньше единицы (Туркмения), либо примерно равно единице (Тянь-Шань). При удалении от области начальной точки волн P , на расстояниях примерно 200—300 км от пункта взрыва, волна P^* является доминирующей и отношение A_{P^*}/A_P больше единицы. При дальнейшем удалении от пункта взрыва амплитуды

волн P^* и P уравниваются и, как указано в [6], при расстояниях около 400 км волна P на Тянь-Шане интенсивнее волн P^* .

Установление подобной закономерности является важным методическим результатом, так как оно дает возможность распознавать на сейсмограммах волн P^* и P по их динамическим особенностям. В частности, это было использовано при выявлении волн P и на Памире, где эти волны имеют очень малую интенсивность.

Анализ материалов ГСЗ, полученных в различных районах, дает основание считать, что качественно динамические и кинематические особенности волн P^* и P в общем сохраняются. Однако наблюдается также ряд отличий, которые определяются особенностями разреза земной коры. К этим особенностям относятся мощность земной коры и отношение мощностей гранитного и базальтового слоев, слагающих кору.

Что касается первой особенности разреза, то исследования по ГСЗ подтвердили известный ранее результат [7], полученный по данным записей землетрясений и больших взрывов, о том, что мощность земной коры в геосинклинальных областях больше, чем на платформах. При помощи ГСЗ было также установлено, что мощность коры в пределах одного крупного региона может достаточно сильно изменяться при переходе от одной структурной единицы к другой (Тянь-Шань [3—5], Туркмения [8]).

На фиг. 1 показаны разрезы земной коры для различных районов СССР. На Кавказе [9], в Прикаспийской впадине (Туркмения) [8] и на Тянь-Шане [3—5], т. е. в областях, которые по своему характеру относятся к геосинклинальным участкам земной коры, мощности земной коры больше, чем на платформенных участках (Башкирия, северные участки Западной Туркмении).

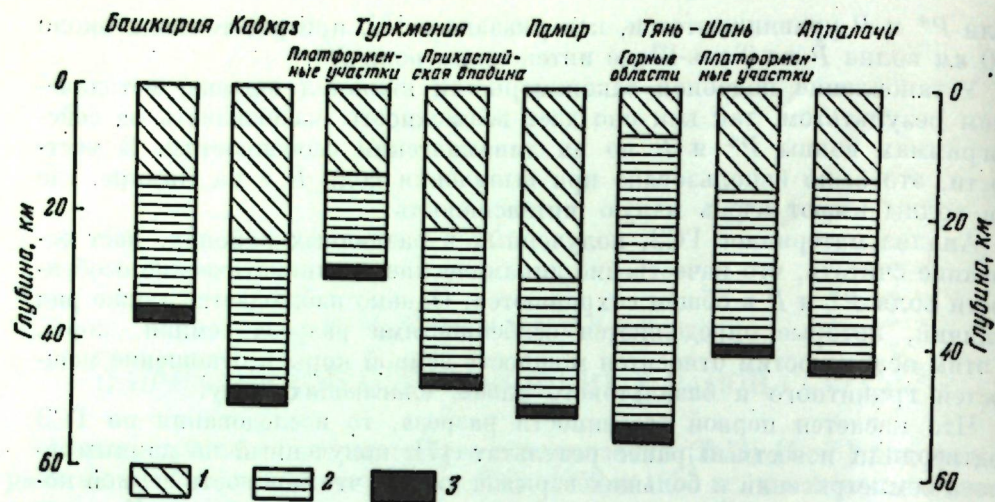
Второй особенностью разреза земной коры является отношение мощностей гранитного и базальтового слоев. Из разрезов, показанных на фиг. 1, видно, что на Тянь-Шане мощность базальтового слоя намного больше, чем гранитного. На Кавказе же и на Памире, наоборот, гранитный слой мощнее базальтового. В Туркмении и Башкирии мощности слоев близки.

Проведенное сопоставление показывает, что в районах с различной геологической историей наблюдаются различные типы разрезов земной коры. Интересным в этом отношении является сопоставление разрезов земной коры для районов, геологическая история которых имеет много общего. В. В. Белоусов ([10], стр. 556) указывает, что аналогом Тянь-Шаня в смысле закономерностей геологического развития являются Аппалачи в Северной Америке. На фиг. 1 показан разрез земной коры для Тянь-Шаня и Аппалачей [11]. Сравнение этих разрезов указывает на их большое сходство. Характерной особенностью является большая мощность базальтового слоя и малая — гранитного.

Таким образом, сходство Аппалачей и Тянь-Шаня, выявленное на основании изучения сравнительно неглубоких структур, находит свое подтверждение при сопоставлении глубинного строения коры.

Существенным является факт разрастания мощности базальтового слоя под горами, установленный на Тянь-Шане [1—5].

При работах по ГСЗ в различных районах было также установлено, что с каждым из слоев коры связана не одна преломленная волна, а группа волн, состоящая из некоторой последовательности отдельных волн, имеющих близкие кажущиеся скорости. Такой характер групп волн, как это указано в работе [6], по-видимому, связан со сложной структурой слоев. Внешние особенности отдельных волн в группах напоминают особенности



Фиг. 1. Разрезы земной коры по данным ГСЗ и больших взрывов. Мощности коры на Кавказе [9] и в Аппалачах [11] определены по данным больших взрывов. Разрез для Башкирии — по данным Г. А. Гамбургцева, А. М. Епинатьевой и Г. Г. Михота¹⁾
 1 — гранитный слой — к нему условно отнесена вся толща, покрывающая слой базальта;
 2 — базальтовый слой — ему соответствует волна Р*; 3 — подкорневой слой, расположенный ниже поверхности Мохоровичича; ему соответствует волна Р

волн, наблюдаемые в сейсморазведке в случае сред, близких к горизонтально-слоистым, а также сред с вертикальными или наклонными контактами. Изучение природы отдельных волн в группе и использование особенностей этих волн для изучения неоднородностей слоев — одна из основных методических задач ГСЗ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Г. А. Гамбургцев. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры. Докл. АН СССР, 87, № 6, 1952.
2. Г. А. Гамбургцев. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 25 (152), 1954.
3. Г. А. Гамбургцев, П. С. Войцман, Ю. В. Тулина. Строение земной коры в районе Северного Тянь-Шаня по данным глубинного сейсмического зондирования. Докл. АН СССР, 105, № 1, 1955.
4. Г. А. Гамбургцев, П. С. Войцман, Н. И. Давыдова, Ю. В. Тулина. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры на Северном Тянь-Шане. Настоящий сб., стр. 13.
5. Г. А. Гамбургцев, П. С. Войцман. Особенности строения земной коры в районе Северного Тянь-Шаня по данным ГСЗ и сопоставление с данными геологии, сейсмологии и гравиметрии. Настоящий сб., стр. 27.
6. П. С. Войцман. Корреляция сейсмических волн при глубинном сейсмическом зондировании земной коры. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 12, 1957.
7. Е. Саваренский, Д. П. Кириос. Элементы сейсмологии и сейсмометрии, 2-е изд., ГТТИ, 1955.
8. И. П. Косминская, Ю. В. Тулина. Опыт применения ГСЗ для изучения строения земной коры в некоторых районах Западной Туркмении. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 7, 1957.
9. Г. К. Твалтвадзе. Строение земной коры в верхней Картли. Сообщ. АН ГрузССР, 11, 8, стр. 479—482, 1950.
10. В. В. Белоусов. Основные вопросы геотектоники, ГТТИ, 1954.
11. H. G. Reinhardt. Steinbruchsprengungen zur Erforschung des tieferen Untergrundes. Freiburger Forschungshofte, C. 15, Geophysik, 1954.

¹⁾ Разрез для Памира относится к Алайской долине. В Северном Памире мощность достигает 70 км.

Е. Д. Шлыгин

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИИ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Тянь-Шань с его хребтами и межгорными впадинами принадлежит к одной из наиболее сейсмичных областей мира. От южной части Казахской складчатой страны Тянь-Шань отделяется серией предгорных впадин. На юге хребты Тянь-Шаня граничат с горными системами Алая—Гиссара.

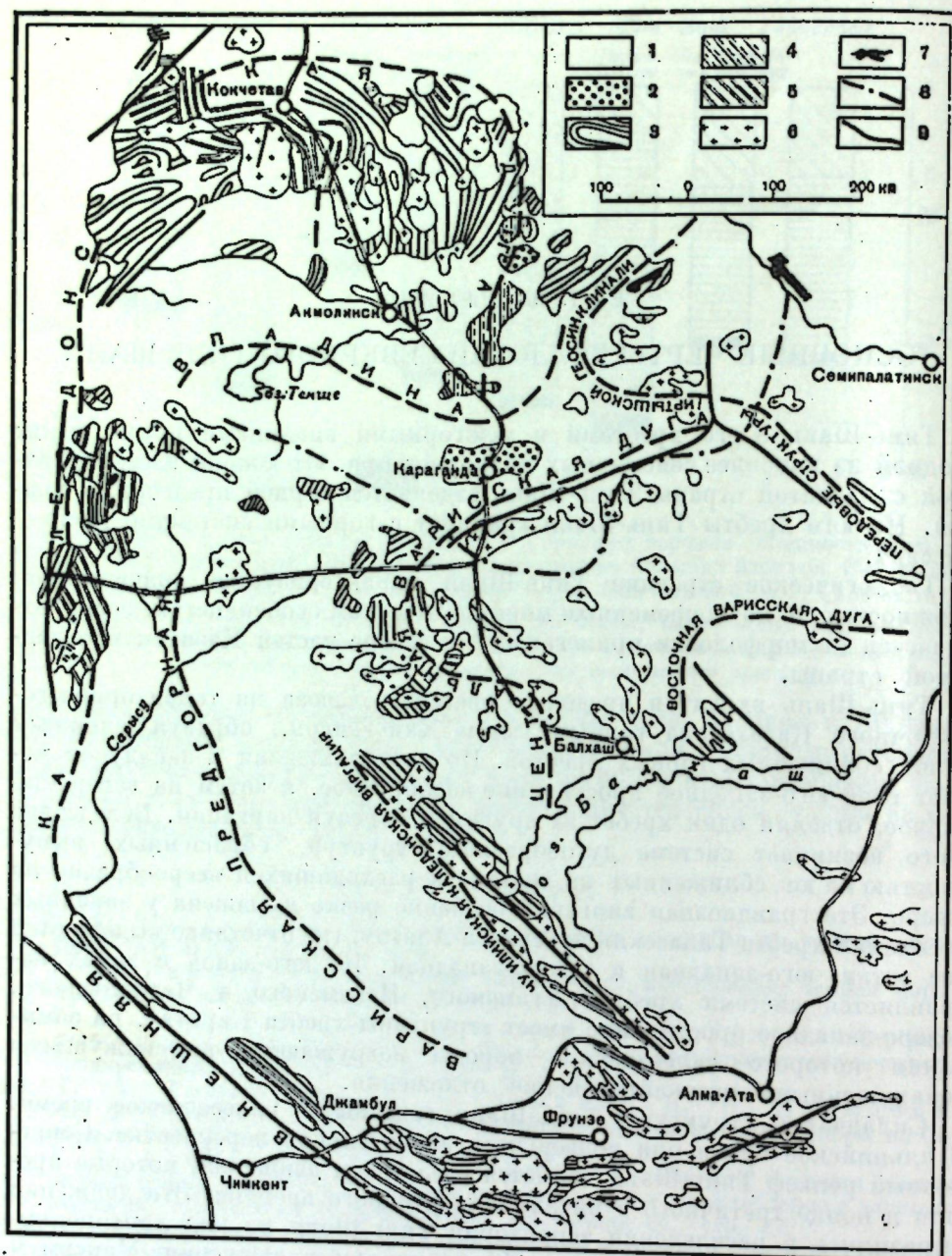
Геологическое строение Тянь-Шаня характеризуется значительной сложностью и по современным морфологическим особенностям резко отличается от морфологии прилегающих с севера частей Казахской складчатой страны.

Тянь-Шань входит в пределы Советского Союза на территории юго-восточного Казахстана горным узлом Хан-Тенгри, образуя сложный пучок сближенных горных хребтов. По мере движения к западу он меняет свое юго-западное простирание на широтное, а затем на северо-западное, отделяя один хребет за другим и образуя виргации. Вследствие этого возникает система дугообразных структур, обращенных выпуклостью на юг, сближенных на востоке и расходящихся веерообразно на севере. Эта грандиозная виргация особенно резко выражена у западных окончаний хребта Таласский и Терской-Алатау, где отчетливо выделяются две ветви: юго-западная и северо-западная. На юго-запад и запад направляется система хребтов Угамского, Пскемского и Чаткальского. Северо-западное простирание имеет структуры хребта Каратау, на замыкании которого палеозойские породы погружаются под кажущиеся ненарушенными мезокайнозойские отложения.

Складчатые структуры Тянь-Шаня созданы в палеозойское время. В альпийское время они подверглись значительной переработке. Современный рельеф Тянь-Шаня является следствием движений, которые прошли в конце третичного и начале четвертичного времени. Эти движения выразились в расчленении территории Тянь-Шаня на ряд линейно вытянутых глыб, претерпевших дифференциальные движения. Максимум поднятий совпадает с осевыми частями антиклинальных структур, заложенных еще в палеозое.

Анализ геологической истории Тянь-Шаня позволил Д. В. Наливкину еще в 1926 г. [1] создать основную генеральную схему геологического строения Средней Азии и расчленить геологические структуры Тянь-Шаня на две зоны — так называемые северные и центральные дуги.

В территориальные пределы Казахстана входят преимущественно структуры северных дуг. Они характеризуются рядом признаков: 1) широким развитием в их пределах докембрийских и нижнепалеозойских пород, 2) ограниченным распространением силурийских, нижне- и средне-



Фиг. 1. Карта структур палеозоя Южного и Центрального Казахстана (составил Е. Д. Шлыгин)

- 1 — породы моложе нижнего палеозоя; 2 — продуктивные толщи карбона; 3 — нижний палеозой; 4 — породы возраста протерозой — нижний палеозой; 5 — допалеозой; 6 — кислые интрузии; 7 — ультраосновные интрузии; 8 — северные границы карбоновых эффузий; 9 — разрывные нарушения

девонских отложений, выраженных или наземными эффузиями, или красноцветами, 3) развитием в низах карбона и в верхнем палеозое континентальных образований (фиг. 1).

Сопоставление разрезов Северного Тянь-Шаня с разрезами западных частей Центрального Казахстана приводит к нахождению их почти пол-

ных аналогов в одной из структурных зон Казахской складчатой страны, именно в зоне Карсакпай—Улутай—Кокчетав.

Попытаемся разобрать более детально стратиграфические особенности северных дуг Тянь-Шаня и проследить их аналогию в названных выше районах.

Архейские образования развиты в Чу-Илийских горах, Кендыктасе и на южном склоне Заилийского Алатау в бассейне р. Кебин. Они представлены разнообразными пара- и ортогнейсами с подчиненными им амфиболитами, кристаллическими сланцами и мраморами.

В пределах Тянь-Шаня эти образования несогласно перекрываются на Кендыктасе (плато Алтай-Айгыр) и в бассейне Малого Кебина (Заилийский Алатау) глубоко метаморфизованными породами нижнего протерозоя. Галька этих пород встречается в образованиях верхнего протерозоя Чу-Илийских гор и Киргизского хребта.

В пределах Таласского Алатау и Каратау архейские толщи пока не выявлены.

В пределах Казахской складчатой страны архейские образования известны в Карсакпайском, Улутавском и Аркалыкском районах, где они, по данным К. И. Сатпаева и П. Н. Штрейса, выражены также различными гнейсами, кристаллическими сланцами, мраморами.

Наконец, значительную и, пожалуй, наибольшую площадь архейские образования занимают в Кокчетавском районе, где в их состав входят те же породы.

Таким образом, выходы архейских пород представлены отдельными изолированными островами, обязанными явлениям воздымания отдельных участков линейно-вытянутых структур.

Выходы архейских образований имеются и в других структурных зонах Казахской складчатой страны, также в осевых частях антиклинарных структур, однако площадь их развития и вытянутость по простиранию ни в коем случае не могут быть сопоставлены с другими участками Центрального Казахстана.

Образования нижнего протерозоя достаточно резко отличаются от архей и верхнего протерозоя. Эти образования значительно распространены в пределах Казахской складчатой страны, но в пределах Тянь-Шаня они выделяются в ограниченном числе мест.

Нижнепротерозойские образования в Заилийском Алатау представлены, по Д. Н. Казанли [2], свитой амфиболовых сланцев со скалами габбро и гипербазитов, которая известна под названием кебинской свиты.

В западной части Киргизского хребта к нижнему протерозою относятся, по В. А. Николаеву, макбельская, нельдинская и каппинская свиты. Две нижние свиты имеют сходный состав пород (слюдяные и гранатовые сланцы, мраморы, кварциты, амфиболиты). Верхняя каппинская свита состоит из слюдисто-хлоритовых сланцев, амфиболитов, мраморов.

В районе Карсакпай — Улутай эти образования представлены рядом комплексов: кварцитовым, состоящим особенно в верхней своей части из кварцитов, графитисто-кремнистых сланцев, зеленых сланцев, мраморов, порфиридов. Следующим комплексом является преимущественно вулканогенный, состоящий из продуктов динамометаморфизма кислых и основных лав, порфиридов и порфиритоидов, кварцево-серицитовых сланцев, кварцитов. В основании лежат зеленые конгломераты с кварцево-хлоритовым цементом и кварцевой галькой.

В Кокчетавском районе нижнепротерозойская толща расчленяется на порфиридную и сфимовскую свиты. Первая состоит из порфиридов,

среднего кембрия — различные виды *Kootenia* и также беззамковые брахиоподы. В верхах тамдинской свиты имеется фауна низов ордовика (В. П. Вебери и В. А. Николаев).

В Карсакпайском районе, по Л. И. Боровикову [4], нижнекембрийские отложения представлены в основании пестроцветными фиолетовыми, шоколадными, зелеными пятнистыми глинисто-хлоритовыми сланцами, углистыми песчаниками, полосчатыми тонкозернистыми мраморизованными известняками, кристаллическими известняками, углисто-глинистыми сланцами.

В центральной части разреза отмечают два маркирующих горизонта: черных известняков и черной кремнисто-железисто-марганцевистой породы. Мощность до 350 м. Средний кембрий сложен тиллитоподобными конгломератами из песчаников, сланцев, известняков, метаморфических и изверженных пород, оолитовых известняков, черных кремнисто-углистых ванадиеносных сланцев, яшм, фосфоритовых конкреций. Органические осадки представлены единичными раковинами *Pleurotemaria*. Общая мощность до 500 м. Верхнекембрийские ордовичские породы тесно связаны между собой. Они состоят из конгломератов, кварц-хлорит-серицитовых сланцев, основных эффузивов и туфов. Карбонатные и кремнистые породы носят явно подчиненный характер. Фауна обильна и состоит из брахиопод, пелеципод, гастропод, трилобитов, мшанок.

К кембрию, очевидно, относится кремнисто-сланцевая толща ур. Джарканнагач (излучина Ишима). Она состоит из ржаво-бурых железистых и светлых кварцитов, кремнистых грубослоистых яшмовидных пород, кремнистых, углисто-кремнистых сланцев, углистых известняков. Особенно характерны черные углисто-глинистые или углисто-кремнистые, тонкополосчатые и тонкослоистые, иногда интенсивно пиритизированные, обогащенные фосфором и ванадием сланцы, совершенно аналогичные таковым же кембрийским породам восточного окончания хр. Терскей Алатау, Джебаглов, юго-восточного и северо-западного Каратау, наконец, породам Кияктинско-Улутавского района.

В Приишимском районе эти породы имеют максимальную, достигающую 500 м мощность. Возможно к этому возрасту относится комплекс туфогенных песчаников и углистых кремнистых сланцев, выветленных к северо-востоку от г. Кокчетав, вблизи районного центра Чкалов у пос. Новоберезовского. Комплекс развитых здесь углисто-кремнистых сланцев содержит повышенное количество фосфора, а также ванадия.

Нам остается упомянуть о значительной площади кембрийских образований, хорошо изученных работниками группы Р. А. Борукаева [3] в Павлодарском районе. Этими исследователями кембрийские отложения разбиты на боцкекульскую спилитокератофировую формацию нижнего кембрия, яшмовую и сасыксорскую формации среднего кембрия и торткудукскую формацию верхнего кембрия и низов ордовика. В целом разрез по условиям формирования отдельных толщ, они отличаются достаточно сильно. В частности, для разреза кембрия этого района не известна специфическая формация кремнисто-углистых обогащенных фосфором и ванадием сланцев.

Ордовичские отложения характеризуются значительным распространением. Однако, как отмечено выше, не всегда удается легко отделить верхнекембрийские образования от низов ордовика. В Заилийском Алатау, в бассейне Кебина и Чилика, ордовик представлен серо-зелеными песчаниками, сланцами, кремнистыми сланцами, порфиритами, содержащими фауну трилобитов. Как указывают Б. И. Келлер и К. А. Лисогор [5],

детально изучившие разрез ордовика Чу-Илийских гор, в прилегающих к северу от Заилийского Алатау районах имеются образования аренигского (когашикский), лландейловского (копалинский), лландейловского (караканский) и карадокского ярусов.

В Каратау и Таласском Алатау известны образования тремадока (известняки, песчаники с *Lingula*, кремнистые сланцы), аренига и лландейло (известняки с *Glaphurina*, песчаники и сланцы с *Trinucleus*, кремнистые сланцы с *Didymorpatulus*) и карадока (песчаники с *Remopleurides*, профириты, туфы, конгломераты).

В Карсакпайско-Улутавском районе ордовичские толщи палеонтологически слабо обоснованы. Они представлены конгломератами, порфиритами и их пирокластами, сланцами, слюдястыми песчаниками. В верхней дулыгалинской свите отмечаются *Orthis borealis*, *Remopleurides*, *Sowerbiella ex. gr. sericea*. Разрез ордовичских отложений Кокчетавского района достаточно резко отличен. Разрез западной приишимской части является, очевидно, более полным. В состав его входят и аренигские образования, представленные граувакковой толщей с остатками *Megalaspis limbata*, в восточной же части ордовик начинается с горизонтов лландейло. В последнем преобладают кремнистые образования с граптолитами. Образования карадока представлены пестрой по составу толщей, среди которой играют заметную роль известняки.

Отложениями ордовика кончается типично геосинклинальный характер развития описываемой дугообразно изогнутой зоны, восточным окончанием которой являются хребты Тянь-Шаня. Отложения многокилометровых геосинклинального типа осадков заканчивается интенсивным проявлением складчатости, выраженной рядом фаз. Значение и характер отдельных фаз, особенности пространственного их распространения остаются пока еще не уточненными. Однако последние карадокские фазы складчатости приводят к возникновению зоны поднятий, образовавших полосу вытянутых островов и полуостровов, вероятно, близких современным островным дугам Тихого океана. Подымающиеся острова слились в сплошную зону суши, которая в силуре (готландия) подвергается денудации.

Образовавшаяся платформенная зона в конце силура и начале девона местами становится участками растяжений и возникновения площадей мощных, преимущественно кислых альбитофировых излияний. Возникают новые участки накопления континентальных красноцветных осадков, нередко географически связанных с участками интенсивного вулканизма. В Северном Тянь-Шане средний палеозой характеризуется развитием также процессов денудации (Киргизская суша, Ангара-Джунгарский перешеек Д. В. Наливкина). Морские условия в среднем палеозое сохраняются лишь в центральной и юго-восточной частях Казахской складчатой страны и в центральных дугах Средней Азии.

В Центральном Казахстане, из Каркаралинско-Успенско-Прибалхашской зоны, с фаменского яруса начинается девоно-карбоновая трансгрессия, получившая максимальное распространение в верхах турне и перекрывшая зону каледонской дуги, включая и Северный Тянь-Шань. Скорее всего из воды наступающего верхнедевонского моря уходит меридиональная часть каледонской дуги в пределах от Аркалыка на севере до Карсакпая на юге. Севернее и южнее Кокчетавский район и Северный Тянь-Шань, включая и Малый Каратау, становятся областями накопления континентальных красноцветов, налегающих резко несогласно на протерозойские и нижнепалеозойские породы.

В конце турне — начале визе подавляющая часть каледонской дуги захватывается морем. На севере весь комплекс девоно-карбоновых обра-

зований имеет полуплатформенный характер: уменьшенные мощности, платформенный тип выдержанных и литологически схожих на значительных пространствах известняков. В пределах восточных частей северных дуг Тянь-Шаня разрез нижнего карбона литологически уже заметно отличается от северных участков. Особенности его являются: ограниченное распространение маловыдержанных и редких известняковых горизонтов, 2) состав галек нижнего карбона, отвечающего породам нижнепалеозойского и допалеозойского субстрата, 3) значительное участие в составе толщи эффузивов и пирокластов, 4) стратиграфическая неполнота разрезов, 5) меняющаяся мощность, достигающая многих километров (4000 м).

Выше по разрезу в Кетменском хребте и Заилийском Алатау нижний карбон сменяется мощной толщей внизу песчаников, известняков с *choristites*, переходящих кверху в мощную толщу кислых и основных эффузивов, туфов, песчаников, конгломератов.

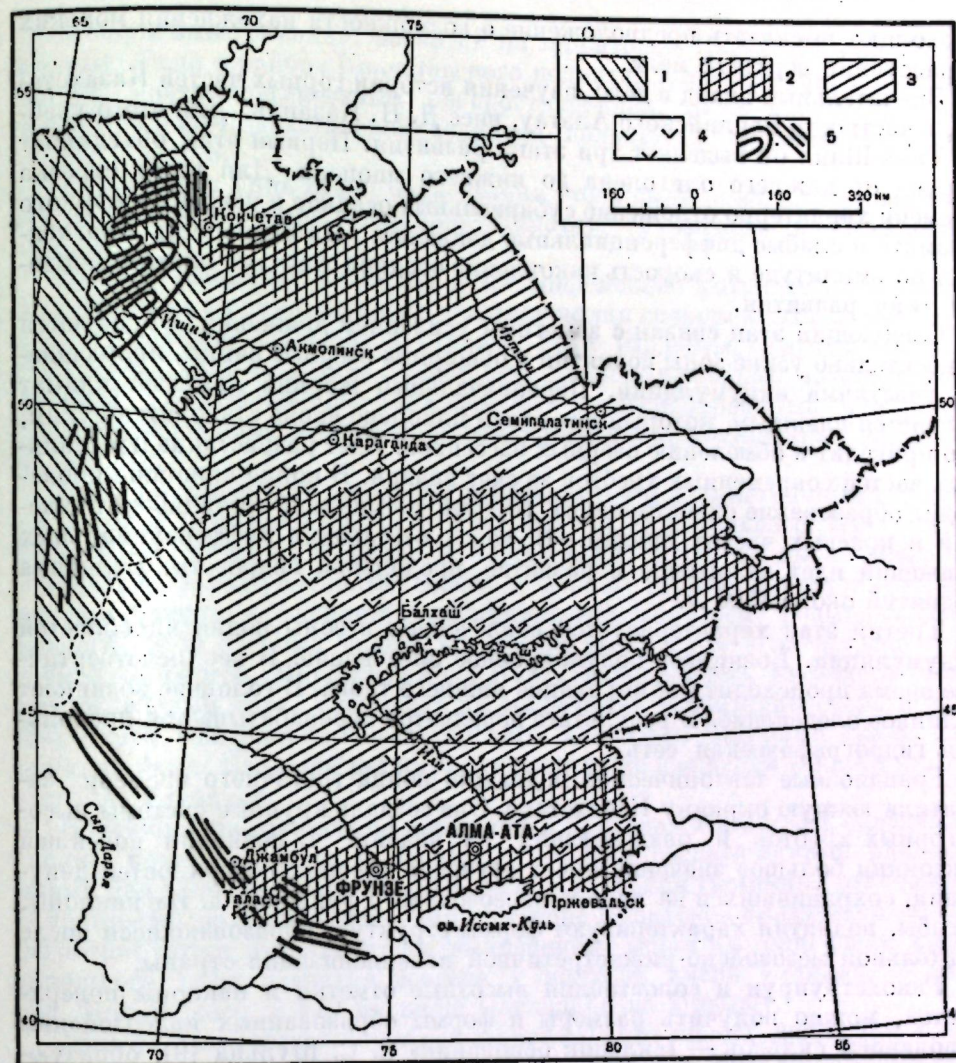
Этот тип разреза резко отличается от разреза западных и северных частей Казахской складчатой страны и приближается к разрезу юго-востока Сары-Арка, получившему детальное расчленение за последние годы благодаря съемочным работам Казахского геологического управления.

Эта зона, охватывающая участок от широты Успенского завода на севере и до Прибалхашья на юге, характеризуется следующими особенностями: 1) широкое развитие образования верхнего силура, 2) развитие морского, как отмечает В. Ф. Беспалов [6], «зеленоцветного» девона, нижний морской карбон, характеризующийся широким распространением эффузивов, верхний палеозой, охарактеризованный флорой среднего карбона и нижней перми. Среди эффузивов последнего преобладают дацитовые порфиры. Сопоставляя разрезы Прибалхашья, Джунгарского и Заилийского Алатау, мы должны констатировать, что развитие восточной части Тянь-Шаня пошло по новому структурному пути и, начиная с нижнего карбона, палеогеографически Тянь-Шань входит уже в иной структурно-палеогеографический район (фиг. 2).

История мезозоя изучена далеко не достаточно, но совершенно ясно, что план развития структур в Тянь-Шане достаточно различен. На востоке Тянь-Шаня (Илийская впадина, Уш-Карагай) юрские угленосные отложения лежат практически ненарушенно, приближаясь к условиям залегания юрских отложений в Караганде и Майкюбене. Осадки юры располагаются в центре карбоновых мульд, подчеркивая наследованность в развитии мульд. Мульды ориентированы в широтном простирании. На западе Тянь-Шаня (Таскомурсай), в Карсакапском районе (Байконур, Киякты) и на Бурлуке (Приишимье) условия залегания юрских отложений резко отличаются. Юрские отложения залегают обычно в узких тектонических зонах, чаще всего в грабенах, на допалеозойском или нижнепалеозойском основании. Юрские породы интенсивно дислоцированы, сорваны со своего основания и образуют изоклинальные складки. Таким образом, Тянь-Шань в мезозое структурно принадлежит к разным тектоническим зонам. На западе его структуры ориентированы в простираниях, близких к меридиональным. На востоке структурный план развит в широтных простираниях.

На западе, очевидно, направляющими являются те тектонические движения, которые привели в дальнейшем к возникновению структуры Тургайской впадины. Развитие структур восточной части Казахской складчатой страны и Восточного Тянь-Шаня шло по иному плану.

Сопоставление отдельных этапов третичной истории для равнинной и горной частей Казахстана уже проводилось коллективом авторов и



Фиг. 2. Этапы нахождения Восточного Тянь-Шаня и Восточного Казахстана в одних структурных зонах (составил Е. Д. Шлыгин)

1 — зона меридиональных поднятий альпийского времени; 2 — зона широтных поднятий альпийского времени; 3 — восточноказахстанская зона наследованных структур мезозоя; 4 — зона варисских дуг Балхашско-Тяньшанской провинции; 5 — зона внешних каледонских дуг

суммировано в работе Д. Н. Казанли, В. В. Лаврова и автора [7]. Эти представления должны быть дополнены новыми фактами из палеогеновой истории восточной части Тянь-Шаня. Коллективом работников, обрабатывающих данные по Илийской опорной скважине, были выявлены во вторичном залегании многочисленные остатки разнообразных фораминифер, среди которых преобладали *Globigerina bulloides*. Состав фауны фораминифер позволил С. Е. Чакабаеву [8] наметить ряд сходных форм с фауной Приаралья, Западной Сибири и Ферганы и параллелизовать эти отложения с сузакским ярусом Ферганы.

Наличие этой фауны позволяет расширить площадь развития палеогеновой трансгрессии, захватившей и Восточный Тянь-Шань. Близкие очертания границ палеогеновой трансгрессии и верхнемеловых трансгрессий

позволяют высказать предположение о возможности нахождения морских образований верхнего мела.

Значительный вклад в дело изучения истории горных частей Казахстана, в частности Запщдйского Алатау, внес Д. Н. Казанли. Для этого хребта Тянь-Шаня он выделяет три этапа развития. Первый этап объединяет период от нижнего олигоцена до нижнего миоцена. Для этого отрезка времени характерно отложение субареальных осадков в условиях жаркого климата и слабые дифференциальные движения. Интенсивность прогибания по амплитуде и скорость накопления осадков отвечают платформенному типу развития.

Следующий этап связан с заметным усилением движений. Образуются относительно узкие зоны поднятий и обширные озерные ванны, являющиеся участками аккумуляции. Первоначальный жаркий аридный климат сменяется влажным, который в верхнем плиоцене вновь становится сухим, что приводит к обмелению озерных бассейнов. Идет разрастание центральных частей современных хребтов за счет впадин. В конце плиоцена происходит образование односторонних горстов и смиание третичных отложений в краевых частях впадин. В зонах отставания дифференциальных движений идет заложение и развитие продольной гидросети. Величина поднятий около 1500 м.

Третий этап характеризуется вовлечением в зоны поднятия областей аккумуляции. Возникает полупокровное оледенение. В верхнечетвертичное время происходит формирование нижнего трога. В голоцене возникает долинное оледенение. В результате перехватов перерабатывается продольная гидрографическая сеть.

Грандиозные тектонические подвижки конца третичного времени захватили южную окраину Казахстана. Они создали крупные системы высокогорных хребтов и разделяющих их впадин. В познании новейшей тектоники большое значение имеет изучение древних поверхностей денудации, сохранившихся на доколе палеозойского фундамента. Их наклоны, изгибы, поднятия характеризуют формы структур, образовавшиеся после длительной мезозойско-нижнетретичной пенеппленизации страны.

Реконструируя и сопоставляя высотные отметки и наклоны поверхностей, можно получить размеры и формы образованных палеозойским основанием складок — «складок основания» С. С. Шульца [9], образующих широкие валообразные поднятия, местами нарушенные системой разрывов. Параллельно с воздыманием складок фундамента идет образование «складок покрова» кайнозойских отложений, обусловленных самостоятельным движением покрова. Не исключена возможность того, что причиной образования складок покрова были гравитационные движения покрова к центру впадин.

Тектонические движения горных областей Казахстана несомненно находят свою преемственность в структурах того же широтного простира- ния в пределах Центрального и Северного Казахстана.

Огромный антиклинорий Северного Тянь-Шаня отделен системой озер Алакуль, Сасыккуль, Балхаш и пониженными участками пустыни Бетпакадала от зоны широтных поднятий Балхаш-Ишимского водораздела. Это поднятие отделяется Тениз-Кургальджинской впадиной от широтной зоны поднятий Кокчетавского района. Очевидно этим движениям обязано возникновение как бы инородного для Тургайской впадины широтного ориентированного Кустанайского вала, давно выявленного Г. Е. Быковым [10]. Амплитуды поднятий валов понижаются по направлению к северу. Нам кажется, что доказательством этому является интенсивность денудационных процессов, действовавших на образования мезозой-

ской коры выветривания, развитой на территории Казахской складчатой страны. Если в районе Кокчетавского поднятия кора выветривания пользуется почти повсеместным распространением, то ее распространение в Центрально-Казахстанском поднятии пользуется ограниченным распространением.

В пределах Тянь-Шаня образования коры выветривания сохранились лишь как исключение (подложие Каратау, Угамского и Пскемского хребта).

Наличие молодых поднятий и их современное развитие проявляются в морфологии меридиональных участков долин современных рек и берегов озер Казахской складчатой страны. Реки Шидерты, Уленты, Селеты, Килчакты, Шат и другие имеют отчетливо выраженные антепедетные участки, представленные скалистыми, каньонообразными участками, резко выделяющимися на фоне плоских, широких, заполненных аллювием долин.

Наличие новейших движений доказывается и асимметричным строением берегов большинства озер Северного и Центрального Казахстана. Берега озер северного склона Кокчетавского поднятия имеют северные низменные аккумулятивные берега и южные горные абразионные. Эта закономерность объясняется избирательной абразией поднимающегося южного борта озерных впадин вследствие увеличения угла встречи волн с уклоном берега. Морфология оз. Кургальджин-Тениз, имеющего также крутой южный борт, указывает на вовлечение территории озера в зону широтного Центрально-Казахстанского поднятия. Северный скалистый, покатый берег Балхаша регистрирует новейшие движения южного склона этого же поднятия.

Новейшие тектонические движения в пределах Казахской складчатой страны констатируются и непосредственными геологическими наблюдениями над условиями залегания и распространения третичных отложений. В частности, новейшие движения на севере Казахской складчатой страны регистрируются неожиданным выявлением морского олигоцена среди сплошного поля развития неогена у колхоза имени Сталина, вблизи пос. Иртышского, в 120 км ниже Павлодара по Иртышу.

Этим фактам соответствует режим дифференциальных движений и эрозионных процессов в Казахской складчатой стране. Этот вопрос был поднят в статье Д. Н. Казанли, В. В. Лаврова и автора этого сообщения [7]. Усиление дифференциальных движений и эрозионных процессов имело место в верхнем олигоцене, которое, правда, не привело к полному вскрытию дотретичного палеозойского цоколя, но создало явно несогласное залегание миоценовых отложений на морском «теганском» олигоцене.

Усиление движений в горных областях выразилось на равнинах Казахстана в образовании зон опусканий, в которых были отложены миоценовые осадки. Эти же движения привели к несогласному залеганию плиоцена на миоцене и более резкому проявлению тектоники в последнем. Оживление дифференциальных движений способствовало возникновению на севере Казахстана тех структурно-тектонических депрессий, которые были выявлены за последние годы в результате анализа буровых материалов по целинным землям, проведенного С. М. Мухамеджановым, Г. А. Рейсгоф и автором [11]. Изучение данных по буровым скважинам показало, что в пределах бессточных впадин Северного Казахстана (оз. Джалаулы, Теке, Улыкун-Карой и Кши-Карой) структуры миоцена образуют ориентированную в западно-северо-западном направлении синклиналь, совпадающую с зоной названных озер и раскрывающуюся в восточном направлении.

Имеются основания предполагать, что озера располагаются в зоне прогибов, углубление которой продолжается и в настоящее время. Эти дифференциальные движения, очевидно, увеличились в четвертичное время. В зонах поднятий эти движения обусловили врезание крупных водных артерий и там размываются миоцен-плиоценовые отложения, причем морской олигоцен является во многих случаях базисом эрозии. Палеозой же обнажался лишь в участках более выраженных движений, выявляемых antecedentным характером долин на этих участках и указывающих на наличие структур второго порядка на обширных валлообразных поднятиях.

В отличие от горных областей Тянь-Шаня эти валлообразные поднятия типа складок основания редко сопровождалось явлениями размыва. Возможно, что озерные ванны озер Большое и Малое Чебанье Боровской группы озер возникли в результате грабенообразных погружений.

Таким образом, тектонические движения, приведшие к возникновению кайнозойских структур Центрального и Северного Казахстана, неразрывно связаны с современными тектоническими подвижками Тянь-Шаня. Геологические выводы о соподчиненности движений Тянь-Шаня и Казахской складчатой страны должны быть проверены путем анализа типа, характера и интенсивности этих подвижек на равнинных частях Казахстана.

Резюмируя изложенное, мы должны констатировать, что в общей системе тектоники Казахстана Тянь-Шань занимает определенное положение, входя своими структурами в зависимости от времени в различные структурно-геологические регионы Казахстана. В допалеозое и нижнем палеозое он входит в состав дугообразных структур северных дуг Тянь-Шаня и каледонской дуги Центрального Казахстана. С карбонового времени восточная часть входит в состав образований Балхашско-Джунгарской верхнепалеозойской формации. В мезозое зона Тянь-Шаня также развивается, отчетливо разделяясь на восточную и западную части. Наконец, в кайнозое оформляется новый тип альпийских тектонических движений, создавший Тянь-Шаню его современный величественный рельеф и нашедший отражение в валлообразных поднятиях Казахской складчатой страны.

ЛИТЕРАТУРА

1. Д. В. Наливкин. Очерк геологии Туркестана. Туркпечать, 1926.
2. Д. Н. Казанли. Формирование Заилийского Алатау как стратиграфической единицы. Изв. АН КазССР, сер. геол., 18, 1954.
3. Р. А. Брукаев. Допалеозой и нижний палеозой северо-востока Центрального Казахстана. Госгеолтехиздат, 1955.
4. Л. И. Боровиков. Нижний палеозой Джезказган-Улутауского района западной части Центрального Казахстана. Госгеолтехиздат, 1955.
5. В. И. Келлер, К. А. Лисогор. Ордовик Казахстана. Тр. Геол. ин-та АН СССР, 154, 1954.
6. В. Ф. Беспалов. Джунгаро-Балхашская герцинская геологическая провинция. Вопросы геологии Азии, 1. Изд. АН СССР, 1954.
7. Е. Д. Шлыгин, Д. Н. Казанли, В. В. Лаврова. Параллелизация третичных отложений равнинных и горных областей Казахстана. Вести. АН КазССР, № 8, 1952.
8. С. Е. Чакбаев. К находке морских палеогеновых фораминифер в Илийской впадине. Изв. АН КазССР, сер. геол., 21, 1955.
9. С. С. Шульц. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. Зап. Всес. геогр. об-ва, нов. сер., 3, 1948.
10. Г. Е. Быхов. К строению Тургайского пролива. Проблемы советской геологии, 8, 1937.
11. Е. Д. Шлыгин, С. М. Мухамеджанов, Г. А. Ройсгоф. О тектонике мезо-кайнозоя северной окраины Казахской складчатой страны. Вести. АН КазССР, № 2, 1955.

Д. Н. КАЗАНЛИ

ГЕОЛОГИЯ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ В СВЯЗИ С ЕГО СЕЙСМИЧНОСТЬЮ

Для выявления связи сейсмических явлений с геологическими процессами необходимо решить следующие задачи: 1) выяснить геологическое строение района и историю развития его геологических структур и определить зоны молодых дифференцированных тектонических движений; 2) провести анализ сейсмологических данных; 3) сопоставить геологические и сейсмические данные для выяснения генезиса землетрясений и определения их связей с современными тектоническими процессами.

В настоящей статье рассматриваются вопросы сейсмичности большей части территории Северного Тянь-Шаня.

1. К ИСТОРИИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

По В. А. Николаеву, Северный Тянь-Шань является частью геоантиклинальной зоны Средней Азии, типа срединных массивов, сложенной в основном докембрийскими геосинклинальными осадками и древнейшими гранитоидами [1, 2]. В этой зоне находятся также участки развития нижнепалеозойских флишевых комплексов. В эпоху средне-верхнекарбоновых нисходящих движений геоантиклиналь Северного Тянь-Шаня была областью аккумуляции маломощных терригенных, красноцветных отложений.

Южной границей северотяньшанской геоантиклинали является выделенная В. А. Николаевым [3] еще в 1933 г. «важнейшая структурная линия Тянь-Шаня», отделяющая варисскую антиклинальную зону от области развития морских геосинклинальных осадков на юге. Д. В. Наливкин проводил границу между северными и центральными дугами южнее — по долинам Сыр-Дарьи и Нарына. В последнее время (1953 г.) В. А. Николаев [2] выделил Алай-Кокшальскую структурно-фациальную зону, которая является периферической частью южнотяньшанской палеозойской геосинклинали. Северный Тянь-Шань, по Д. В. Наливину [4], протягивается именно до границ Алай-Кокшальской зоны, а между важнейшей структурной линией Николаева и границей Алай-Кокшальской зоны располагается так называемая Чаткало-Нарынская структурно-фациальная зона, характеризующаяся наличием морских фаций нижнего карбона переходного типа.

К Северному Тянь-Шаню, по Д. В. Наливину, относятся области Таласского, Киргизского хребтов и так называемые «юго-западные отроги» — хребты Моголтау, Чаткальский и Кураминский, однако мы в ас-

пекте вопросов сейсмичности Северного Тянь-Шаня ограничимся рассмотрением территории, расположенной восточнее Атойнакского хребта, или восточнее Талассо-Ферганского разлома [5, 6].

Нам остается определить северную границу рассматриваемой площади. Поскольку по правому берегу р. Или развиты структуры уже совершенно не тяньшанского типа [7], то северную границу рассматриваемой нами площади мы ограничиваем южной частью Чуйской и Илийской депрессий.

Особенностями тектонического режима оконтуренной таким образом территории на протяжении геологической истории являются, во-первых, вероятное наличие тектонической перестройки (а именно переход от алтайско-каратауских направлений к тяньшанским) на границе докембрия и нижнего палеозоя; во-вторых, глубокий перерыв в осадконакоплении в течение готландия [8], нижнего и по крайней мере среднего девона и на многих участках в течение верхнего девона, турне и части визе. Третьей особенностью площади является то, что на значительной части периферии центральной геосинклинали, на границе со впадиной (Заилийский Алатау, западная часть Киргизского хребта) третичные отложения дислоцированы согласно со среднепалеозойскими, что и указывает на то, что фланги хребтов были деформированы тектоническими движениями только в альпийское время [9, 10].

На рассматриваемой территории в конце прошлого и начале текущего столетия произошло несколько сильных землетрясений. После этого на протяжении более 25 лет сильные землетрясения не повторялись и регистрировались лишь слабые подземные толчки, причём их было меньше, чем на смежных территориях Западного и Южного Тянь-Шаня [11—15]. Отмеченные выше землетрясения, как сильные, так и слабые, тщательно изучены. Вместе с тем, за последние десятилетия различными учреждениями был собран огромный геологический материал по Северному Тянь-Шаню. Попытка сопоставить эти материалы и сделана в настоящей работе.

По основным сейсмическим районам СССР к моменту сессии в Алма-Ате были подведены итоги изучения сейсмичности при помощи новой сейсмической аппаратуры и специальных сейсмологических работ. Для Северного Тянь-Шаня, несмотря на наличие большого нового материала по сейсмичности благодаря сети высокочувствительных станций и новым важным геологическим факторам, такие итоги подводятся впервые.

2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Геосинклинальный этап формирования структур центральной антиклинальной Северного Тянь-Шаня закончился в нижнем палеозое. Этот геосинклинальный этап обнимает верхнепротерозойскую стадию формирования геосинклинали нормального развития и развитие по остаточному типу в течение ордовика [16]. В весьма характерной выделяемой нами «Заилийско-Сусамырской» срединной геосинклинальной зоне Северного Тянь-Шаня развиты отложения всех групп докембрия. Комплекс этих отложений представлен в ксенолитах и блоках, зажатых в периферических частях древних гранитных интрузий. Кроме того, наблюдаются также крупные площади сплошного развития докембрия. Сводный стратиграфический разрез докембрия этой зоны имеет следующий характер:

1) Архезойская группа представлена Актюзской гнейсовой формацией, мощностью более 5000 м, состоящей из: а) свиты слюдяных сланцев; б) свиты гранатовых амфиболитов; в) свиты гранодиоритовых и аплитовых гнейсов; перерыв, интрузии габбро и ультрабазитов.

2) Протерозой, Кебинская формация: амфиболитовые, актинолитовые,

амфиболо-диоритовые сланцы, мощностью 3000 м. Алмаатинская формация: а) свита диабазовых порфиритов и основных эффузивов типа спилитов; б) свита туфовых песчаников и плагиоклазовых порфиритов; перерыв и несогласие; в) конгломераты и песчаники с известковым цементом, порфино-кластические туфы; г) известково-кварцевые песчаники и магнезиальные сланцы с линзами мраморизованных известняков.

Суммарная мощность Алмаатинской формации около 9000 м.

Актюзская и Кебинская формации развиты в западной части Заилийского Алатау, а верхний протерозой — в центральной. Непрерывные обнажения пород верхов Актюзской формации и пород Кебинской свиты протягиваются из западной части Заилийского Алатау на восток, к его фронтальной части. Расположение полей докембрия иллюстрируется структурной схемой Заилийского Алатау (фиг. 1). Центральная часть срединного антиклинория Северного Тянь-Шаня представляет собой поле ксенолитов, амфиболитов и габброидов докембрия в древних гранитах и в тектонически зажатых блоках по периферии гранитных массивов.

Другая зона докембрия развита в осевой части Терскей-Алатау. Она состоит из двух частей — восточной и западной, имеющих диагональное каратауское направление. По данным С. С. Шульца, Д. И. Яковлева, П. А. Грюше и Г. В. Королева [17, 18], здесь развиты в общем те же формации докембрия, что и в Заилийском Алатау, хотя, может быть, намечено некоторое сравнительно большее обилие известняковых фаций. Так же как и в Заилийском Алатау, здесь значительную роль среди древних толщ играют амфиболиты и мигматиты.

Отложения нижнего палеозоя на рассматриваемой территории представлены почти исключительно ордовиком. Породы последнего, выходя на земную поверхность, образуют широкие пояса, охватывающие центральную геосинклиналь с юга и севера. Мощность отложений ордовика от 1000 до 3000 м, состав — терригенные осадки и основные эффузивы. Особо выделяется полоса отложений ордовика, протягивающаяся на расстоянии около 500 км от гор Кавактау на западе до верховьев рек Каркары и Сарыджаса — в узле Хан-Тенгри. Мощность флишoidных толщ ордовика этой зоны достигает 6000 м. Они, вероятно, отлагались в ряде глубоких депрессий. Флишoidные же толщи ордовика, мощностью более 4000 м, развиты также в восточных частях Кунгей- и Заилийского Алатау.

Ордовичские отложения в западной части Северного Тянь-Шаня на границах с Таласским Алатау содержат много известняков (1500 м из общей мощности 3000 м). Анализ состава терригенных осадков ордовика южного окончания Чу-Илийских гор и гор Айтау указывает на то, что они были принесены с востока [8, 19, 20, 21].

В среднепалеозойское время на изучаемой территории образовались следующие осадки: 1) в обширной области опускания северных склонов Киргизского и Заилийского Алатау образовались терригенные и эффузивные толщи мощностью до 3000 м; 2) в хребте Терскей-Алатау — терригенные красноцветные отложения (от визе до намюра) мощностью около 1000 м; 3) в области восточного погружения Заилийского Алатау находятся эффузивные довизейские толщи, мощностью около 2500 м. В Терскей-Алатау развиты осадочные толщи нижнего и среднего карбона. В переходной зоне южнотяньшанской геосинклинали — в Чаткало-Нарын-ской структурно-фациальной зоне В. А. Николаева развиты осадочные свиты карбона — турне, лежащие на красноцветных толщах фаменского яруса, суммарной мощностью свыше 4000 м [2].

Для разрезов среднекаменноугольных отложений, развитых главным образом в пределах Иссыккульской впадины и восточной части Терскей-

Алатау, характерно развитие песчано-конгломератовых толщ и наличие гипсоносности.

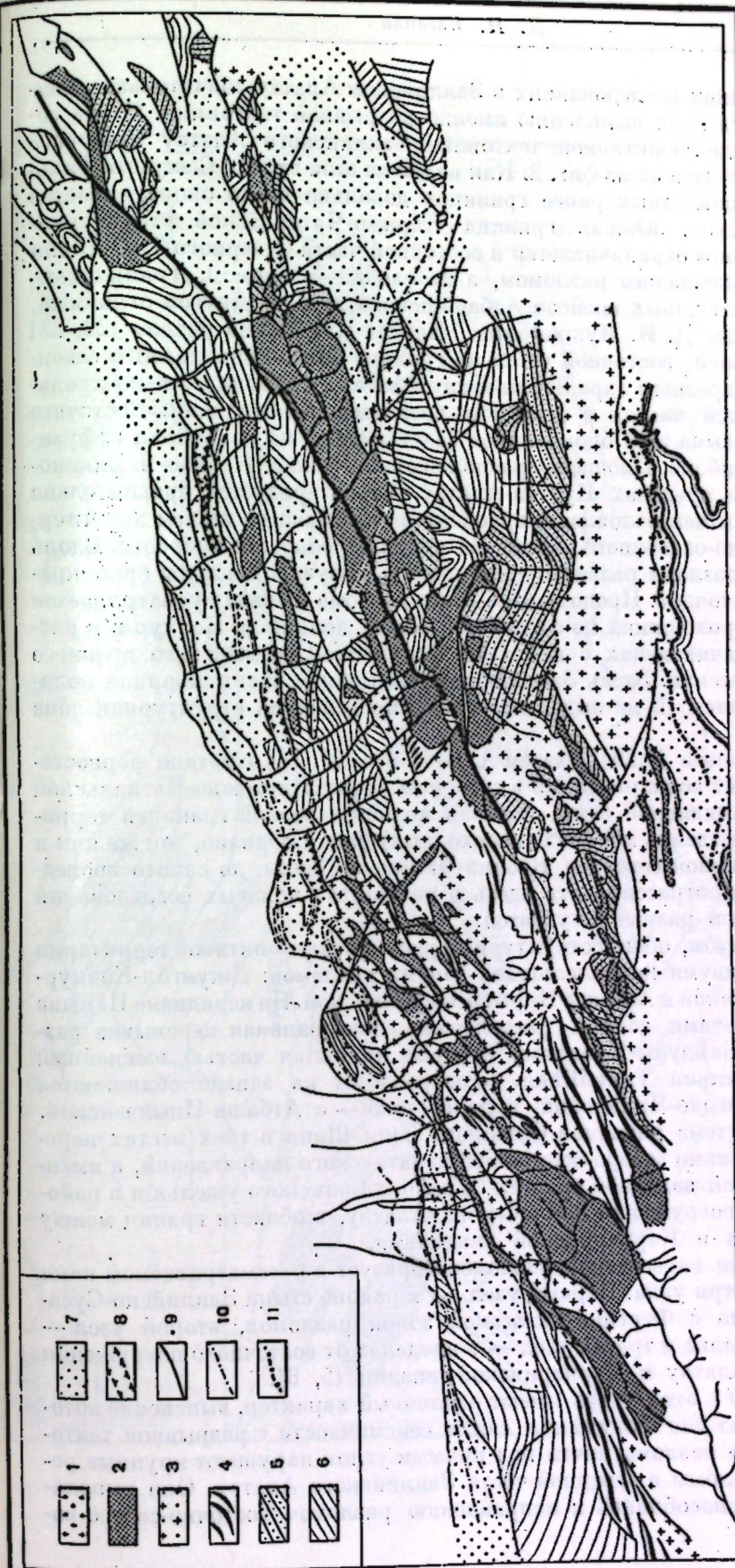
Таким образом, как это впервые подчеркнул В. А. Николаев, литолого-фациальный тип осадков, развитых в области срединной антиклинали и залегающих главным образом на древних, докембрийских и нижнепалеозойских толщах, близок к типу осадков платформенных синеклиз и поздних геосинклинальных прогибов [2]. Формирование депрессий, выполненных осадками этого этапа, происходит на фоне существенно восходящих тенденций. Эти депрессии с сохранившимися среднепалеозойскими осадками, сформированы в карбоне.

Распределение осадков среднего и верхнего палеозоя имеет следующий характер. В западной части Киргизского хребта визейские известняки и залегающие выше красноцветы достигают мощности 500 м. Восточнее мощность этих толщ увеличивается и в ее составе начинают существенную роль играть эффузивы. Этот характер отложений имеет место и в западной части Заилийского Алатау, однако мощность осадочных свит здесь быстро уменьшается, и последние представлены только конгломератами. Далее существенно эффузивные толщи развиты вдоль предгорной зоны, залегая в основании прилавок. Восточнее водораздела Иссыка и Талгара уже вся площадь Заилийского Алатау сложена почти исключительно девон-карбоновыми эффузивами и гранитами, и только за пределами Кебино-Чиликского разлома появляются известняковые и сланцевые средне-верхневизейские отложения.

В самых восточных частях рассматриваемой территории, в хребтах Далашик, Кетмень и Кулуктау, ниже визейских известняков залегает мощная, более 2000 м, толща эффузивов. На северном и южном склоне Кунгей-Алатау развиты уже упоминавшиеся фрагментарные терригенные отложения, залегающие в своеобразных мелких депрессиях, на фоне более широкого развития древних геосинклинальных осадков и гранитов. Сплошное развитие морских верхнедевонских и карбоновых осадков мощностью свыше 4000 м наблюдается в пределах Нарынской структурно-фациальной зоны, резко появляясь сразу же южнее линии Швецова—Николаева. Карбон этой зоны протягивается до западной границы района (до Талассо-Ферганского разлома), и, таким образом, центральная Заилийско-Сусамырская антиклинальная полоса, выраженная здесь Джумголо-Сусамырским поднятием, опоясана с юга зоной развития переходных фаций карбона свыше 4000 м, а с севера — зоной развития красноцветов и эффузивов с переменной мощностью, достигающей 3000 м. Наконец, южнее Нарынской зоны расположена область сплошного развития морских известняков палеозойской Южно-Тяньшанской геосинклинали.

Итак, в геологическом отношении рассматриваемая территория представляет собой крупную антиклинорную структуру, сложенную в настоящее время гранитами и докембрием и окаймленную нижнепалеозойскими, в основном ордовичскими, зонами погружений. Так, в районе западного погружения Заилийского Алатау мы имеем ордовичскую зону, причем часть этой области развития ордовика, севернее Кебино-Чиликского разлома, в эпоху после ордовичских поднятий была приподнята и денудирована (готландско-девонский этап денудации). Другая область погружений с отлогообразными ордовичскими депрессиями вдоль нее, окаймляет антиклинорий с юга, вдоль «важнейшей структурной линии Тянь-Шаня», а с севера антиклинорий ограничен зонами погружения вдоль водораздельных разломов Киргизского хребта и фронтального разлома Заилийского Алатау.

В структуре района существенную роль играет дизъюнктивная текто-



Фиг. 1. Структурная схема Заилийского Алатау (составил Д. Н. Казапли, 1951 г.)

1 — граниты без разделения, главным образом докембрийские с северо-западной линией структурных течений, и в меньшей степени раннеархейские; 2 — порфировые граниты осевой части Кунгей-Алатау; 3 — палеозойские граниты осевой части Кунгей-Алатау; 4 — ордович; 5 — девон; 6 — верхнедевонский интрузивный эффузивно-туфовый комплекс; 7 — рыхлые третичные и четвертичные отложения; 8 — грабенообразные понижения на границе палеозойского массива хребта Кунгей-Алатау; 9 — разлом; 10 — контуры уступа приливов; 11 — максимальная высота Иссык-Куля — террасный уровень Q II (Rhinosceros tichozhinus)

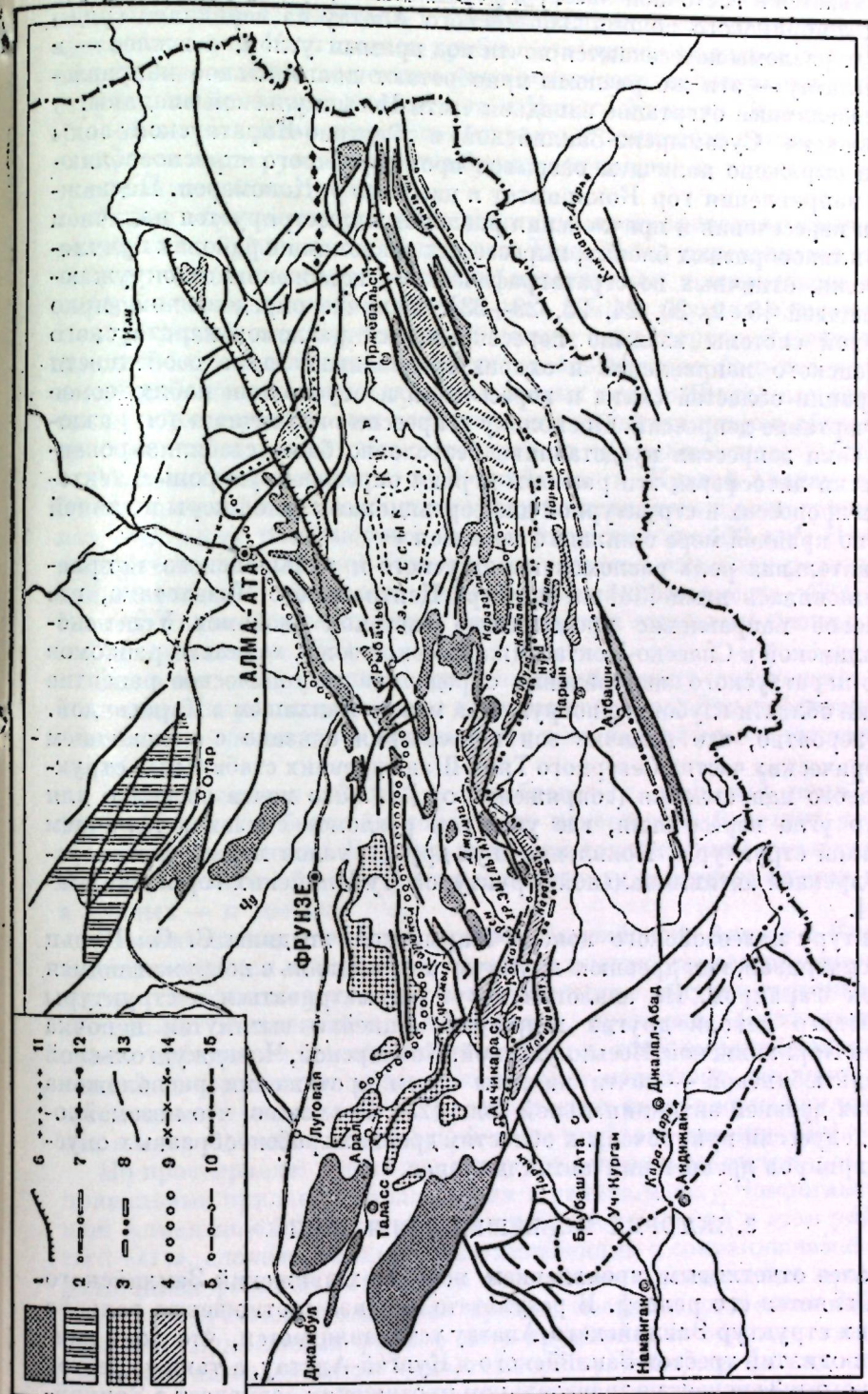
ника. При наших исследованиях в Заилийском Алатау значительное внимание было уделено выявлению именно разрывной тектоники. Схема сопоставления дизъюнктивной тектоники Заилийского Алатау Северного Тянь-Шаня приведена на фиг. 2. Как видно из этой схемы, Северный Тянь-Шань в установленных ранее границах довольно четко оконтуривается серией разрывов. Южная граница Нарыно-Чаткальской структурно-фациальной зоны ограничивается в восточной части Северного Тянь-Шаня крупным Инылчекским разломом, а на западе — разломом, ограничивающим чешую слюдяных гнейсов Атбашинского хребта. Другой огромный, выделенный еще Д. И. Мухометовым, Кебино-Чиликский разлом [22, 23] проходит в своей восточной части по границе более приподнятого северного блока — древнего ядра Заилийского Алатау, сложенного в центральной и западной частях в основном древними гранитоидами. Восточнее меридиана Иссыка этот блок сложен залегающими на докембрии эффузивами девон-карбона. Площадь, расположенная южнее Кебино-Чиликского разлома, в пределах Кунгей-Алатау, характеризуется сравнительно широким развитием отложений ордовика и залегающего на нем характерного эффузивно-осадочного комплекса нижнекарбонного возраста. Вдоль упомянутого разлома развиты узкие полосы эффузивов и зоны яркоокрашенных гранитоидов. Продолжение этого разлома на запад усматривается в разрывах, проходящих по северному борту долины р. Кочкур и в разрывах, ограничивающих с юга блок Джумголо-Сусамырского древнего гранитного массива. Здесь Заилийско-Сусамырская антиклинорная полоса выклинивается и не выделяется как определенная структурная зона [8, 24, 25].

В. А. Николаев [1, 26], а затем А. В. Пейве [27, 28] отметили первостепенное значение зоны разломов в северном борту Нарыно-Чаткальской структурно-фациальной зоны, которая является резкой границей терригенных и существенно морских (переходных) фаций. Однако, так же как и для расположенной севернее Кебино-Чиликской зоны, до самого последнего времени протрассировать здесь в результате полевых исследований какой-то единый разрыв не удастся.

Таким образом, общий структурный рисунок дизъюнктивов территории определяется двумя параллельными зонами разломов: Джумгол-Кочкур-Кебино-Чиликской и Атбаш-Нарыно-Инылчекской. На меридиане Нарына между двумя этими зонами расположена диагональная перемычка разломов Долон-Байдулы-Копкаты, которые являются частью важнейшей структурной линии Тянь-Шаня. Эти разломы на западе сближаются с зоной Джумголо-Чиликской, а на востоке — с Атбаш-Инылчекской. Настоящая система разломов Северного Тянь-Шаня в трех местах пересекается разломами северо-восточного каратауского направления, а именно — на крайней западной границе, в районе Боомского ущелья и в районе восточного погружения Заилийского Алатау, в области границ между Иссыккульской и Каркаринской впадинами.

Это взаимное пересечение разломов образует в рассматриваемом нами районе как бы три узла. Первый узел — в районе стыка Заилийско-Сусамырского блока с Фергано-Таласской зоной разломов, второй узел — в Боомском ущелье и третий узел — в пределах от восточного погружения Заилийского Алатау и Каркаринской впадины [5, 6].

Пересечения в этих узлах имеют различный характер, выяснение которого необходимо для понимания связи сейсмичности с разрывной тектоникой. Сходящиеся разломы почти под прямым углом нарушают крупные региональные разломы в северной части Заилийского Алатау. Они выполняются, приспособляясь к направлению разломов восточно-северо-во-



Фиг. 2. Схема дизъюнктивной тектоники и положения древних толщ Северного Тянь-Шаня (составил Д. Н. Казапли, 1955 г.)

1 — докембрий, устойчивый; 2 — кембрий и ордовик Чу-Илийских гор; 3 — южный нагорный и протерозой; 4 — ордоситы; 5 — докембрий, устойчивый; 6 — Кебино-Чиликский разлом; 7 — северная граница восточной Южно-Тяньшаньской платформенной гетерогенности; 8 — южная граница Тянь-Шаньской антиклинорной зоны (линия Шенца-Инылчева); 9 — северная граница Тяньшаньско-Сусамырской антиклинорной полосы (в восточной части древнего ядра Заилийского Алатау); 10 — южная граница древнего ядра Терской-Алатау; 11 — граница Карач-Башинской поперечной зоны до интрузивных пород; 12 — южная граница эффузивных сил в юго-восточной части Северного Тянь-Шаня; 13 — западная граница брахиантиклинорных структур в эффузивно-туфозных свитах C_1 — P значительной мощности; 14 — восточное продолжение разлома Чу-Илийских гор; 15 — восточно-ферганский разлом по А. Н. Суворову

сточного простирания в южных зонах. Это приспособление очень ярко обнаруживается в восточной части, в разломах, ограничивающих погружение докембрийского цоколя Заилийского Алатау на меридиане гряды Карач, где разломы пересекаются почти под прямым углом, а южнее — в Кунгей-Алатау — эти же разломы приобретают диагональное направление, определившее очертание западной части Иссыккульской впадины.

Сопряжение Сусамырско-Заилийской и Фергано-Каратауской зоны разломов выражено наличием разрывов промежуточного «приспосабливающегося» направления гор Кокиримтау и низовьев р. Кокомерен. Подвижность зон пересечения и причленения разломов иллюстрируется наличием в узких, клиновидных блоках, вырезаемых разломами в районах причленения, толщ, отличных по стратиграфическому положению от окружающих площадей [8, 9, 20, 24, 25, 29—33]. Наличие определенной, ярко выраженной системы взаимно пересекающихся разломов каратауского и тяньшанского направлений и охарактеризованные выше особенности конфигурации областей стыка и пересечений и обусловили наблюдаемое сейчас очертание депрессий. Поскольку депрессии ограничиваются разломами, а сами депрессии представляют безусловно более стабилизированные участки литосферы, эти разломы играют определенную роль в тектонических процессах и структурной дифференциации земной коры в данной области по крайней мере с нижнего палеозоя.

Сравнительная роль разломов каратауского и тяньшанского направлений выяснялась нами [33] на примере Центрального Казахстана, где тяньшанское направление представлено системой разломов Успенско-Каркаралинской и Спасско-Коктас-Джартасской зоны, а система разломов алтайско-каратауского направления определила тектоническое развитие периферии области глубокого погружения между Балхашем и Карагадой. Весьма вероятно, что наличие зон пересечения связано с положением в периферических частях Северного Тянь-Шаня древних стабильных структур и нового направления (сопряженного) [25]. Это почти очевидно для западного угла пересечения, где узел зон разломов связан с наличием каратауской структуры. Появление двух других узлов может быть обусловлено древней антиклинальной структурой Чу-Илийских гор и Кандыктаса [34].

Структуру палеозойского цоколя Нарынской впадины С. С. Шульд [18] рассматривал, как древнюю крупную антиклиналь с погружающимся на восток шарниром. По аналогии могут рассматриваться и структуры палеозойского цоколя других депрессий. Линейно вытянутая цепочка депрессий Каркаринской, Иссыккульской, Кочкорской, Чаекджунгольской и Кетменьтюбинской — почти на всем своем протяжении расположена в пределах древней антиклинальной зоны [25]. Возможно, что мезокайнозойские депрессии приурочены к областям древних грабенообразных опусканий шарниров древнейших антиклинорев.

3. ИСТОРИЯ НОВЕЙШИХ ДВИЖЕНИЙ

Наиболее отчетливым проявлением новейших движений Заилийского Алатау является его рельеф. В результате анализа соотношения рельефа и древних структур Заилийского Алатау устанавливается, что зона наибольших поднятий хребтов Заилийского и Кунгей-Алатау, а также хребтов Киргизского и Терскея, на значительном протяжении совпадает с Заилийско-Сусамырской геоантиклинальной зоной. Эта зона восточно-северо-восточного простирания, сложенная древними гранитами и огромными ксенолитами докембрия, и послужила ядром передовых поднятий Север-

ного Тянь-Шаня. Она осложнена причленением к ней широтных орографических элементов, сложенных уже мощными эффузивно-осадочными толщами среднего палеозоя и расположенных в западной части Заилийского Алатау и Киргизского хребта. Эти «углы» поднятий как бы соединяют древнее ядро восточно-северо-восточного простирания с древними структурными зонами Кандыктаса и Малого Каратау. В восточной части Заилийского Алатау появление широтных элементов также увязывается с глубоким погружением докембрийского цоколя и широким развитием среднепалеозойских толщ.

Таким образом, современное очертание орографических элементов поднятий в северной части Северного Тянь-Шаня определяется древними зонами восточно-северо-восточного простирания и широтными элементами, играющими, видимо, главную роль в более поздних и, главным образом, в альпийских движениях. В цоколе этих широтных элементов молодые среднепалеозойские толщи имеют значительно большее распространение и мощность, чем в древних осевых зонах. Широтные зоны можно также рассматривать, как вовлеченные в поднятия клинья областей стыка древних структурных зон каратауского и тяньшанского направлений.

Максимальные высоты в Заилийском и Кунгей-Алатау достигают 5000 м, при этом все наибольшие высоты находятся в виде групп в пределах отдельных разобщенных блоков площадью до 100 км². Наибольшая площадь в высокогорной зоне характеризуется наличием реликтов плоской денудационной поверхности на абсолютной высоте 4200—4300 м. Именно над этой поверхностью возвышаются отдельные блоки с вершинами, достигающими 5000 м.

Наличие дифференциальных движений между отдельными блоками с площадями указанного выше порядка доказано. Эти дифференциальные движения особенно ярко проявляются в последний этап четвертичных поднятий.

Для выяснения характера межблоковых движений нами в период 1947—1949 гг. в большом количестве измерялись бороздки на крупных зеркалах скольжения. В результате исследований был сделан вывод о движении с незначительным углом к горизонту северных блоков к западу, а южных — к востоку.

Замечательным элементом рельефа Заилийского Алатау и Киргизского хребта являются «прилавки», представляющие террасообразные поверхности, сложенные рыхлыми четвертичными, валуно-галечными и лесовидными отложениями. Как правило, прилавки Заилийского Алатау имеют субстратом палеозойские блоки, с ясно выраженной дислоцированной поверхностью мезокайнозойского пенеплена, местами покрытые третичными отложениями. Террасообразные поверхности прилавков опускаются ступенями от центральной зоны хребта к равнине [35].

По простиранию хребта характер прилавков изменяется. Так, наиболее правильные прилавки наблюдаются в районе между Чемолганом и Большой Алмаатинкой. Верхний прилавок, достигающий в этом районе высоты 1800 м, сложен ледниковыми отложениями с сохранившимися аккумулятивными формами покровного оледенения и в настоящее время расчленен последующим эрозионным врезом, достигающим здесь 700 м. Узор этих аккумулятивных форм — веер друмлинов — обрезан, как это хорошо видно на водоразделе Чемолгана и Карагайлы, уступом палеозойских пород высотой более 700 м, что ясно иллюстрирует характер и интенсивность послеледниковых движений. Ледниковые отложения полупокровного оледенения, уничтоженные в других зонах Заилийского Алатау, сохранились здесь благодаря поднятию передового блока эффузивов,

предохранивших рыхлые древнеледниковые отложения от эрозии [9, 30].

Придавок высотой 1100 м сформирован в течение крупного эрозионно-аккумулятивного этапа, после которого формировались только нижние террасы, в одной из которых нами была найдена кость (третий шейный позвонок архара), возраст которой проф. В. В. Чердынцев определил различными радиометрическими методами в 7000 лет [36, 37].

Необходимо подчеркнуть одну особенность прилавков. Гипсометрически наиболее ровными прилавками являются прилавки центральной части, сформированные мощной толщей (более 100 м) лессовидных суглинков и несколько меньшего порядка толщей валунно-галечных отложений. В восточной части эта правильная ровная поверхность прилавков сильно нарушена, здесь в междуречье Тургеня и Ассы в структуре прилавков хорошо различаются не только три ступени, но и еще одна ступень по сравнению с прилавками в центральной части, причем, как это видно в разрезах, отдельные, совершенно самостоятельно двигающиеся блоки в пределах зоны того или иного прилавка достигают площади 30—50 км². Тщательное сопоставление характера третичных осадков в цоколе прилавков восточной части показало, что поверхность высоты 1400 м так же, как и поверхность высоты 1200 м, относится к среднему плиоцену. Отсюда следует, что интенсивность поднятий после нижнечетвертичного времени, а может быть и после плиоцена, была одинакова в зоне прилавков, в центральной части хребта и в крайней восточной части. Для выяснения последовательности поднятий нами изучались в горных долинах террасообразные уступы, являющиеся реликтами древней гидросети [9, 29].

В центральной части хребта, в долинах рек наблюдается до девяти серий реликтов древних долин, представляющих собой скульптурные террасы той или иной сохранности, в восточной же части — только 5 серий. Таким образом, здесь, в отличие от центральной части, фиксируется только два дочетвертичных этапа врезания, или два тектонических импульса.

Выяснилась следующая последовательность формирования врезов в пределах развития рыхлых толщ зон прилавков Заилийского Алатау. После отложения моренного материала полупокровного оледенения в районе Шольадыр-Ушканор имел место врез величиной 150 м, далее последовало наступление ледников и отложение друмлиновой серии (более подробно см. [9, 29]).

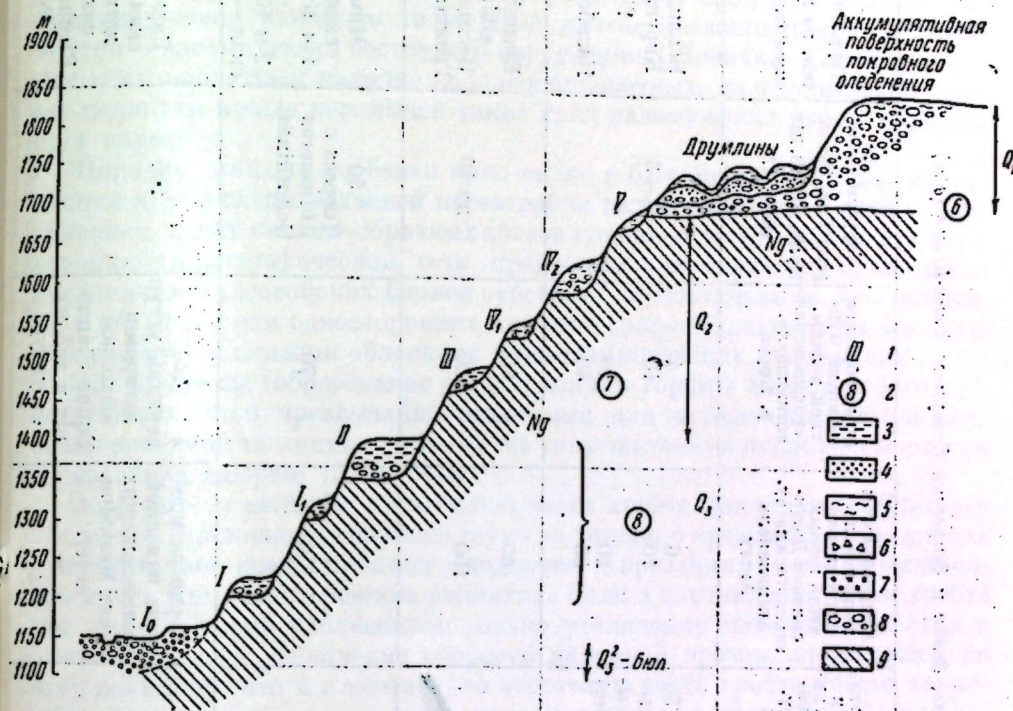
После этого до аккумуляции валунно-галечной серии имел место врез в 300 м в 3—4 приема (с 3—4 сравнительно кратковременными остановками). Последующий врез до формирования террасы, переходящей в прилавки высотой 110 м, имел величину 150 м. Ниже, на величину 50—60 м имел место уже добульский врез. Высота бульской террасы менее 20 м. Эта же терраса в бассейне р. Кебин имеет высоту 50 м. Эта последовательность развития террас иллюстрируется сводной схемой, составленной для долины р. Каскелев (фиг. 3).

Аккумулятивная терраса с *Rhinoceras tichorhinus* в бассейне Иссык-Куля (д. по В. В. Шумову), в районе Кокмайнака достигает высоты 100 м над уровнем р. Чу (на побережье Иссык-Куля эта же терраса имеет высоту 50 м). Глубина эрозии этого же времени в горной, центральной части Заилийского Алатау (трехтысячметровая зона) равна 250—300 м. С другой стороны, бульская терраса в верхнем течении притока р. Алма-тинки, р. Поганки (с костью архара) имеет высоту + 20 м и выходит на нижний уступ прилавка 1100 м.

Сравнительные количественные характеристики амплитуд новейших движений, выраженные в значениях высот террас, иллюстрируются таб-

лицей, где нами приводятся высоты четвертичных террас Тянь-Шаня, часть которых датирована надежными фаунистическими данными (табл. 1).

Амплитуды поднятий характеризуются значениями высот террас очень приближенно, так как общая величина поднятий четвертичного времени была гораздо больше. Высоты террас характеризуют только постоянство режима врезания для самых различных зон. Однако из таблицы усматривается характерная черта, а именно — увеличение числа импульсов и их



Фиг. 3. Сводная схема эрозионно-аккумулятивных террас р. Каскелев (составил Д. Н. Казанли, 1948 г.)

1 — индекс эрозионно-аккумулятивной террасы; 2 — соответствующий номер скульптурной террасы — серии реликтов древней долины в верхнем течении; 3 — лессовидные суглинки; 4 — пески; 5 — глины; 6 — щебень; 7 — галька; 8 — валуны; 9 — третичная толща (Ng)

почти аналитический ход в области адырных структур и прилавков, сложенных четвертичными толщами, т. е. для структур, расположенных в областях дочетвертичной аккумуляции (Актау, Серафимовка, Каскелев) (фиг. 3).

Кроме того, сравнительная интенсивность врезания в области развития адырно-прилавочных структур в конце этапа четвертичного врезания была несколько больше, чем в то же время в горных, высоко поднятых зонах. Такое положение объясняется интенсивным дифференциальным движением молодых вновь вовлеченных в поднятия элементов сразу после возникновения их как самостоятельных молодых структур и имеет чисто механическую причину, на которой здесь мы не можем останавливаться [31, 32].

Имеются определенные особенности течения новейшей тектоники восточной части Заилийского Алатау, характеризующейся повышенной сейсмичностью. Эти особенности заключаются в следующем. В восточной

Таблица 1

Высоты четвертичных террас, долин и депрессий Северного Тянь-Шаня (в м)

Центральная часть Зайлийского Алатау, долина Каскелена в зоне развития третичных толщ (придавки)	Область восточного погружения Зайлийского Алатау. Гряда Карац	Внутренняя часть восточной области погружения Зайлийского Алатау. Депрессия р. Ассы	Адырообразная антиклиналь. Фронтальная часть южных склонов Джунгарского Алатау. Антиклиналь Алатау	Адырообразное поднятие Чуйской долины. Серафимовская антиклиналь, р. Норус	Террасы побережья оз. Иссык-Куль, по В. В. Шумову [17]	Террасы р. Чирчик, по Н. П. Валиеву [38] и Кичин-Алай, по А. И. Рейнгарту [39]	Фронтальная зона Алтайского хребта рек Андура и Кичин-Алай, по А. И. Рейнгарту [39]
Голоцен Q_{IV}	<50	Террасы <50 (датированы радиоактивными методами)	6 10 20 35	4 10 20 40	2—3	Искандерская Киргизская — Назбекская — 70	25
Верхнечетвертичная Q_{III}	100 200	200	60 100	80 120	до 10	Elasmithium sibiricum Кызылсуевская Троицкая — 200	70—80
Среднечетвертичная Q_{II}	310 400 450	310	150	270	50 Терраса с Rhinoceras tichorhinus	Чимбулакская — 300 1-я Карачатауская 2-я Карачатауская — 500—600	300—400
Древнечетвертичная Q_I	550 600	500	Серия датирована находкой в нижележащих слоях Mastodon arver.	420 верхний уступ датирован находкой Equus Stenponis в той же структуре	100	Карачатауская — 830, датирована находкой Elephas merid Nesti	>500

части хребта, в зоне его прилавок, отчетливо выделяются небольшие блоки с большой амплитудой движения. Здесь мы наблюдаем ясно различные дислокации средне- и верхнечетвертичных отложений, как это, например, может быть иллюстрировано разрезом по левому водоразделу Каратурука (фиг. 4).

Кроме того, для прилавок восточной части хребта характерна неуравновешенность эрозионных процессов, выраженная в обилии перехватов (Чилик, Ассы, Турген), в нахождении верхних течений рек на совершенно различных уровнях, развитии солёнофлюкционных процессов и почти полном отсутствии какой бы то ни было айтецедентности долин. Именно, внутри области долин восточного погружения (Женичке, Сарыбулака и Ассы) мы наблюдаем наличие молодых поперечных, по отношению к долине, поднятий в виде перемычек узких гряд палеозойских пород, образующих пороги.

Наконец, как это особенно ярко видно в бассейне р. Турген, наблюдаются яркие следы недавней перестройки гидрографической сети с образованием узких каньонообразных врезов глубиной до 100 м. Все эти перестройки гидрографической сети произошли в четвертичное время после дислокации палеозойских блоков субстрата вращательными дислокациями с образованием односторонних горстов и сопровождающих их флексуриных складок и складок облекания в мезокайнозойских отложениях.

Эти процессы (образование односторонних горстов палеозойского субстрата) являются чрезвычайно типичными для верхнеплиоценовой-нижнечетвертичной тектоники (к этому же типу тектоники относятся процессы образования адыров) [9, 40, 41].

Особенности рельефа в восточной части хребта Зайлийского Алатау и в зоне его прилавок свидетельствуют не только о чрезвычайном усилении в четвертичное время процессов поднятия и врезания, но и о существенном изменении самого режима поднятия. Если в центральной части хребта для этого времени наблюдается только увеличение скорости поднятия и соответствующее увеличение скорости линейной эрозии, проходящей по тому же плану, что и в неогене, то восточную часть хребта можно характеризовать как область сравнительно недавно произошедшей (в нижнечетвертичное время) перемены знака движений и недавней аккумуляции, вовлекающей не только фронт поднятий, но и на периклиналильном окончании антиклинория, где, начиная с четвертичного времени, происходит «вытаскивание» фланга хребта. Для некоторых районов Северного Тянь-Шаня близкие результаты были получены Б. А. Федоровичем [12, 21].

Нельзя также забывать, что до четвертичного времени в пределах погружения хребта Турайгыр и внутренней депрессии Согуты-Джаланах, мы имеем только миоцен-плиоценовые озерные фации третичных отложений, которые вверх по разрезу в верхнем плиоцене сменялись следами устойчивого размыва прежней области аккумуляции озерных отложений. В настоящее время прилегающие к каньонам Чарына и Чилика депрессии, покрытые четвертичными галечниками (Q_1 и Q_{II}), характеризуются интенсивным вздыманием всей территории при сравнительно подчиненной роли дифференциальных движений. Это общее вздымание и отражено в энергично формирующихся каньонах рек Чарына и Чилика.

Своеобразие тектоники восточной части Северного Тянь-Шаня, выраженное в сравнительно интенсивных процессах четвертичных и верхнечетвертичных поднятий, мы можем также усматривать в асимметричном положении зеркала оз. Иссык-Куль относительно окружающей зоны третичных отложений. Как известно, современное положение зеркала оз. Ис-

сык-Куль смещено к западу относительно области наибольшего развития озерных третичных отложений в восточной части впадины. Смещение четвертичной впадины оз. Иссык-Куль по сравнению с третичным положением отмечено Б. А. Петрушевским в 1948 г. [42].

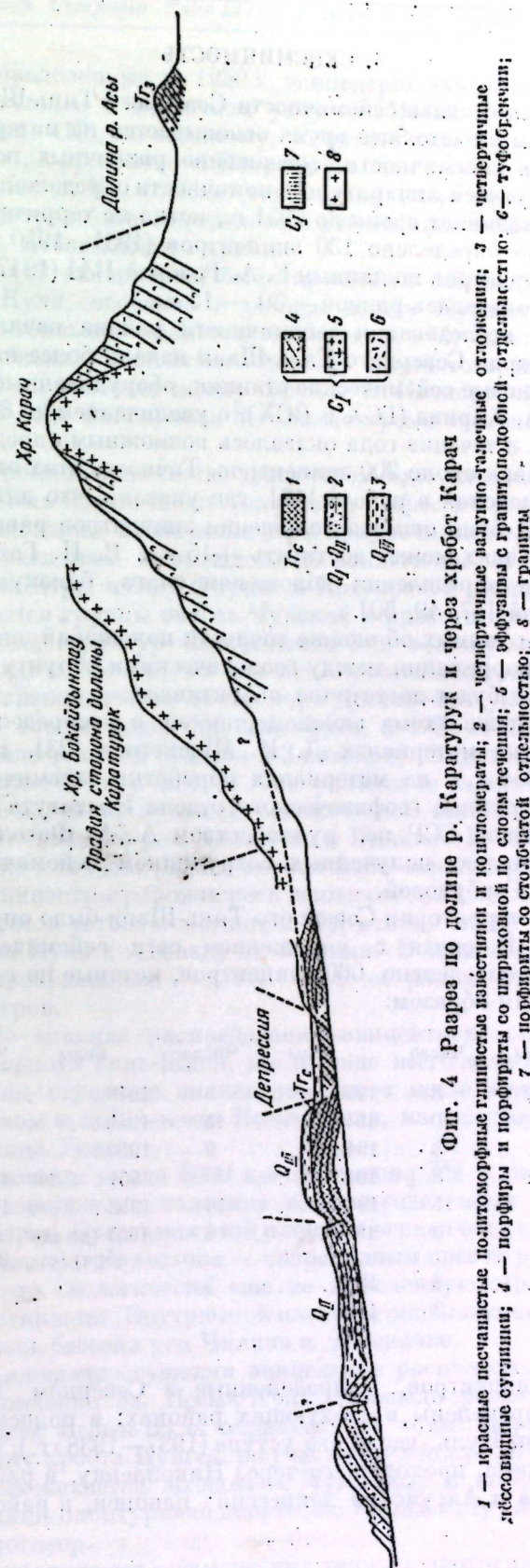
Как известно, области развития третичных рыхлых отложений протягиваются из крайней восточной части Северного Тянь-Шаня — Каркаринской и Текесской впадин к западу через Иссык-кульскую, Кочкорскую, Чакскую впадины до крайней депрессии Кетмень-Тюбе. Все эти депрессии размещены в центральной части срединного массива Северного Тянь-Шаня, а в западной части они расположены в пределах Заилийско-Сусамырской срединной геоантиклинальной полосы. Уровни этих депрессий находятся примерно на одних и тех же высотах — 1500—1600 м, тогда как окружающие их хребты достигают 4000 м абсолютной высоты. Н. М. Силицын [43] установил, что в области центра западной части Заилийско-Сусамырской зоны, в урочище Терджайяк, депрессия имеет субстратом докаменноугольную поверхность денудации, покрытую почти горизонтально залегающим карбоном. В пределах же самой впадины развиты третичные отложения в озерных фациях. Таким образом, эта область с моноклиновым докаледонским субстратом была вовлечена в поднятие только в четвертичное время.

В Заилийском Алатау процессы новейших движений, выраженные ступенчатым характером предгорий при наличии очень крупных тальвегов поперечных долин, отражены в рельефе очень ярко. Понять процесс образования этих ступеней облегчает наличие равнины Центрального Казахстана и то, что в предгорной Илийской впадине развиты третичные осадки, датировка которых возможна благодаря нашим фаунистическим находкам [9, 31].

Результаты исследований новейших движений в Заилийском и Кунгей-Алатау указывают на то, что главную роль в поднятии хребтов играют, как это еще до С. С. Шульца [44] писал В. В. Вебер [45] (1910 г.), «новейшие эпейрогенические изогнутости денудационных поверхностей». Однако изогнутости «выпучивания» в зонах Заилийского и Кунгей-Алатау составляют только 50—60% от общей величины подвятий, а до 40% поднятий обусловлено движением по разломам главным образом в средне- и верхне-четвертичное время [29]. Несмотря на то, что некоторые древние разломы, например Кебино-Чиликский, не играли сколько-нибудь существенной роли в формировании современных особенностей рельефа, общий план воздымания хребтов связан с основными крупными структурными линиями, игравшими роль в геологическом развитии территории, по крайней мере, нижнего палеозоя [12, 21].

На отдельных участках очертания современных поднятий прямо проходят по древним разрывам глубокого заложения. Таким образом, контуры современных поднятий Северного Тянь-Шаня подчинены, в общем, плану древнейшей сетке разломов, разрывы предопределили положение поднятий в плане. Поднятие крупных зон земной коры в значительной степени сопровождалось движениями по разломам.

Наличие фаз тектонических движений при новейших движениях, по нашему мнению, не следует искать только в несогласиях. Для этого целесообразнее обращаться к анализу фациального типа и области распространения рыхлых мезокайнозойских отложений. Действительно, в процессе исследований установлено, что резкая смена фациального профиля осадков на границе верхнего плиоцена и четвертичного времени для всей области Северного Тянь-Шаня ясно указывает на наличие определенной, резко выраженной фазы тектонических движений.



Фиг. 4 Разрез по долине р. Каратунук и через хребт Карач

1 — красные песчаные конгломераты и конгломераты; 2 — четвертичные вулканогенные отложения; 3 — четвертичные известняки; 4 — порфиры; 5 — порфиры со штриховкой по слоям течения; 6 — туфобетон; 7 — порфириты со столбчатой отдельностью; 8 — граниты

4. СЕЙСМИЧНОСТЬ

Представления о связи сейсмичности Северного Тянь-Шаня с геологическим строением в настоящее время основывается на материале двух периодов изучения сейсмичности, совершенно различных по чувствительности регистрирующей аппаратуры и по точности определения эпицентров. Первый этап объединяет время до 1951 г., когда на территории Северного Тянь-Шаня было определено 130 эпицентров (1931—1950 гг.). Точность определений эпицентров по данным Е. А. Розовой [14] (1947 г.) в среднем при 15 случаях оказалась равной $\pm 30 - 15$ км.

Второй этап исследования сейсмичности района начался с 1951 г., когда на территории Северного Тянь-Шаня начали более или менее регулярно работать новые сейсмические станции, оборудованные сейсмографами системы Д. А. Харина (ГСХ и ВСХ), с увеличением до 80 000 [13, 46]. С этого времени в течение года оказалось возможным определять для Северного Тянь-Шаня около 200 эпицентров. Точность этих эпицентров оценена Н. А. Введенской в работе [47], где указано, что для большинства районов Средней Азии ошибка положения эпицентров равна ± 10 км, но в отдельных случаях может достигать ± 15 км. В. Н. Гайский [48] дал оценку точности определения положения очага, близкую к оценкам Н. А. Введенской [47, 49, 50].

На основании данных об оценке точности положений эпицентров можно считать, что корреляция между геологическими структурами и зонами развития толчков будет достаточно объективной.

Приводимая ниже схема закономерностей в распределении сейсмичности основана на материалах Д. И. Мушкетова [23], Е. А. Розовой [14, 15, 51] (1954 г.), на материалах обработки сейсмических данных, произведенных группой геофизического отдела Института геологических наук АН Казахской ССР под руководством А. А. Фогеля и, наконец, на новых материалах, полученных сотрудником сейсмической станции Алма-Ата И. В. Горбуновой.

До 1932 г. на территории Северного Тянь-Шаня было определено всего 15 эпицентров. В связи с улучшением сети сейсмических станций с 1932 по 1953 г. определено 660 эпицентров, которые по годам распределяются следующим образом:

Годы	Число	Годы	Число	Годы	Число
1932	8	1940	5	1948	10
1933	10	1941	13	1949	3
1934	3	1942	9	1950	10
1935	8	1943	—	1951	140
1936	11	1944	16	1952	125
1937	2	1945	5	1953 (до ноября)	211
1938	3	1946	5		
1939	3	1947	6		

Первые 50 эпицентров, определенные в Северном Тянь-Шане до 1940 г., были определены в следующих районах: в полосе, проходящей поперек оз. Иссык-Куль, вдоль его уступа (1937—1938 гг.); вдоль разлома в Илийской впадине, проходящего через Николаевку, в районах Рыбачьего, Прижевальска и Аксуйской депрессии; наконец, в районе Курумды-Кольцовка.

Из числа определенных до 1950 г. эпицентров наибольшее число оказалось расположенным в восточном углу оз. Иссык-Куль. Значительное число эпицентров (13), по-видимому, в связи с сильным землетрясением 20 июня 1938 г., определено в Присонкульском районе и вдоль хребтов Байдула, Коктас и Карагайлы (важнейшая структурная линия Тянь-Шаня), 8 эпицентров было определено в районе южного борта Нарынской впадины, вдоль Атбашинского хребта.

Очень ясно (10 эпицентров) была проявлена сейсмичность северного берега Иссык-Куля, особенно в районе между Курмекты и Уйталом. Сравнительно небольшое количество эпицентров (4) было определено на западном погружении Заилийского Алатау. Кроме того, имелись рассеянные эпицентры на площади между Фрунзе и Кочкорской впадиной [12, 21]. Далее был ясно фиксирован 8-ю эпицентрами северный борт Копинского грабена.

Наконец, огромное количество эпицентров было определено за пределами Северного Тянь-Шаня, вдоль Аксуйской депрессии и хребта Кокшал.

Итак, перечисленные выше эпицентры приурочивались к определенным структурам и разломам. В этом смысле исключение составляли только рассеянные эпицентры между Фрунзе и Кочкорской депрессией.

Что же касается группы очагов Чуйской депрессии к югу от Токмака, в районе адырных структур Серафимовки и к востоку от нее, в районе Иссык-Ата, Туяк и Кегеты, то там ясно локализованная сейсмическая активность прослеживается и до сих пор. Достаточно указать, что в верховьях Туяка, совсем рядом друг от друга, в 1953 г. были определены 2 эпицентра землетрясений (4 июля и 3 октября). С другой стороны, никакие данные после 1900 г. и до 1951 г. не указывали на значительное количество толчков в районе будущей сейсмической станции Курменты и в районах верхнего течения рек Дженичке и Чилика. В 1951 г. на станции Курменты только в течение одного месяца было зарегистрировано 89 местных толчков. Эпицентры районов роев землетрясений, которые были определены вскоре после установки станции Курменты, легли на водоразделы Чилика и Иссык-Куля и к западу от станции. В дальнейшем активность этой зоны не прекращалась — в 1954 г. в ее районе определено около десятка эпицентров.

В результате анализа распределения эпицентров, определенных на территории Северного Тянь-Шаня, мы прежде всего должны отметить, что наиболее сильное сгущение эпицентров имеет место между Кебино-Чиликским разломом и побережьем Иссык-Куля, на участке от Аксуйского разлома до района Тюпа.

Здесь, на площади около 5000 км² (примерно 7% площади Северного Тянь-Шаня), расположена половина всех определенных до настоящего времени эпицентров. Очертания этой площади ограничены с севера Кебино-Чиликским разломом, а с востока — современным врезом р. Чарын, выявляющим какую-то геологически еще не выясненную структуру северо-восточного простирания. Внутри этой площади оказываются хребты Турагыр, Согуты и весь бассейн рек Чилика и Дженичке.

Две другие площади сгущения эпицентров расположены в восточном и западном окончании оз. Иссык-Куль. Площади развития эпицентров в восточной части Иссык-Куля образуют две зоны. Первая приурочена к южному склону хребта Кунгея, на участке от Уйталя до Тюпа. Эта зона к востоку прослеживается до адыров Чуль-адыр и по северному борту Кегенской впадины ооконтуривая депрессию Тюпа и зону развития внутренних адыров Орогочер.

Вторая зона проявления сейсмических толчков протягивается от Прже-

вальска, вдоль северной границы хребта Терской-Алатау, вдоль южной границы Иссыккульской и Каркаринской впадин.

Западная, присыккульская эпицентральной площади с востока ограничена изобатой 500, т. е. границей западного уступа впадины. В основном границы этой зоны также совпадают с границами впадины по линии Рыбачье—Кокмайнар-Ортокой с ответвлениями в сторону Кочкорской депрессии.

Близость станций позволяет отчетливо выделять эпицентральной зоны на северном склоне Заилийского Алатау. Одна из эпицентральных полос Заилийского Алатау идет от Алма-Аты и связана с орографическим изгибом Заилийского Алатау. Эта зона далее непрерывно прослеживается вдоль западной границы Центрального докаледонского гранитного массива Заилийского Алатау и вдоль восточной границы Аксуйской зоны гранитов и ограничивающих их активных разломов, и, наконец, дальше эта зона прослеживается вдоль восточной ветви изобаты 500. Такие же эпицентральной полосы (вкост простирания хребта) прослеживаются вдоль пересекающих фронтальную часть хребта Заилийского Алатау Талгарского и Каратуруковского разломов.

Отчетливо фиксируется уже упоминавшаяся эпицентральной полоса по южному борту Чуйской впадины южнее Фрунзе и Токмака. Кроме того, на равнине, в пределах Копинского грабена и Илийской впадины, эпицентры располагаются параллельно границам палеозойского блока Карой и вдоль зоны поднятий и опусканий, пересекающих Илийскую впадину от Калканских структур на запад-юго-запад.

Так же отчетливо фиксируется полное отсутствие эпицентров почти на всей площади Терской до Инылчекского поднятия — гор Джетымбель, Джетым-Карагоман, т. е. в центральной части древнего ядра Терской — нижнепалеозойской антиклинальной зоны. Огромная зона отсутствия эпицентров занимает всю Нарынскую впадину и Присыккульские хребты, т. е. всю ту область, которая лежит к югу от Терской-Каратауского разлома.

Таким образом, приведенные выше данные указывают, что эпицентры Северного Тянь-Шаня приурочиваются к определенным геологическим структурам. Эпицентры имеют некоторую тенденцию к образованию полос. Последние стали определяться по мере сгущения сети станций, улучшения их работы и улучшения методики вычисления.

После перевычисления эпицентров И. В. Горбуновой ранее установленная приуроченность эпицентров к тектоническим линиям стала еще яснее. Те линии разломов, которые выявлялись в прошедшие годы в поле, в процессе геологической съемки, были затем подтверждены их сейсмической активностью. Достаточно, например, указать на карту эпицентров 1951 г., на которой эпицентры восточной части района вытягиваются вдоль главного Кебино-Чиликского и параллельного ему Аксу-Чиликского разлома.

Рассматривая ход сейсмичности по годам, после установки новой сейсмической аппаратуры и новых станций, можно указать, что проявления сейсмичности сосредоточивались в определенных конкретных участках, в связи с чем отмечаются следующие эпицентральной группы:

- 1) рой эпицентров в прилавках между Аксаем и Каскелем;
- 2) рой у разлома водораздела Тургея и Асы;
- 3) группа эпицентров у предгорной зоны Кунгея, в районе Джаланашской депрессии;
- 4) группа эпицентров у сброса плато Карой, вдоль русла р. Каскелен.

1952 г.

В этот год не было или почти не было землетрясений, позволяющих определить эпицентры с ошибкой (± 5 км). Однако выявляются:

- 1) группа эпицентров Аяккалканской структуры в Илийской впадине;
- 2) группа приалмаатинских эпицентров.

1953 г.

Определено три группы эпицентров:

- 1) каркаринская;
- 2) аяккалканская;
- 3) группа центральной части водораздела Заилийского Алатау.

1954 г.

Определено четыре группы эпицентров:

- 1) турайгырская;
- 2) каркаринская (вдоль предгорной зоны Терской);
- 3) группа правого водораздела Чилика и Иссык-Куля;
- 4) Кольцовско-Иссыккульская группа.

Материал по эпицентрам за период с 1929 по 1951 г. дает основание для следующих выводов о закономерностях в их распределении. Прежде всего бросается в глаза сосредоточие эпицентров в области передовой части Заилийско-Кунгейской зоны, и малое их количество вблизи южной границы Северного Тянь-Шаня. Более точно эти закономерности иллюстрированы картой плотностей эпицентров [52]. Однако, независимо от изображенных на наших картах полос — дорожек эпицентров, все эпицентры Северного Тянь-Шаня группируются в пределах 10 сравнительно изолированных площадей, а именно следующих.

I. В о с т о ч н о - З а и л и й с к и й район охватывает область восточного погружения Заилийского и Кунгей-Алатау. В этой зоне расположены эпицентры катастрофических землетрясений 1889 и 1911 гг. и большинство всех толчков, известных в Северном Тянь-Шане (около 50%). Сравнительно точно определенные эпицентры, равно как и эффекты катастрофических толчков, вытягиваются вдоль Кебино-Чиликского и южного Чиликского разломов, а также в области их пересечения с Карач-Баянкольской поперечной структурной зоной, ограничивающей область среднепалеозойских погружений. Все динамические параметры этой зоны (см. ниже) указывают на движение по субмеридиональным плоскостям разрывов с поднятием западного крыла.

II. Ц е н т р а л ь н а я З а и л и й с к о - И с с ы к к у л ь с к а я поперечная зона охватывает почти все эпицентры, расположенные в субмеридиональной зоне, протягивающейся от станции Или до Алма-Аты и далее по 500-метровой изобате, — до оз. Иссык-Куля (до южного берега). В северной части зоны толчки ассоциируются с тектонической границей блока Карой, а в приалмаатинской площади ясно связаны с Алмаатинским поперечным разломом и далее с разломом западной части Аксуйской зоны разлома. В пределах же оз. Иссык-Куль зона вытягивается по уступу изобаты 500 м. Таким образом, в отличие от предыдущей площади, рассматриваемая зона не связана с какой-то единой зоной разломов, или крупным разломом. В этой зоне находится эпицентр Алмаатинского землетрясения 1887 г. и большинство эпицентров в районе Иссык-Куля, произошедших до 1951 г.

III. В о с т о ч н о - Т е р с к о й с к а я площадь расположена в пределах развития поперечных разрывов и их сгущения в зоне главного

северного разлома Терскея, ограничивающего области поднятий от Иссык-Кульско-Каркаринской впадины. Эта зона характеризуется систематической сейсмичностью, выраженной сравнительно частыми толчками, ясными и сравнительно легко определяемыми динамическими параметрами, указывающими на движения по секущим северо-западного простирания плоскостям разрыва. Сейсмическая активизация этой площади имела место в 1909, 1915, 1916, 1929, 1932, 1933, 1934, 1935, 1936 гг., а также, как указывалось выше, и в последние годы.

IV. Боомско-Кочкорско-Кольцовский район. К этому району относятся толчки, приуроченные к поперечным разломам Боомского ущелья, разломам уступов западного и южного берегов оз. Иссык-Куля. Особенно ясно выражена здесь приуроченность эпицентров к разломам северо-западного простирания в Боомском ущелье. Все динамические параметры, определенные для толчков западного окончания Иссык-Куля, указывают на поднятия во время толчков западных крыльев субмеридиональных разрывов (21.XI 1953 г., 8.IV 1954 г., 27.X 1953 г., см. фиг. 5). Однако для разломов западной части Боомского ущелья, в области сочленения с Киргизским хребтом, смещение во время толчка 8.VII 1954 г. имело место по субширотной плоскости разрыва. Толчки района пос. Кольцовка характеризуются поднятиями южных крыльев разрывов.

V. Кавактау-Байдулинская зона характеризуется ясной приуроченностью толчков к узкой площади развития ордовичских отложений, расположенной между южной границей докембрийского ядра Терскей-Алатау и южной границей северотяньшаньской срединной геоантиклинали. Линейное расположение хотя и редких эпицентров выражено здесь очень ярко. В пределах этой зоны расположены эпицентры слабых, но ощутимых землетрясений, а также эпицентры землетрясений 28.IX 1934 г. и 20.VI 1938 г.

VI. Нарынская зона включает землетрясения, приуроченные к поднятиям внутри Нарынской депрессии. Здесь имеет место характерная перемика, сложенная палеозойскими породами, отделяющая Атбашинскую депрессию от Нарынской и носящая название гор Байбичетау и Каратау. Особая активность в этой зоне была зарегистрирована в 1915, 1916, 1917 гг. Кроме того, к Нарынской зоне относятся слабые толчки с эпицентрами, приуроченными к бортам Нарынской депрессии.

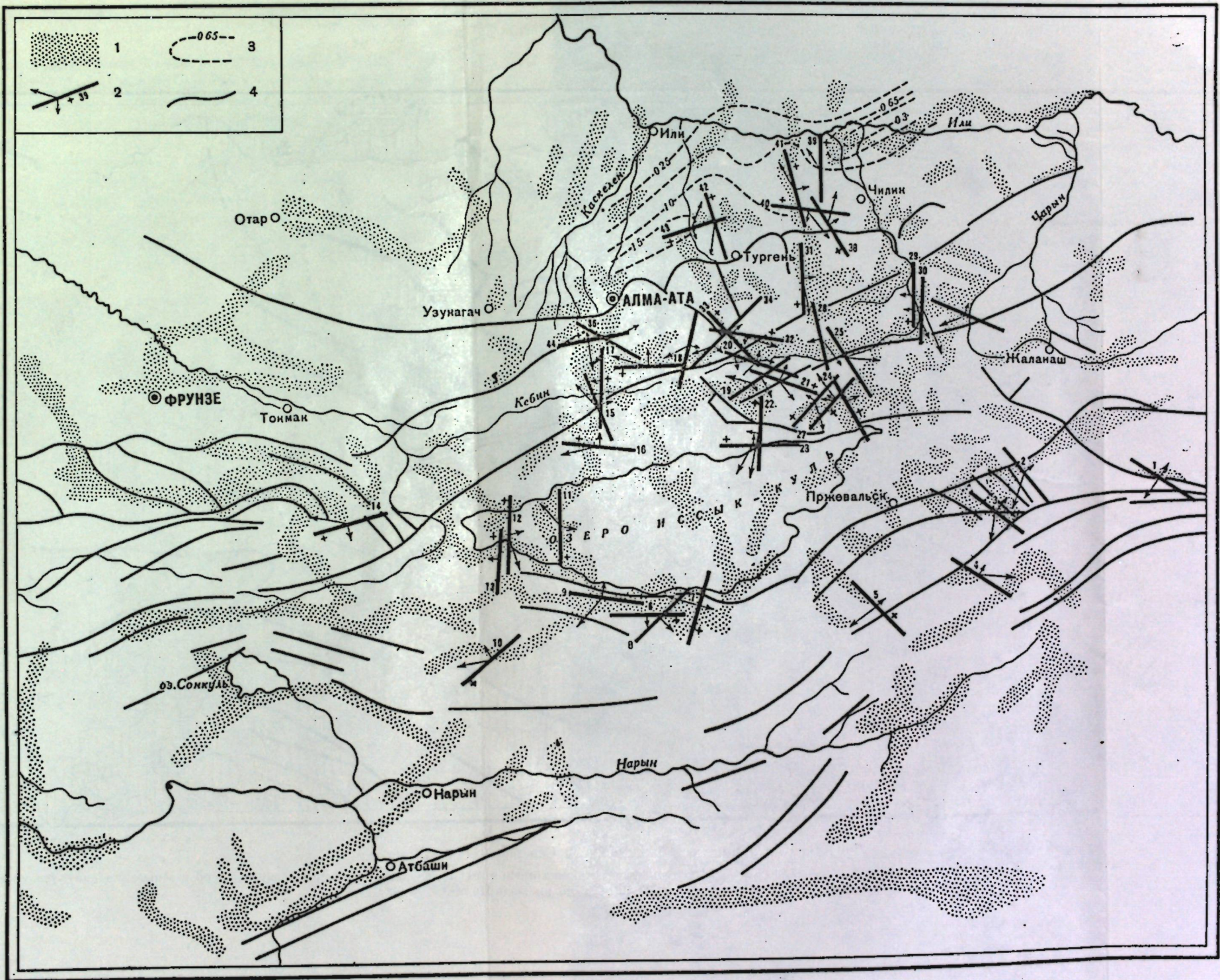
VII. Илийско-Аяккалканская площадь. В эту площадь объединены эпицентры толчков, приуроченных к зоне сочленения прилавок хребта Заилийский Алатау с равниной, группа эпицентров гор Калкан, а также группа эпицентров, приуроченных к поперечному флексуобразному уступу внутри Илийской впадины, восточнее меридиана Иссыка. Динамические параметры для толчков, расположенных в области погружения Аяккалканского поднятия, указывают на поднятие восточного крыла. Динамические параметры области сочленения указывают на поднятия южного крыла.

VIII. Фрунзенская зона включает в себя очень ясно вытянутую в широтном направлении область развития эпицентров, захватывающую предгорную зону и центральную часть Чуйской впадины до меридиана Боомского ущелья. В эту полосу попадает эпицентр катастрофического Беловодского землетрясения 1885 г. и ряд толчков, связанных с адыр-поднятиями и впадины. Активизация сейсмичности в этой зоне наблюдалась в 1908, 1928, 1931 и 1932 гг.

IX. Киргизская зона. Располагающиеся здесь эпицентры



Фиг. 6. Карта плотностей эпицентров Северного эпицентральной области землетрясения 30 июля 1889 г.; 3 — то же для землетрясения 3 января 1934 г. единицу, соответствующую одному эпицентру на площади 1



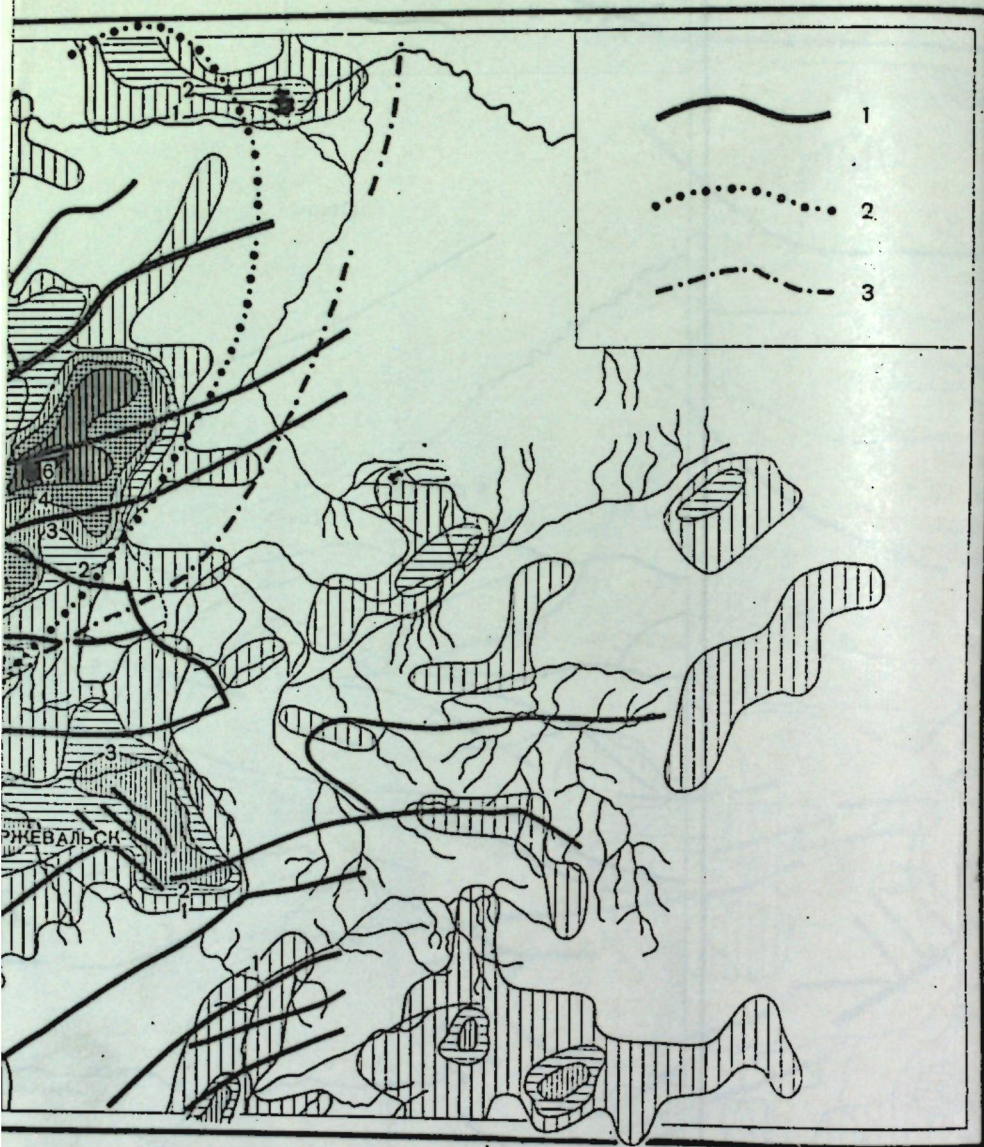
Фиг. 5. Сеймотектоническая схема Северного Тянь-Шаня (составил Д. Н. Казанли с использованием материалов Е. А. Розовой, А. А. Фогеля, Л. Н. Малиновской, Н. В. Горбуновой, 1955 г.)

1 — зоны эпицентров, группирующиеся в полосообразные полосы (искаженные в результате неточности определения эпицентров); 2 — динамические параметры очага типа «диполь с моментом»; жирная полоса показывает простирание плоскости разрыва, по которой произошло перемещение во время землетрясения; маленькая стрелка показывает направление падения этой плоскости; большая стрелка представляет горизонтальную проекцию вектора смещения высочего боча; знак + помещен со стороны поднятого крыла; номер соответствует номеру в списке толчков (табл. 2); 3 — изоглубины палеозойского цоколя Илийской впадины в условных единицах; 4 — разломы



Фиг. 6. Карта плотностей эпицентров Северного Тянь-Шаня

1 — разломы; 2 — границы эпицентральной области землетрясения 30 июля 1889 г.; 3 — то же для землетрясения 3 января 1911 г.; изолинии плотностей эпицентров проведены через одну условную единицу, соответствующую одному эпицентру на площади 10 км²



Тянь-Шань

1911 г.; изолинии плотностей эпицентров проведены через одну условную
10 км²

слабых толчков отчетливо приурочены к зоне разломов, отделяющих древнее нижнепалеозойское ядро Киргизского хребта от уступов предгорной зоны и к другой зоне разломов на южной границе среднепалеозойского синклиниория Киргизского хребта с Заилийско-Сусамырской докаледонской антиклинальной зоной.

Х. Отаро-копинская зона проходит по зоне разломов, отделяющих границу Копинского грабена от поднятого палеозоя Чу-Илийских гор. Эта граница почти точно проходит вдоль линии железной дороги Отар-Алма-Ата. В этой зоне произошли землетрясения, ощутимые в Алма-Ате и Или: 18.V 1930 г. (Или — III балла), 29.III 1932 г. (Или — V баллов), 22.II 1933 г. (Алма-Ата больше III баллов), 29.VI 1933 г. (Или — III балла).

В добавление к характеристике отдельных районов следует указать, что районы I, III и VII связаны между собой. Сближение площадей толчков восточной части Иссык-Куля и северных предгорий Терской-Алатау очень тесное, и те и другие районы находятся в пределах пересечения разломов Карач-Баянкольской зоны после нижнекарбоновых погружений с крупными продольными разломами. Аналогичной структурой пересечения контролируется сейсмичность Боомско-Кольцовской зоны. Повышенная сейсмичность этих зон отмечалась еще в работах Д. И. Мушкетова, который указывал, между прочим (123, стр. 6), на вероятную повышенную сейсмичность следующих районов Средней Азии: долина Чарына, у гор Турайгыр по северному склону Заилийского Алатау; система рек Большой и Малой Алмаатинок; Боомское ущелье и Иссык-Куль, особенно северная его сторона.

В той же работе Д. И. Мушкетов указывал на то, что сейсмогенетические разломы Кеби́на продолжают в Киргизский хребет и пересекаются поперечными разломами Боомского ущелья.

Выделенные зоны V, VI, VIII, IX, X характеризуются в общем линейным субширотным направлением, ясной приуроченностью к определенным, в основном (за исключением VIII) разрывным линейным зонам и их резким изгибам (у Сонкуля).

Для анализа механизма связи сейсмических проявлений с геологическими структурами нами для 13 толчков были вычислены динамические параметры модели движения в очаге (по В. И. Кейлис-Бороку). Проведенный анализ характера движения в очаге указывает, что наиболее распространенным типом движения в очаге является движение типа сдвига и реже — типа сброса.

Интересно отметить, что, например, при толчке 4 августа 1954 г., когда эпицентр был расположен всего в 20 км от сейсмической станции Алма-Ата-2, смещение прямой продольной волны там было меньше, чем на расположенной на расстоянии 78 км сейсмической станции Или. Это обстоятельство может иметь место только при сдвиговом характере в очаге. Далее, по этой же причине при толчках в Кольцовской зоне хребта Терской смещение прямой продольной волны на станции Алма-Ата, удаленной от эпицентра на 140 км, почти в 10 раз больше, чем на станции Нарын, расположенной в 120 км от эпицентра.

Таких примеров можно было, конечно, привести очень много. Здесь мы упоминаем об этом в сущности тривиальном для специалистов характере распределения смещений с целью вселить уверенность в реальность трактовки той или иной схемы движения в очаге.

Нельзя не обратить внимания на то, что динамические параметры очагов, вычисленные нами и В. И. Кейлис-Бороком (для 44 очагов), дают положения плоскостей разрывов, которые очень близко совпадают с поверх-

постями разрывов, находящихся на соответствующих площадях (фиг. 5, табл. 2).

Таблица 2

Даты землетрясений к фиг. 5

1. 16.X 1952	13. 27.X 1953	25. 8.VII 1954	37. 21.XI 1952
2. 1.XI 1952	14. 18.VII 1954	26. 13.VII 1953	38. 9.I 1955
3. 3.XI 1952	15. 21.II 1952	27. 5.II 1954	39. 31.XII 1953
4. 12.X 1952	16. 14.II 1954	28. 21.XI 1953	40. 12.IX 1953
5. 18.XII 1953	17. 8.XII 1953	29. 5.VII 1954	41. 17.VII 1954
6. 15.X 1954	18. 9.I 1955	30. 9.I 1955	42. 14.VI 1953
7. 23.I 1955	19. 27.VII 1954	31. 7.VI 1953	43. 20.VII 1954
8. 21.I 1952	20. 30.X 1954	32. 30.IV 1955	44. 15.II 1955
9. 3.XI 1952	21. 18.III 1954	33. 9.V 1954	
10. 3.XII 1953	22. 19.IV 1953	34. 12.VIII 1954	
11. 8.IV 1954	23. 12.II 1954	35. 4.VIII 1954	
12. 21.XI 1953	24. 22.III 1954	36. 7.VIII 1953	

Например, С. С. Шульцем [17, 53], а потом нами [9] и В. Г. Королевым отмечались в зоне северных склонов Терской и Заилийского Алатау разломы с северо-восточным падением. Такие же элементы залегания плоскостей разрывов дали большинство вычисленных для этой зоны динамических параметров очагов. Положение плоскостей скольжения во время толчков, полосовое распределение эпицентров и связь этих элементов с разломами Северного Тянь-Шаня иллюстрируются фиг. 5.

Эпицентральные полосы или «дорожки эпицентров», нанесенные нами на фиг. 6, оказываются параллельными плоскостям разрывов, по которым проходит перемещение во время землетрясений, и те и другие параллельны выявленным геологическими наблюдениями разломам.

Обозрение составленной нами карты плотностей эпицентров (фиг. 6) указывает, что наблюдаемая сейчас наивысшая густота эпицентров слабых толчков находится в пределах эпицентральных зон крупнейших землетрясений Северного Тянь-Шаня, а именно 30 июля 1889 г. и 4 января 1911 г. (а также некоторых других). Этим самым наглядно доказывается выдвинутое Г. А. Гамбурцевым в докладе 8—9—11 февраля 1955 г. положение о том, что в зонах, где происходят сильные землетрясения, существует постоянный фон слабых толчков [54].

Важно выяснить, в каком отношении эти слабые толчки находятся к процессу накопления энергии сильных землетрясений. Количество энергии, выделенной в эпицентральных областях Северного Тянь-Шаня при слабых подземных толчках за 10 лет, достигло в крайнем случае 10^{20} эрг. Расчет произведен нами, исходя из того, что амплитуда каждого толчка была на всех сейсмограммах на расстоянии до 200 км равна 3 см, иными словами на таком расстоянии фактическое смещение почвы было порядка 0,5 м, а продолжительность колебания порядка 100 сек. Следует при этом заметить, что поскольку энергия землетрясения, заметного без всяких приборов только вблизи эпицентра (на расстоянии, меньшем 10 км), равна 10^{11} эрг, то станет ясно, что наша оценка энергии несколько не занижена.

Если отнести эту выделившуюся в пределах наиболее сейсмичной части Тянь-Шаня энергию к 1 см^3 и 1 сек., считая глубину зоны, охваченной процессом деформации, равной 20 км, то окажется, что в сейсмических колебаниях на территории Северного Тянь-Шаня выделяется

$$2 \cdot 10^{-9} \frac{\text{эрг}}{\text{сек/см}^3}$$

Изменение же энергии в процессе орогенной деформации, или же энергии орогенного процесса, составляет

$$\tau \frac{d\varepsilon}{dt} = 10^9 \cdot 4 \cdot 10^{-16} = 4 \cdot 10^{-6} \frac{\text{эрг}}{\text{сек/см}^3},$$

где τ — модуль пластичности, ε — деформация, t — время. Отсюда ясно, что выделяющаяся сейсмическая энергия составляет только одну тысячную энергии, расходуемой на пластическую деформацию орогенных блоков. Главный расход энергии в процессе образования гор имеет место для увеличения потенциальной энергии поднятия против силы тяжести, на что расходуется

$$10^{-4} - 10^{-5} \frac{\text{эрг}}{\text{сек/см}^3}.$$

И, таким образом, выделяемая в Северном Тянь-Шане, в земной коре, сейсмическая энергия, составляет только $10^{-4} - 10^{-5}$ энергии орогенного процесса [32].

Отсюда следует, что энергия, расходуемая при слабых толчках, является ничтожной частью энергии орогенного процесса. После этих подсчетов приходится согласиться с мнением Б. Гутенберга, отвергающего роль мелких землетрясений как предохранительного клапана: «Скорее можно сказать, что слабые толчки, связанные со второстепенными структурами, являются симптомами регионального напряжения; лишь малая доля этого напряжения передается сюда с главных структур, в которых оно разрешается в конце концов в виде сильного землетрясения» ([55], стр. 136).

В заключение нашего обзора остановимся на вопросе о сейсмическом режиме. Если бы появление сильных землетрясений было бы случайным, то их частота управлялась бы статистическим законом редких явлений или законом Пуассона. На самом деле, анализ распределения во времени сильных землетрясений за 40 лет показывает, что вероятность удовлетворения фактического распределения частоты сильных землетрясений закона Пуассона ничтожна, т. е. что появление сильных землетрясений ни в коем случае не является случайным фактом.

Анализ частоты сильных толчков с энергией $10^{24} - 10^{25}$ эрг показывает, что на земном шаре, после того как 2—3 года подряд не происходит толчков такой силы, наступают периоды, когда в течение одного года наблюдается до пяти сильнейших толчков (1906 г.), при этом очень редко в течение года наблюдается только один сильнейший толчок, а большей частью их бывает два-три [55].

В размещении толчков наблюдается определенная региональная ассоциация, хотя их эпицентры удалены иногда на тысячи километров. Так, все 5 сильнейших толчков 1906 г. относятся к тихоокеанскому поясу, 2 сильнейших толчка 1911 г. — Тянь-Шаню и Памиру, 3 толчка 1905 г. — к району центральной части Азии (Байкал—Индия) и т. д. Таким образом, естественно предположить, что напряжения в земной коре, разрешаемые землетрясениями, охватывают обширные регионы.

Разрешение землетрясениями предельных напряжений в одном месте обуславливает перераспределение напряжений на значительных площадях.

Факт неравномерного распределения сейсмичности во времени наблюдается также и в пределах региона Средней Азии, где резкое увеличение

числа сильных толчков (не связанных с катастрофическими землетрясениями) наблюдалось в 1934—1935 гг.¹

Для того чтобы яснее представить себе вопрос о законе накопления энергии, представляет интерес рассмотреть следующую задачу. Представим себе, что в процессе деформации орогенной зоны деформация происходит самостоятельно в некоторых элементарных объемах v , и, следовательно, в каждом из этих элементарных объемов деформации будет находиться в какой-то отличной фазе. Возникает вопрос, какова вероятность того, что в некотором большем объеме V сосредоточится n элементарных объемов, находящихся в близкой или в одной и той же фазе деформаций. Применяя закон распределения Пуассона, можно получить следующую зависимость между объемом V , содержащим элементарные объемы v , находящиеся в одной фазе, и временем τ достижения всеми объемами предельного состояния, т. е., например, максимально возможной концентрации упругой энергии и начала пластической деформации:

$$\lg \tau = \frac{V}{2v} [\lg V + 14].$$

Дальнейший анализ в этом плане приводит к выводу, что для объяснения механизма землетрясений по модели случайного совмещения в одном большом объеме элементарных объемов, находящихся в одной фазе — фазе предельного состояния (при условии согласования этого соотношения с наблюдаемой частотой сильных землетрясений), необходимо, чтобы величина элементарного объема равнялась суммарному объему. Иначе говоря, необходимо, чтобы весь объем очага деформировался как один блок.

Сопоставление ассоциаций эпицентров с геологическими структурами и данные по механизму очагов указывают на конкретную связь сейсмичности с поверхностными структурами и вероятную параллельность процессов так называемой второстепенной сейсмичности с процессами накопления энергии в крупных блоках.

Связь сейсмичности Северного Тянь-Шаня с его геологическими структурами рассматривается в работах Б. А. Петрушевского [56, 57]. В этих работах особенности сейсмичности Северного Тянь-Шаня связываются с древностью стабилизации этой системы, считая «... особенно высокую степень его стабилизации и консолидированности в течение мезозойско-палеогенового времени причиной того, что на современном этапе развития его переработка сопровождалась особенно сильным раздроблением, которая и обусловила возникновение здесь землетрясений, принадлежащих к числу самых сильных на территории Тянь-Шаня» [57]. На основании проделанного нами анализа логически вытекает вывод, что само положение в Северном Тянь-Шане зоны наиболее интенсивных землетрясений на границе центральной полосы срединной массы, с областью глубоких погружений и мощного эффузивного вулканизма, достаточно для того, чтобы выделить этот участок, как «особенный» и ассоциировать с ним явления сейсмичности. Факт же совпадения этой древней структурной границы с резкой орографической границей и объясняет ее повышенную или сильную сейсмичность.

Касаясь проблемы связи сейсмичности вообще с геологической обстановкой, необходимо отметить, что возможно три плана рассмотрения этой проблемы: 1) план Зюсса-Гутенберга, когда устанавливаются ассоциации

сейсмичности с крупными структурами типа зоны сочленения Тихого океана с континентами или с границами геосинклинальных поясов; 2) план Петрушевского, когда анализируется вопрос связи сейсмической активности со структурами с той или иной степени стабилизации внутри Урало-Сибирского геосинклинального пояса и с особенностями их истории развития (степени унаследованности и особенности типов тектонических движений); 3) план рассмотрения проблемы в масштабе, который необходим для практических целей; только по установлении ассоциации сейсмичности с геологическими структурами в этом плане можно переходить к проблеме прогноза. В этом плане материал должен обеспечивать возможность ассоциации сейсмичности со структурами масштаба внутренних геосинклиналей и их отдельных частей и частей отдельных структурно-фациальных блоков, вместе с сопровождающими их разрывами. Короче говоря, эти сопоставления проводятся на материале масштаба 1 : 500 000 (и крупнее). При современной точности определения эпицентров по данным сети высокочувствительных станций ($\pm 5 - 10$ км) ассоциации эти являются хотя и неточными, но вполне реальными, как это и показано в работах И. Е. Губина [58—60], и выделять, таким образом, группы эпицентров, ясно ассоциирующиеся с определенными конкретными структурами, вполне возможно. Именно ассоциации в этом масштабе положены И. Е. Губиным в основу сейсмотектонического метода сейсмического районирования, основным положением которого, по выражению И. Е. Губина, является то, что «если в каком-либо участке на разрыве было зарегистрировано землетрясение, то подземные толчки могут быть в будущем и в других участках этой же структуры, но по другим разрывам, связанным с первым единым процессом развития, независимо от того, были ли по ним зарегистрированы землетрясения или нет» [58]. Таким образом, результативная часть сопоставлений в интересующей нас проблеме сводится к увязке областей сгущения эпицентров с их геологической позицией и вывода общих геологических признаков для всех или большинства областей сгущения. В предварительной форме это и было нами сделано для Северного Тянь-Шаня.

Однако необходимо подчеркнуть, что в настоящее время одни только геолого-сейсмостатистические ассоциации, несмотря даже на новые (благодаря сети высокочувствительных станций) сейсмостатистические данные, не дают в необходимой степени однозначного и конкретного представления о связи сейсмических явлений с геологическими структурами. Дальнейших уточнений необходимых нам корреляций возможно достигнуть только обращаясь к физически обоснованным подсчетам, т. е. к механическим аналогиям и расчетам, свободным от обесценивающих их предположений или мало зависящих от этих общих предположений о сущности процессов и их значении в общей тектонической жизни. Совершенно ясно, что возможность таких подсчетов откроется после специальных геофизических исследований сейсмического режима — состояния напряженности и кинематики отдельных структурных блоков.

ВЫВОДЫ

Прделанный анализ связи структур и геологического строения с сейсмичностью в Северном Тянь-Шане позволяет нам сделать следующие выводы.

1. Хронология процесса новейших движений и их последовательность практически оказываются такими же, как на Кавказе и в других районах третичного горообразования, для которых эта хронология изучена [61].

¹ На нашей сейсмотектонической схеме (см. фиг. 5) наложены три динамических параметра для толчков, произошедших в один день 1. I 1955 г., в то время как за три года удалось определить только 44 параметра.

2. Некоторые специфические различия, как подробности второго порядка, намечаются для четвертичной последовательности поднятий.

3. В настоящее время схема структуры Северного Тянь-Шаня может быть представлена в виде системы двух крупных разломных зон, из которых северная является границей Заилийско-Сусамырской антиклинорной полосы, а южная — границей южно-тяньшанской палеозойской геосинклинали. Восточная граница этой площади определяется погружением докембрийского доколя, а западная — притыканием к Атойнакско-Ферганскому разлому. Внутри этой площади проходит линия Шлецово-Николаева, которая в западной части отделяет древнее центральное ядро Северного Тянь-Шаня от областей погружений Нарынской зоны, а в восточной тесно сближается с границей Южно-Тяньшанской палеозойской геосинклинали.

4. В размещении сейсмичности, в связи с геологическим строением и историей развития, ясно намечается зависимость от характера новейших движений и менее ясно, но все же достаточно определенно, от древних и в первую очередь разрывных структур.

5. Наиболее сейсмогенные зоны расположены на краях зоны поднятий, в областях погружения границ синклинальной коры и максимального значения градиента силы тяжести, и приурочены к структурам пересечения древних разломов.

6. Современная высокая сейсмичность локализуется на фланге мезокайнозойских поднятий, в области, где интенсивные погружения конца варисского времени причленяются к древнему остову антиклинорных зон, внедряясь в них в виде заливов; также в местах разветвлений антиклинорных зон в области их погружения и переклиналичного окончания, где имеет место сочленение с синклинальной зоной варисского этапа.

7. Указанные выше зоны фланговых окончаний характеризуются высокой сейсмичностью, а также недавним вовлечением этих участков в поднятие четвертичного времени, четвертичным и даже позднечетвертичным временем изменения знака движений и не постепенным, а резким, сравнительно с центральными зонами поднятий, нарастанием скорости поднятий.

8. В областях повышенной сейсмичности как медленные движения, так и движения во время толчков происходят, в основном, по разломам, пересекающим основные структурные направления, т. е. по разломам, которые являются открытыми и которые можно считать динамическими аналогами поперечного кливажа и трещин Q Клооса.

9. Второстепенная сейсмичность, выраженная слабыми толчками, регистрируемыми высокочувствительной аппаратурой, только характеризует направление и интенсивность движений. Она сопровождается накоплением упругой энергии в крупных блоках, но не является «предохранительным клапаном».

10. Наибольшая плотность эпицентров Северного Тянь-Шаня расположена в пределах эпицентральных зон сильнейших землетрясений прошлого, однако характер этой современной сейсмичности (определившей густоту эпицентров) совершенно иной.

Все эти выводы, полученные для региона Северного Тянь-Шаня, аналогичны выводам для других сейсмических областей. Это вселяет в нас уверенность в том, что мы находимся на правильном пути, и мобилизует на выработку определенной конкретной программы дальнейшей организации и работы службы прогнозов. Главную роль в дальнейших исследованиях должны иметь работы по установлению более тесных ассоциаций с геологическими структурами, специальные геофизические исследования

процессов аккумуляции упругой энергии и определенных геологических структурах и исследование конкретного характера их медленных современных движений.

ЛИТЕРАТУРА

1. В. А. Николаев. О закономерностях развития структурно-фациальных зон в подножных поясах земной коры. Советская геология, № 1, 1943.
2. В. А. Николаев. О некоторых чертах строения и развития подножных поясов земной коры. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1953.
3. В. А. Николаев. О важнейшей структурной линии Тянь-Шаня. Зап. Всес. минер. общ-ва, 2-я серия, в. 2, 1933.
4. Д. В. Наливкин. Очерк геологии Туркестана. Ташкент, 1926.
5. Д. И. Мушкетов. Тектоника Средней Азии. Среднеазиатский геологический трест. Ташкент, 1936.
6. В. Н. Огнев. Талассо-Ферганский разлом. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1939.
7. М. М. Юдичев. Джунгарский Алатау. Изд. АН СССР, 1940.
8. Е. И. Зубцов. Новые данные о возрасте палеозойских отложений хребтов Нура, Джетытау и Нарынтау (Тянь-Шань). Информационный сб. ВСЕГЕИ, № 1, 1955.
9. Д. Н. Казанли. Формирование Заилийского Алатау как орографической единицы. Изв. АН КазССР, сер. геол., 1954.
10. В. А. Николаев. К вопросу о характере альпийских движений в северных дугах Тянь-Шаня. Геологический вестник, 6, № 4—6, 1926—1929.
11. В. Н. Крестников. О влиянии палеозойского структурного плана на развитие поднятий Северного Тянь-Шаня в неогене и четвертичном периоде. Бюлл. Московского об-ва испытателей природы, 30, № 6, 1955.
12. Б. А. Федорович. Геоморфологические и сеймотектонические условия некоторых районов в бассейнах рек Кокомерена и Нижнего Нарына. Тр. Киргизской комп. экспед., т. II. Материалы по геологии и геохимии Тянь-Шаня, ч. V, АН СССР, 1936.
13. Е. Ф. Саваренский. Сейсмичность СССР, итоги и перспективы ее изучения. Тр. Геофиз. ин-та, № 25 (152), 1954.
14. Е. А. Розова. Землетрясения Средней Азии. Тр. Сейсмол. ин-та, № 123, 1947.
15. Е. А. Розова. Расположение эпицентров и гипоцентров землетрясений Средней Азии. Тр. Геофиз. ин-та, № 10 (137), 1950.
16. В. Е. Ханин. Геотектонические основы поисков нефти. Баку, 1954.
17. П. А. Грюншес (при участии О. Н. Некрасовой, Д. Н. Терасова, С. С. Шульца, Д. И. Яковлева). Геологическая карта Средней Азии, лист. 44-А (Прижевальск), Госгеолиздат, 1940.
18. С. С. Шульц. К стратиграфии и тектонике палеозоя хребта Терской-Алатау в районе р. Малый Нарын. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1938.
19. Д. И. Яковлев. Восточная часть Чу-Илийских гор. Изв. Геол. ком. X, VIII, № 2, 1929.
20. В. Г. Королев, А. Я. Гладченко. Находки фауны ордовика в так называемых «немых толщах предполагаемого девона» в хр. Терской-Алатау (Тянь-Шань). Докл. АН СССР, 28, № 5, 1951.
21. Б. А. Федорович. Верховья реки Чу (материалы по морфотектонике, современной динамике и инженерной геологии). Материалы по геологии и геохимии Тянь-Шаня, ч. IV, АН СССР, 1935.
22. Л. А. Вайнер. Геологическое изучение Средней Азии и Закаспия в дореволюционный период. Сб. «Очерки по истории геологических знаний», в. III, 1955.
23. Д. И. Мушкетов. Сейсмическое районирование Средней Азии. Тр. Сейсмол. ин-та, № 3, 1933.
24. Н. Г. Кассин. Геология СССР, 20, 1941.
25. В. Н. Козеренко. К тектонике палеозойских и докембрийских отложений северной зоны Тянь-Шаня. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1948.
26. В. А. Николаев. К стратиграфии и тектонике северных цепей Тянь-Шаня. Тр. III Всес. съезда геологов. Ташкент, 1930.
27. А. В. Пойве, А. Д. Смирнов. Тектоника и фации палеозоя района оз. Сонкуль (Тянь-Шань). Изв. АН СССР, сер. геол., 1939.
28. А. В. Пойве. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1945.
29. Д. Н. Казанли. Новейшие движения Заилийского Алатау. Вест. АН КазССР, № 1, 1948.

30. Д. Н. Казанли. Новые данные о юрском оледенении в Заилийском и Кулгей-Алатау. Вестн. АН КазССР, № 6, 1947.
31. Д. Н. Казанли, Е. Д. Шлыгин, В. В. Лавров. Параллелизация третичных отложений равнинных и горных областей Казахстана. Вест. АН КазССР, № 8.
32. Д. Н. Казанли. К вопросу о механизме образования гор. Изв. АН КазССР, № 17, 1953.
33. Д. Н. Казанли. Структура Центрального Казахстана на основании анализа гравиметрического и магнитного полей. Изв. АН КазССР, сер. геол., в. 20, 1955.
34. А. А. Савельев. О поперечной зональности складчатых областей. Геофизический сб. ВНИГРИ, № 2, 1953.
35. Б. А. Федорович. Посттретичные тектонические процессы в северных предгорьях Тянь-Шаня. Материалы по геологии и геохимии Тянь-Шаня, ч. II, 1931.
36. В. В. Чердынцев, В. В. Мешков. Труды I сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций, 1954.
37. Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений, ч. 2, Геолгиздат, 1955.
38. Н. П. Васильковский. О террасах Чирчика. Социалистическая наука и техника, № 8, Ташкент, 1937.
39. А. Л. Рейнгард. Четвертичные геологические исследования в Восточной Фергане в 1929—1930 гг. Тр. ВГРО, № 344, 1934.
40. В. И. Попов. Литология кайнозойских моллас Средней Азии. Ташкент, 1954.
41. А. Н. Суворов. Тектоническое районирование Ферганской впадины по генетическим признакам. Тр. ИГН АН СССР, в. 158, 1954.
42. В. А. Петрушевский. Строение третичных отложений Тянь-Шаня. Бюлл. МОИП, № 1, 1948.
43. К. М. Синицын. Об элементах палеозойского рельефа в Тянь-Шане. Тр. Ленингр. об-ва естествоиспыт., 18, в. 2, 1951.
44. С. С. Шульц. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. Географиз, 1948.
45. В. Н. Вебер. Геологические исследования в Фергане 1909—1910 г. Изв. геолог. комитета, 29, № 179, 1910.
46. Е. Ф. Саваренский. Элементы сейсмологии и сейсмометрии. ГТТИ, 1949.
47. Н. А. Введенская. Методика и результаты обобщения наблюдений стационарных сейсмических станций Средней Азии за 1950—1953 гг. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1954.
48. В. Н. Гайский. О точности определения положения очага и элементов структуры земной коры. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 22, 1954.
49. Н. А. Введенская. О точности определения положения очага землетрясения методом засечек. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 30, 1955.
50. Е. Ф. Саваренский. Некоторые вопросы точности интерпретации и Гармское землетрясение 1941 г. Тр. Сейсмол. ин-та АН СССР, № 119, 1947.
51. Е. А. Розова, В. П. Грин. Расположение эпицентров землетрясений, происшедших на территории Киргизии. 1955. Изд. АН Киргизск. ССР.
52. Н. А. Введенская, А. А. Фогель. О карте эпицентров Северного Тянь-Шаня. Настоящий сб., стр. 106.
53. С. С. Шульц. Геологическая карта Средней Азии, лист 44-А (Хан-Тенгри), 1940.
54. Г. А. Гамбурцев. Состояние и перспективы работ в области прогноза землетрясений. Бюлл. Совета по сейсмологии, № 1, 1953.
55. В. Гутенберг, К. Рихтер. Сейсмичность Земли. ИЛ, 1949.
56. Б. А. Петрушевский. Значение геологических явлений при сейсмическом районировании. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 28, 1955.
57. Б. А. Петрушевский. О связи сейсмических явлений на Урало-Сибирской платформе и в Тянь-Шане с геологической обстановкой этих территорий. Бюлл. МОИП, 30, № 6, 1955.
58. Н. Е. Губин. Сейсмотектонический метод сейсмического районирования. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 13, 1950.
59. Н. Е. Губин. Землетрясения в Гармской области. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 8, 1949.
60. Н. Е. Губин. О некоторых вопросах сейсмического районирования. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 25, 1954.
61. А. Ирдли. Структурная геология Северной Америки. ИЛ, 1954.

В. Н. КРЕСТНИКОВ

О СВЯЗИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И СЕЙСМИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ ТЯНЬ-ШАНЯ

Настоящая статья содержит некоторые основные выводы из работ геологической группы Северо-Тяньшанской экспедиции отдела геодинимики Геофизического института АН СССР в составе В. В. Белоусова, А. В. Горячева и В. Н. Крестникова¹.

Как известно, Тянь-Шань является высокосейсмичной областью. Его сейсмичность обусловлена тем, что Тянь-Шань как горная страна продолжает развиваться и в настоящее время. Геологическая история Тянь-Шаня весьма своеобразна: в палеозое он проходил геосинклинальную стадию развития, в мезозое и начале кайнозоя — почти по конца олигоцена — он представлял пенепленизированную область с платформенным режимом.

Не рассматривая здесь историю формирования пенеплена на Северном Тянь-Шане, отметим лишь, что к концу олигоцена на свивелированном палеозойском основании (в синклинальных прогибах — на небольших площадях юры, а на всей остальной территории — на коре выветривания) залегали маломощные отложения верхнего мела и палеогена.

Характер осадков на всей рассматриваемой площади с достаточной убедительностью показывает, что к моменту отложения мела и палеогена страна представляла собой полого всхолмленную равнину с разнообразными физико-географическими условиями.

Осадки верхнего мела — палеогена везде ложатся с угловым несогласием на палеозой. Исключение составляют районы, расположенные в западных частях Илийской впадины и в области восточного погружения хребта Заилийский Алатау, где не только верхнемеловые, но и плиоценовые отложения лежат на отложениях карбона без углового несогласия.

Платформенный режим, существовавший с начала мезозоя, в конце олигоцена на Северном Тянь-Шане был нарушен интенсивными вертикальными движениями. Создалась горная страна, знаменующая собой, как это уже было отмечено В. В. Белоусовым [8], особую форму развития земной коры, отличающуюся и от геосинклинальной и от платформенной.

В результате вертикальных движений, нарушивших складчатое палеозойское основание, древняя поверхность выравнивания была сильно деформирована. Она приняла участие в поднятиях и прогибах, осложненных в ряде мест разрывами. С образовавшихся поднятий происходил интенсивный снос материала, который отлагался тут же в ряде

¹ Большую помощь в наших исследованиях оказали работы М. Ж. Жапдаева [1], Д. Н. Казанли [2], Н. Н. Костенко, Г. Ц. Медоева, Б. А. Петрушевского [3, 4], С. С. Шульца [5—7].

прогибов, погребая под собою древнюю поверхность выравнивания. Эти молодые осадки в ряде случаев образуют складки и осложняются разрывами. Процесс формирования поднятий и разрывов происходил параллельно с отложениями осадков, что отмечалось еще С. С. Шульцем [6].

Уже в миоцене рассматриваемая территория Северного Тянь-Шаня из платформенной области превратилась в горную страну (фиг. 1). Так, в миоцене на севере было поднятие в области современных Чу-Илийских гор и хребта Джунгарского Алатау, а на самом юге располагается поднятие хребта Терской-Алатау. По-видимому, уже в это время на востоке существовало поднятие Кетменского хребта, а на западе — Киргизского хребта. Область современных Кандыктасских гор состояла из двух самостоятельных поднятий — западного и восточного. Морфологию этих поднятий хорошо обрисовывает сохранившаяся на значительных площадях древняя поверхность выравнивания. Южные крылья этих поднятий пологие, северные — уже тогда, по-видимому, были сорваны разрывами, что создало асимметрию структур.

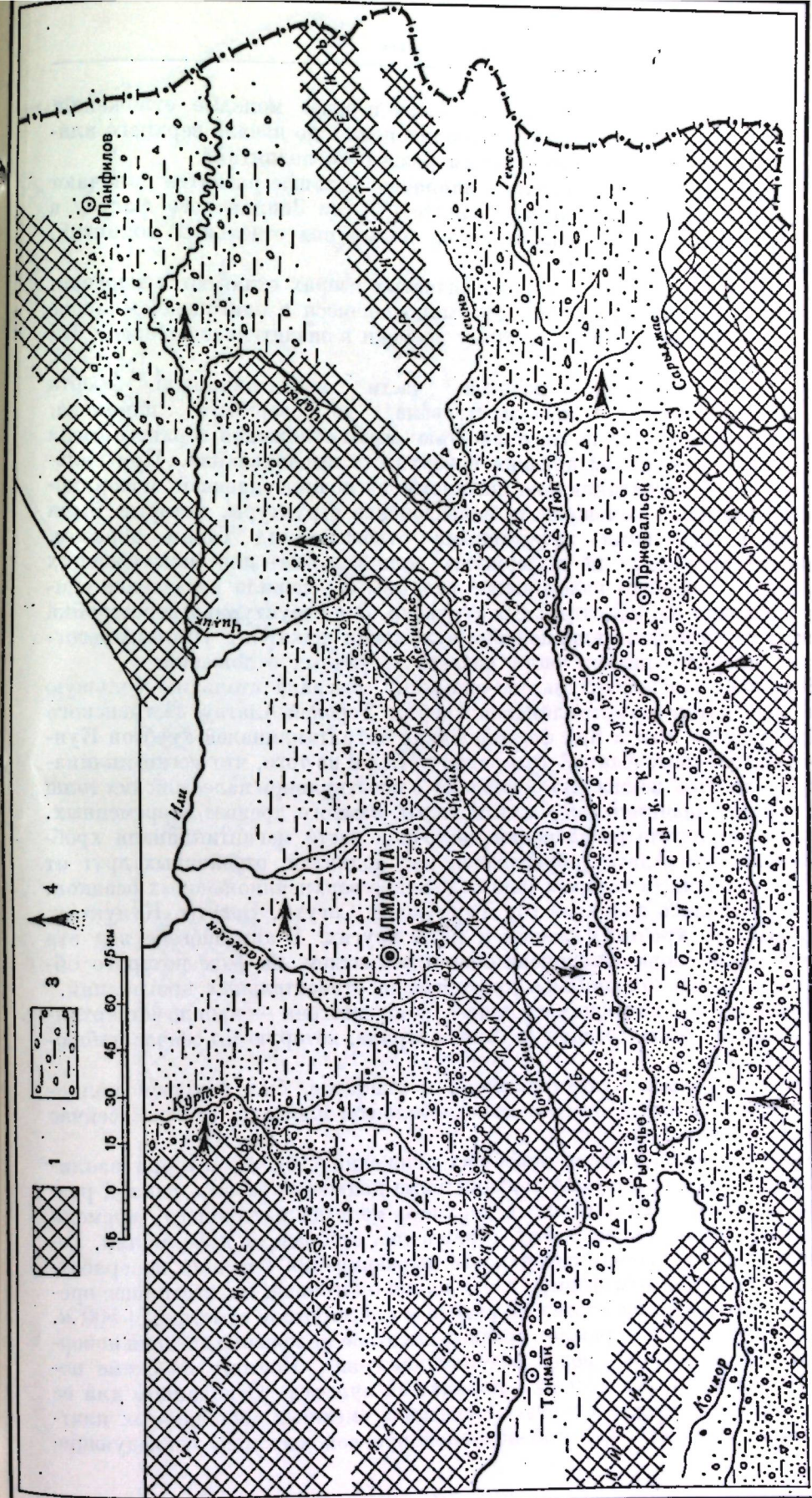
В области современных хребтов Кунгей- и Заилийского Алатау и в восточных отрогах последнего до р. Чарын проходило большое пологое поднятие. Однако это поднятие не было единым; уже тогда четко намечались два самостоятельных поднятия — западное и восточное, образующие современный хребт Кунгей-Алатау, и, кроме того, самостоятельное поднятие хребта Заилийского Алатау.

В конце миоцена произошло соединение западного и восточного поднятий Кандыктасских гор. В это же время уже имелись антиклиналы хребтов Кетменского, Киргизского и Терской-Алатау.

Развитие современных структур хребтов Кунгей-и Заилийского Алатау началось в западной их части. К концу олигоцена имевшиеся здесь карбоновые отложения, если не целиком, то в значительной степени были смыты. Это доказывается тем, что в верхнеолигоценовых осадках, отлагавшихся за счет сноса с образовавшихся поднятий, преобладает гранитный материал и тем, что сама древняя поверхность выравнивания была уже выработана на гранитах. Процесс развития поднятий хребтов Заилийского и Кунгей-Алатау был осложнен «ожившими» каледонскими разрывами Кеминно-Чонаксуейского грабена. Возобновление движения по этим разрывам, по-видимому, произошло только тогда, когда развитие в этой зоне карбоновые отложения были смыты: в противном случае они сохранились бы в зоне Чон-Кеминского грабена. Разрывы Чон-Кеминского и Кунгей-Алатау, а в области р. Чон-Аксу оконтурили восточное окончание западного поднятия хребта Кунгей-Алатау. Еще далее к востоку ими оборвано южное крыло восточного поднятия хребта Кунгей-Алатау. Северное крыло восточного поднятия хребта Кунгей-Алатау было пологим, в основании его проходил прогиб, разделяющий в этой части поднятия хребтов Кунгей-и Заилийского Алатау и отвечающий современному широтному течению р. Чилик. Прогиб, по-видимому, наследует каледонскую структуру.

Поднятию хребта Заилийского Алатау предшествовало воздымание мегантиклиналы Кандыктасских гор, из восточных окраин которых по ряду оживших старых разрывов выколото западное окончание хребта Заилийского Алатау. Это видно по притыканию развитых в Кандыктасских горах древних поверхностей выравнивания к области с резким альпийским рельефом хребта Заилийский Алатау.

Мегантиклиналь хребтов Кунгей-и Заилийского Алатау, развиваясь в дальнейшем преимущественно в восточном направлении, приподымала



Фиг. 1. Схема распределения областей поднятия и опускания в миоцене [9].

1 — области поднятия — разрыва; 2 — наиболее приподнятые области разрыва; 3 — области опускания — накопления проморально-альпийских и частично озерных отложений; 4 — направление сноса обломочного материала

проведены по поверхности пенеплена через 1000 м, за исключением двух близлежащих к нулевой изогипсе, где сечение равно 500 м.

Для проведения изолиний использовались горизонтали, очертания которых выравнивались за счет отбрасывания эрозионных форм рельефа. Изолинии, пересекая отдельные сохранившиеся участки древней поверхности выравнивания, убедительно доказывают, что они отражают именно деформированную поверхность пенеплена, а не современный рельеф.

В основу проведения изолиний во впадинах положены: а) мощность мезо-кайнозойских отложений, б) структурные особенности сочленения впадин с обрамляющими их поднятиями.

В результате использования приведенных данных и составлена схема новейших движений, которые, в основном в течение антропогена, превратили рассматриваемую область в горную страну. За этот период, т. е. за 2 млн. лет в грубом приближении, суммарная амплитуда восходящих движений в хребтах Заилийского и Кунгей-Алатау достигла порядка 4,5 км. В результате этих движений и созданы те структуры, которые мы и наблюдаем сейчас.

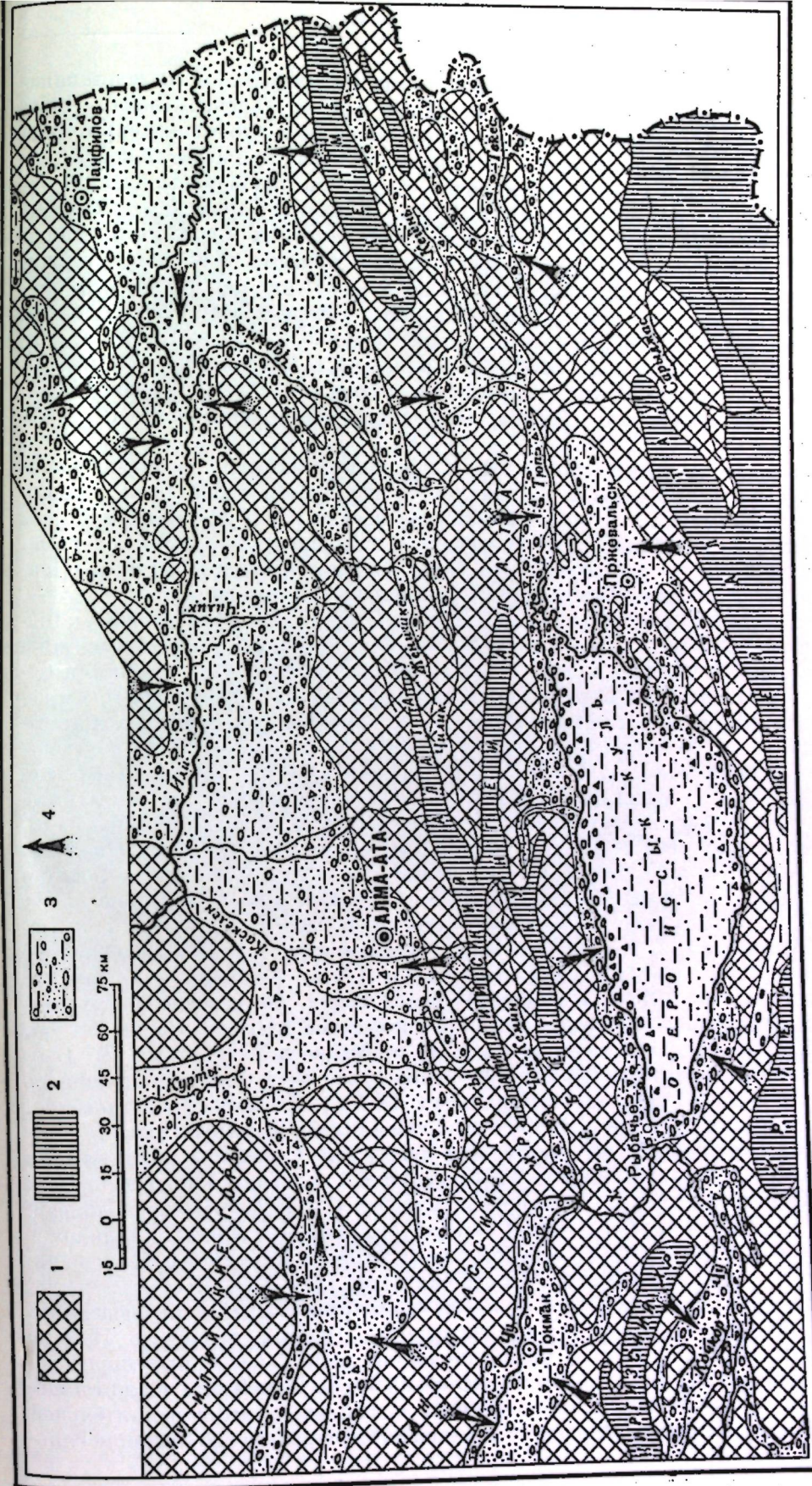
В самом крупном плане рассматриваемая территория состоит из ряда впадин и поднятий, которые в структурном отношении мы называем мегантиклиналями и мегасинклиналями, сильно осложненными рядом крупных разрывов. С севера на юг мы выделяем: 1) Илийскую мегасинклиналь, 2) мегантиклиналь Чу-Илийских гор, 3) мегантиклиналь Кандыктасских гор, 4) мегантиклиналь хребтов Заилийского и Кунгей-Алатау, 5) Иссыкульскую мегасинклиналь, 6) мегантиклиналь хребта Терскей-Алатау, 7) мегантиклиналь Кетменского хребта, 8) мегантиклиналь Киргизского хребта, 9) Чуйскую мегасинклиналь.

На предлагаемой структурной схеме [10] изолиниями сечением 1000 м, проведенными по абсолютным высотным отметкам, показаны те деформации, которые испытала древняя поверхность выравнивания. Основаниями для проведения изолиний послужили те же данные, что и для схемы новейших движений (фиг. 5).

Не вдаваясь в описание выделенных структур, остановимся на рассмотрении зон разрывов, обозначенных как линейные зоны повышенной тектонической активности, частично связанные с глубинными разрывами. Эти зоны выделены на схеме новейших движений Северного Тянь-Шаня и на схеме сопоставления плотностей эпицентров землетрясений с основными структурными элементами Северного и Южного Тянь-Шаня.

Основная из зон, выделенных нами в рассматриваемой области, протягивается сюда с запада, где она отклоняет поднятия Киргизского хребта от Чуйской синеклизы. На рассматриваемой территории эта зона проходит вдоль южного обрамления Чуйской мегасинклинали, далее к востоку охватывает область западного погружения хребта Заилийского Алатау со впадинами Джиль-Арык, Кызыл-су, Кокджар-су и Сулу-Терек. Здесь от основной зоны отделяется ветвь, обрамляющая с севера поднятие хребта Заилийского Алатау. К востоку от меридиана сел. Тургенъ зона затухает. Основная зона, протягиваясь далее в восточном направлении, охватывает Кеминно-Чон-Аксукий грабец, обрывая далее южное крыло восточного поднятия хребта Кунгей-Алатау. В Кеминно-Чиликском горном узле от основной зоны отходит небольшая ветвь, совпадающая с широтной долиной р. Чилик, которая прослеживается до меридионального поворота р. Чилик.

Проследить дальнейшее продолжение основной зоны к востоку не удалось. Однако продолжение этой зоны разрывов нужно видеть в аналогичной зоне, кулисообразно расположенной к описанной и проходя-



Фиг. 3. Схема современного распределения областей поднятия и опускания [9].
Обозначения см. фиг. 1.

щей уже вдоль сочленения южного крыла Исыккульской мегасинклинали с северным крылом мегантиклинали хребта Терской-Алатау. Зона начинается примерно от сел. Кольцовка на западе и уходит на территорию Синьцзяна на востоке. Здесь, выходя за пределы рассматривавшейся территории, нужно указать на наличие еще одной такой зоны на юге, являющейся границей между Южным Тянь-Шанем и Таримским массивом.

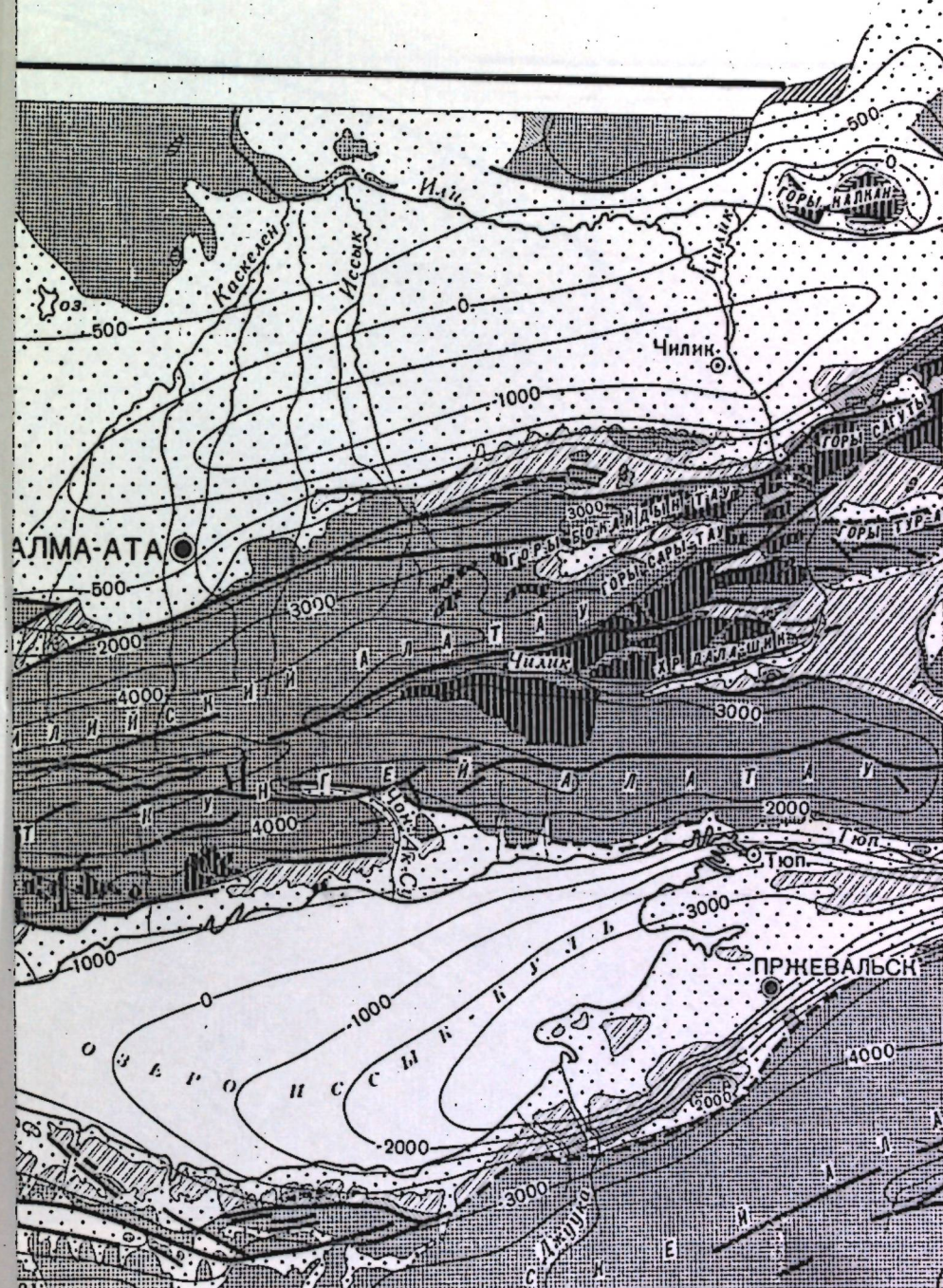
Глубинный характер заложения рассматриваемых зон подтверждается как геологическими, так и геофизическими данными. Так, для северной зоны — участка, расположенного у подножья Киргизского хребта, глубинный характер зоны устанавливается сейсмическим зондированием [11]. Здесь удалось установить наклон поверхностей базальтового и подкорового слоев, а также смещение верхней части базальтового слоя. Для более восточного участка характерна длительная история развития Кеминно-Чон-Аксуейского грабена, заложеного еще каледонскими движениями.

Южная зона имеет также очень длительную историю развития, начиная с нижнего палеозоя. Кроме этого, глубинный характер заложения рассматриваемых зон находит подтверждение в приуроченности к ним эпицентров сильных землетрясений с глубокими коровыми очагами. О глубине большинства землетрясений приходится судить, главным образом, по колоссальной площади, охваченной сотрясениями.

Рассматриваемая область Северного Тянь-Шаня принадлежит к одной из наиболее сейсмичных областей Союза, как по количеству землетрясений, так и по их силе. Поэтому еще в конце прошлого столетия Северный Тянь-Шань привлек внимание крупных исследователей того времени, давших несколько классических описаний сейсмических катастроф.

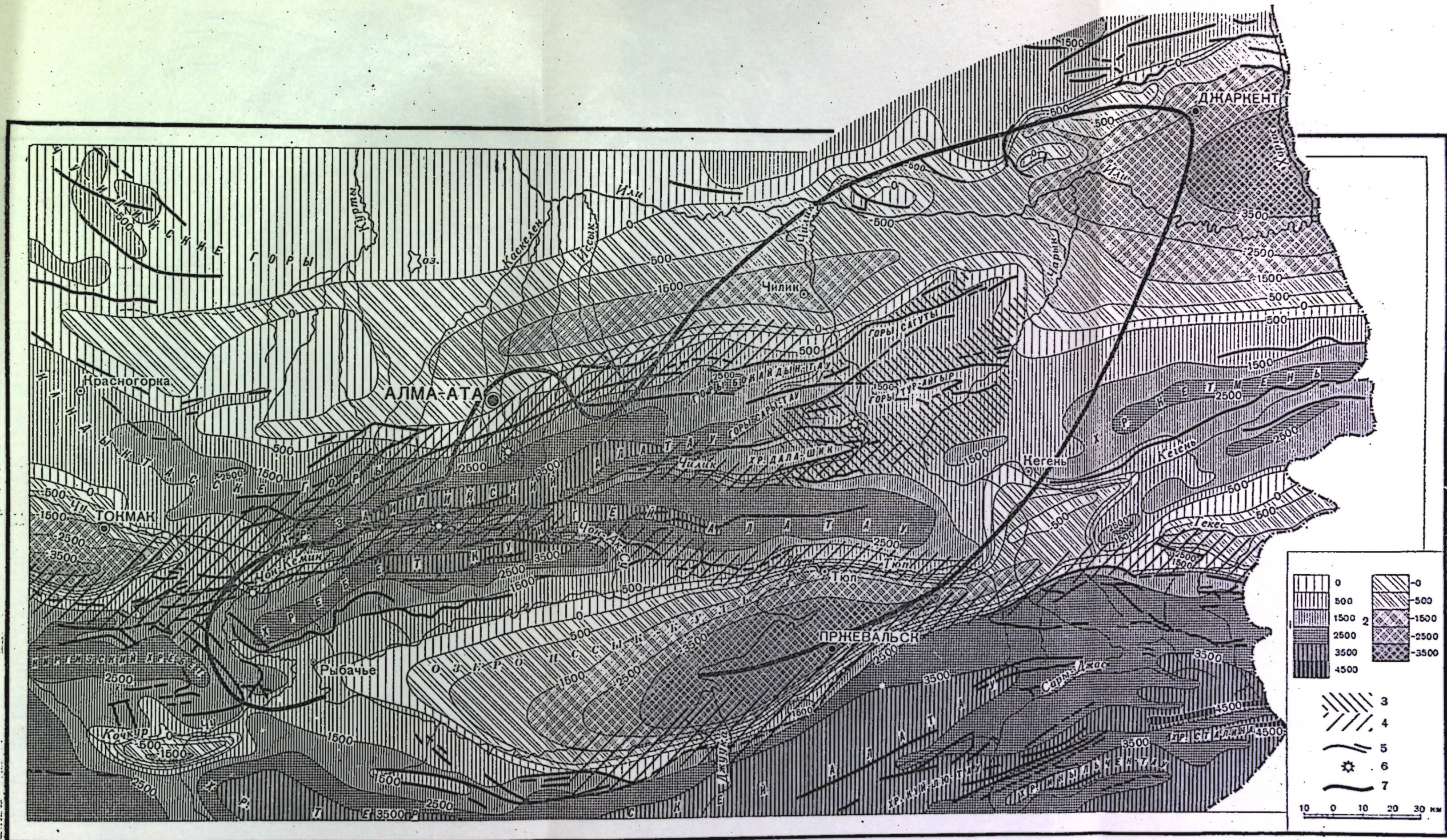
Обрывочные сведения о землетрясениях Северного Тянь-Шаня (по-видимому, сильных) относятся к 1770 г., когда произошло землетрясение около нынешнего селения Беловодское, и к катастрофическому Алмаатинскому 1807 г. Последующие данные относятся ко второй половине XIX в. и являются более полными. Так, к этому периоду относятся землетрясения в сел. Мерке 1865 г., в г. Токмаке 1867 г., в долине р. Чу 1873 г., в г. Алма-Ате (Верном) 1880 г., в сел. Беловодском 1885 г., в г. Алма-Ате 1887 г. и 1888 г. и Чиликское землетрясение 1889 г. Последующие сильные землетрясения относятся к XX в., а именно — Кебинское землетрясение 1911 г. и Кеминно-Чуйское 1938 г. Из перечисленных землетрясений наиболее сильными были следующие: 1) Беловодское 1885 г., 9-балльное, ощущавшееся на площади примерно в 300 000 км²; 2) Верненское (Алмаатинское) 1887 г., 9-балльное; это землетрясение ощущалось на площади в 1 млн. км²; 3) Чиликское 1889 г., 9-балльное землетрясение, по-видимому, вызвало ряд толчков с самостоятельными очагами на побережье оз. Исык-Куль, в интервале между сел. Сазоновка и Уйтал, и в районе г. Пржевальска, где была разрушена половина жилых построек; 4) Кебинское 1911 г., 10-балльное, ощущавшееся на колоссальной площади; Кебинское землетрясение вызвало ряд самостоятельных толчков в районе г. Алма-Ата, на северном берегу оз. Исык-Куль в г. Пржевальске; 5) Кеминно-Чуйское 1938 г., 8-балльное [12—20].

Следующие данные относятся уже к инструментальным наблюдениям. Эти данные можно разбить на два периода. Первый период (с 1929 по 1949 г.) характеризуется малой точностью немногочисленных определенных эпицентров землетрясений, что обусловлено небольшим числом имевшихся тогда сейсмических станций, оснащенных малочувствительной аппаратурой. Второй период начинается с 1950 г., когда на Северном Тянь-



Северного Тянь-Шаня (составил В. Н. Крестников по личным наблюдениям и матери Г. Ц. Медоева, Т. Р. Сарычевой)

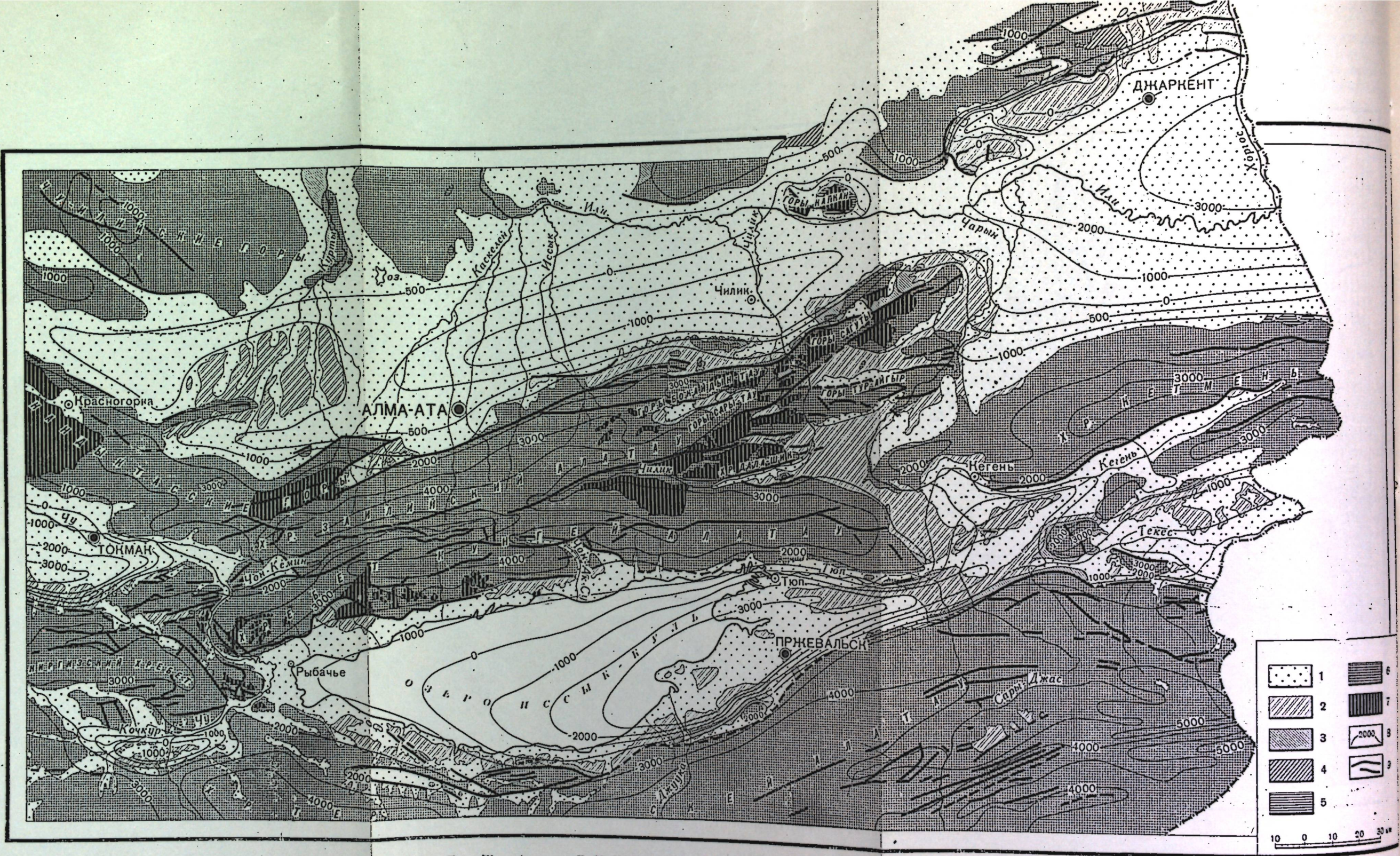
— верхнепалеогеновые и неоген-древнечетвертичные отложения; 5 — мезозойские отложения; 6 — палеогеновые отложения; 4 — третичные нерасчлененные отложения; 7 — третичные расчлененные отложения; 8 — изолинии уровня



Фиг. 4. Схема новейших движений Северного Тянь-Шаня (составил В. Н. Крестников, 1953 г.)

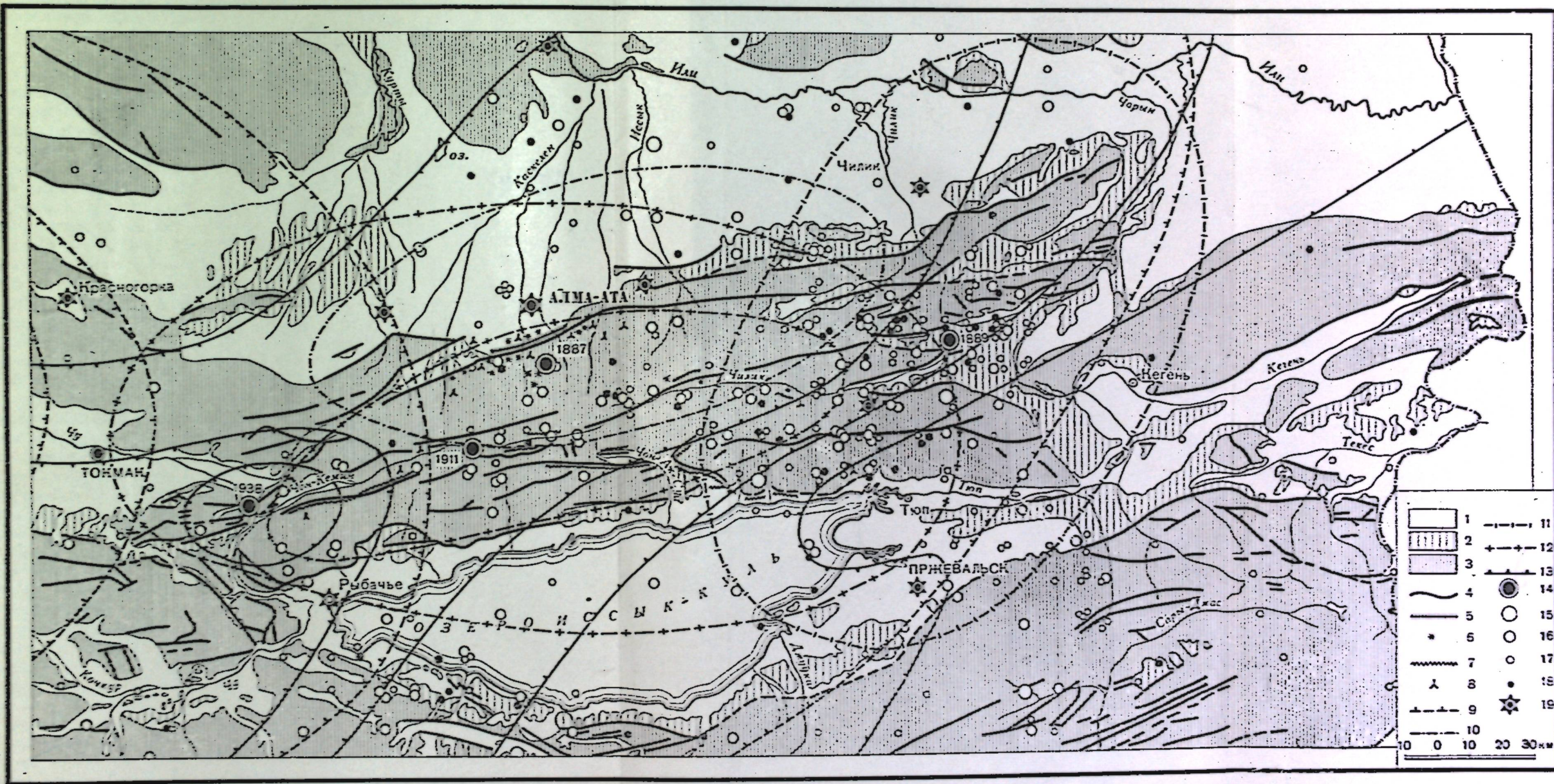
1 и 2 — изолинии суммарных вертикальных движений (1 — области поднятий; 2 — области опусканий); 3 — области относительных прогибаний, образовавшиеся в верхнем палеогене; 4 — линейные зоны повышенной тектонической активности, частично связанные с глубинными разломами;

5 — разрывы; 6 — эпицентры 9-балльных землетрясений; 7 — граница распространения 9-балльных землетрясений по данным сейсмостатистики



Фиг. 5. Схема структуры Северного Тянь-Шаня (составил В. Н. Крестников по личным наблюдениям и материалам А. В. Горичева, С. С. Шульда, Н. Н. Костенко, Г. Ц. Медоева, Т. Г. Сарычевой)

1 — четвертичные отложения; 2 — верхнепалеогеновые и неоген-древнечетвертичные отложения; 3 — верхнемеловые и палеогеновые отложения; 4 — третичные переслаивающиеся отложения; 5 — мезозойские отложения; 6 — палеозойские образования; 7 — древние поверхности выравнивания; 8 — изолинии уровня; 9 — разрывы



Фиг. 6. Схема сопоставления структуры и сейсмичности Северного Тянь-Шаня (составил В. Н. Крестников совместно с А. В. Горячевым)

1 — четвертичные отклонения; 2 — мезозойские отклонения; 3 — палеозойские отклонения; 4 — разрывы, возникшие в результате Верненского землетрясения 9 июля 1887 г.; 5 — разрывы, возникшие в результате Верненского землетрясения 9 июля 1887 г.; 6 — обвалы, возникшие в результате Верненского землетрясения 9 июля 1887 г.; 7 — разрывы, возникшие в результате Кебикунского землетрясения 3 января 1911 г.; 8 — обвалы, возникшие в результате Кебикунского землетрясения 3 января 1911 г.; 9 — обвалы, возникшие в результате Кебикунского землетрясения 4 января 1911 г.; 10 — Верненского 9 июля 1887 г.; 11 — Чиликского 12 июля 1889 г.;

12 — Кебикунского 3 января 1911 г.; 13 — Кеминско-Чуйского 12 июня 1938 г.; 14 — эпицентры катастрофических землетрясений; 15 — эпицентры землетрясений силой от 3 до 7 баллов, определенные с точностью ± 20 км; 16 — эпицентры землетрясений силой от 1 до 5 баллов, определенные с точностью ± 20 км; 17 — эпицентры силой от 1 до 5 баллов, определенные с меньшей точностью; 18 — эпицентры силой от 1 до 2 баллов, определенные с точностью $\pm 10-15$ км; 19 — сейсмические станции

Шане была разбита сеть региональных станций, оборудованных высокочувствительной аппаратурой.

Колоссальный материал среднеазиатских сейсмических станций за период с 1929 по 1948 г. был обработан Е. А. Розовой [21]. Однако в пределах Северного Тянь-Шаня зафиксированы единичные эпицентры, разбросанные по всей площади и не дающие возможности наметить какую-либо связь со структурой.

Нами, совместно с А. В. Горячевым, составлена схема сопоставления структуры и сейсмичности (фиг. 6). На этой схеме нанесены эпицентры землетрясений, произошедших с 1950 г. по первую половину 1954 г. [22], причем сами землетрясения разделены по силе на четыре группы: 1) от 3 до 7 баллов, 2) от 1 до 5 баллов (точность определения этих двух категорий землетрясений ± 20 км), 3) от 1 до 5 баллов (определенные с меньшей точностью), 4) от 1 до 2 баллов (определенные с точностью $\pm 10-15$ км). Кроме этого, на схеме нанесены все эпицентры катастрофических землетрясений и их изосейсты. Как видно, вся территория Северного Тянь-Шаня перекрывается рядом 9-балльных изосейст. Анализируя расположение эпицентров, мы видим значительное количество их в области восточного погружения хребтов Заилийского и Кунгей-Алатау. Это скопление эпицентров, по-видимому, следует объяснять более интенсивной сейсмической жизнью этой территории. Однако необходимо отметить, что здесь, на востоке, сосредоточено больше сейсмических станций, оборудованных высокочувствительной аппаратурой, чем на западе. Это дает возможность фиксировать даже самые незначительные сейсмические толчки и заставляет с оговоркой относиться к повышенной сейсмичности этой территории.

Кроме того, довольно отчетливо намечается полоса эпицентров, протягивающаяся в широтном направлении и приуроченная к осевой части мегантиклинали хребтов Кунгей- и Заилийского Алатау.

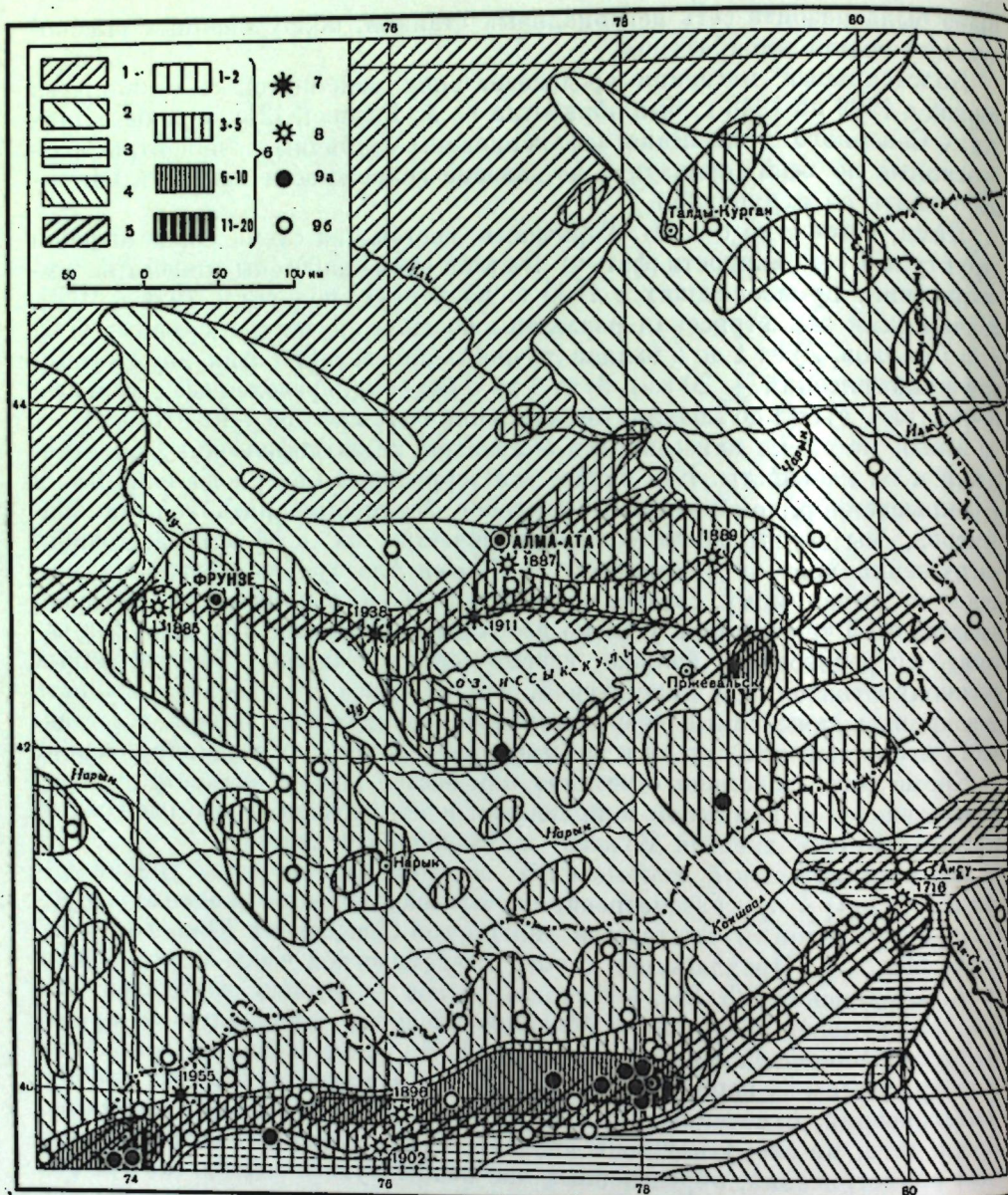
Намного эффективней вскрываются закономерности связи сейсмичности и структуры при рассмотрении схемы сопоставления основных структурных элементов и плотностей эпицентров Северного и Южного Тянь-Шаня (фиг. 7). Предлагаемая схема, в сейсмической части составленная Н. А. Введенской [23, 24], а в геологической — автором настоящей статьи, захватывает значительно большую площадь, выходящую за пределы рассматривавшейся выше территории¹. На схеме обобщены данные по землетрясениям за период с 1950 по 1953 г. с исключением очень слабых землетрясений, отмеченных только высокочувствительными станциями. Кроме того, на схему нанесены эпицентры всех известных катастрофических землетрясений, определенных как по инструментальным, так и по неинструментальным данным, а также эпицентры землетрясений за период с 1930 по 1954 г. силой в 5 баллов и более.

Из геологических данных на схеме показаны: на севере — эпигерцинская платформа, на юге — эпипротерозойская платформа (Таримский массив) и заключенная между ними переработанная эпигерцинская платформа — современные горные сооружения Тянь-Шаня. Кроме того, показан предъюжно-тяньшанский прогиб.

Как видно из схемы, на юге очень четко протягивается полоса, образованная наибольшими плотностями эпицентров и эпицентрами сильных землетрясений. Полоса эта хорошо прослеживается далеко на запад.

Эта южная сейсмическая зона построена довольно просто: она полностью совпадает с областью сочленения крупных структурных комплексов. В пределах рассматриваемой схемы она приурочивается к границе

¹ Такая же схема, но несколько отличная от нашей, составлена А. В. Горячевым.



Фиг. 7. Схема сопоставления основных структурных элементов и плотностей эпицентров Северного и Южного Тянь-Шаня (схема плотностей эпицентров за 1950—1953 гг. составлена Н. Н. Введенской [24], геологические данные по В. Н. Крестникову). 1 — эпицентральная платформа; 2 — переработанная эпицентральная платформа в неоген-четвертичный период; 3 — предъюжно-тяньшаньский передовой прогиб; 4 — участок юнпиротерозойской платформы (Таримский массив); 5 — линейные зоны повышенной тектонической активности частично связанные с глубинными разломами; 6 — число эпицентров на 25 км^2 ; 7 — эпицентры сильных землетрясений, определенные по инструментальным данным; 8 — эпицентры сильных землетрясений, определенные по макросейсмическим данным; 9 — эпицентры землетрясений с 1930 по 1954 г. силой 5 и более баллов; а — эпицентры, определенные с ошибкой $\pm 25 \text{ км}$, б — эпицентры неточные

подымающегося Южного Тянь-Шаня и Таримского массива. О длительности ее развития и о глубинном характере говорилось выше.

С этой зоной связаны сильные 9-балльные землетрясения: Аксуйское 1716 г., Кашгарское 22 августа 1902 г.; а также 8 балльные: Артышское

(у г. Кашгара) 1 ноября 1896 г. и Улугчатское 15 апреля 1955 г. В промежутке между эпицентрами Кашгарского и Аксуйского землетрясений, совпадая с 78 меридианом, отмечена целая группа землетрясений, получивших общее название Кокшаальских [22, 23], которые относятся к 1953 г.: 11 февраля — 5-, 6-балльное, 16 марта — 5-, 6-балльное, 9 июля — 6-, 7-балльное, 9 июля — 5-, 6-балльное и 4 декабря — 5-, 6-балльное. Известно также второе Аксуйское землетрясение, произошедшее 17 декабря 1915 г., силой в 6—7 баллов.

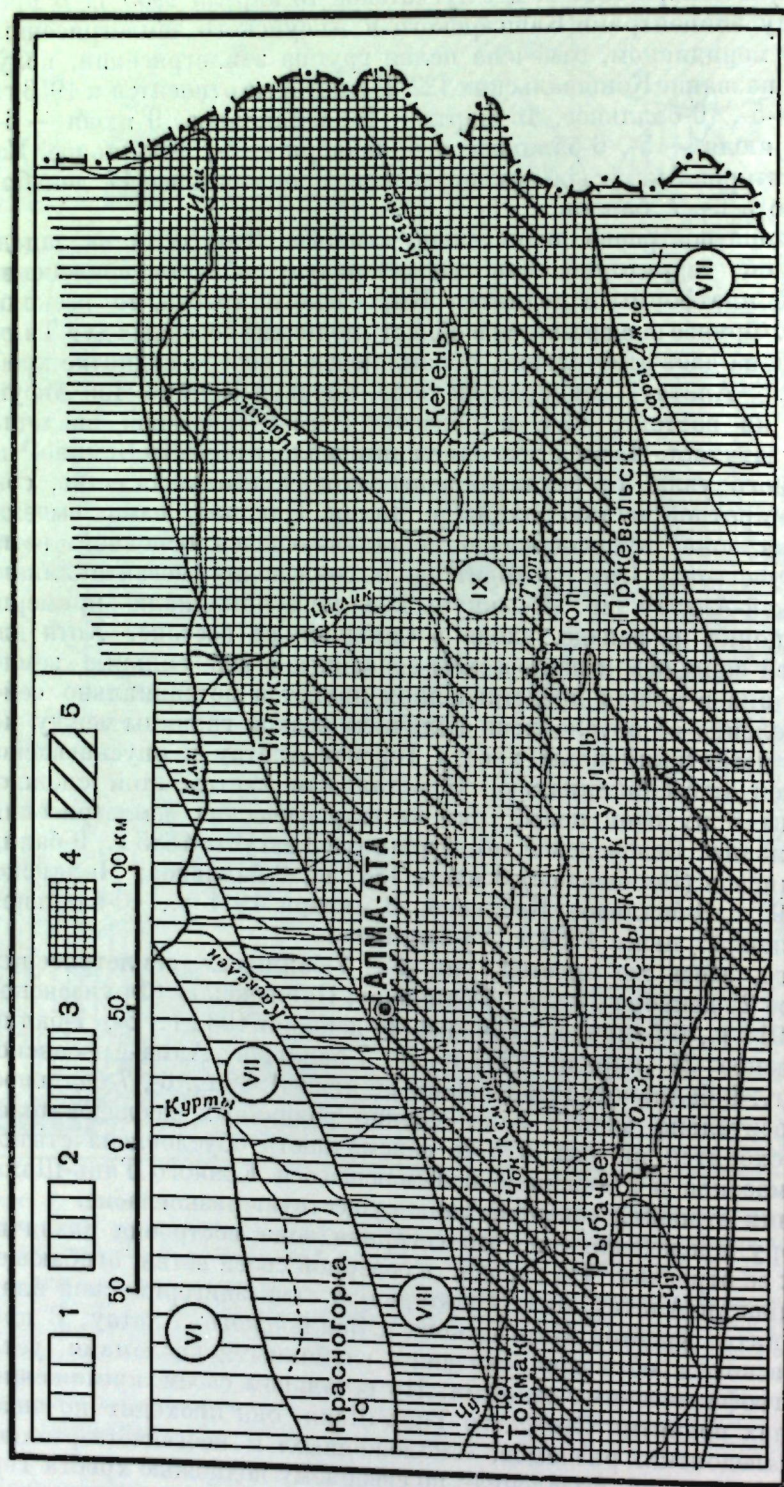
Северная зона построена значительно сложнее. Так, если на западе рассматриваемой территории она характеризует область сочленения эпигерцинской платформы и поднятия Киргизского хребта, то несколько восточнее г. Фрунзе она врезается в область поднятий северных дуг Тянь-Шаня. Здесь зона дает ответвление, обрамляющее с севера поднятие хребта Запильского Алатау; основная же зона, образуя Кеминно-Чон-Аксуйский грабен, на востоке, уже в области Кегено-Текесской впадины, по-видимому, затухает. На этом последнем интервале, в области Кеминно-Чиликского горного узла, от основной зоны отходит небольшая ветвь, совпадающая с широтной частью долины р. Чилик. Наконец, нами выделяется еще одна зона, кулисообразно подставляющаяся основной ветви описанной выше зоны. Она проходит вдоль сочленения мегантиклинали хребта Терской-Алатау и Исыккульской мегасинклинали примерно от сел. Кольцовка на западе, уходя в Синьцзян на востоке. Хотя для этой последней зоны нам и не известны связанные с ней сильные землетрясения, но она в наших представлениях является потенциально сейсмичной. Выделение ее обусловлено наличием резкой границы между подымающейся мегантиклиналью хребта Терской-Алатау и опускающейся Исыккульской мегасинклиной. К остальным частям этой сложной северной зоны приурочен целый ряд катастрофических землетрясений. Так, с ней связаны: Беловодское землетрясение 3 августа 1885 г., 9-балльное; Алмаатинское (Верненское) 9 июля 1887 г., 9-балльное; Чиликское 12 июля 1889 г., 9-балльное; Кебинское 3 января 1911 г., 10-балльное; Кеминно-Чуйское 21 июня 1938 г., 8-балльное.

Кроме того, здесь же имеется ряд 6-, 7-балльных землетрясений: Григорьевское 25 декабря 1910 г., 7-балльное; Пишпекское (Фрунзенское) 26 декабря 1914 г., 6-балльное; Тюпское 24 декабря 1932 г., 6-, 7-балльное; Рыбачинское 24 апреля 1934 г., 6-, 7-балльное; Алма-Арасанское 6 июля 1935 г., 6-балльное; Рыбачинское 26 июня 1939 г., 6-, 7-балльное.

Если относительно южной зоны мнение различных исследователей единодушно сходится на том, что ее сейсмичность обусловлена стыком Таримского массива и интенсивно подымающегося Южного Тянь-Шаня, то в понимании строения северной зоны существует разногласие.

Так, автору представляется, что северная зона построена различно на отдельных ее отрезках. На западе, в северной своей ветви, огибающей хребет Запильский Алатау, она характеризует стык эпигерцинской платформы и поднятие хребтов Киргизского и Запильского Алатау. В пределах Киргизского хребта зона связана с глубинными разломами, установленными геофизическими данными. На остальном своем протяжении, уже в пределах поднятия Северного Тянь-Шаня, она проходит по швам глубинных каледонских разломов, «омоложенных» в неоген-четвертичное время. И, наконец, зона, выделенная по северному подножью хребта Терской-Алатау, характеризует область контрастных разнонаправленных движений крупных структурных комплексов.

Несколько иного мнения придерживается Б. А. Петрушевский [4]. Он видит причину сейсмичности северной зоны в том, что она приурочена

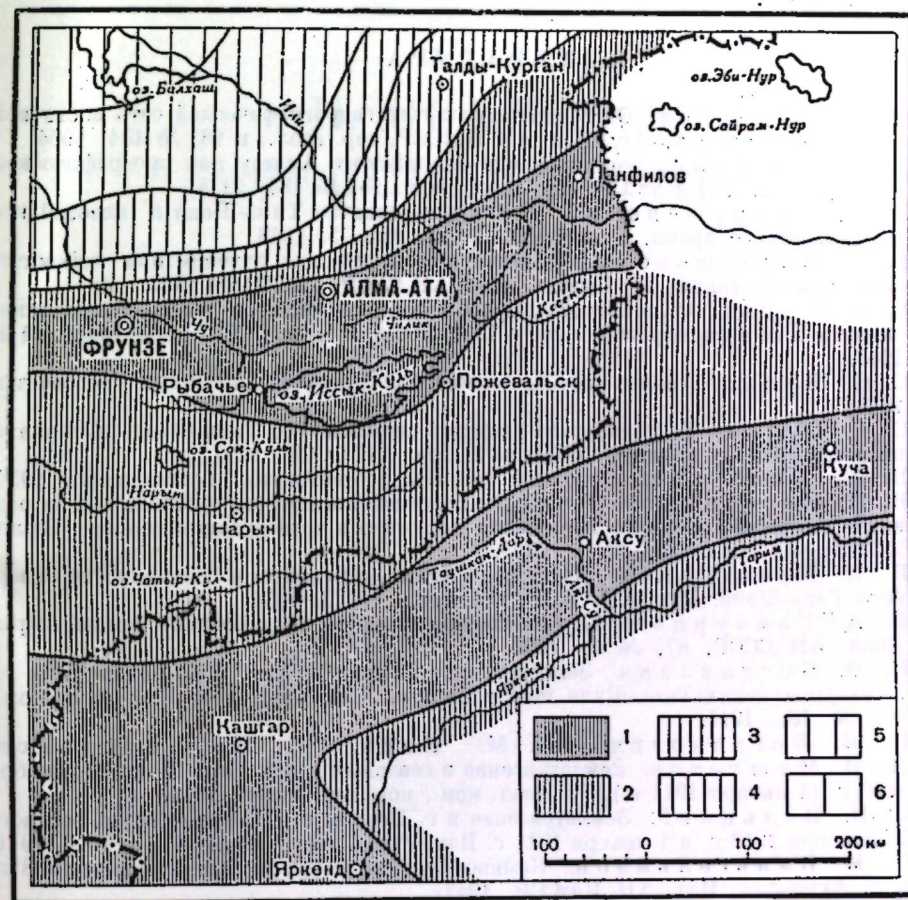


Фиг. 8. Схема сейсмического районирования Северного Тянь-Шаня (составил В. Н. Крестников, 1952 г.)

1 — 6-балльная зона; 2 — 7-балльная зона; 3 — 8-балльная зона; 4 — 9-балльная зона; 5 — зоны наиболее вероятного возникновения 9-балльных землетрясений

к области жесткой еще каледонской консолидации, с чем нельзя не согласиться. Здесь, вследствие усиленного разламывания ее в неоген-четвертичный период, происходит образование множества разрывов (большей частью не сказывающихся на поверхности), чем и обуславливается ее сейсмичность.

Таким образом, по имеющимся материалам, для рассматриваемой части Тянь-Шаня намечаются две сейсмоактивные зоны — южная и северная с заключенной между ними пониженной в сейсмическом отношении



Фиг. 9. Схематический вариант сейсмического районирования Восточного Тянь-Шаня (составил А. В. Горячев, 1954 г.)

1 — зона распространения 9-балльных землетрясений; 2 — 8-балльных; 3 — 7-балльных; 4 — 6-балльных; 5 — 5-балльных; 6 — 4-балльных землетрясений

областью Центрального Тянь-Шаня. Однако говорить о слабой сейсмичности Центрального Тянь-Шаня следует с оговоркой, так как эта область мало населена и землетрясения могли пройти там незамеченными. Незначительное же количество эпицентров по инструментальным данным может быть объяснено временным затишьем. Все эпицентры в пределах данной площади соответствуют землетрясениям силой не выше семи баллов. Это следующие три 7-балльных землетрясения: Сон-Кульское 28 сентября 1934 г., Кокшаальское 30 августа 1940 г. и Куланакское 28 июля 1948 г. (последнее с очень неглубоким очагом).

В заключение приведем две схемы сейсмического районирования: одна составлена автором для Северного Тянь-Шаня (фиг. 8), а другая А. В. Горячевым (фиг. 9) — для большей территории.

Как видно из схем, на севере располагается 9-балльная зона, охватывающая в основном северные дуги Тянь-Шаня. Южнее, в пределах Центрального Тянь-Шаня, протягивается 8-балльная зона и, наконец, на самом юге снова проходит 9-балльная зона. К северу и югу от 9-балльных зон сейсмичность резко падает, давая возможность выделять более низкобалльные зоны.

ЛИТЕРАТУРА

1. М. Ж. Жандаев. Особенности развития гидрографической сети восточной части Заилийского Алатау. Изв. АН КазССР, сер. геол., в 18, № 134, 1954.
2. Д. Н. Казанли. Формирование Заилийского Алатау как орографической единицы. Изв. АН КазССР, сер. геол., вып. 18, № 134, 1954.
3. Б. А. Петрушевский. К истории развития Тянь-Шаня в мезозойское и кайнозойское время. Бюлл. МОИП, 23, вып. 5, 1948.
4. Б. А. Петрушевский. Значение геологических явлений при сейсмическом районировании. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 28(155) 1955.
5. С. С. Шульц. О соотношении процессов кайнозойского осадкообразования, складчатости и формирования гор в Тянь-Шане. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1943.
6. С. С. Шульц. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. Географиз., 1948.
7. С. С. Шульц. Тектоническое развитие современного Тянь-Шаня. Материалы по четвертичному периоду СССР, в. 2, изд. АН СССР, 1950.
8. В. В. Белоусов. Основные вопросы геотектоники. Госгеолиздат, 1954.
9. В. Н. Крестников. О влиянии палеозойского структурного плана на развитие поднятий Северного Тянь-Шаня в неогене и четвертичном периоде. Бюлл. МОИП, отд. геол., 30, № 6, 1955.
10. В. Н. Крестников. История развития, структуры и сейсмичности Северного Тянь-Шаня. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1954.
11. Г. А. Гамбургцев. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры. Докл. АН СССР, 87, № 6, 1952.
12. К. И. Богданович. Землетрясение 22 декабря 1910 г. (4 января 1911 г.) в северных цепях Тянь-Шаня между Верным и Иссык-Кулем. Изв. геол. ком., 30, № 18, 1911.
13. К. И. Богданович, Н. М. Карк, Б. Я. Корольков, Д. И. Мушкетов. Землетрясение в северных цепях Тянь-Шаня 22 декабря 1910 г. (4 января 1911 г.). Тр. геол. ком., нов. сер., в. 89, 1914.
14. С. Н. Велицкий. Землетрясение в г. Верном и в Семиреченской области 22 декабря 1910 г. и 1 января 1911 г. Изв. Русск. геогр. об-ва, 47, в. 1—5, 1911.
15. П. М. Вильгельмзон. Кеминно-Чуйское землетрясение 21 июня 1938 г. в г. Алма-Ата. Изд. АН КазССР, 1947.
16. И. В. Игнатьев. Землетрясение в Токмокском уезде в 1885 г. Изв. Русск. геогр. об-ва, 22, в. 2, 1886.
17. И. В. Мушкетов. Землетрясение 28 мая 1887 г. в г. Верном. Изв. Русск. географ. об-ва, 24, 1888.
18. И. В. Мушкетов. Верненское землетрясение 28 мая 1887 г. Тр. геол. ком., № 1, 1890.
19. И. В. Мушкетов. Чиликское землетрясение 30 июня 1889 г. Материалы для изучения землетрясений России, 1, 1891.
20. И. В. Мушкетов. Список землетрясений, наблюдавшихся в 1889, 1888 и 1890 гг. в Семиречьи, Туркестанском крае и на Кавказе. Материалы для изучения землетрясений России, 1, 1891.
21. Е. А. Розова. Расположение эпицентров и гипоцентров землетрясений Средней Азии. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 10 (137), 1950.
22. Бюллетени сейсмической сети СССР за 1950—1954 гг.
23. Н. А. Введенская. Методика и результаты обобщения наблюдений сети стационарных сейсмических станций Средней Азии за 1950—1953 гг. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 6, 1954.
24. Н. А. Введенская, А. А. Фогель. О карте эпицентров Северного Тянь-Шаня. Настоящий сб., стр. 106.

II. ВОПРОСЫ СЕЙСМИЧНОСТИ

С. П. МАСАРСКИЙ

О РАБОТЕ СЕВЕРО-ТЯНЬШАНСКОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ СТАНЦИИ

Северо-Тяньшанская станция была организована для производства наблюдений над комплексом геофизических явлений с целью изучения их взаимообусловленности и связи с сейсмическими процессами, изучение которой необходимо для решения вопроса о наличии предвестников землетрясений.

Известно, что некоторые авторы [1, 2] отмечали изменение общей картины распределения элементов геомагнитного поля после землетрясений. Указывалось также на резкие изменения состояния электрического поля атмосферы во время землетрясения [3]. Особый интерес представляют опубликованные В. Ф. Бончковским данные [4] о связи землетрясений с медленными наклонами земной поверхности.

Все эти обстоятельства и дали основание для возможности поисков предвестников землетрясений среди вариаций элементов геомагнитного и геоэлектрического полей и электрического состояния атмосферы.

Стремление оградить регулярные геофизические наблюдения от влияния промышленных и бытовых помех привело организаторов Геофизической станции к необходимости удалить ее от промышленных центров и населенных пунктов. В соответствии с этим, для станции было выбрано ущелье Дальнее в 40 км от Алма-Аты.

Известно, что в этом районе на протяжении последних 70 лет произошло четыре землетрясения силой не менее 9 баллов, эпицентры которых располагаются от станции на расстояниях 30—150 км.

Можно было ожидать, таким образом, что сейсмическая деятельность в районе станции будет в достаточной степени напряженной, что в свою очередь давало надежду выявить закономерности, которым подчинен локальный сейсмический режим и связь его с вариациями других геофизических полей.

С другой стороны, место расположения станции совершенно удалено от источников, которые могли бы создавать помехи геофизическим наблюдениям. Ближайший населенный пункт, сел. Талгар, находится в 13 км от станции. Там же находится ближайшая электростанция и проходит шоссе. Даже грунтовая дорога, по которой возможно редкое гужевое и автомобильное движение, заканчивается примерно в 4 км от места установки аппаратуры.

Все это давало возможность ожидать, что при условии установки сейсмических приборов непосредственно в коренных кристаллических породах, в штольне, удастся использовать максимально возможное увеличение сейсмографов. Предполагалось также, что будет отсутствовать высокочастотный фон микросейсмических помех и что возможно будет

сдвинуть частотную характеристику аппаратуры в сторону высоких частот настолько, чтобы работать в той области коротких периодов, где следовало ожидать сейсмических предвестников сильных землетрясений.

1. Аппаратура Геофизической станции. В настоящее время на станции ведутся наблюдения по широкой программе, включающей в себя: а) изучение общего сейсмического режима, б) изучение медленных наклонов земной поверхности, в) регистрацию короткопериодных вариаций геомагнитного и геоэлектрического полей и г) наблюдения над вариациями градиента потенциала атмосферного электричества.

В соответствии с этим на станции имеется следующая аппаратура:

1) комплект сейсмографов общего типа. Сейсмографы эти, как известно, обладают столообразной характеристикой в интервале периодов от 0,5 до 10 сек. В спокойные, в отношении микросейсмических колебаний, дни на станции используется полное увеличение приборов (около 3000 для горизонтальных и 1000 для вертикального).

2) Комплект сейсмографов регионального типа. Эти приборы имеют пилообразную характеристику с резонансным увеличением около 30 000 для частоты вынужденных колебаний порядка 3—5 гц .

3) Электромагнитный сейсмограф для записи слабых местных толчков (СЭМ). Он имеет характеристику также резонансного типа с максимальным увеличением около 500 000 на частоте порядка 10 гц .

4) Магнитно-вариационная станция системы Б. М. Яновского, предназначенная для наблюдений над короткопериодными вариациями элементов геомагнитного поля и состоящая из магнитомеров Z , H и D , приспособленных для непрерывной фоторегистрации, со скоростью развертки 20 мм/час . Чувствительность приборов характеризуется следующими цифрами (на 1 августа 1955 г.):

D	0,4 γ/мм
H	0,28 γ/мм
Z	0,19 "

5) Установка для изучения геоэлектрических токов и их вариаций, состоящая из двух пар электродов, каждый из которых представляет собой свинцовую ленту ($80 \times 1 \text{ мм}$) длиной 10 м, закопанную на глубину 2,5 м, и расположенных с севера на юг и с востока на запад. Расстояние между электродами одной составляющей равно 250 м.

Проводка от электродов к гальванометрам воздушная, выполнена на столбах, на высоте около 3 м над поверхностью земли. Столбы установлены через 50 м и натяжка провода вполне удовлетворительная.

Регистрация вариаций земных электрических токов производится по двум принципиально различным схемам, из которых одна предназначена для записи изменений электрических токов, период которых такой, что в течение его можно пренебречь поляризационным эффектом самих электродов. При помощи другой схемы выделяются вариации порядка одной или нескольких секунд.

Соответственно этому регистрация первых вариаций производится на однооборотном барабане со скоростью развертки около 70 мм/час , вариации второго типа записываются на стандартном станционном регистре со скоростью 30 мм/мин .

Чувствительность установки можно характеризовать следующими цифрами:

$N-S$. . .	0,12 mV/мм
$E-W$. . .	0,05 "

6) Стационарная установка для записи вариаций градиента потенциала атмосферного электричества, в которой используется радиоактивный коллектор. Сама установка стандартного типа и чувствительность ее составляет 0,78 V/мм .

Регистрация производится на специальном осциллографе со скоростью прохождения фотобумаги 20 мм/час .

7) Сейсмонаклонометры А. Е. Островского [5] для наблюдений над медленными наклонами земной поверхности, установленные в штольне непосредственно на коренных породах.

2. Вариации электромагнитного поля Земли. Вопрос о вариациях геомагнитного и геоэлектрического полей и их связи с сейсмическими явлениями особенно подробно рассмотрен в докладах А. Г. Калашникова [6] и А. Н. Тихонова [7].

В своей работе А. Г. Калашников совершенно убедительно, на основе опубликованных литературных данных, устанавливает связь между распределением областей с аномальными значениями элементов геомагнитного поля и их векового хода с районами активной сейсмической деятельности. Эти данные подкрепляются экспериментальными исследованиями о зависимости между магнитной восприимчивостью минералов и испытываемой ими нагрузкой и создаваемых последней напряжений в образцах. В результате этого автор приходит к выводу, что механические процессы местного землетрясения могут вызвать сейсмомангнитный эффект порядка 0,5—0,7 γ .

Конечно, чувствительность нашей магнитно-вариационной станции и условия ее установки не могут обеспечить измерение векового хода и его вариаций в пределах, указанных А. Г. Калашниковым, и с этой точки зрения работа станции не особенно перспективна. Однако, как справедливо отмечает автор, нельзя рассматривать процессы, происходящие в очаге землетрясения, только как чисто механические явления. Землетрясение является, вероятно, синтезом целого ряда подготовляющих его явлений. В связи с этим и величина медленных вариаций элементов геомагнитного поля в эпоху землетрясений может быть и больше.

Несколько менее определенно обстоит дело с относительно короткопериодными вариациями.

В. А. Троицкая [8, 9] подробно рассмотрела возможные причины короткопериодных вариаций электромагнитного поля Земли, установив при этом три существенных обстоятельства: 1) большинство вариаций земных токов по времени совпадает с аналогичными изменениями элементов геомагнитного поля; 2) некоторые типы вариаций происходят одновременно в различных точках земной поверхности, удаленных друг от друга на значительные расстояния; 3) вариации возникают регулярно. Эти обстоятельства заставили В. А. Троицкую искать их причину вне Земли.

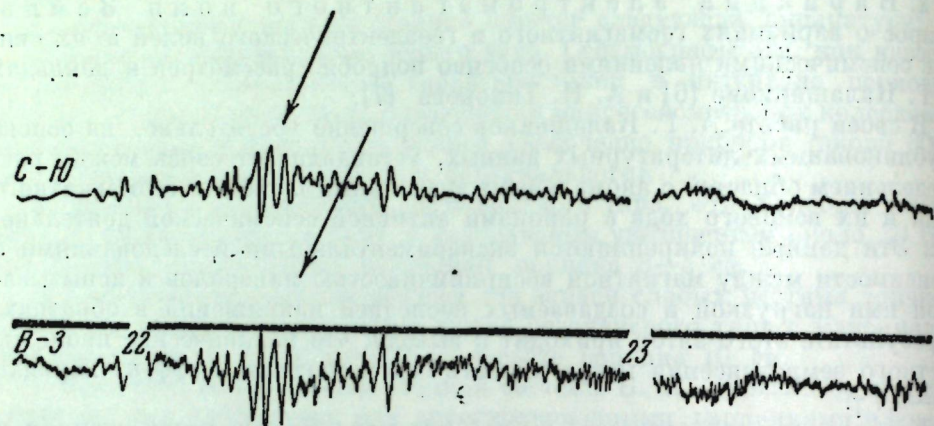
По мнению В. А. Троицкой, эти типы вариаций электромагнитного поля земли связаны с закономерностями в суточном относительном расположении земли и солнца, и причина их возбуждения кроется в потоках заряженных частиц, излучаемых солнцем.

Дальнейшее изучение вариаций электромагнитного поля и, в частности, земных токов, выполненное на нашей станции, привело мл. научного сотрудника М. В. Охотимскую к установлению новых периодических закономерностей.

Помимо суточного хода вероятности появления некоторого типа вариаций, установленного В. А. Троицкой, проведенное исследование приводит к выводу о существовании максимальной частоты появления вариаций в период равноденствий и минимальной — в период солнцестояний, а также

о наличии 27-дневного периода этого явления. Последнее связано, вероятно, с обращением солнца вокруг собственной оси.

Изложенное относится, в основном, к типу вариаций земных токов, представляющих группы относительно короткопериодных колебаний — цуги колебаний, по терминологии, принятой в Геофизическом институте (фиг. 1). Сделано это по следующим причинам: 1) этот тип вариаций наиболее часто встречается на электрограммах; 2) его относительно легко выделить среди колебаний других типов и 3) моменты его наступления и прекращения фиксируются достаточно точно.



Фиг. 1. Запись короткопериодных колебаний земных токов

Проведенные исследования в отношении некоторых типов вариаций хотя и доказывают генетическую связь их с солнечными излучениями, однако их присутствие ставит предел повышению чувствительности аппаратуры для регистрации электромагнитных явлений в земной оболочке.

Следовало бы, с этой точки зрения, весьма положительно расценить предложение проф. А. Г. Калашикова [6] о применении дифференциального индукционного кольца для отсеивания микровариаций, причина которых лежит вне земной коры, в частности, в ионосфере.

Общий вид зависимости вариаций градиента потенциала атмосферного электричества, характерной для нашей станции, повторяет уже известную (например, [10, 11]) двойную волну, с максимумами в 1 час и 14 час. местного времени (19 и 8 час. мирового), в летние месяцы и одинарную, с максимумом в 22 час. (16 час. мирового), — в зимние. Однако отношение зимнего максимума к летнему минимуму годового хода вариаций на нашей станции несколько больше, чем среднее его значение.

Непрерывная регистрация вариаций электромагнитных полей земли и атмосферы производится на станции уже более пяти лет. За это время сейсмической аппаратурой отмечено более 1000 землетрясений местного происхождения (с эпицентрными расстояниями до 100 км) различной интенсивности. Впрочем, следует оговориться, что лишь отдельные толчки достигали в эпицентре 3—4 (не более 5) баллов. Нами сделаны попытки сопоставления с некоторыми из этих землетрясений вариаций элементов электромагнитных полей. Все эти попытки, без исключения, не имели успеха. Можно указать много случаев, когда землетрясение происходит на фоне совершенно спокойного поля. Столько же случаев приходится еще больше примеров возмущенного поля перед землетрясениями. Наконец, в сейсмическом отношении, интервалы времени.

В результате можно было бы прийти к выводу о полном отсутствии однозначного соответствия между сейсмической деятельностью и вариациями электрического поля.

Однако такой вывод будет преждевременным. Задача о связи микровариаций земных токов, геомагнитного поля и градиента потенциала атмосферного электричества с землетрясениями может быть решена только путем сопоставления и изучения материалов ряда станций, ведущих геофизические и сейсмические наблюдения. В этом отношении данные нашей станции представляют тем больший интерес, что наблюдения ведутся на протяжении, как мы уже указывали, более пяти лет и притом по широкой программе. Отсутствие за это время сильных землетрясений, ни в малейшей степени не снижает ценности получаемых материалов. С одной стороны, их можно сравнить с соответствующими данными, относящимися к более активным сейсмическим районам, например с Гармским, с другой стороны, они дадут возможность получить изменение характера возмущенного поля микровариаций в случае, если активность района Тянь-Шаня увеличится.

3. О некоторых закономерностях в сейсмической деятельности. Прежде всего следует отметить, что в настоящее время уровень сейсмической деятельности на Тянь-Шане, для такого сейсмоактивного в прошлом района, весьма низок. Так, например, за 1951—1953 гг. здесь произошло всего 2 землетрясения, записанные сейсмическими станциями на расстоянии свыше 2000 км от очага. За это же время на Памире — Гиндукуше отмечено 43 таких землетрясения, а на Кавказе 12. Аналогичная картина наблюдается и в отношении слабых землетрясений, отмечаемых лишь одной станцией. Эти обстоятельства весьма подробно отражены в работе Н. А. Введенской [12].

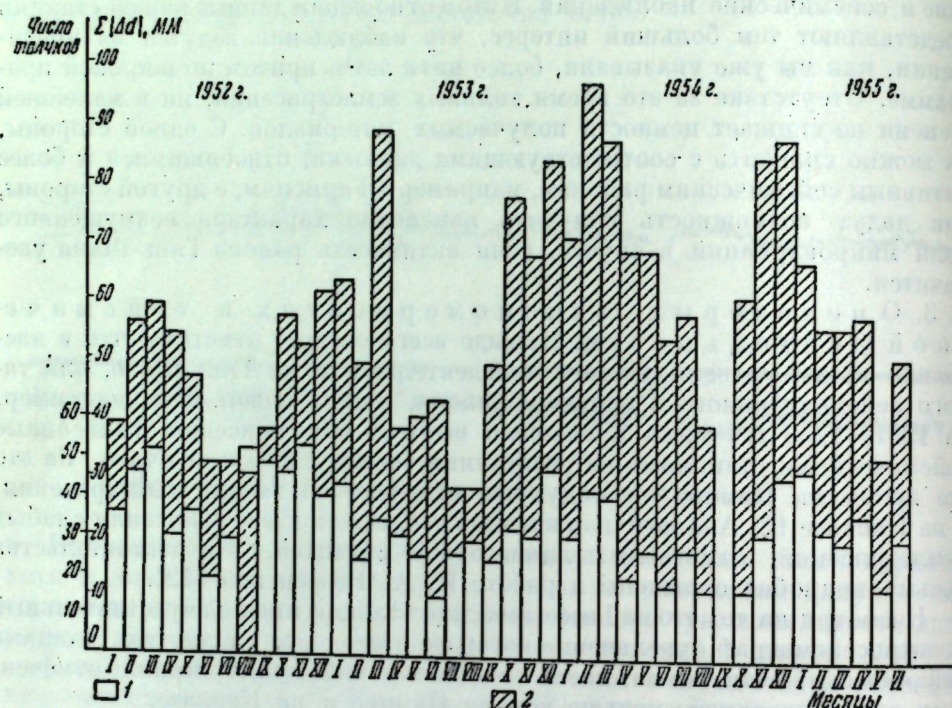
Несмотря на то, что на Геофизической станции имеется чувствительный электросейсмограф, увеличение которого выше, чем на других станциях сейсмической сети Союза, число слабых местных землетрясений, отмеченных одной станцией, меньше чем на Памире и на Кавказе.

Это обстоятельство несколько затрудняет получение выводов, относящихся к выяснению сейсмического режима района Северного Тянь-Шаня. Ниже мы попытаемся коротко охарактеризовать сейсмическую деятельность этого района в том виде, в каком она представляется с точки зрения нашей станции.

Общая числовая характеристика землетрясений, отмеченных нашей станцией за первое полугодие 1955 г., может быть иллюстрирована следующими цифрами: всего зарегистрировано 1365 толчков, из них 450 с эпицентрными расстояниями до 500 км, 50 землетрясений с эпицентрными расстояниями свыше 500 км; для остальных эпицентрные расстояния определить не удалось, но в своем большинстве это местные землетрясения, записанные лишь нашей станцией.

Вопросу периодичности землетрясений посвящено небольшое число специальных исследований, на основании которых трудно составить какое-либо определенное представление. Именно поэтому, вероятно, Э. Роте [13] пришел к выводу о полном отсутствии какой-либо периодичности в этом процессе. С другой стороны, Е. Ф. Саваренский [14] и Е. А. Розова [15] отмечают наличие усиления сейсмической деятельности в осенне-зимние месяцы и уменьшение в весенне-летние. При этом Е. А. Розова использует материал о землетрясениях Средней Азии, а Э. Роте и Е. Ф. Саваренский не указывают, идет ли речь о землетрясениях, происходящих на всем земном шаре, или они также ограничиваются каким-то определенным регионом.

Нам представляется интересным вновь вернуться к этому вопросу, используя данные, полученные на станции с высокочувствительной аппаратурой, т. е. увеличить число случаев, для которых выводится периодичность. Однако, с другой стороны, мы сочли нужным ограничиться лишь землетрясениями с эпицентрными расстояниями от нашей станции не свыше 100 км, считая такую область принадлежащей одному тектоническому комплексу.



Фиг. 2. Распределение числа местных землетрясений и изменения барометрического давления с января 1952 г. по июнь 1955 г.

1 — число толчков в месяц; 2 — $\Sigma |\Delta d|$ за месяц в мм

В качестве интервала, для которого подсчитывалось число землетрясений, совершенно условно нами был принят 1 месяц. Годовой ход числа местных толчков с максимумом в январе—феврале и минимумом в июле—августе выявляется при этом довольно отчетливо, как показано на фиг. 2.

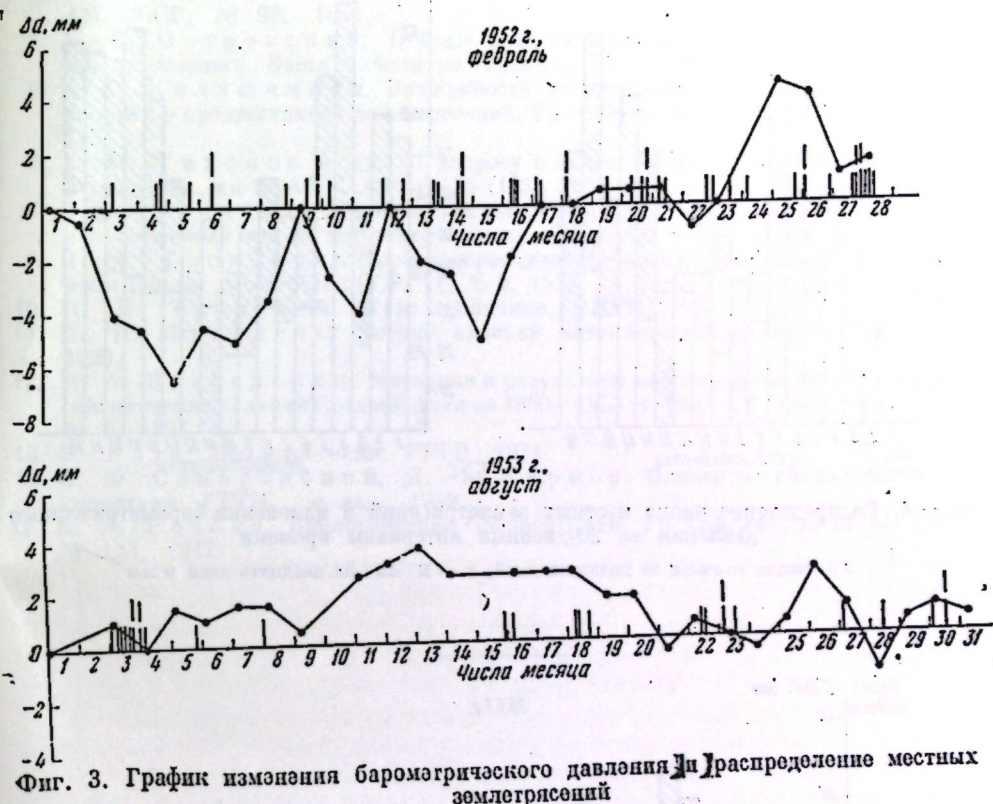
Последнее обстоятельство навело мл. научного сотрудника станции Р. И. Курочкину на мысль о возможности существования известной связи землетрясений с метеорологическими элементами, причем связи не причинно-следственной, а чисто корреляционной. В качестве такого метеорологического элемента были выбраны вариации барического поля Земли.

Конечно, самой простой связью такого рода могло бы быть прямое соответствие каждому изменению атмосферного давления одного или нескольких местных землетрясений. Однако из фиг. 3, на которой представлен ход атмосферного давления (сплошная линия), а столбиками отмечены моменты местных землетрясений, видно, что такое соответствие установить не удастся.

Мы предположили, что если корреляционная связь между местными землетрясениями и вариациями атмосферного давления имеется,

то она носит интегральный характер. Для проверки этого была подсчитана сумма абсолютных значений вариаций атмосферного давления за каждые сутки в течение месяца, которая будет характеризовать собой суммарное воздействие переменных напряжений, возникающих в земной коре под влиянием изменений барического поля.

Сопоставление этой суммы вариаций с количеством землетрясений представлено на фиг. 2.



Фиг. 3. График изменения барометрического давления и распределение местных землетрясений

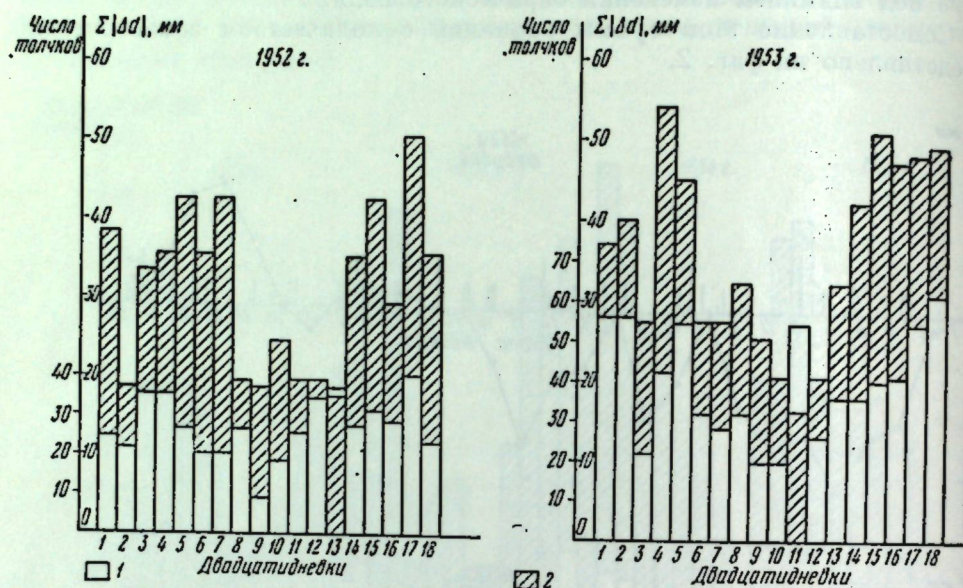
Из графиков видно, что, как правило, месяцам с большей суммой абсолютных значений суточных вариаций атмосферного давления соответствует превышение против некоторого условного среднего количества местных землетрясений.

Взятый для сопоставления период в 1 месяц является, конечно, совершенно условным. Для уточнения этого подобные графики были построены для интервалов в 20 (фиг. 4) и 10 дней (фиг. 5). Их рассмотрение показывает, что для периода в 20 дней зависимость между вариациями атмосферного давления и числом местных землетрясений в общих чертах еще сохраняется, в то время как для 10 дней — она почти совсем пропадает.

Таким образом, если зависимость между изменениями барического поля и числом землетрясений и существует, то она, по-видимому, носит интегральный характер.

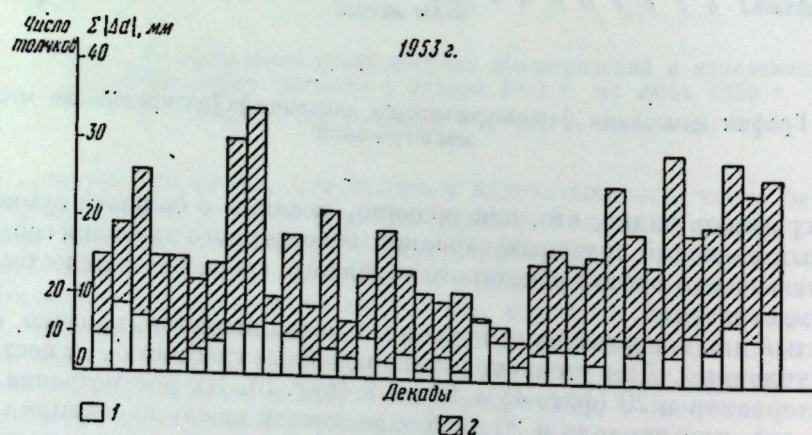
В заключение отметим, что хотя в настоящее время результаты работы Геофизической станции и не дают ясного ответа на вопрос о наличии или отсутствии предвестников сильных землетрясений, однако получаемые материалы позволяют уточнить наши представления о причинах корот-

копериодных вариаций элементов электромагнитных полей земли и, отчасти, атмосферы. По мере накопления новых данных из общего характера вариаций будут отсеиваться те, которые явным образом не связаны



Фиг. 4. Распределение числа местных землетрясений и изменения барометрического давления за 20-дневные интервалы времени

1 — число толчков за двадцать дней; 2 — $\Sigma |\Delta d|$ за двадцать дней в мм



Фиг. 5. Распределение числа местных землетрясений и изменения барометрического давления за 10-дневные интервалы времени

1 — число толчков за декаду; 2 — $\Sigma |\Delta d|$ за декаду в мм

с процессами, происходящими в земной коре, и тем самым мы будем приближаться к пониманию всей совокупности геофизических явлений и их взаимосвязи.

ЛИТЕРАТУРА

1. А. П. Орлов. Землетрясения и их соотношение с другими явлениями природы. Заметки по поводу землетрясения 1887 г. Казань, 1887.
2. Н. П. Слугинов. Отчет о деятельности Казанской обсерватории за 1890 г. Казань, 1891.
3. Е. А. Чернявский. Атмосферно-электрические и электротеллурические явления при землетрясениях. Социалистическая наука и техника. Изд. Комитета наук УзССР, Ташкент, 1936.
4. В. Ф. Бончковский. Наклоны земной поверхности. Тр. Сейсмол. ин-та АН СССР, № 99, 1940.
5. А. Е. Островский. О медленных движениях земной коры при сильных землетрясениях. Бюлл. Совета по сейсмол., № 1, 1955.
6. А. Г. Калашников. Возможности магнитометрических методов в решении вопроса о предвестниках землетрясений. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 25 (152), 1954.
7. А. Н. Тихонов и др. К вопросу о связи земных токов и землетрясений. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 25 (152), 1954.
8. В. А. Троицкая. Два колебательных режима электромагнитного поля Земли и их суточный ход по мировому времени. Докл. АН СССР, 13, № 2, 1953.
9. В. А. Троицкая. Короткопериодические возмущения электромагнитного поля Земли. Докл. АН СССР, 11, № 2, 1953.
10. Н. Н. Тверской. Курс геофизики, ОНТИ, 1939.
11. Я. П. Френкель. Теория явлений атмосферного электричества ГТТИ, 1939.
12. Н. А. Введенская. Методика и результаты наблюдений сети стационарных сейсмических станций Средней Азии за 1950—1953 гг. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 6, 1954.
13. Э. Роте. Землетрясения, ГТТИ, 1934.
14. Е. Ф. Саваренский, Д. П. Кирнос. Элементы сейсмологии и сейсмометрии. ГТТИ, 1-е изд., 1949.
15. Е. А. Розова. Землетрясения Средней Азии. Тр. Сейсмол. ин-та АН СССР, № 123, 1947.

Н. А. ВВЕДЕНСКАЯ, А. А. ФОГЕЛЬ

О КАРТЕ ЭПИЦЕНТРОВ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Карты эпицентров являются основным результатом обобщения наблюдений сети сейсмических станций и имеют большое значение при изучении сейсмичности района. На основании сопоставления карт эпицентров и геологических карт устанавливается связь между распределением очагов землетрясений и геологическим строением района. Карты эпицентров широко используются при составлении карт сейсмического районирования.

За время работы сети отечественных сейсмических станций с 1911 по 1955 г. накоплен обширный материал наблюдений над землетрясениями Средней Азии. На основании обобщения этого материала были построены карты эпицентров Средней Азии за отдельные периоды работы сети Е. А. Розова [1], Е. Ф. Саваренский [2], Н. А. Введенская [3]. Основным недостатком большинства этих карт является отсутствие классификации землетрясений по силе и точности определения положения очага. На картах одним и тем же знаком отмечались и сильные землетрясения, с достаточно уверенно определенным эпицентром, и очень слабые толчки, отмеченные только близко расположенными станциями, положение эпицентров которых определялось очень неуверенно. В результате обычно получалась довольно неопределенная и в значительной мере искаженная расположением сейсмических станций картина, на основании которой не представлялось возможным сделать какие-либо определенные выводы о связи распределения очагов землетрясений с геологическим строением района. Однако в свое время эти карты представляли большой интерес и широко использовались как при проведении сейсмораионирования, так и при изучении сейсмичности территории Средней Азии.

Работа по составлению атласа сейсмичности, которая проводится в настоящее время силами большого коллектива сейсмологов, позволила систематизировать инструментальные наблюдения над землетрясениями Средней Азии, обобщить их и составить более правильное представление о распределении очагов землетрясений на территории Северного Тянь-Шаня [4].

В составлении листа атласа сейсмичности «Средняя Азия» принимали участие Е. М. Бутовская, Е. А. Розова, В. И. Бунз, В. Н. Гайский, А. А. Фогель, И. В. Горбунова и Н. А. Введенская. Общее руководство работой по составлению атласа сейсмичности осуществляется Е. Ф. Саваренским.

При составлении атласа сейсмичности были просмотрены сейсмические наблюдения за время с 1911 по 1954 г. За этот период времени сеть сейсмических станций Средней Азии непрерывно развивалась, увеличива-

лось число сейсмических станций, усовершенствовалась сейсмическая аппаратура.

С 1911 по 1927 г. в Средней Азии работала только одна сейсмическая станция Ташкент, оборудованная сейсмографами системы Б. Б. Голицына.

После Октябрьской революции в связи с развитием промышленности и созданием городов в сейсмоактивных районах Советского Союза возникла необходимость в детальном изучении сейсмичности этих районов. С этой целью (по инициативе Сейсмологического института АН СССР) в Средней Азии была создана сеть региональных сейсмических станций, оборудованных сейсмографами системы П. М. Никифорова. В 1927—1932 гг. в Средней Азии было открыто 6 новых сейсмических станций: Алма-Ата, Фрунзе, Чимкент, Андижан, Сталинабад, Семипалатинск.

Следующий значительный этап в развитии сети сейсмических станций Средней Азии (1949—1950 гг.) был связан с постановкой работ по изысканию методов прогноза землетрясений, проводимых под руководством академика Г. А. Гамбурцева. В Северном Тянь-Шане по инициативе Геофизического института АН СССР в это время было открыто 8 новых сейсмических станций, из которых 6 оборудованы высокочувствительной аппаратурой системы Д. А. Харина (расположение станций показано на фиг. 1).

В соответствии с указанными этапами в развитии сети сейсмических станций изменялся и характер сейсмического материала. С увеличением числа сейсмических станций и повышением чувствительности аппаратуры увеличивалось число регистрируемых землетрясений и повышалась точность определения положения эпицентров.

В первый период (с 1911 по 1926 г.), когда в Средней Азии была только одна сейсмическая станция, по инструментальным наблюдениям можно было, как правило, определять эпицентры только довольно сильных землетрясений (7 баллов и более), которые были хорошо записаны телесейсмическими станциями. Положение эпицентров определялось очень неточно. Только для отдельных землетрясений можно быть уверенным, что ошибка в определении положения эпицентра не превышает 100 км (если нет достаточно надежных макросейсмических данных). Таким образом, инструментальные наблюдения за этот период времени при отсутствии дополнительных макросейсмических наблюдений могут представлять интерес только для изучения общей сейсмичности Средней Азии и статистики землетрясений, а не для изучения отдельных эпицентральных областей. Для Северного Тянь-Шаня за этот период времени на основании инструментальных наблюдений было определено положение эпицентра только для Кебинского землетрясения 1911 г., причем при определении эпицентра принимались во внимание и макросейсмические данные.

Во второй период работы сети (с 1927 по 1949 г.), после создания сети региональных сейсмических станций в районе Северного Тянь-Шаня, проводились наблюдения на двух сейсмических станциях: Алма-Ата и Фрунзе. На всей территории Средней Азии в это время работало сначала 7, а затем 11 сейсмических станций. В этот период более или менее уверенно для района Северного Тянь-Шаня могли быть определены эпицентры землетрясений силой 5 баллов и более. Для землетрясений меньшей силы положение эпицентров удавалось определять только в отдельных случаях. За 23 года на территории, ограниченной координатами 41° — 46° N и 74° — 81° E, было определено всего 47 эпицентров, из которых 22 относились к землетрясениям 5 баллов и более и 25 — к относительно слабым землетрясениям.

Точность определения положения эпицентров за этот период значительно выше, чем в первый период, однако эпицентр только одного землетрясения (Кеминно-Чуйского 1938 г.) определен с ошибкой, меньшей 50 км; при определении положения эпицентров всех остальных землетрясений ошибка может быть больше 50 км.

Материал наблюдений сейсмических станций за 1951—1954 гг., когда в Северном Тянь-Шане работала сеть высокочувствительных станций, уже значительно отличается от предыдущих лет. Высокая чувствительность аппаратуры позволяет регистрировать несравненно большее число землетрясений и определять эпицентры очень слабых землетрясений (менее 2 баллов). За 4 года на территории Северного Тянь-Шаня, ограниченной координатами $41^{\circ}50' - 44^{\circ}20' \text{ N}$ и $75^{\circ} - 79^{\circ} 30' \text{ E}$, были определены эпицентры 489 землетрясений. По годам они распределены так: 1951 г. — 128, 1952 г. — 143, 1953 г. — 115, 1954 г. — 103. Таким образом, за период 1927—1949 гг. на территории Северного Тянь-Шаня в среднем определялось 2 эпицентра в год, а в 1951—1954 гг. на значительно меньшей территории — 120 эпицентров в год, в то время как за последние годы общая сейсмичность района Северного Тянь-Шаня, судя по числу относительно сильных землетрясений, была ниже, чем в прошлые годы. За 4 года было отмечено лишь одно землетрясение с показателем энергии $\mathcal{E} = 7$ (силой 5—6 баллов) и 13 землетрясений с показателем энергии $\mathcal{E} = 6$ (сила 4—5 баллов)¹.

Точность определения положения эпицентров значительно возросла. Для большей части землетрясений ошибка в определении положения эпицентра не превосходит ± 10 км.

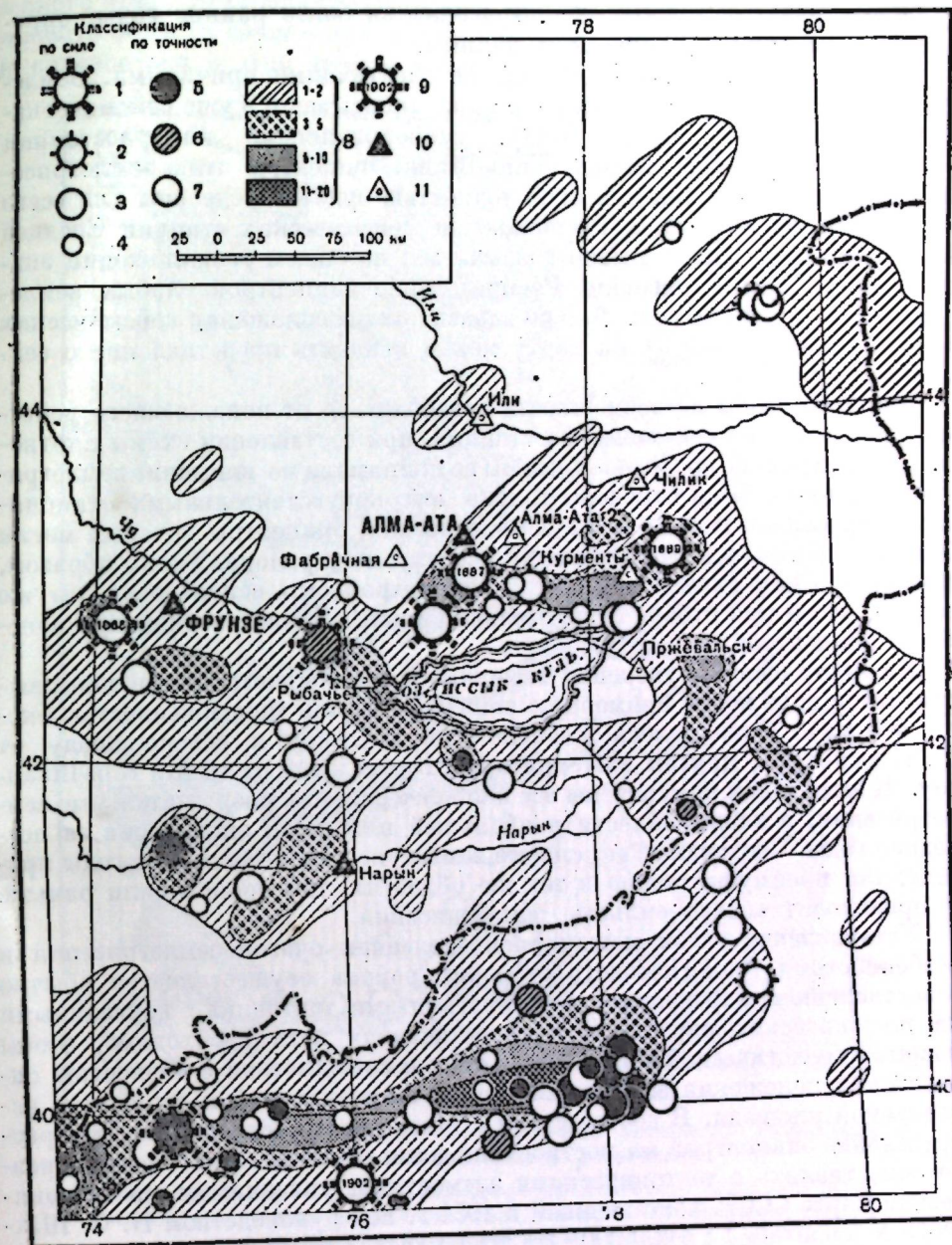
В настоящее время, когда по наблюдениям стационарных сейсмических станций, как правило, глубина очага определяется очень неточно, обычно ограничиваются разделением землетрясений на две группы: 1) землетрясения с очагами в земной коре и 2) под земной корой. Северный Тянь-Шань является единственным районом в Средней Азии, где может быть определена глубина очага более точно. Из 489 землетрясений для 122 была определена глубина очага землетрясений с точностью в среднем $\pm 10 - 15$ км.

Таким образом, при составлении атласа сейсмичности приходилось обобщать очень неоднородный материал. Необходимо было найти такую форму представления результатов обобщения, при которой неоднородность материала по возможности меньше влияла бы на наши представления о характере сейсмической активности в данном районе.

Нам представлялось целесообразным прежде всего построить общую карту эпицентров сильных землетрясений. Для того чтобы основные эпицентрально-область выделялись более рельефно, мы несколько увеличили территорию, для которой была построена карта, по сравнению непосредственно с Северным Тянь-Шанем, и ограничили ее координатами $39^{\circ}30' - 46^{\circ} \text{ N}$ и $73^{\circ}48' - 81^{\circ} \text{ E}$.

На карту (фиг. 1) нанесены эпицентры землетрясений с показателем энергии 7 и более (что примерно соответствует 5 баллам и более) за время с 1911 по 1954 г., определенные по инструментальным данным. Распределение очагов слабых землетрясений за время работы расширенной сети сейсмических станций (1950—1954 гг.) на карте показано в виде схемы плотности эпицентров. Особым знаком показаны также эпицентры

¹ $\mathcal{E} = \lg E$, где E — энергия упругих волн землетрясения, выраженная в мегаджоулях [5, 6]. Показатель энергии связан с интенсивностью землетрясений M соотношением $\mathcal{E} = 1,8 M - 1$.



Фиг. 1. Карта эпицентров сильных землетрясений Северного Тянь-Шаня за 1911—1955 гг.

Классификация землетрясений по силе: 1 — I группа, разрушительные землетрясения, $\mathcal{E} > 10$; 2 — II группа, $\mathcal{E} = 10 - 9$ (7—8 баллов); 3 — IIIa группа, $\mathcal{E} = 8$ (6—7 баллов); 4 — IIIb группа, $\mathcal{E} = 7$ (5—6 баллов); классификация эпицентров по точности: 5 — класс А (ошибка меньше 25 км); 6 — класс Б (ошибка меньше 50 км); 7 — неклассные; прочие обозначения: 8 — число эпицентров за 1950—1954 гг. на 625 км²; 9 — разрушительные землетрясения с эпицентрами, определенными по макросейсмическим данным; 10 — сейсмические станции общего типа; 11 — сейсмические станции регионального типа

отдельных разрушительных землетрясений за более ранние годы, определенные по макросейсмическим данным.

Такой отбор материалов обусловлен следующими причинами. Землетрясения с показателем энергии 7 и выше записываются уже сейсмическими станциями Свердловск и Баку, расположенными на расстоянии ~2000 км от района Северного Тянь-Шаня. Эпицентры этих землетрясений, как правило, с той или иной точностью будут определены для всего рассматриваемого района. Расположение сейсмических станций Средней Азии будет относительно мало сказываться на общем расположении эпицентров этих землетрясений. Распределение эпицентров слабых землетрясений за прошлые годы сильно зависит от расположения сейсмических станций, и нанесение их на карту может исказить представление о сейсмичности района.

Для того чтобы по возможности освободиться от искажающего действия расположения сейсмических станций, при составлении схемы плотности эпицентров за последние годы мы не принимали во внимание землетрясения, которые были отмечены только высокочувствительными станциями: учитывались только такие землетрясения, эпицентры которых могли быть определены для всех областей исследуемого района. Таким образом, при построении схемы плотностей эпицентров был использован тот же подход, что и при отборе относительно сильных землетрясений при нанесении эпицентров на карту.

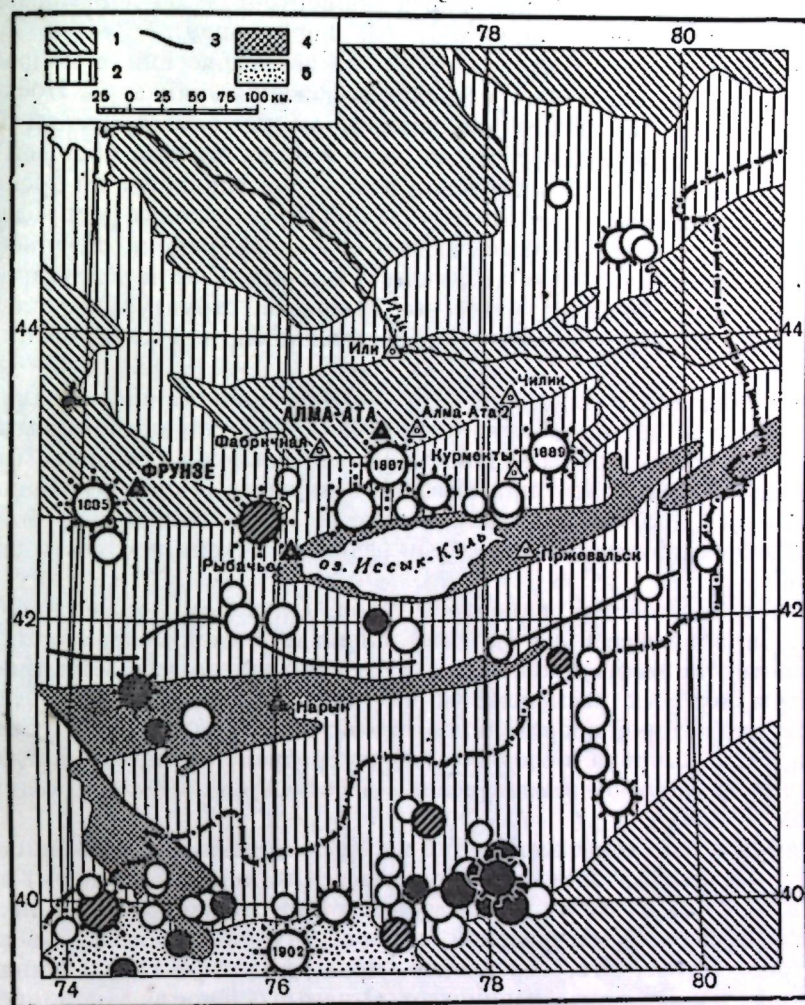
На карте (фиг. 1) уверенно выделяются две эпицентральной зоны, вытянутые в виде полос примерно с запада на восток (протяженностью около 400 км). Одна полоса расположена к северу и северо-западу от оз. Иссык-Куль, другая на территории Китая к югу от хребта Кок-Шаалтау. К этим зонам приурочены все наиболее сильные разрушительные землетрясения, а также области наибольшей плотности эпицентров за последние годы. Следовательно, слабые землетрясения в последние годы происходили преимущественно в тех же областях, где происходили раньше и происходят сейчас сильные землетрясения.

Установление связей между распределением очагов землетрясений и особенностями геологического строения района осуществляется обычно сопоставлением карт эпицентров с элементами тектоники, показанными на тектонических картах. При сопоставлении карт необходимо, чтобы масштаб геологической карты находился в соответствии с точностью определения положения эпицентров, силой землетрясений и величиной исследуемой площади. В соответствии с этим нам представляется, что распределение эпицентров на построенной нами карте наиболее целесообразно сопоставлять с тектоническими элементами, указанными на тектонической карте СССР, составленной в 1951 г. под руководством Н. С. Шатского в масштабе 1 : 4 000 000. На этой карте отмечены лишь основные тектонические элементы, которые могут найти отражение на картах эпицентров даже при той точности определения положения эпицентров, которую мы имеем для настоящей карты. Сопоставление карт (фиг. 2) позволило установить определенную связь между расположением основных эпицентральных зон и тектоническими особенностями района.

Южная эпицентральной зона приурочена к области сочленения крупных структурных комплексов: в восточной части — поднимающегося герцинского Тянь-Шаня и Таримского массива, а в западной — герцинского Тянь-Шаня и Альпийской зоны складчатости.

Северная эпицентральной зона не так бесспорно увязывается с особенностями тектоники, но если согласиться с тем, как это указано на карте Н. С. Шатского, что Илийская впадина относится к структурам платфор-

менного типа, то Северотяньшанская эпицентральной зона будет соответствовать области сочленения платформы и герцинского Тянь-Шаня. Если не согласиться с этой точкой зрения, тогда становится непонятной от-



Фиг. 2. Сопоставление сильных землетрясений Северного Тянь-Шаня с основными тектоническими элементами

1 — платформенные структуры; 2 — герцинское складчатое сооружение Тянь-Шаня; 3 — разломы; 4 — впадины внутри складчатых областей; 5 — альпийская складчатость (краевые прогибы); прочие обозначения см. фиг. 1

нительно слабая сейсмичность южного борта Иссыккульской впадины и района хребта Терской-Алатау, сходных по строению (в грубых чертах) с районом хребта Кунгей- и Заилийского Алатау.

Район центрального Тянь-Шаня не является асейсмичным. Здесь не так редко отмечаются землетрясения силой 7 баллов (и, возможно, несколько более). В частности, в декабре 1954 г. в районе Дюльбельджин было отмечено 7-балльное землетрясение (по инструментальным данным эпицентр расположен в 30 км к северо-западу от Дюльбельджин). Однако более сильных землетрясений в этой области как будто отмечено не было.

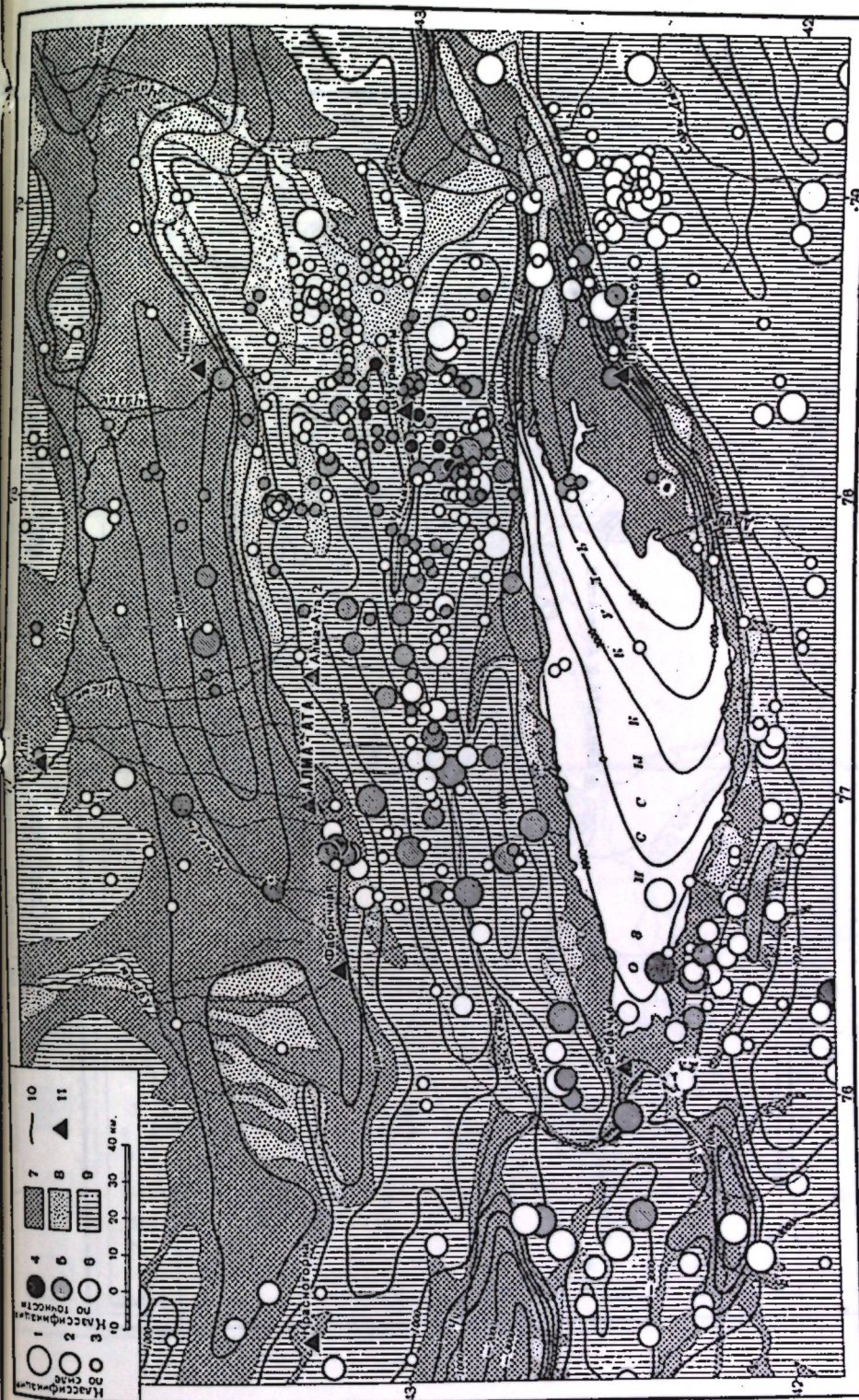
В результате обобщения сейсмических наблюдений сети высокочувствительных станций для территории непосредственно Северного Тянь-Шаня, ограниченной координатами 42° — 44° N и 75° — 80° E, было построено три карты — основная карта эпицентров и две дополнительные (построение карт производилось И. В. Горбуновой).

На основную карту были нанесены все землетрясения с подразделением их по силе и точности определения положения эпицентра. Поскольку точность определения положения эпицентров для землетрясений 1950—1954 гг. значительно выше, чем для более ранних лет (для большей части землетрясений ошибка в определении положения эпицентра не превышает 10 км), то естественно, что в этом случае при сопоставлении распределения очагов землетрясений с геологическим строением района следовало использовать более детальную геологическую карту. С этой целью на карту эпицентров (фиг. 3) были нанесены основные структурные элементы с карты В. Н. Крестникова [7], составленной для Северного Тянь-Шаня.

При обобщении наблюдений сети сейсмических станций нужно стремиться, с одной стороны, более полно и детально охарактеризовать материал, а с другой стороны — попытаться по возможности снять (или во всяком случае учитывать) при выводах искажающее влияние расположения станций. Для этого дополнительно к карте эпицентров были построены схема плотности эпицентров (фиг. 4) и схема плотности энергии (фиг. 5).

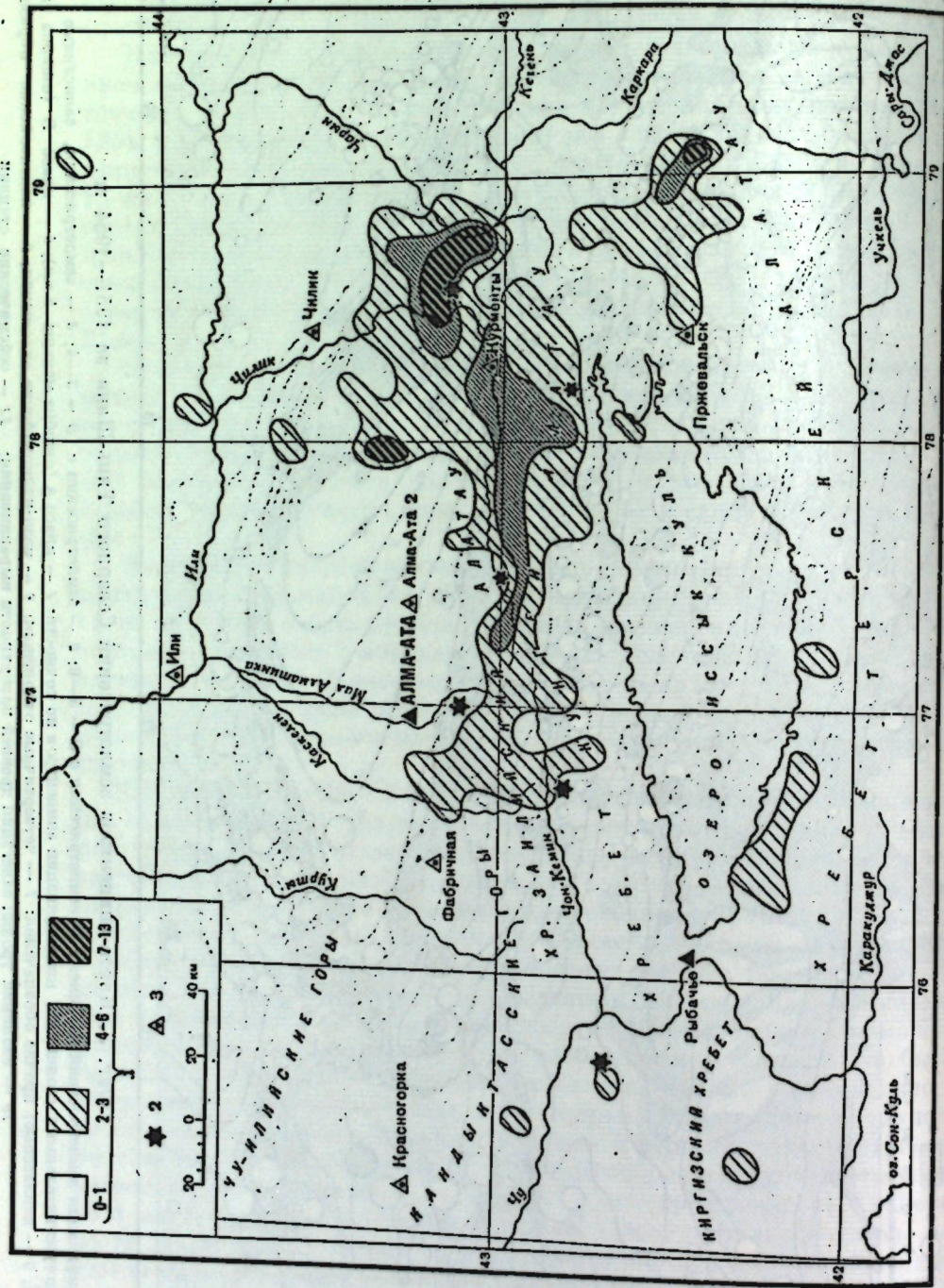
На схеме плотностей эпицентров условным знаком указано число эпицентров, приходящееся на единицу площади земной поверхности, а на схеме плотности энергии показана суммарная энергия всех землетрясений, эпицентры которых расположены на определенной площади. Единица площади, для которой производился подсчет числа эпицентров и суммарной энергии, была выбрана в соответствии со средней точностью определения положения эпицентров землетрясений и составляла 100 км² (квадрат со стороной 10 км).

Преимущество схемы плотностей перед обычными картами эпицентров (на которых каждый эпицентр обозначается каким-либо знаком) заключается в том, что на схеме плотностей находит отражение такое явление, как повторяемость землетрясений, которое трудно отобразить на картах эпицентров. Кроме того, осреднение, проводимое при составлении схем плотностей, в ряде случаев помогает выявить основные закономерности в распределении эпицентров, которые могут быть не так ясно выражены на обычных картах эпицентров. Недостатком схемы плотностей является зависимость плотности эпицентров от расположения сейсмических станций. В значительной мере влияние расположения станций могло бы быть уменьшено, если отбросить все слабые толчки, как это было сделано при построении схемы плотностей для общей карты. Однако в данном случае это сделать нельзя, так как была бы отброшена основная часть землетрясений. Поэтому нам представлялось наиболее целесообразным уменьшить влияние расположения сейсмических станций на общее представление о сейсмической активности района путем построения дополнительной схемы плотности энергии (фиг. 5), которая в основном определяется расположением очагов сильных землетрясений и потому мало зависит от расположения сейсмических станций. Сопоставление схемы плотности эпицентров и схемы плотности энергии показывает, что увеличение плотности эпицентров в восточной части хребтов Кунгей- и Заилийского Алатау (район станции Курменты) по сравнению с западной частью района в значительной мере обусловлено очень слабыми землетрясениями, эпицентры которых

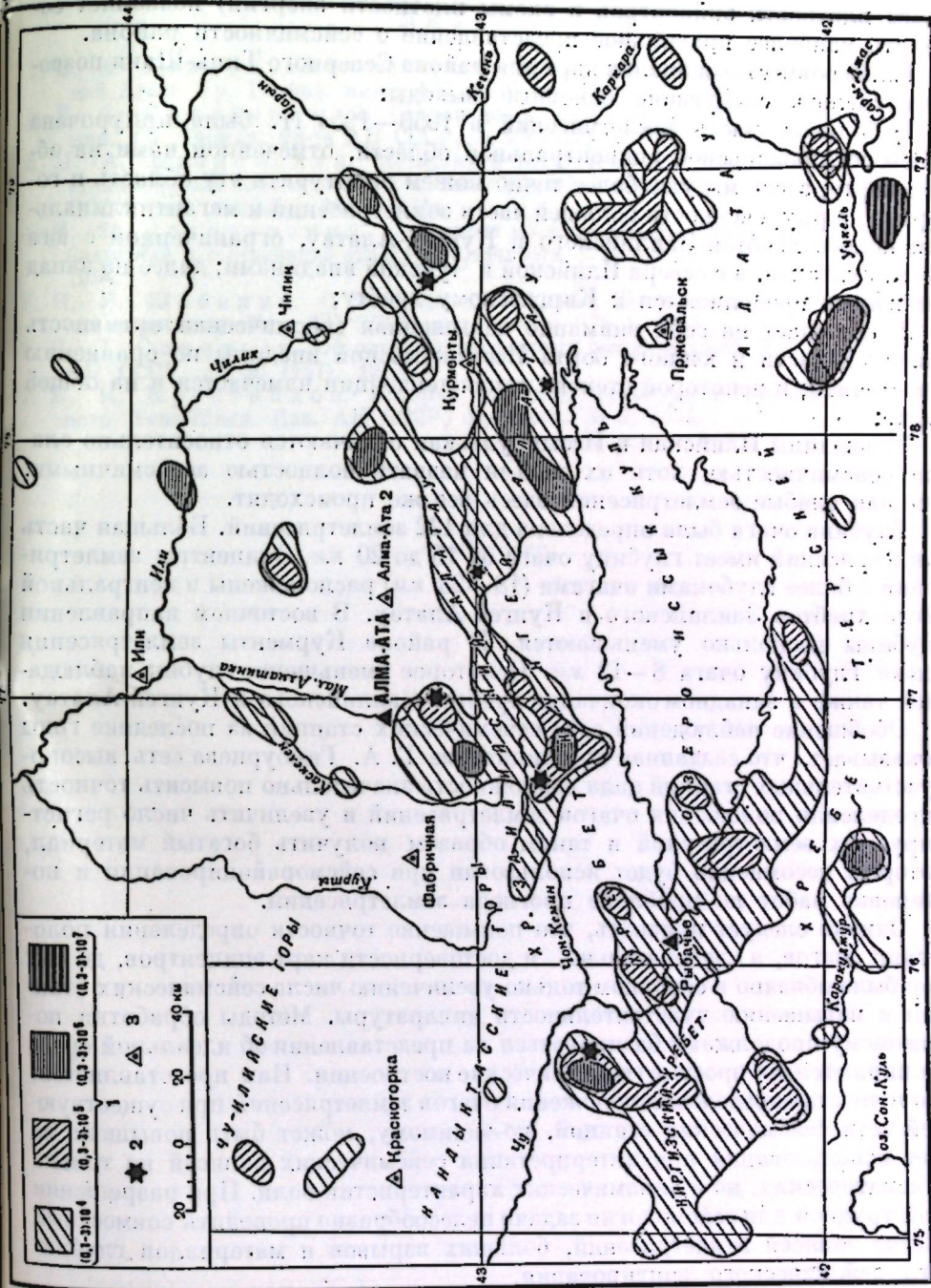


Фиг. 3. Карта эпицентров землетрясений Северного Тянь-Шаня за 1951—1954 гг.

Классификация землетрясений по силе: 1 — землетрясения с $M < 5$; 2 — землетрясения с $M = 5$ —6; 3 — землетрясения, записанные только высокочувствительными станциями, классификация эпицентров по точности: 4 — класс А (ошибка меньше 5 км); 5 — класс Б (ошибка меньше 10 км); 6 — неклассные; 7 — четвертичные отложения; 8 — мезо-кайнозойские отложения; 9 — палеозойские образования; 10 — изолиты уровня залегания древней поверхности выравнивания; 11 — сейсмические станции.



Фиг. 4. Схема плотности эпицентров за 1951—1954 гг.



Фиг. 5. Схема плотности энергии за 1951—1954 гг.

1 — плотность энергии землетрясений (в мегаджоулах на 100 км²); 2 — эпицентры сильных землетрясений; 3 — сейсмические станции

определяются только в таких областях, по отношению к которым высокочувствительные станции расположены наиболее благоприятно.

Совместный анализ всех трех карт (основной карты эпицентров—фиг. 3, схемы плотности эпицентров и схемы плотности энергии) позволяет составить наиболее правильное представление о сейсмичности района.

Такой совместный анализ карт для района Северного Тянь-Шаня позволяет сделать следующие основные выводы:

1) большая часть землетрясений в 1950—1954 гг. была приурочена к Северотяньшаньской эпицентральной области, отмеченной нами на общей карте; здесь мы уже более точно можем оконтурить эту область и говорить о приуроченности большей части землетрясений к мегантиклинальной полосе хребтов Заилийского и Кунгей-Алатау, ограниченной с юга Иссыккульской, а с севера Илийской и Чуйской впадинами; далее на запад эта полоса продолжается к Киргизскому хребту;

2) обращает на себя внимание повышенная сейсмическая активность западной части и южного борта Иссыккульской впадины по сравнению с восточной; в некоторой степени такая тенденция намечается и на общей карте;

3) впадины Илийская и Иссыккульская отличаются относительно слабой сейсмичностью, хотя их нельзя назвать полностью асейсмичными, так как слабые землетрясения здесь все же происходят.

Глубина очага была определена для 122 землетрясений. Большая часть землетрясений имеет глубину очага от 15 до 20 км. Эпицентры землетрясений с более глубокими очагами (18—23 км) расположены в центральной части хребтов Заилийского и Кунгей-Алатау. В восточном направлении глубины несколько уменьшаются. В районе Курменты землетрясения имеют глубину очага 8—12 км. Некоторое уменьшение глубин наблюдается также в западном окончании хребтов Заилийского и Кунгей-Алатау.

Обобщение наблюдений сети сейсмических станций за последние годы показывает, что созданная по инициативе Г. А. Гамбурцева сеть высокочувствительных станций дала возможность значительно повысить точность определения положения очагов землетрясений и увеличить число регистрируемых землетрясений и таким образом получить богатый материал, который несомненно будет использован при сейсморайонировании и постановке работ по проблеме прогноза землетрясений.

Однако следует признать, что повышение точности определения положения очагов, а следовательно, и достоверности карт эпицентров, до сих пор было обязано в основном только увеличению числа сейсмических станций и повышению чувствительности аппаратуры. Методы обработки по-прежнему продолжают базироваться на представлении об идеальной среде и опираются на простые геометрические построения. Нам представляется, что точность определения положения очагов землетрясений при существующей сети сейсмических станций, по-видимому, может быть повышена за счет использования при интерпретации сейсмических записей не только кинематических, но и динамических характеристик волн. При разрешении этой трудной для сейсмологии задачи целесообразно проводить совместный анализ записей землетрясений, больших взрывов и материалов глубокого сейсмического зондирования.

Что касается дальнейшего развития сети высокочувствительных станций с целью повышения точности определения положения очагов землетрясений, то следует рекомендовать в ближайшее время открыть сейсмическую станцию в средней части северного побережья оз. Иссык-Куль, а станцию Рыбачье перенести на скальные породы и оборудовать высокочувствительной аппаратурой. Для более уверенного определения положе-

ния очагов Курментинского района целесообразно открыть высокочувствительную станцию в районе села Подгорное.

ЛИТЕРАТУРА

1. Е. А. Розова. Расположение эпицентров и гипоцентров землетрясений Средней Азии. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 10 (137), 1950.
2. Е. Ф. Саваренский. Сейсмичность СССР, итоги и перспективы ее изучения. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 25 (152), 1954.
3. Н. А. Введенская. Методика и результаты обобщения наблюдений сети стационарных сейсмических станций Средней Азии за 1950—1953 гг. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 6, 1954.
4. Е. Ф. Саваренский. Сообщение по вопросам обработки сейсмических наблюдений и составление атласа сейсмичности. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 2, 1954.
5. Н. В. Шебалин. О связи между энергией, балльностью и глубиной очага землетрясения. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 4, 1955.
6. С. Л. Соловьев. Об определении энергии землетрясений. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 30 (157), 1955.
7. В. Н. Крестников. История развития, структуры и сейсмичность Северного Тянь-Шаня. Изв. АН СССР, сер. геол. № 3, 1954.

В. И. КЕЙЛИС-БОРОК, Л. Н. МАЛИНОВСКАЯ

О ДИСЛОКАЦИЯХ В ОЧАГАХ СЛАБЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Настоящая работа посвящена исследованию механизма слабых землетрясений, зарегистрированных сетью сейсмических станций Казахстана и Киргизии. Исходные данные — знаки первых вступлений продольных и поперечных сейсмических волн (отношение амплитуд не использовалось, так как ограниченные сроки интерпретации не позволили исследовать влияние неидентичности аппаратуры и неоднородности земной коры). Применявшийся метод [1] позволяет определить: характер разрыва в очаге; падение и простирание плоскости разрыва; направление подвижки, т. е. все параметры дислокации в геологическом смысле слова. Однако мы не можем определить амплитуду перемещения и различить, происходили ли подвижки по образовавшимся вновь или по старым, но с плотно прижатыми крыльями, разрывам. Кроме того, здесь идет речь лишь о той части дислокации, в геологическом смысле слова, которая возникла за один толчок.

Для определения характера разрыва в очаге нужно особенно много данных. Поскольку по данному району их было недостаточно, мы считаем (исходя из опыта обработки наблюдений и некоторых физических и геологических соображений), что землетрясение связано со сдвигом в механическом смысле слова, т. е. с такой разрывной дислокацией, крылья которой сдвинулись в плоскости разрыва в противоположных направлениях. Геологически это может оказаться сдвиг, сброс, взброс и т. п., в зависимости от определяемого направления подвижки.

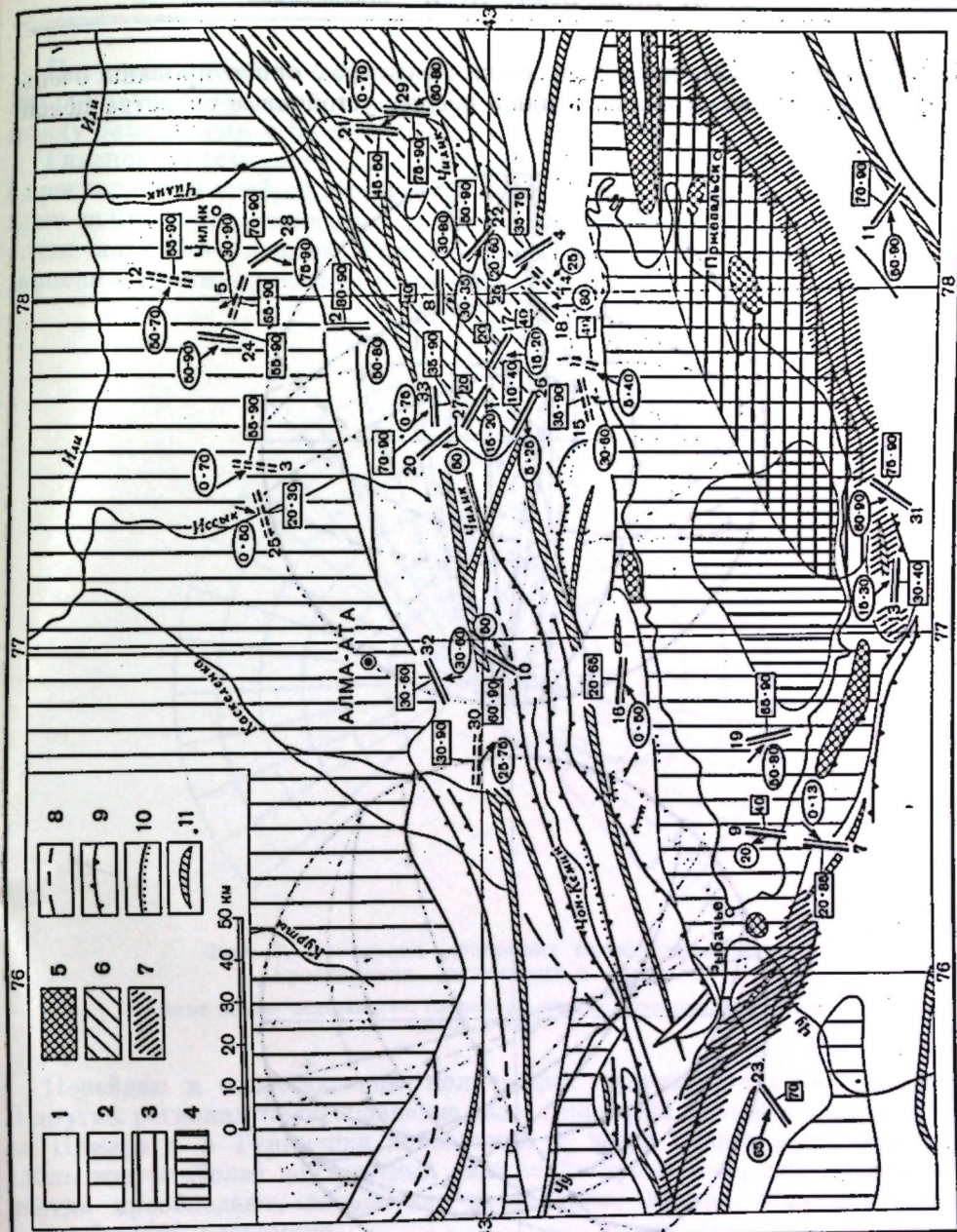
Точность интерпретации оценивается по сходимости избыточных наблюдений.

Мы не считаем ошибку меньше $\pm 5-7^\circ$, даже если интерпретация дает большую точность. Землетрясение считается не обработанным, если имеющихся материалов недостаточно, чтобы сделать возможную ошибку меньше $\pm 12-13^\circ$.

На фиг. 1 показаны результаты обработки 33 землетрясений за 1953—1955 гг.

Более обзрима сводка стереографических проекций плоскостей разрыва на сетке Вульфа (фиг. 2). Точка показывает направление подвижки (у чистых сдвигов подвижка горизонтальна и точка была бы на краю сетки, а у сбросов и надвигов — в середине линии); (+) стоит со стороны поднимющегося крыла. В общем, плоскости разрывов довольно крутые; соотношение сдвиговых и сбросовых или надвиговых компонент — самое различное, но на глаз сдвиговые компоненты менее развиты. Сравнивать каждый очаг с отдельными

Сравнивать каждый очаг с отдельными геологическими структурами нельзя — и не только потому, что точность гипоцентров мала, а глубина для геологов слишком велика. Разрывы, как известно хотя бы из работ



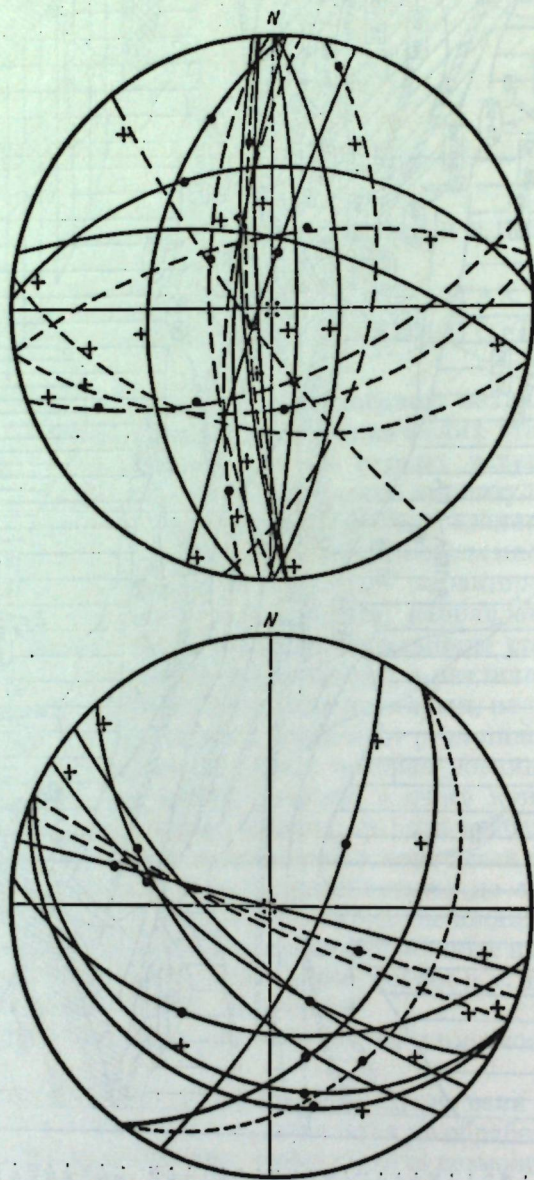
Фиг. 1. Сопоставление дислокаций в очагах с тектоникой Северного Тянь-Шаня. Тектонические данные — А. В. Горичева. Интерпретация наблюдений — Л. Н. Матвиновской. Гипоцентры — А. А. Фогеля и И. В. Горбуновой.

1 — структурные поднятия с верхнего палеогена до настоящего времени;
2 — структурные депрессии, развивавшиеся частично в Гинийской юге, затем с верхнего палеогена до настоящего времени; **3** — участки в пределах структурных депрессий, испытывающие относительно прогибание в индийской юге, верхнее палеогене неогене и в преленчеватинское время; **4** — участки в пределах структурных депрессий, испытывающие наибольшее прогибание в настоящее время; **5** — поднятие верхнечетвертичного времени в пределах структурных депрессий; **6** — участки в пределах структурных поднятий и депрессий, испытавшие в конце плиоцена движение переменного знака; **7** — участки высоких градиентных слоистей полейных движений; **8** — разломы; **9** — участки интенсивных четвертичных движений по разломам; **10** — разломы, смещение по которым достигли значения разуплотнительных величин; **11** — оси основных поднятий.

Обозначения дислокаций в отложениях:

дислокационные линии — направленные простирания плоскости разрыва, сдвигающиеся вверх; цифры в прямоугольниках — угол падения (помещены по направлению падения); стрелки — горизонтальные проекции направления зонитов ледяного крыла; цифры в овалах — наклон этого направления к горизонту; пунктиром даны менее уверенно определенные дислокации; цифры сбоку — номер замера сечения по карте логу в [1].

В. В. Белоусова [2], даже в простых структурах ориентированы очень капризно, и можно сравнивать лишь общие, устойчивые свойства целой



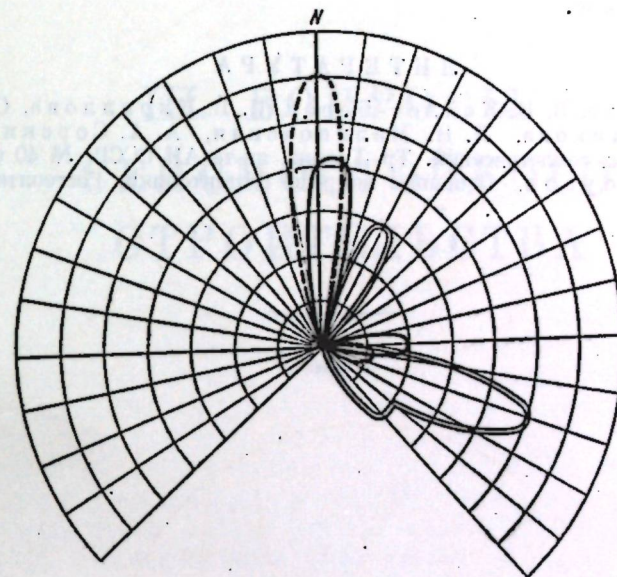
Фиг. 2. Стереографические проекции дислокаций в очагах
Пунктиром обозначены южная и северная группы очагов, сплошными линиями — центральная группа

системы разрывов с основными структурными особенностями района в целом.

Простираание разрывов подчинено закономерностям, ясно видимым из фиг. 3.

По расположению эпицентров изученные очаги можно разделить на три группы: северную — к северу от Заилийского Алатау, центральную — между Заилийским и Кунгей-Алатау и южную — к югу от Кунгей-Алатау.

Главное простираание для центральной зоны образует угол $\sim 30^\circ$ с простираанием хребтов и структур. В северной и южной группах преобладают почти меридиональные простираания и есть перпендикулярные им почти широтные разрывы. Горизонтальные компоненты подвижки ориентированы преимущественно в направлении, близком к меридиональному.



Фиг. 3. Векторная диаграмма преобладающего простираания дислокаций в очагах

Двойные линии — центральная, одиночные — южная, штриховые — северная группа очагов

Перейдем к сопоставлению полученных результатов с тектоникой. В других регионах такое сравнение дало некоторый общий результат [1]: на Памире и в Туркмении дислокации в части очагов вытягиваются вдоль зон наиболее контрастных движений; кроме того, выделяются, и иногда преобладают, поперечные дислокации, иногда коррелируемые с глыбовыми разломами.

В Северном Тянь-Шане преобладающее простираание дислокаций в очагах коррелируется не с наиболее развитыми в структурном отношении, а с примерно поперечными геологическими разрывами, по-видимому связанными с неравномерностью поднятий по простираанию. Севернее Заилийского Алатау эта неравномерность (по данным В. И. Загайло) отмечается и в геоморфологических данных.

В центральной группе дислокации северо-западного простираания примерно параллельны унаследованным с каледонского времени разрывам, проявляющимся в виде зон дробления и частично уступов в рельефе (А. В. Горячев).

Рассмотрим еще одну особенность системы разрывов. В очагах центрального участка, как правило, поднимается северное крыло, хотя с севера расположена депрессия. В большинстве очагов северного участка поднимается восточное крыло, хотя, по данным В. И. Загайло, на восток интенсивность поднятий уменьшается. Аналогичное расхождение глубинных

и поверхностных движений было обнаружено на В. Балхане и на Кавказе [1].

В целом полученные результаты дают лишь предварительную характеристику системы разрывов в очагах Северного Тянь-Шаня, но показывают возможность и необходимость дальнейших работ.

Авторы глубоко благодарны заведующему станцией Алма-Ата А. А. Фогелю и научному сотруднику И. В. Горбуновой за систематические консультации и помощь в работе, а также В. И. Загайло, Д. Н. Казанли, В. И. Крестникову и Б. А. Петрушевскому—за многочисленные консультации по тектонике.

ЛИТЕРАТУРА

1. О. Д. Годадзе, В. И. Кейлис-Борок, И. В. Кириллова, С. Д. Коган, Т. И. Кухтикова, Л. Н. Малиновская, А. А. Сорский. Исследования механизмов землетрясений. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 40 (1966), 1957.
2. В. В. Белоусов. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1954.

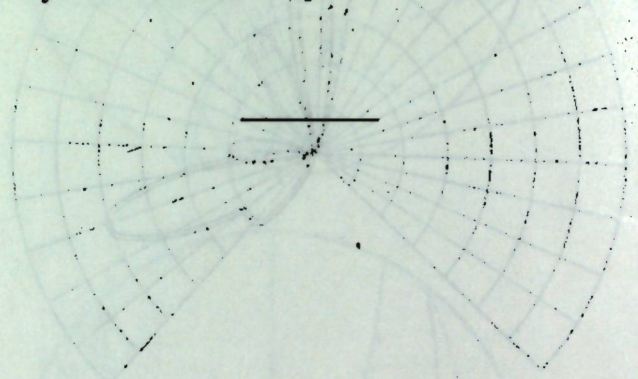


Схема разрывов в очагах землетрясений в Тянь-Шане

Разрывы в очагах землетрясений в Тянь-Шане

В результате проведенных исследований установлено, что в Тянь-Шане существуют системы разрывов, которые являются источниками землетрясений. Эти разрывы имеют сложную форму и ориентацию, что свидетельствует о сложной тектонической обстановке в этом районе.

Для выяснения характера разрывов и их ориентации были проведены специальные исследования, в результате которых были получены данные о направлении и силе разрывов.

В результате проведенных исследований установлено, что в Тянь-Шане существуют системы разрывов, которые являются источниками землетрясений. Эти разрывы имеют сложную форму и ориентацию, что свидетельствует о сложной тектонической обстановке в этом районе.

Для выяснения характера разрывов и их ориентации были проведены специальные исследования, в результате которых были получены данные о направлении и силе разрывов.

III. ВОПРОСЫ СЕЙСМОСТОЙКОГО СТРОИТЕЛЬСТВА

==

М. М. КУКЕБАЕВ

ИССЛЕДОВАНИЯ В ОБЛАСТИ СЕЙСМОСТОЙКОГО СТРОИТЕЛЬСТВА В КАЗАХСКОЙ ССР

Большая часть южного и юго-восточного Казахстана относится к активным сейсмическим зонам. Эти районы являются наиболее плотно населенными, с развитой промышленностью и сельским хозяйством. В районах высокой сейсмической активности располагаются столица республики Алма-Ата, областные и промышленные центры республики: города Чимкент, Джамбул, Талды-Курган, Зыряновск, Лениногорск и др. Поэтому проблема строительства сейсмостойких сооружений в условиях Казахстана имеет огромное народнохозяйственное значение. Учитывая эти обстоятельства, в учреждениях Академии наук Казахской ССР проводились исследовательские работы в области сейсмологии и антисейсмического строительства. Основной задачей исследований являлось изучение сейсмостойкости материалов, конструкций и сооружений, а также разработка мероприятий, обеспечивающих сохранность сооружений при сильных землетрясениях.

В 1947 г. Академией наук Казахской ССР издана брошюра П. М. Вильгельмзона «Кемино-Чуйское землетрясение». Брошюра содержит описание землетрясения 1938 г.: проявление землетрясения, поведение строений, анализ причин их разрушения, а также рекомендации по возведению сейсмостойких зданий местного типа.

В 1946 г. было проведено обследование последствий Североферганского землетрясения. Наиболее тщательно изучено поведение сооружений при Ашхабадском землетрясении 1948 г. На основе обобщения опыта проектирования и строительства сейсмостойких зданий и анализа поведения зданий при Ашхабадском землетрясении составлены в 1949 г. предложения по улучшению норм антисейсмического строительства. Этот материал был в дальнейшем использован при разработке «Положения по строительству в сейсмических районах» (ПСП-101-51).

В работах последующих лет в основном разрабатывались вопросы сейсмостойкости сооружений из местных материалов, в частности, кирпичной кладки. При этом исследования велись в направлениях: 1) изучения свойств кладки из местного обожженного кирпича и сейсмостойкости кирпичных зданий и 2) изучения свойств легких местных строительных материалов для применения в сейсмостойких конструкциях.

В действующих нормах «Положения по строительству в сейсмических районах» (ПСП-101-51) категории кладок назначаются по маркам строительных растворов. В Академии наук Казахской ССР была проведена работа по уточнению требований к материалам и производству работ для обеспечения монолитности и сейсмостойкости кладки. В результате исследований установлено, что основными факторами, определяющими проч-

ность кладки на центральное растяжение, помимо марки строительного раствора, являются состав раствора и адгезионная способность вяжущего. В оптимальных составах строительных растворов может быть достигнуто сокращение расхода цемента до 30—40%. Было бы целесообразно пересмотреть принятое в ПСП-101-51 отнесение к одинаковой категории сейсмостойкости кладок на растворах одинаковых марок при добавках извести или глины.

На прочность кладки отрицательно влияют плохая смачиваемость поверхности кирпича раствором, усадочные деформации раствора при твердении, а также пустоты в швах. Опыты показали, что повышение прочности кладки на растяжение может быть достигнуто увеличением смачиваемости поверхности кирпича раствором, применением кирпича специальных видов (дырчатый, рифленый), увеличением толщины помола цемента. Влияние усадочных деформаций обуславливается составом раствора и структурой шва кладки. При неравномерном распределении вяжущего в растворе значительные усадочные напряжения могут возникнуть в отдельных участках шва и в плоскости контакта.

Стены облегченной конструкции нашли широкое применение в СССР, но в районах, подверженных землетрясениям, они еще не получили распространения ввиду малой изученности их сейсмостойкости. Н. В. Вуховостовым были проведены исследования сейсмостойкости облегченных кладок.

Способность сопротивляться растягивающим усилиям в облегченной кладке зависит от упругих и прочностных свойств заполнителя. Анализ напряженного состояния кладки при сейсмических воздействиях показал, что лучшим заполнителем может считаться материал, имеющий высокие показатели прочности на растяжение, способный хорошо замоноличиваться с кирпичом и, таким образом, позволяющий использовать эту прочность для усиления кладки. Положительными качествами являются также минимальный объемный вес и дешевизна материала. Лучшими материалами для заполнения кладки являются пеногипс, газогипс, газобетон. Могут быть использованы и легкие бетоны, удовлетворяющие перечисленным выше условиям.

Показатели прочности пеногипса, с объемным весом $\gamma = 0,6 \text{ т/м}^3$, следующие: предел прочности на сжатие $R_{сж} = 12—16 \text{ кг/см}^2$, на растяжение $R_p = 8—10 \text{ кг/см}^2$ и прочность тангенциального сцепления с кирпичом $3,5—4,5 \text{ кг/см}^2$.

Газобетон с объемным весом $0,6—0,7 \text{ т/м}^3$ имеет следующие характеристики: $R_{сж} = 10—12 \text{ кг/см}^2$, $R_p = 3,5—4,0 \text{ кг/см}^2$, прочность тангенциального сцепления с кирпичом $1,6—2,0 \text{ кг/см}^2$.

Экспериментальные исследования крупных образцов облегченных кладок позволили сделать рекомендации по применению их для сейсмостойкого строительства. Исходя из принятого в ПСП-101-51 принципа, облегченные кладки с заполнителями могут быть подразделены на несколько категорий (табл. 1).

Для сейсмических районов могут быть рекомендованы кладки с системой поперечной перевязки в виде сплошных вертикальных диафрагм и перевязкой разреженными тычками, выпускаемыми через один ложок. Экономия кирпича, при применении облегченной кладки с заполнителем из пеногипса, по зданию в целом достигает 30—40%, стоимость 1 м^2 по сравнению со стеной из сплошной кладки снижается на 30—35%. Вследствие плохой сопротивляемости растягивающим усилиям и большого объемного веса, шлакобетон нельзя считать эффективным заполнителем облегченной кладки для сейсмических районов. Желательно пересмотреть

Таблица 1

Категории облегченных кладок по их сопротивляемости сейсмическим воздействиям

Тип кладки	Категория кладок на цементно-известковых и цементно-глиняных растворах при марке раствора			Категория кладки на известковом растворе
	50 и более	25	10	
Сплошные стены из кирпича с заполнителями из ячеистых бетонов марки 10 и выше с объемным весом $0,6—0,7 \text{ т/м}^3$				
а) при пределе прочности заполнителя на растяжение, 8 кг/см^2 и выше	1	2	3	4
б) то же, от 3 до 6 кг/см^2	2	2	3	4
Слоистые стены из кирпича с заполнителями из легких бетонов с объемным весом $1,3—1,6 \text{ т/м}^3$				
а) при марке заполнителя 25 и выше	2	3	4	—
б) то же, при марке 10—15	3	3	4	—
Сплошная кладка из обыкновенного кирпича	1	2	3	4

принятую в ПСП-101-51 классификацию облегченных кладок в зависимости только от марки заполнителя. Следует учитывать сопротивляемость заполнителя растягивающим усилиям, способность замоноличиваться и степень возможного участия заполнителя в восприятии действующих нагрузок.

М. М. Сердюковым и А. Е. Десовым были проведены исследования по установлению возможности получения легкого заполнителя для бетонов — керамзита из местного сырья, лёссовидных суглинков. Основным преимуществом керамзитобетона, по сравнению с обычным бетоном и кирпичной кладкой, является меньший (в 1,5—2 раза) объемный вес при достаточно высокой механической прочности (более 50 кг/см^2). В лаборатории керамики ЦНИПСа из лёссовидных суглинков Алма-Аты получен керамзит с объемным весом в куске, равным $0,67 \text{ т/м}^3$. Объемный вес керамзитобетона марки 50, полученный из него, был равен $1,29 \text{ т/м}^3$. Установлены сравнительные статические и динамические характеристики керамзитобетона. Относительные коэффициенты сейсмостойкости (отношение критического ускорения d (мм/сек^2) к пределу прочности материала образцов на сжатие) оказались равными для керамзитобетона — 105, шлакобетона — 92, обычного бетона — 84, кирпичной кладки — 62. Полученные характеристики керамзита и керамзитобетона не являются исчерпывающими для полной его оценки как материала для сейсмостойких конструкций, но показывают его перспективность для строительства.

Проблемы индустриализации строительства в республике поставили новые задачи в области исследований по сейсмостойкости сооружений, так как вопросы применения сборных конструкций в сейсмических районах еще не решены. В Институте архитектуры, строительства и стройматериалов АН Казахской ССР в 1954 г. был разработан проект опытного жилого дома. Конструкция стен решена в крупных блоках из крупнопористого бетона, для перекрытий приняты сборные железобетонные настилы и ряд других сборных конструкций, в том числе крупные панели с применением леностекла. При решении конструкции стен дома были приняты те

принципы сейсмостойкости, установленные для кирпичных зданий, т. е. путь аналогии. Таким же образом решались крупноблочные дома и проектными организациями республики. Это можно считать допустимым при достаточно близких значениях прочности и упругих свойств принятого материала к кирпичной и каменной кладке. При большей жесткости коробки здания напряженное состояние в его элементах при сейсмических воздействиях может оказаться отличным от такового в кирпичных зданиях, поэтому вопросы применения сборных элементов стен и других конструкций могут быть разрешены полноценно только в результате всесторонних специальных исследований.

Одним из важнейших условий индустриализации строительства является широкое внедрение типового проектирования.

В. В. Константиновой, А. И. Мухтаровым и М. М. Кукебаевым разработаны проектные предложения по типовым секциям для двух-трех этажного жилищного строительства в Алма-Ате. Основные требования сейсмостойкости: симметричность отсеков зданий относительно двух взаимно перпендикулярных вертикальных плоскостей, проходящих через его центр тяжести, равномерное распределение масс и жесткостей — хорошо согласуются с требованиями индустриального изготовления элементов.

Расстояние между осями продольных стен 6 м и конструктивный шаг 3,2 и 3,6 м в проекте позволяют использовать уже имеющиеся унифицированные строительные детали и изделия с соответствующей переработкой их для сейсмических условий. В секциях могут быть применены следующие индустриальные изделия: бетонные блоки фундаментов и стен подвалов; легкобетонные, кирпичные и другие эффективные стеновые блоки и панели; панели перекрытий, сборные элементы лестниц, перегородок и прочие детали.

Исследовательские работы Института архитектуры, строительства и стройматериалов АН Казахской ССР на ближайший период имеют целью решение ряда практических задач сейсмостойкого строительства:

1) применение крупных блоков и панелей для несущих стен сейсмостойких зданий; 2) замоналичивание сборных железобетонных перекрытий и теоретические исследования по учету пространственной работы зданий на действие горизонтальных сил; 3) изучение новых видов строительных материалов и конструкций из них при статических и динамических воздействиях.

Применение сборных конструкций и их замоналичивание должно основываться на теоретических и экспериментальных исследованиях. Динамический характер сейсмического воздействия обуславливает необходимость проведения этих исследований динамическими методами, что затрудняется отсутствием обоснованных данных о характере сейсмических воздействий. Изучение последствий сильных землетрясений дает основание предполагать, что для эпицентральных зон характерным видом сейсмической нагрузки следует считать кратковременные импульсы. Действие кратковременных импульсов на сооружения изучено в работах В. Г. Тищенко, а также в исследованиях, проводимых в Институте сооружений Академии наук Узбекской ССР под руководством М. Т. Уразбаева.

Внедрение индустриальных методов строительства невозможно без широкого использования новых эффективных строительных материалов. В Казахстане, в частности, в южных районах республики, не имеется естественных легких материалов и заполнителей для легких бетонов. Необходимо провести исследования по разработке технологии производства эффективных местных стройматериалов (пеностекла, автоклавных материалов, легкого и крупнопористого бетонов), а также провести изучение

характеристик этих материалов при статических и динамических воздействиях (статические и динамические модули упругости, коэффициенты внутреннего поглощения энергии и показатели прочности). Так как масштабный фактор имеет исключительное значение при изучении показателей прочности сооружений, экспериментальные исследования конструкций предполагается проводить в натуральную величину или с незначительным уменьшением.

Проводимый объем исследовательских работ в области разработки технологии производства новых видов стройматериалов и сейсмостойкого строительства нельзя считать удовлетворяющим в необходимой мере тем требованиям, которые выдвигаются народным хозяйством республики. В области сейсмостойкого строительства, наряду с исследованиями материалов, конструкций и приемов расчета, необходимо разработать методику и провести исследование динамических характеристик сооружений: разработать методы изучения и установить параметры сейсмических нагрузок (смещения, скорости, деформации) применительно к строительным конструкциям, разработать основы микросейсмораионирования на основе инструментальных измерений и провести микрораионирование крупных населенных пунктов. В проведении этих исследований важная роль отводится организуемому в республике Институту сейсмологии.

Успешное и быстрое разрешение задач, стоящих перед строительной промышленностью, требует помимо всего творческого содружества научных работников, проектировщиков и строителей. В этом отношении у нас не все благополучно. Отсутствует координирование научной деятельности организаций, работающих в области сейсмостойкого строительства, неудовлетворительно комплектуются кадры, недостаточна экспериментальная база для исследования строительных конструкций.

В настоящее время поставлена задача внедрения индустриальных методов возведения сооружений в практику сейсмостойкого строительства. Это связано с применением новых видов материалов и конструкций и может быть осуществлено только на основе обширных специальных исследований, которые необходимо выполнить научным организациям.

В. В. В И Р Ю К О В

ОПЫТ ПРОЕКТИРОВАНИЯ И СТРОИТЕЛЬСТВА
ЗДАНИЙ В г. АЛМА-АТА

Город Алма-Ата (в прошлом Верный) дважды пережил сильные землетрясения — в 1887 и в 1911 годах.

Естественно, что эти землетрясения наложили определенный отпечаток на характер застройки города Верного: если до 1887 г. в нем имелись довольно большие по его масштабу каменные здания, то после землетрясения 28 мая 1887 г., разрушившего все эти здания, строительство города пошло преимущественно по линии одноэтажной деревянной застройки.

Большинство зданий, построенных в г. Верном после 1887 г., особенно здание кафедрального собора (А. П. Зенков), отличается продуманностью антисейсмических приемов, положенных в основу их пространственно-конструктивного решения. Компактная форма, рациональное расположение стен, сжимов и других элементов жесткости в плане и по высоте, сильно пониженный центр тяжести, антисейсмические галереи вокруг фундаментов, надежное усиление отдельных частей и их прочная связь друг с другом полностью оправдали себя при следующем сильнейшем землетрясении, происшедшем 4 января 1911 г.: почти все жилые и общественные здания остались невредимыми, и даже здание собора (56 метров высотой) не получило сколько-нибудь существенных повреждений. Но когда в 1929 г. бывший Верный превратился в столицу Казахстана — г. Алма-Ата — и надо было строить крупные промышленные, гражданские и жилые здания, потребовалось решить много новых, до тех пор еще не решенных вопросов, чтобы вооружить проектировщиков и строителей обязательными нормами и правилами возведения зданий из железобетона, кирпича и других материалов.

В 1930 г. появились первые нормы Стройкома Казахской ССР, установившие основные требования к строительству зданий в сейсмических районах Казахстана. В этих нормах, составленных при участии В. О. Цшохера, П. М. Вильгельмзона и других специалистов-антисейсмиков, был обобщен имевшийся к тому времени опыт антисейсмического строительства как в СССР, так и в зарубежных странах. В соответствии с нормами Стройкома, здания Дома связи, Дома правительства, Госбанка, клуба им. Дзержинского, несколько административных зданий наркоматов, здание Управления Туркесба и ряд других зданий проектировались и строились с учетом следующих требований: сложная форма в плане и по высоте членилась на простые фигуры и объемы сквозными антисейсмическими швами; при высоте более двух этажей здания решались в железобетонном каркасе с жесткими диафрагмами стен и облегченными утеплителями (камышитовые и фибролитовые плиты), фундаменты делались глубокого заложения, перекрытия — железобетонными, а при деревянных

перекрытиях осуществлялась жесткая анкеровка балок к стенам, также прочно анкерились стропила и мауэрлаты; стены из кирпича усиливались железобетонными поясами, не допускались тяжелые карнизы большого выноса, крыши делались легкие, преимущественно железные, деревянные каркасные здания раскреплялись раскосами, рубленные — сжимами при прочной анкеровке к фундаментам, железобетонные каркасы рассчитывались на сейсмические силы и имели четкую сетку. Также предъявлялись жесткие требования к качеству материалов и производству строительных работ. Однако нормы Стройкома предъявляли к кирпичным зданиям такие суровые требования, что в 1930—1934 гг. застройка Алма-Аты велась преимущественно из железобетона и дерева, а кирпичные здания насчитывались единицами и имели небольшую этажность и величину.

В последующие годы, в связи с быстрым ростом города и дефицитностью металла, жизнь поставила на очередь применение кирпича, как основного материала. К этому времени изучение сейсмических явлений и антисейсмического строительства значительно продвинулось вперед и появилась возможность пересмотра действовавших норм Стройкома и составления новых норм. Такая работа по заданию Наркомхоза Казахской ССР была предпринята Казахским научно-исследовательским институтом сооружений и стройматериалов при участии В. В. Башинского и П. М. Вильгельмзона. В 1933 г. вышли в свет первые по времени в СССР официальные нормы по строительству в сейсмических районах — «Временные технические условия проектирования и возведения гражданских сооружений в сейсмических районах Казахстана». С выходом «Временных технических условий» кирпичные здания сразу же заняли в застройке города ведущее место. За три года (с 1933 по 1935 г.) были построены десятки школ, жилых домов, общежитий и других преимущественно кирпичных зданий. Они имели высоту 2—2½ этажа при глубоком заложении фундаментов, толстые стены, связанные железобетонными поясами (преимущественно поясами-перемычками) и армированные в пересечениях через 8 рядов по высоте, прочный раствор (примерно марки 30—40), железобетонные монолитные или жесткого типа деревянные перекрытия с анкеровкой всех концов балок и при заделке их почти на всю толщу стен, легкие заполнители в перекрытиях (камышит, фибролит, опилки с известью), легкие упругие потолки из фанеры, легкие жесткие крыши из кровельного железа по безраспорным стропилам жесткой системы, прочно связанным со стенами или поясами. По-прежнему в проектах строго соблюдалось членение здания на отсеки простой формы сквозными антисейсмическими швами и, как правило, под всеми зданиями устраивались подвальные этажи монолитными железобетонными перекрытиями.

Однако 2—2½-этажная застройка не могла полностью удовлетворить архитектурно-планировочным требованиям оформления столицы, особенно при ее высокой и обильной зелени, равно как и требованиям технико-экономического порядка, учитывая вопросы благоустройства улиц, кварталов и прокладки инженерных сетей. В то же время для возведения зданий повышенной этажности из железобетона требовалось много цемента, леса и металла, дефицит которых стал еще более ощутимым и острым.

Поэтому в начале 1936 г. были изданы Наркомхозом Казахской ССР «Дополнения» к «Временным техническим условиям» 1933 г., допускавшие строительство в Алма-Ате кирпичных зданий высотой до 12 м, т. е. до 3—3½ этажей, с соблюдением повышенных требований к конструкциям зданий.

В основном эти требования шли по линии придания зданиям большей пространственной жесткости путем прочного соединения всех частей, уве-

личения их жесткости и прочности, правильного распределения стен, ограничения их пролетов, облегчения верхних венчающих элементов и надежной заделки зданий в грунт. С этой целью глубина заложения фундаментов увеличивалась до двух метров; не допускались выступы, входящие углы, лоджии; толщина стен в нижних этажах увеличивалась до $2\frac{1}{2}$ —3-х кирпичей, их армирование в пересечениях участилось по высоте до 4-х рядов кладки, антисейсмические железобетонные пояса должны были обязательно проходить в плоскостях перекрытий и жестко связываться с ними анкерами (включая и пристенные балки); с кирпичной кладкой пояса должны были связываться специальной вертикальной арматурой (так называемой «щепинкой») на 4—6 рядов вверх и вниз; ограничивались вес и высота парапетов, карнизов и фронтонов, вводился обязательный расчет стен и поясов на работу их из плоскости, предъявлялись повышенные требования к качеству проектов и строительных работ и контролю над ними.

С соблюдением таких требований строились в Алма-Ате здания с 1935 по 1940 г. Эти здания—жилые комбинаты, наркоматы, школы на 880 учащихся, гостиницы, бани, детские учреждения, больницы—в основном и сформировали центральную часть города по улицам Сталина, Фурманова, Калинина, Гоголя, Комсомольской, Кирова, Дзержинского и другим.

Проектными организациями за эти же годы была проделана большая работа по разработке практических приемов усиления зданий.

Таким образом, к моменту появления первых в СССР общесоюзных норм антисейсмического строительства—«Инструкции» Наркомстроя 1940 г.—в г. Алма-Ата уже имелся большой опыт проектирования и возведения сейсмостойких зданий, как в виде нормативного материала, так и в виде проектно-строительной практики. Часть этого опыта была использована при составлении упомянутой «Инструкции».

Происшедшее 6 октября 1948 г. Ашхабадское землетрясение было большой проверкой и уроком не только для строителей Ашхабада, но и для строителей всех сейсмических местностей и, конечно, в первую очередь для Алма-Аты как города с 9-балльной сейсмичностью.

Проведенный комплексной экспедицией АН КазССР подробный анализ последствий Ашхабадского землетрясения, несмотря на всю неполноту антисейсмических мероприятий, применявшихся в зданиях Ашхабада до 1948 г., и вытекающую отсюда некоторую условность аналогии их со зданиями Алма-Аты, показал, что основные приемы усиления зданий, практиковавшиеся у нас, являлись правильными. Обследование Ашхабадского землетрясения позволило сделать следующие выводы:

1. Опыт Ашхабада показал, что в зданиях, особенно зданиях кирпичных, есть слабые места. До Ашхабадского землетрясения считалось, что чем жестче кирпичная стена в ее плоскости, тем успешнее должна она сопротивляться сейсмическим силам. Анализ поврежденных зданий показал, что в кирпичных жестких стенах при действии короткопериодных толчков развиваются значительно большие сейсмические силы, чем это предполагалось ранее, и что эти силы легко преодолевают пределы сопротивления кирпичных стен на скалывание и сдвиг и причиняют им серьезные повреждения в виде сквозных диагональных трещин. Следовательно, участки стен, не усиленные армированием, будут и в наших зданиях теми слабыми местами, в которых могут произойти при сильных землетрясениях местные повреждения аналогичного характера. Эти повреждения, учитывая армирование углов и пересечений и поэтажные антисейсмические пояса (чего не было в зданиях Ашхабада), будут, конечно, значительно меньшими, но с их вероятностью необходимо считаться. Следовательно,

в дальнейшем надо армировать не только пересечения, но и все кирпичные стены.

2. В многоэтажных зданиях сейсмические силы оказывались значительно большими в верхних этажах по сравнению с нижними. Между тем, в прошлой практике проектирования и строительства верхние этажи сооружались такими же, как и нижние, и поэтому, по сравнению с последними, они должны при землетрясениях оказаться в худшем положении. Следовательно, при дальнейшем проектировании зданий жесткой конструкции необходимо соответственно увеличивать степень укрепления стен и других конструкций в верхних этажах.

3. Оказались неустойчивыми при землетрясениях всякого рода выступы и впадины, особенно в местах расположения лестничных клеток, которые, как правило, претерпевали, в силу концентрации сейсмических сил и изломов стен, особенно серьезные повреждения. Следовательно, в дальнейшем необходимо либо совершенно отказаться от устройства выступов и лоджий, либо назначать им значительно большую степень усиления, чем в обычных пересечениях.

4. Верхние тяжелые части на зданиях (фронтоны, щипцы, парапеты, тумбы, карнизы, скульптуры, дымовые трубы) почти повсеместно обрушивались, причиняя к тому же серьезные повреждения самим зданиям. Это должно лишний раз убедить архитекторов и инженеров Алма-Аты в правильности жестких ограничений, установленных нормами для всех таких элементов.

5. Армокирпичные и комплексные конструкции (очень, правда, немногочисленные в Ашхабаде) заслуживают в сейсмических районах большего признания и применения, чем это было до сих пор, в частности в Алма-Ате.

6. В фундаментах и стенах цокольных этажей предусматривался излишний запас прочности, и поэтому, без всякого ущерба для сейсмостойкости зданий, его можно и должно значительно уменьшить.

Все эти выводы были учтены при последующем проектировании и строительстве зданий в Алма-Ате.

В частности, получили широкое применение комплексные и армокирпичные конструкции, и в ряде зданий, сооружаемых в настоящее время (главное здание Академии наук Казахской ССР, Женский педагогический институт, Управление гидрометслужбы, Библиотека горкома и др.), кирпичные самонесущие стены частично или полностью усилены включениями железобетона или горизонтальным и вертикальным армированием.

Изучение опыта Ашхабадского землетрясения послужило также толчком к разработке ряда антисейсмических конструктивных решений. В частности, алмаатинскими инженерами была выдвинута идея применения в кирпичных зданиях сквозных арматурно-растворных антисейсмических швов.

Таким образом, опыт Ашхабадского землетрясения позволил строителям Алма-Аты, как и строителям других городов СССР, расположенных в сейсмических районах, критически оценить применявшиеся ими методы проектирования и строительства сейсмических зданий и сделать в этой области новые шаги. В настоящее время в области понимания поведения зданий при сейсмических воздействиях мы стоим на несравненно более твердых и проверенных позициях, чем несколько лет тому назад, и поэтому могли бы гарантировать зданиям заданную степень сейсмостойкости, если бы обеспечивались нужные качества строительных работ и проектов. К сожалению, качество строительства и проектирования в Алма-Ате за последние годы заметно снизилось и далеко не соответствует требова-

ниям, предъявляемым к нему техническими условиями производства работ в сейсмических районах.

На строительных площадках недостаточен контроль выполнения ясных и конкретных требований производства работ в сейсмических условиях.

В проектах и осуществленных зданиях последних лет зачастую наблюдается заметный отход от жесткого соблюдения требований сейсмостойкого строительства, выражающийся в нечеткости конструктивно-планировочных решений, в нагромождении на фасадах зданий тяжелых декоративных элементов (башен, карнизов, парапетов, балконов), в наличии выступов и больших проемов, в чрезмерном ослаблении стен вентиляционными и дымовыми каналами и т. д.

Необходимо повысить требования к безусловному выполнению всех правил, обеспечивающих сейсмостойкость зданий, и организовать надлежащий контроль за строительством и проектированием.

Таков в общих чертах опыт проектирования и строительства зданий в Алма-Ате. Он складывался и из того наследия, которое получили строители Алма-Аты от строителей Верного, и из опыта антисейсмического строительства СССР и зарубежных стран, и из собственного опыта проектирования и строительства зданий, причем зданий обычного типа.

Но как только перед нами встал вопрос о переходе к новым типам зданий — крупноблочным, крупнопанельным, собираемым на строительной площадке из готовых промышленных элементов, — наших знаний и опыта оказалось далеко не достаточно. Ни в практике СССР, ни в практике других стран почти нет опыта изучения поведения при землетрясениях сборно-промышленных зданий, нет лабораторных исследований сборных конструкций в условиях, хотя бы в какой-то степени приближающихся к реальным условиям землетрясений, словом нет критериев для оценки надежности тех или других способов замоноличивания сборных элементов в расчете на динамические воздействия. Единственным путем в создании сейсмостойких зданий из сборных элементов пока остается путь аналогий, дополненный инженерной интуицией проектировщиков.

Применение сборных элементов в зданиях Алма-Аты началось недавно и носит еще эпизодический характер.

Применяются сборные фундаменты из крупных блоков тяжелого бетона, сборные перекрытия из отдельных плит и балок, начато строительство двухэтажного жилого здания из блоков крупнопористого бетона, предполагается строительство трехэтажных жилых зданий из кирпичных блоков и, наконец, предполагается возвести жилой опытный четырехэтажный дом сборной панельной конструкции.

Что касается сборных фундаментов и стен подвальных этажей из крупных блоков, то, учитывая опыт Ашхабада, у нас нет больших сомнений в их сейсмостойкости при обычной кладке блоков вперевязку на растворе марки 25 с заливкой вертикальных швов.

Сложнее обстоит вопрос со сборными перекрытиями. Перекрытие должно являться жесткой неизменяемой диафрагмой, способной обеспечить жесткую связь всех стен здания при динамических воздействиях. Следовательно, плиты должны быть надежно скреплены между собой и со всем контуром примыкающих стен. Это осуществляется железобетонными обвязочными поясами, выпусками арматуры или специальными закладными частями, которые в дальнейшем связываются или свариваются и заливаются в швах раствором, прочно соединяя сборные плиты и приближая перекрытие к типу монолитного. Устройство выпусков и заклад-

ных частей сильно усложняет процесс изготовления плит и монтаж их в перекрытиях, но пока более простой и надежной конструкции замоноличивания перекрытий не предложено.

Возведение зданий из крупных блоков в Алма-Ате доставило проектировщикам и строителям много затруднений.

Во-первых, крупноблочные здания отличаются от обычных меньшей пространственной жесткостью. Между тем, для сейсмического здания требуется, наоборот, увеличенная пространственная жесткость. Чтобы достичь этого, кроме обычных железобетонных антисейсмических поясов, жестко скрепленных со сборными замоноличенными перекрытиями, были введены еще дополнительные сквозные арматурно-растворные швы в уровне подоконников и перемычек; во-вторых, совершенно очевидно, что при крупных блоках швы раствора будут, по сравнению с кирпичной кладкой, перенапряжены, поэтому соединения блоков между собой по длине стены усиливаются при помощи закладных деталей на сварке; вертикальные швы делаются по типу замковых; в углах и пересечениях, где блоки не имеют перевязки, укладывается в каждом ряду горизонтальная арматура или сетки; верхние части здания максимально облегчаются, стены при простой прямоугольной форме здания не имеют ни выступов, ни впадин и расположены равномерно по всей длине.

Решение крупноблочных зданий в три этажа, проекты которых в настоящее время разработаны, остается в основном таким же, как и описанное выше, с той лишь разницей, что в самих блоках по всей их длине предусматривается армирование двумя-тремя стержнями, которые служат и для целей соединения блоков между собой (вместо специальных закладных частей).

В первом проекте четырехэтажного крупнопанельного жилого дома, разработанном «Казгипрогорсельстроем» в 1955 г., общая несущая конструкция здания принята каркасная, усиленная жесткими железобетонными диафрагмами.

Нижняя, цокольная часть здания решена в комплексной жесткой схеме крупноблочных стен и железобетонных стоек, включенных в стены. Чтобы создать лучшие условия совместной работы стоек со стенами, они связываются горизонтальной арматурой, а в основании устраивается железобетонный пояс, задача которого состоит в вовлечении всех стен в слитную работу со стойками и в равномерном распределении усилий в подошве фундаментов.

Следует также отметить, что из-за отсутствия у нас в настоящее время эффективных материалов (таких, как пеностекло, пенобетон, керамзитобетон, микропорит и других) наружные панели решены в виде трехслойной конструкции, а именно: снаружи железобетонная офактуренная оболочка (одновременно являющаяся антисейсмической диафрагмой), в середине — камышитовая плита и изнутри — плита типа «диферент». При этом отопляющие плиты ставятся отдельно от железобетонных панелей и только скрепляются с ними посредством выпусков.

К настоящему времени Республиканским проектным институтом разработан проект бескаркасного крупнопанельного четырехэтажного жилого дома, который предполагается осуществить в 1958 г. как экспериментальный.

Такой краткий итог усилий специалистов Алма-Аты в вопросах перехода к новым, промышленным методам домостроения. По существу эти усилия еще не вышли за рамки проектных поисков и, к сожалению, еще не подкреплены ни теоретическими изысканиями, ни экспериментальными работами научно-исследовательских институтов.

В заключение мне хотелось бы выразить пожелание об организации совместной работы больших групп специалистов над разрешением стоящих перед нами проблем, об объединении усилий специалистов-антисейсмиков разных республик. Необходимость такой организации давно назрела, особенно в свете новых задач в связи с переходом к новым промышленным методам строительства в сейсмических районах.

Н. В. БУХВОСТОВ

АНАЛИЗ ДЕФОРМАЦИЙ ЗДАНИЙ ПРИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ НА ОСНОВЕ СОВРЕМЕННЫХ МЕТОДОВ РАСЧЕТА СТРОИТЕЛЬНЫХ КОНСТРУКЦИЙ НА СЕЙМОСТОЙКОСТЬ

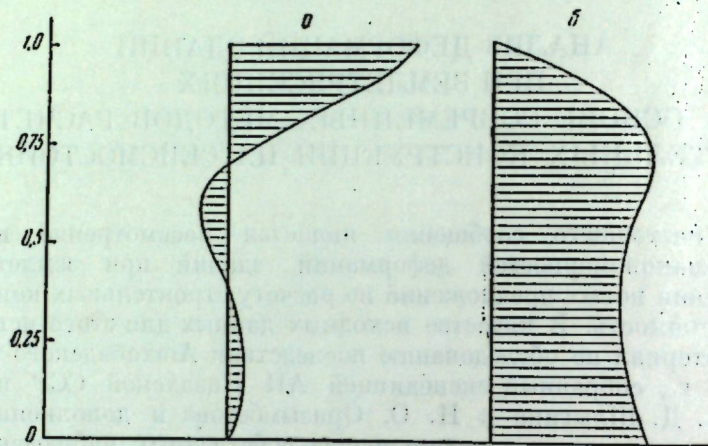
Целью настоящего сообщения является рассмотрение некоторых основных закономерностей деформаций зданий при землетрясениях с точки зрения новых предложений по расчету строительных конструкций на сейсмостойкость. В качестве исходных данных для этого использован богатый материал по обследованию последствий Ашхабадского землетрясения 1948 г., собранный экспедицией АН Казахской ССР под руководством Е. Д. Шлыгина и Н. О. Оразымбетова и дополненный в рассматриваемых примерах данными наших собственных наблюдений. Фактические данные о последствиях Ашхабадского землетрясения представляют особый интерес для строителей Алма-Аты, поскольку этот город, так же как и Ашхабад, относится к зоне высокой сейсмической активности.

В 1954 г. была опубликована работа И. Л. Корчинского [1]. Рекомендательный в ней метод определения сейсмических нагрузок, в отличие от статической теории сейсмостойкости, учитывает форму и частоту собственных колебаний сооружений. Расчетной схемой здания или сооружения является сплошной стержень, заделанный в основании, которое перемещается по гармоническому закону, описанному суммарным действием ряда затухающих синусоид, с параметрами, полученными путем обработки сейсмограмм землетрясений интенсивностью до 4—5 баллов.

Сравнительные расчеты схем, получивших повреждения при деформациях в своей плоскости во время Ашхабадского землетрясения 1948 г., показали лучшую согласованность результатов расчета по предлагаемой методике с данными опыта по сравнению с методом, применявшимся ранее [2]. Неполное соответствие результатов расчета натуре можно объяснить условность принятой формы деформации сдвига стены, как сплошного стержня постоянного сечения с равномерно распределенной массой, а также рядом других условностей. Основной же причиной несоответствия результатов расчета характеру разрушения стен можно считать, по нашему мнению, условность применения при анализе последствий Ашхабадского землетрясения 1948 г. закона горизонтальных колебаний почвы в виде ряда затухающих гармонических колебательных процессов с параметрами, полученными обработкой сейсмограмм слабых землетрясений, что позволяет при определении величины и характера распределения инерционных сил по высоте жестких сооружений ограничиться учетом основного тона собственных колебаний. Изучение материалов по Ашхабадскому землетрясению 1948 г. и другим землетрясениям в эпицентральной

ных зонах показывает, что отличительной особенностью их являются жесткие сейсмические толчки типа кратковременных импульсов, предшествующие длиннопериодным горизонтальным колебаниям почвы и, по мнению исследователей, являющиеся причиной появления в кладке стен косых трещин.

При исследовании напряженного состояния сооружения, находящегося под действием кратковременных нагрузок импульсивного характера, учет только основной формы колебаний может привести к значительным погрешностям. Применительно к изучению вопросов сейсмостойкого строительства



Фиг. 1. Эпюры нагрузок (а) и перерезывающих сил (б) от действия на жесткие сооружения конечных импульсов

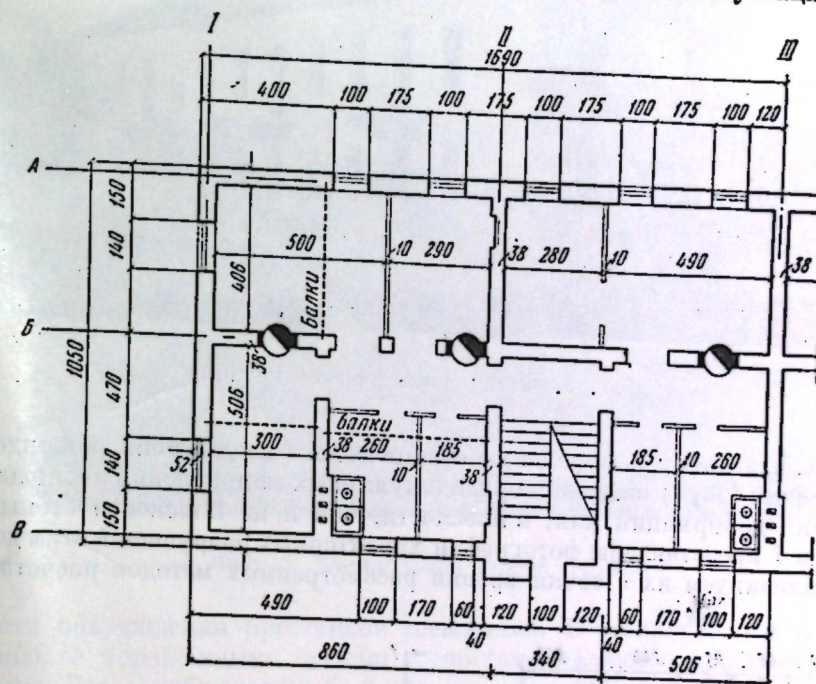
в Институте сооружений Академии наук Узбекской ССР под руководством М. Т. Уразбаева проводятся исследования законов действия на сооружения нагрузок импульсивного характера. В числе других интересных практических результатов, полученных при этом, находятся полученные В. Т. Рассказовским результаты исследования вопросов действия на жесткие сооружения конечных импульсов, продолжительность которых мала по сравнению с периодами первых форм собственных колебаний. В качестве расчетной схемы был принят заделанный в основании стержень с распределенной массой, деформирующийся на сдвиг и обладающий бесконечно большой жесткостью на изгиб. В результате исследования были вычислены зависящие от времени ординаты эпюры нагрузки и перерезывающей силы с учетом влияния первых пяти гармоник собственных колебаний. На фиг. 1 представлены эпюры нагрузок и перерезывающих сил, соответствующие моменту времени $t = \tau_1/4$, где τ_1 — период основного тона. Распределение усилий в момент $\tau_1/4$ представляет интерес потому, что при коротких импульсах оно близко соответствует состоянию наибольших деформаций стержня. Таким образом, эпюра нагрузок в момент $\tau_1/4$ отвечает моменту возникновения максимальных напряжений в элементах рассматриваемой расчетной схемы.

Перейдем к анализу основных повреждений зданий при землетрясении с точки зрения рассмотренных методов определения сейсмических сил.

При выборе объектов для анализа за основу брались следующие признаки: 1) наличие по возможности более полной характеристики объекта и характера повреждения; 2) простая конфигурация зданий и четкая конструктивная схема; 3) наличие нескольких одинаковых объектов по воз-

можности с разной ориентацией по отношению к направлению сейсмического воздействия.

По этим признакам в качестве основных примеров были выбраны две группы жилых домов. Первая группа состоит из 8 двухэтажных однотипных жилых домов, расположенных на одном участке. Вторую группу составляют 4 однотипных двухэтажных дома, 3 из которых расположены вместе, а один — неподалеку от них. Входящие в каждую группу дома имели до землетрясения примерно одинаковый срок эксплуатации и оди-



Фиг. 2. План стен домов первой группы

наковую конструктивную характеристику. Планы и фасады зданий представлены на фиг. 2—5.

Разрушения домов после землетрясения являются весьма характерными и содержат ярко выраженные примеры типичных повреждений, как, например: а) косые трещины в простенках; б) косые трещины в глухих участках поперечных и продольных стен; в) разрушение сопряжений стен.

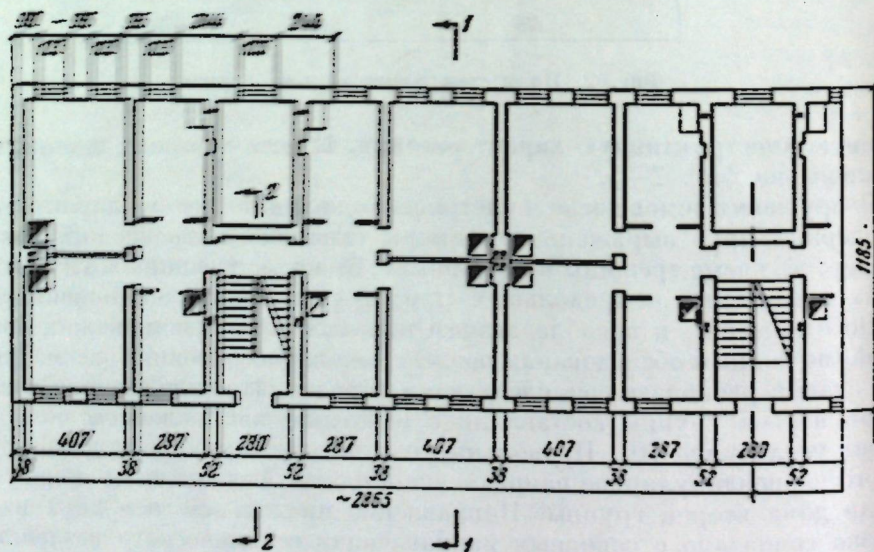
По отношению к преобладающим направлениям сейсмических воздействий (по данным обследования последствий землетрясения) рассматриваемые здания располагались следующим образом. Продольные оси четырех домов первой группы составляли с основным направлением колебаний почвы угол около 10° . Продольные оси четырех остальных домов имели строго перпендикулярное направление в плане. Аналогичную ориентацию имели дома второй группы. Направление продольной оси двух из них близко совпадало с основным направлением сейсмического воздействия, один из домов располагался перпендикулярно им и один — приблизительно под углом 45° в плане. Наличие данных о разрушении групп однотипных домов с взаимно перпендикулярной ориентацией в плане позволяет для анализа разрушения стен от деформаций их как в плоскости, так и из плоскости, выделить те из них, в которых анализируемые разрушения являются преобладающими и, следовательно, наиболее характерными. Отмечая

преобразования тех или иных деформаций стен в зависимости от их ориентации, необходимо отметить, что во всех случаях можно говорить только о качественном, а не о количественном преобразовании каждой из них. Несмотря на довольно высокую ориентацию рассматриваемых зданий по отношению



Фиг. 3. Фасад домов первой группы

к преобладающему направлению сейсмического воздействия, в каждой из осей зданий (или) в осевых перпендикулярных направлениях наблюдались различные деформации как, в плоскости, так и из плоскости стены. На фиг. 4 и 5 приведены фотографии характерных разрушений этих домов. Приведенные на с. 141 точки зрения рассмотренных методов расчета.



Фиг. 4. План стен домов второй группы

1 случай. Разрушение стен при деформациях в плоскости стены; косые трещины в простенках и глухих участках стен. Косые трещины являются следствием деформации стен в своей

плоскости при землетрясении. Стена, деформирующаяся в своей плоскости, в наибольшей степени соответствует расчетным схемам всех рассмотренных методов определения сейсмических сил. Наибольший интерес представляют трещины в простенках наружных стен восьми домов первой группы. Характер распределения этих трещин подтверждает известную закономерность распределения их между широкими и узкими простенками. При наличии простенков разной ширины наиболее пострадавшими оказываются широкие простенки. В наружных стенах этих домов наглядно проявляется еще одна интересная закономерность распределения интенсив-



Фиг. 5. Фасад домов второй группы

ности повреждения простенков трещинами. В стенах по оси А (фиг. 2) наиболее пораженными косыми трещинами являются простенки второго этажа. Здесь наблюдается большее, чем в первом этаже, раскрытие трещин в простенках (фиг. 6). В стене по оси В наблюдается иная картина распределения трещин в простенках по этажам. Здесь большее повреждение получили простенки первого этажа (фиг. 7). Стены по оси А и В различаются тем, что стены по оси А загружены междуэтажным и чердачным перекрытиями, тогда как стена по оси В нагрузок от перекрытия не несет (балки перекрытия опираются на поперечные стены). Нагрузки от перекрытий влияют на распределение нормальных сжимающих усилий между простенками первого и второго этажей в стенах по оси А и В. Изменение сжимающих усилий влияет на величину главных растягивающих напряжений в простенках. При прочих равных условиях увеличение напряжения сжатия уменьшает величину главных растягивающих усилий. Наблюдения показывают, что косыми трещинами в большей степени поражаются простенки верхних этажей. Это объясняется тем, что обычно обращают на себя внимание трещины в продольных стенах, где чаще всего встречается большое количество простенков разной ширины и на которые, как правило, опираются балки перекрытий. Влияние нагрузки от перекрытий на распределение косых трещин по этажам заметно также и во внутренних стенах. Так, в стенах второй группы домов, где балки перекрытий опираются на внутренние стены, большее раскрытие косых трещин наблюдается во втором этаже этих стен. Во внутренних стенах первой группы домов по осям II и III между осями А и В, т. е. на участках внутренних стен, не

несущих нагрузки от перекрытий, наоборот, более интенсивное раскрытие косых трещин отмечается в первом этаже и так далее. Отмеченные закономерности распределения трещин по этажам позволяют проанализировать



Фиг. 6. Разрушение стен по оси А в домах первой группы

практическую приемлемость рассмотренных эпюр распределения сейсмических сил по высоте.

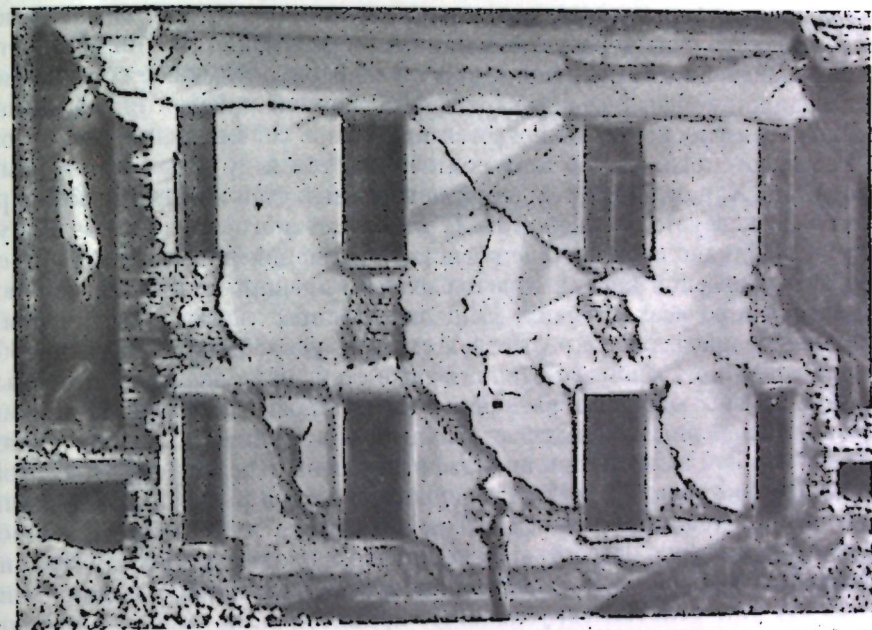
В табл. 1 сведены результаты определения значений главных растягивающих напряжений в простенках первой группы домов.

Таблица 1

Главные растягивающие напряжения в простенках продольных стен жилых домов первой группы

1	Этаж	Главные растягивающие напряжения в простенках			Отношение главных растягивающих напряжений в простенках первого и второго этажей		
		3	4	5	А	Б	В
Стена по оси А	1	0,58	0,54	0,115	2,1	1,38	0,66
	2	0,28	0,36	0,24			
Стена по оси В	1	0,96	0,89	0,240	2,2	2,0	0,85
	2	0,43	0,45	0,285			

Графа 3 содержит значения величин главных растягивающих напряжений в простенках, подсчитанных на основании метода определения сейсмических сил по ПСП-101-51, т. е. по формуле $S = \alpha K_s Q$. Значение α принято нами равным 5. Определение главных растягивающих напряжений в простенках производилось по схеме расчета стен при деформациях в их плоскости, предложенной М. Я. Пильдинем.



Фиг. 7. Разрушение стены по оси В в домах первой группы

Вес части здания, расположенной выше середины проемов каждого рассматриваемого этажа, распределялся между продольными стенами пропорционально грузовым площадям и умножался на коэффициенты αK_s . Горизонтальная нагрузка, приходящаяся на данную стену, распределялась между отдельными простенками каждого этажа пропорционально их жесткостям, с учетом деформаций сдвига и изгиба. Найденные для каждого простенка горизонтальные сейсмические силы прикладывались на уровне верха проемов. Главные растягивающие напряжения в простенках определялись с учетом нормальных напряжений по формуле

$$\sigma_{гп} = \frac{\sigma}{2} \pm \frac{1}{2} \sqrt{\sigma^2 + 4\tau^2};$$

при распределении усилий между простенками принималось, что величина $G : E = 0,42$, где G — модуль сдвига, E — модуль упругости. В графе 4 приведены результаты определения главных растягивающих напряжений с учетом распределения сейсмических сил по эпюре И. Л. Корчинского, в графе 5 — по эпюре В. Т. Рассказовского. Верхние ординаты эпюр, так же как и в предыдущем случае, были приняты равными $5 K_s Q$. Распределение усилий между простенками и метод определения главных растягивающих напряжений в простенках точно соответствовал ранее описанному.

Анализ таблицы показывает, что большее несоответствие расчетных

данных характеру повреждения простенков косыми трещинами наблюдается при применении метода ПСП-101-51. Несоответствие это особенно заметно в стене по оси А. Здесь расчетные значения главных растягивающих напряжений в простенках первого этажа более чем в два раза превосходят эти значения в соответствующих простенках второго этажа. В действительности же наибольшее разрушение при землетрясении получили простенки второго этажа. С введением поправки И. Л. Корчинского противоречие это проявляется меньше, однако несоответствие характера разрушения простенков по оси А расчетным данным не устраняется. Погрешность может быть оценена не менее чем в 40%. Значительно лучшее совпадение расчетных данных с фактическим характером разрушений стен при деформациях их в своей плоскости наблюдается при эпюре сейсмических нагрузок В. Т. Рассказовского. Вывод этот подтверждается и другими примерами расчетов стен. Характер повреждений поперечных стен жилых домов первой группы согласуется с эпюрой В. Т. Рассказовского лучше, чем в других случаях. Однако соответствие расчетных значений напряжений в простенках и фактической картины распределения трещин по этажам наблюдается здесь не во всех случаях. Если при распределении сейсмических сил по эпюрам предыдущих расчетных схем не удастся объяснить преобладающее развитие трещин во втором этаже стен, нагруженных перекрытиями, то здесь наблюдается обратная картина. Относительно заниженными оказываются значения главных растягивающих напряжений в простенках первого этажа. Это заметно при анализе разрушений стен по оси В. В этой стене больше пострадали простенки первого этажа, а расчетные значения растягивающих усилий в первом этаже несколько меньше, чем в простенках второго этажа. Несоответствие данных доходит до 20%. Причиной несоответствия данных расчета и повреждений зданий можно считать, как это уже отмечалось, условность принятой расчетной схемы стены в виде бруса с равномерно распределенной массой.

На характер теоретической эпюры нагрузок могли оказать влияние и другие факторы, не учтенные при ее построении, например нелинейность упругих характеристик каменной кладки, переменное значение модуля упругости по высоте здания (значение модуля зависит от напряжения сжатия), внутреннее поглощение энергии в материале кладки при колебаниях, податливость сопряжений отдельных узлов здания и др. Влияние каждого из этих факторов значительно затрудняет теоретические исследования вопросов сейсмостойкости реальных зданий и сооружений. Условность современных представлений о характере и интенсивности колебаний почвы при сильных землетрясениях осложняет эту задачу. Существенным дополнением к теоретическим методам исследования в этом случае является анализ последствий землетрясений. Изучение характера распределения интенсивности повреждений стен по этажам при землетрясениях показывает, что ординаты сейсмических сил в стенах, деформирующихся в своей плоскости, находятся где-то между кривой деформаций первой формы колебаний сдвига, принятой за основу И. Л. Корчинским, и эпюрой В. Т. Рассказовского, в основу построения которой положено действие коротких импульсов в основании сооружения. Этот вывод может иметь практическое значение, так как позволяет уточнить эпюру распределения сейсмических сил по высоте при рассмотренных видах деформаций стен зданий. Другой не менее важный вывод, который может быть сделан на основе анализа повреждений зданий с точки зрения рассмотренных теоретических предпосылок, заключается в том, что причиной разрушения стен при деформациях в своей плоскости являются импульсивные составляю-

щие сейсмического воздействия. Это вытекает не только из того, что закономерность распределения косых трещин по этажам лучше согласуется с эпюрой сейсмических нагрузок, в основу построения которой положен закон импульсивного воздействия на основание рассматриваемого сооружения, но подтверждается и другими факторами. Сравнение фактических повреждений стен зданий разной этажности показывает, что косые трещины поражают в разной степени стены одно-, двух-, трех- и даже четырехэтажных зданий. Повышение этажности не связано с увеличением разрушения стен при деформации их в своей плоскости от главных растягивающих напряжений. Об этом свидетельствуют многочисленные примеры повреждений зданий при землетрясениях. Стены многих одноэтажных домов отличного качества из хорошего обожженного кирпича получили значительные повреждения косыми трещинами. Сравнение разрушений приблизительно одинаковых по планировке и конструктивному оформлению зданий в 2—4 этажа, претерпевших землетрясение, показывает, что стены двухэтажных домов пострадали от косых трещин не меньше, чем стены с большим количеством этажей, а разрушение двухэтажных домов, при удовлетворительном качестве кладки, не превосходит разрушения одноэтажных домов хорошего качества.

Отмеченная закономерность не может быть объяснена эпюрой сейсмических нагрузок ПСП-101-51. Не объясняет ее и гипотеза И. Л. Корчинского, основанная на законе гармонического характера сейсмических воздействий, связанного с явлениями резонанса. Здесь расчетные значения сейсмических сил, а следовательно, и главных растягивающих напряжений, возрастают с увеличением количества этажей. Противоречие это не наблюдается, если исходить из расчетной схемы, в основу которой положен импульсивный характер сейсмического воздействия. Максимальная ордината эпюры сейсмических нагрузок определяется в этом случае величиной

$$q = 4,9\pi \frac{S}{l} \sqrt{\frac{2G}{\alpha \mu}},$$

где S — импульс на единицу длины стержня; l — длина стержня (высота здания); G — модуль сдвига; α — коэффициент формы; μ — масса на единицу длины. Эпюра нагрузок с верхней ординатой, зависящей от импульса по указанному соотношению, хорошо согласуется с закономерностью повреждений стен зданий косыми трещинами в зависимости от этажности.

Ввиду отсутствия обоснованных характеристик действующих на основании сооружений импульсов, формула В. Т. Рассказовского не даст абсолютных значений ординат эпюры сейсмических нагрузок. Анализ повреждений зданий при землетрясениях позволяет считать, что максимальное значение ординаты нагрузок, при распределении нагрузок по этой эпюре, может быть принято для двухэтажных зданий равным примерно 0,5—0,6 Q или 5—6 KcQ .

2-й случай. Разрушение стен при деформациях в плоскости — выпучивание стен между перекрытиями, сдвиг в сопряжении стен с антисейсмическим поясом.

В случае, когда конструкция здания такова, что расстояния между стенами в плане позволяют рассматривать перекрытия как опоры для стен, деформирующихся из своей плоскости, деформации этих стен при действии горизонтальных нагрузок происходят по схеме деформации плиты между опорами в уровне перекрытий. Эта наиболее рациональная конструктивная схема здания может быть обеспечена при создании надежной связи перекрытий со стенами продольного и поперечного направлений. Вопросы

обеспечения надежной связи перекрытий со стенами приобретают особенно важное значение в сейсмостойком строительстве. При деревянных перекрытиях уменьшению этой связи, так же как и увеличению жесткости перекрытий в своей плоскости, в значительной степени способствуют антисейсмические пояса, укладываемые в плоскости перекрытий. Положительная роль антисейсмических поясов может проявиться в полной мере, когда они уложены по всем стенам и связаны с перекрытиями по всему пери-



Фиг. 8. Сдвиг верхней части стены относительно антисейсмического пояса вверх простенка второго этажа

метру. В рассматриваемых примерах разрушений перекрытия не были связаны со стенами во всех направлениях (в домах первой группы вообще отсутствовали анкеры между элементами перекрытий и стенами), антисейсмические пояса были уложены по наружным стенам и запущены во внутренние стены на 1—1,2 м. Такая конструкция поясов и отсутствие анкеров между всеми стенами и перекрытиями не обеспечивают надежности опирания стен в зоне перекрытий при деформациях от горизонтальных нагрузок, поэтому эти примеры не могут быть использованы для анализа рассматриваемых деформаций.

На фиг. 8 показаны деформации наружной стены двухэтажного здания. На фотографии заметно выпучивание стен между антисейсмическим поясом, уложенным только под чердачным перекрытием, и цоколем здания. Отношение расстояния между этими опорами к толщине стены равно 16, т. е. значительно превосходит нормативные пределы. Расчет прочности рассматриваемого участка стены показывает, что деформации его вполне могут быть вызваны нормативным значением сейсмических нагрузок при $\alpha = 1$. Здесь не наблюдается расхождения принятой в ПСП-101-51 величины нормативной сейсмической нагрузки с фактическими деформациями, которое отмечается во всех случаях разрушения стен при деформациях в своей плоскости. Среди многочисленных примеров рассмотренных нами разрушений зданий при Ашхабадском 1948 г., Чаткальском 1946 г. и других землетрясениях нет данных, свидетельствующих о том, что величина нормативных сейсмических нагрузок не соответствует характеру деформаций выпучивания стен между перекрытиями. Объясняется это, очевидно, тем, что динамические характеристики элементов стен при этих деформациях

таковы, что динамический коэффициент, зависящий от этих характеристик, не превышает единицы.

Таких выводов нельзя сделать, если рассматривать вопрос обеспечения связи стен, деформирующихся из своей плоскости, с антисейсмическим поясом или перекрытием.

Фактические скалывающие усилия в местах сопряжения этих элементов значительно превосходят те, которые могут быть вызваны нормативным значением сейсмических нагрузок. В рассмотренном примере скалывающее усилие на 1 пог. м сопряжения стены с перекрытием при нормативном значении сейсмической нагрузки составляет не более $\frac{1}{3}$ расчетного сопротивления без учета силы трения. Между тем на фиг. 8 отчетливо видны следы сдвига в сопряжении стены с поясом. Усилия, возникающие в сопряжении стен с перекрытиями, зависят не только от динамических характеристик стены, деформирующейся из своей плоскости, но в значительной мере определяются динамическими характеристиками перекрытия и стен перпендикулярного направления, связанных с ним и обеспечивающих совместно с ним пространственную жесткость здания в целом.

Расчетная схема сопряжения не может быть представлена в виде одного элемента, как это было принято во всех рассмотренных нами теоретических рекомендациях по определению величины и характера распределения сейсмических сил.

Стык является соединением двух колеблющихся систем. Усилие в стыке зависит от упругих характеристик каждого из сопрягаемых элементов, поэтому ни одна из рассмотренных теоретических предпосылок по определению сейсмических сил, действующих на сооружение, не может быть распространена на определение усилий в стыках.

В качестве иллюстрации этого положения рассмотрим сопряжения стен в домах первой и второй групп, для которых был проанализирован характер повреждения стен косыми трещинами. При отсутствии замкнутых антисейсмических поясов, отрыву продольных стен от поперечных противостоит сопротивляемость поперечных стен растягивающим усилиям. Анализ показывает, что в домах второй группы усилие, отрывающее продольную стену от поперечной при нормативном значении сейсмической нагрузки, меньше сопротивляемости кладки в 13 раз. В домах первой группы нормативное значение инерционных сил, отрывающих наружную продольную стену от поперечных, меньше прочности сечения последних почти в 7 раз. Между тем во всех случаях продольные стены оторвались от поперечных. В этих примерах не учитывалось дополнительное сопротивление отрыву продольных стен за счет запущенных в поперечные стены концов антисейсмических поясов. Не трудно видеть, что объяснение этих разрушений невозможно и при других рассмотренных нами гипотезах о распределении сейсмических сил в здании.

Динамические коэффициенты и характер распределения сил по высоте здания, хорошо согласующиеся с повреждением стен при деформации в своей плоскости или из плоскости, неприемлемы для расчета сопряжений этих стен. При анализе напряженного состояния стыка необходимо исходить из расчетной схемы, учитывающей упругие характеристики всех сопрягаемых элементов. Особенно это важно при анализе действия нагрузок типа сейсмических, которые характеризуются одновременным действием колебательных процессов с различными толчками типа импульсов. Отдельные составляющие сейсмического воздействия могут вызвать максимальный динамический эффект в одном из сопрягаемых элементов, другие — в другом. Взаимодействие этих элементов может вызвать в стыке

усилия, значительно превосходящие те, которые определяют деформации каждого элемента в отдельности.

Анализ основных разрушений зданий при землетрясениях будет не полным, если не упомянуть деформаций поперечного расслоения кладки стен. Поперечное расслоение стен при землетрясениях встречается в двух принципиально различных видах. Первый вид расслоения связан с клад-



Фиг. 9. Отслоение наружных рядов кладки в простенках

кой, где поперечная перевязка между отдельными продольными рядами очень слаба. Примеры подобного расслоения стен наблюдаются при землетрясениях в районах, где распространено строительство из каменных материалов без надлежащей перевязки отдельных слоев. Для нас этот вид разрушения не представляет принципиального интереса, так как он связан с определенными конструктивными недостатками стен и не может служить основанием для каких-либо обобщений. Единственный вывод, который может быть сделан из внимательного рассмотрения этих деформаций, заключается в том, что применяя конструкции стен из отдельных слоев, необходимо связывать с перекрытиями не отдельные слои, а всю толщу стены единичными горизонтальными связями.

Другой вид поперечного расслоения кладки при землетрясениях встречается значительно реже, однако для нас он представляет значительно больший интерес. Этот вид расслоения встречается в наиболее напряженных элементах стен при очень интенсивных землетрясениях, где ярко проявляется вертикальная составляющая сейсмического воздействия.

Причиной его является раздавливание кладки. Примеры такого расслоения приведены на фиг. 9. Ускорение вертикальной составляющей сейсмического воздействия при землетрясении оценивается многими исследователями величиной не менее чем ускорение силы тяжести. Характер расслоения не вызывает сомнений в причине, его вызвавшей. Расслоение нижней части стены, затухание расслоения кверху свидетельствуют о том, что причиной повреждения явились в основном вертикальные силы.

Влияние вертикальной составляющей землетрясения проявляется значительно чаще в железобетонных конструкциях. Интенсивные землетрясения сопровождаются обычно отслаиванием защитных слоев, а также раздавливанием опорных частей железобетонных колонн. Большая уязвимость железобетонных конструкций по сравнению с кладкой объясняется главным образом тем, что элементы каменных стен назначаются часто не по расчету на прочность, а по теплотехническим или конструктивным соображениям и имеют поэтому значительные коэффициенты недогрузки.

Примеры проявления разрушительного действия вертикальной составляющей сейсмического воздействия показывают, что в случаях, когда сечения несущих конструкций зданий, возводимых в эпицентральных зонах, назначаются по расчету на прочность, необходимо учитывать возможное увеличение собственного веса от действия этой составляющей.

Обследования последствий землетрясений показывают, что вертикальное ускорение почвы при землетрясении может достигать значений ускорения силы тяжести и даже превосходить его.

Многие иностранные нормы учитывают возможное увеличение собственного веса конструкций при землетрясениях. Итальянские нормы при расчете сооружений для сейсмических районов учитывают возможное увеличение веса в 1,5 раза, чилийские в 1,2 раза, и др. В нашей расчетной практике влиянием вертикальной составляющей сейсмического воздействия обычно пренебрегают. Это может привести к значительным погрешностям в оценке сейсмостойкости зданий, возводимых в плейстосейсмических областях. Приведенный анализ основных повреждений зданий при землетрясениях показывает, что все рассмотренные методы расчетов являются весьма условными и могут иметь ограниченную область распространения. В наиболее значительном противоречии с фактическими данными находятся расчетные требования действующих норм. Применение их в инженерных расчетах не приводит к заметному снижению сейсмической сопротивляемости зданий потому, что эти противоречия не могут проявиться в полной мере вследствие обязательного выполнения специальных конструктивных мероприятий по усилению отдельных узлов здания и ограничения габаритов отдельных конструкций его, которые назначаются действующими нормами независимо от расчета. Мероприятия эти общезвестны, разработаны они в основном на анализе фактического поведения зданий и сооружений при землетрясениях. В инженерной практике расчет с учетом сейсмических сил носит вспомогательный характер и приемлем только в тех случаях, когда сейсмостойкость здания обеспечена этими конструктивными мероприятиями. Совершенно иное значение приобретают данные расчетов, когда они принимаются в основу определенных обобщающих выводов по вопросам сейсмостойкости. Здесь расчет имеет основное значение. Расчетные предпосылки должны в этом случае отвечать характеру исследуемого явления. Между тем в практике исследований отдельных вопросов сейсмостойкости зданий и сооружений часто не учитывают это обстоятельство.

В качестве примера можно привести исследования Б. Н. Завадивкера [3], опубликованные в 1955 г. Содержащиеся в его статье рекомендации об усилении простенков армированием для предотвращения разрушений их при деформациях в своей плоскости, основанные исключительно на расчетах с учетом нормативной эпюры распределения сейсмических сил, не соответствуют действительной картине разрушения простенков при землетрясениях и, следовательно, не могут способствовать увеличению сейсмостойкости зданий. Имеются и другие примеры не критического отношения исследователей к степени условности применения нормативных сейсмических нагрузок к исследованию вопросов сейсмостойкости зданий.

В настоящее время выдвигаются задачи внедрения промышленных методов ведения строительных работ в практику сейсмостойкого строительства. Это связано с применением новых материалов. Эмпирические мероприятия по усилению зданий и сооружений, разработанные на основе предшествующего опыта строительства в сейсмических районах, не всегда могут быть механически перенесены в практику при этих условиях.

Новые материалы и конструкции требуют создания соответствующих им нормативных указаний. Особенное значение приобретают вопросы решения надежности сопряжений отдельных элементов здания между собой. Вопросы эти не могут быть решены, как это показано выше, на основе существующих методов расчета строительных конструкций. Необходимо создание новых расчетных схем и теоретических предпосылок. Необходимо также расширить исследования в области изучения динамических характеристик различных материалов и современных конструкций и, что не менее важно, характеристик колебания почвы при землетрясениях.

ЛИТЕРАТУРА

1. И. Л. Корчинский. Расчет сооружений на сейсмические воздействия. Изд. лит. по стрит. и арх., 1954.
2. Положение по строительству в сейсмических районах (ПСН-101-51). Изд. лит. по стрит. и арх., 1952.
3. Б. Н. Завадивкер. О выборе конструктивной схемы жилого здания с учетом сейсмических сил. Строительная промышленность, № 7, 1955.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Жизнь и деятельность Г. А. Гамбурцева	5
I. ТЕКТОНИКА И СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ	
Г. А. Гамбурцев, П. С. Вейцман, Н. И. Давыдова, Ю. В. Тулина. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры на Северном Тянь-Шане	13
Г. А. Гамбурцев, П. С. Вейцман. Особенности строения земной коры в районе Северного Тянь-Шаня по данным глубинного сейсмического зондирования и сопоставление с данными геологии, сейсмологии и гравиметрии	24
И. П. Косминская. О применении ГСЗ в различных районах СССР	38
Е. Д. Шлыгин. Основные черты геологии Северного Тянь-Шаня	41
Д. Н. Казанли. Геология Северного Тянь-Шаня в связи с его сейсмичностью	53
В. Н. Крестников. О связи геологических и сейсмических явлений Тянь-Шаня	81
II. ВОПРОСЫ СЕЙСМИЧНОСТИ	
С. И. Масарский. О работе Северотяньшаньской геофизической станции	97
Н. А. Введенская, А. А. Фогель. О карте эпицентров Северного Тянь-Шаня	106
В. И. Кейлис-Борок, Л. Н. Малиновская. О дислокациях в очагах слабых землетрясений Северного Тянь-Шаня	118
III. ВОПРОСЫ СЕЙСМОСТОЙКОГО СТРОИТЕЛЬСТВА	
М. М. Кукебаев. Исследования в области сейсмостойкого строительства в Казахской ССР	125
В. В. Бирюков. Опыт проектирования и строительства зданий в г. Алма-Ата	130
Н. В. Бухвостов. Анализ деформаций зданий при землетрясениях на основе современных методов расчета строительных конструкций на сейсмостойкость	137