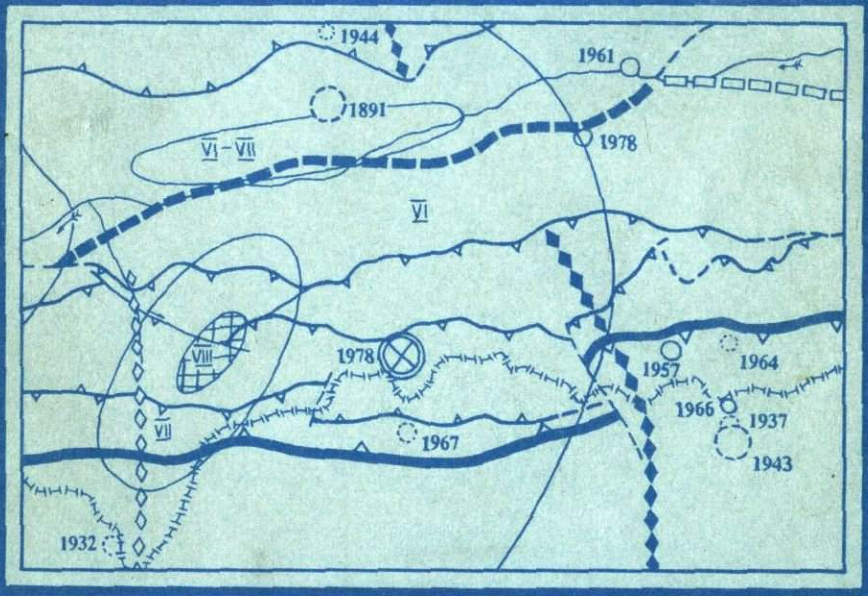
А.А. НИКОНОВ, А.В. ВАКОВ, И.А. ВЕСЕЛОВ

Сейсмотектоника и землетрясения зоны сближения Памира и Тянь-Шаня



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ СОВЕТ ПО СЕЙСМОЛОГИИ
И СЕЙСМОСТОЙКОМУ СТРОИТЕЛЬСТВУ
ПРИ ПРЕЗИДИУМЕ АКАДЕМИИ НАУК СССР

А.А. НИКОНОВ, А.В. ВАКОВ, И.А. ВЕСЕЛОВ

Сейсмотектоника и землетрясения зоны сближения Памира и Тянь-Шаня

5361

ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
Москва 1983

УДК 551.24:551.43:550.343.62:925.24

Никонов А.А., Ваков А.В., Веселов И.А. Сейсмотектоника и землетрясения зоны сближения Памира и Тянь-Шаня. М.: Наука, 1983.

В книге изложены результаты многолетних исследований одного из наиболее сложных регионов горной Средней Азии, обобщен фактический материал по структуре, новейшим движениям и сейсмотектонике региона за последние 20 лет; дифференцированно по этапам и зонам даны количественные характеристики движений в позднем кайнозое. Рассмотрены принципиальные вопросы структуры и истории, соотношения горизонтальных и вертикальных движений. Охарактеризованы геологические условия, последствия и процессы в очагах сильных землетрясений 1974 и 1978 гг. Дан долгосрочный прогноз сильных землетрясений в регионе.

Книга рассчитана на научных и инженерных работников в области динамической и инженерной геологии, геотектоники, геоморфологии, сейсмологии.

Табл. 10, ил. 75, библиогр. 396 назв.

Ответственный редактор

доктор геолого-минералогических наук Ю.К. ЩУКИН

Андрей Алексеевич Никонов
Александр Вячеславович Ваков
Игорь Анатольевич Веселов

СЕЙСМОТЕКТОНИКА И ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ЗОНЫ СБЛИЖЕНИЯ ПАМИРА И ТЯНЬ-ШАНЯ

Утверждено к печати Междуведомственным советом по сейсмологии и сейсмостойкому строительству при Президиуме АН СССР

Редактор *А.М. Гладкова*. Художник *Д.И. Бочаров*
Художественный редактор *С.А. Литвак*. Технический редактор *Н.А. Кубышкина*
Корректор *М.А. Марченко*

ИБ № 27390

Подписано к печати 21.12.82. Т – 21160. Формат 60x90 1/16
Бумага офсетная № 1. Печать офсетная. Усл.печ.л. 15,0+0,6 вкл.
Усл.кр.-отт. 15,7. Уч.-изд.л. 19,9. Тираж 650 экз. Тип.зак. 1939
Цена 3 руб.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва, В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

1903020000–044
Н ——————— 24-83-I
055 (02)–83

© Издательство "Наука", 1983 г.

ВВЕДЕНИЕ

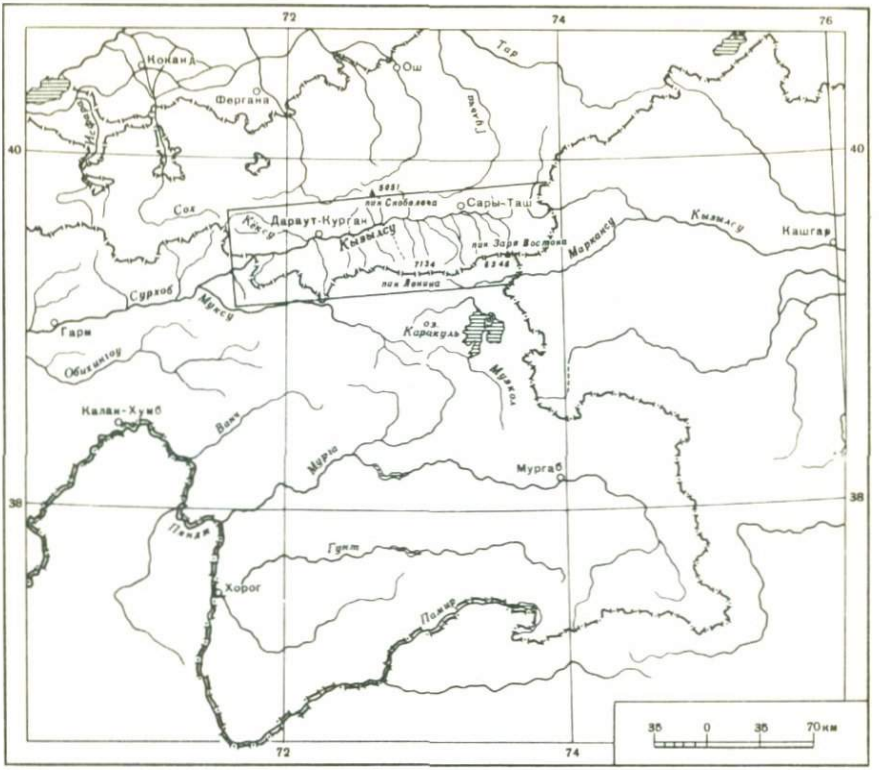
В пределах высокогорной и высокосейсмичной области Средней Азии немного узловых районов, которые привлекали бы такое внимание тектонистов, вызывали бы столь серьезные противоречия во взглядах, как область сочленения Памира и Тянь-Шаня. Под зоной (областью) сближения Памира и Тянь-Шаня понимается участок земной коры, включающий структуры Алайской впадины и обрамляющих ее новейших поднятий Алайского хребта и Северного Памира (с Заалайским хребтом). Значительная часть этой области, Алайская впадина с горным обрамлением (рис. 1), в структурном и историко-геологическом отношении совершенно различно трактовалась геологами разных поколений. В частности, на материалах по этому и соседним регионам вырабатывались и проверялись региональные представления фиксистов и мобилистов. Анализ нового материала, прежде всего по неотектонике и сейсмотектонике, необходим как для продвижения в решении кардинальных тектонических вопросов, так и для оценки сейсмической опасности.

Сильные землетрясения 1974 и 1978 гг. в Алайской впадине, происшедшие после длительного периода относительного сейсмического спокойствия и потому для многих специалистов неожиданные, вызвали повышенный интерес к району и со стороны сейсмологов. Землетрясение 1978 г. было первым сильным землетрясением Средней Азии, предварявшимся оправдавшимися прогнозными оценками. Анализ прогнозных оценок разными способами, в том числе на основе гипотезы миграции очагов, использованных и упущенных возможностей прогноза стал совершенно необходим после упомянутых сильных землетрясений.

Воссоздание макросейсмического поля, анализ последствий и выявление конкретных условий возникновения сильных землетрясений 1974 и 1978 гг. потребовали специальных исследований ввиду необычности некоторых параметров землетрясений (соотношения магнитуды и балльности землетрясения 1974 г., положения и формы очага землетрясения 1978 г.). Есть основания считать, что фаза сейсмической активности в Алайской впадине не завершена и продолжится по крайней мере до конца столетия. В близком будущем здесь могут проявиться землетрясения с $M > 6{,}5$.

Таким образом, геологические и сейсмологические материалы по региону, тем более их совокупный анализ на современном уровне, имеют как научное, так и прикладное значение. Однако настоящая книга, обобщающая новый фактический материал и сейсмотектонические представления за 20 лет (после книги Н.Н. Леонова "Тектоника и сейсмичность Памиро-Алая", 1961 г.), имеет не только региональный интерес.

Исследования в данном регионе использованы для разработки, апробирования и доведения до реальных результатов палеосейсмогеологического метода (метода палеосейсмодислокаций). Впервые в высокосейсмичной



Р и с. 1. Расположение изученного региона

области Средней Азии предпринята попытка в массовом масштабе не только обнаружения палеосейсмодислокаций разных типов, но и определения их возраста и магнитуды породивших их землетрясений. Использованы новые, ранее не применявшиеся в этих целях лихенометрический и радиоуглеродный методы определения возраста сейсмодислокаций и землетрясений прошлого.

В результате новых разработок для Алайской впадины получен обширный материал о сильных землетрясениях прошлого с указанием их основных параметров: места, магнитуды, времени. Эти результаты позволили на не имевшемся ранее ни для одного района Средней Азии статистическом материале провести количественное сопоставление сейсмических и палеосейсмических данных со структурой и неотектоникой территории, выявить генетические соотношения оценить сейсмическую опасность региона.

То обстоятельство, что долгосрочный прогноз землетрясения 1978 г. на основе гипотезы миграции оправдался, заставило использовать ее для дальнейших долгосрочных оценок сильных землетрясений в районе, что и было сделано с указанием возможных мест, магнитуды и времени.

Экспедиционные работы в районе проводились в течение пяти сезонов (1973, 1975, 1978–1980 гг.), в том числе во время двух последних всеми

тремя авторами. В труднодоступных местах широко использовались конные и пешие маршруты. Было совершено несколько вертолетных облетов. Анализ собственно сейсмологических материалов осуществлен по публикациям 1962–1980 гг.

При полевых исследованиях в качестве главных задач были выдвинуты следующие:

1) уточнение существующих геологических карт для выяснения приповерхностной структуры и конкретных характеристик зон разломов и отдельных разрывов;

2) выявление соотношения поверхностной структуры со структурой более глубоких частей коры путем составления поперечных разрезов, прослеживания тектонических контактов по простиранию и падению, использования, к сожалению, немногочисленных данных бурения и ВЭЗ;

3) уточнение стратиграфии и геохронологии позднекайнозойских и особенно четвертичных отложений для выделения основных тектонических фаз и поэтапных количественных оценок движений регионального характера и по отдельным разрывам;

4) подробное изучение голоценовых деформаций и палеосейсмодислокаций с целью восстановления кинематики, точного возраста и количественных характеристик сейсмических и асейсмических подвижек, соотношения их с геологической структурой и кинематикой разрывов, с одной стороны, и с современной сейсмичностью – с другой.

5) специальное исследование эпицентральных областей сильных землетрясений 1974 и 1978 гг. для выявления соотношения поверхностных дислокаций, поля изосейст и геологической структуры и расширения возможностей реконструкции некоторых параметров палеоземлетрясений.

При полевых работах авторы пользовались содействием и вниманием директора Института сейсмологии АН Киргизской ССР члена-корреспондента АН Киргизской ССР К.Е. Калмурзаева, кандидата физ.-мат. наук К.Д. Джанузакова, К.Х. Исмаилахунова, Т.К. Аманкулова. Большая помощь была оказана председателем Алайского райисполкома Б.О. Осмоновым, директором совхоза "Кашка-Суу" Ш.Е. Егембердиевым, местными жителями. Выполнение анализов обеспечено Л.Д. Сулержицким (^{14}C), М.М. Пахомовым (палинология), Т.Ю. Шебалиной (лихенометрия).

В полевых работах принимали участие Е.А. Аскинази, А.В. Корниенко, Г.А. Лебедев, М.А. Никонова, М.М. Пахомов, Л.С. Сафронова, Т.Ю. Шебалина. Большой объем технической работы выпал на долю К.И. Никоновой. Авторы искренне признательны всем названным товарищам.

Главы 1, 3 написаны А.В. Ваковым и А.А. Никоновым, главы 2, 4 – А.А. Никоновым и А.В. Ваковым, главы 6, 8 – А.А. Никоновым и И.А. Веселовым, остальные главы – А.А. Никоновым. Этому же автору принадлежат руководство работами, общий замысел и редакция книги.

ГЛАВА 1

ЭВОЛЮЦИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ

История изучения Алайской впадины и ее горного обрамления, особенно на первых этапах, тесно связана с историей исследования всей горной Азии. Однако мы постараемся остановиться подробно только на тех идеях, мнениях и выводах, которые так или иначе имеют отношение к теме и региону наших исследований.

Изучение Средней Азии разбивается на 4 этапа: 1) дореволюционный (до 1917 г.), 2) период с 1917 по 1941 г., 3) послевоенный (1945 – конец 50-х годов), 4) современный (60–80-е годы). Четкого рубежа между 3-м и 4-м периодами нет, они рассматриваются совместно. Качественно более высокий уровень геологических исследований начиная с 60-х годов обусловлен проведением геофизических работ.

ДОРЕВОЛЮЦИОННЫЙ ЭТАП

Первые научные работы, претендующие на тектоническую интерпретацию рельефа Центральной Азии, опубликованы А. Гумбольдтом и Р. Рихтгофеном в XIX в. Важнейшим субмеридиональным орографическим элементом Центральной Азии они считали Болор, а с местами пересечения последним субширотных хребтов связывали проявление якобы современного вулканизма. Ф. Рихтгофен [391] впервые указал на дугообразность, с выпуклостью к югу, горных систем Тянь-Шаня и соприкосновение их с Гималаями.

И.В. Мушкетов и Г.Д. Романовский заложили основу последующих геологических представлений. В 1881 г. ими была составлена первая геологическая карта Средней Азии. И.В. Мушкетов практически отверг представления о современном вулканизме Памира и Тянь-Шаня, а также установил отсутствие меридиональных структур, в том числе и Болора, в пределах Тянь-Шаня. Им впервые была подмечена закономерность надвигания жестких приподнятых массивов кристаллических пород на смежные депрессии, которая рассматривалась как следствие общего тектонического процесса сжатия [208][1].

В трехтомном труде Э. Зюсса [392] выдвинута гипотеза контракции Земли, и с этих позиций рассмотрено развитие Средней Азии на основе материалов И.В. Мушкетова.

Основным результатом геоморфологических экспедиций начала века [377, 375] явился вывод о дифференциально-блоковом характере движений блоков земной коры по ограничивающим их вертикальным разломам. При этом правильно обращалось внимание на неодинаковую скорость движения различных частей одного блока, что приводило к перекосам

[1] В литературе эта закономерность известна как "правило Леукса", хотя последний проводил свои исследования в Центральной Азии позже И.В. Мушкетова.

глыб и асимметрии рельефа. Именно этим явлением объяснялась асимметрия Заалайского и Алайского хребтов в их поперечном сечении. Некоторые геоморфологи считали, что вертикальные движения являются следствием складчатых процессов крупного масштаба в земной коре. Так, по Е. Хентингтону [378], Центральный Тянь-Шань представляет собой антиклиналеподобное вздутие.

Интересными представляются выводы немецкого геолога П. Гребера [377], участника экспедиции Г. Мерцбахера в 1903 г., о единстве в мезозое и в начале кайнозоя Таримской платформы и современной Таджикской депрессии. По мнению П. Гребера, они были разъединены в конце неогена в результате воздымания Памира.

К. Леукс [383] пришел к выводу о более молодом, альпийском, возрасте складок в мезокайнозойских (!) отложениях, чем складок древних оснований хребтов.

В конце XIX–начале XX в. широко обсуждался вопрос о возрасте складчатости в горных сооружениях различного простирания. И.В. Мушкетов [208] считал, что северо-восточное направление горных хребтов обусловлено простиранием древних структур, а северо-западное – третичных и, возможно, современных геологических структур. В.Н. Вебер [51] предполагал, что возрастные соотношения северо-западного и северо-восточного простирания обратные. Ф. Махачек [384] в противоположность представлениям И.В. Мушкетова и В.Н. Вебера показал, что складчатые структуры северо-восточного и северо-западного простирания в Тянь-Шане равноправны и одновозрастны.

Таким образом, наметились два подхода к решению вопросов тектоники, в частности, к тектоническому районированию Средней Азии: пространственно-структурный (И.В. Мушкетов, В.Н. Вебер, Ф. Махачек и др.) и структурно-временной (К. Леукс). Последнее направление, как будет показано ниже, получило в дальнейшем наиболее логичное развитие в трудах В.М. Синицына, М.М. Кухтикова, В.В. Белоусова, Ю.Г. Леонова и др. Однако в рассматриваемый и последующий периоды определяющим в вопросах тектоники этой территории явился пространственно-структурный подход.

Наиболее ярко это выражено в работах Д.В. Наливкина [209–211]. Если его предшественники лишь намечали дугообразное строение горных цепей Средней Азии, то он четко выделяет и противопоставляет друг другу структурные дуги Тянь-Шаня и Памира, считая, что первые сформированы в герцинскую, а вторые – в киммерийскую и альпийскую эпохи складчатости. Границу между ними в Алайской долине он проводит по р. Кызылсу. Однако его суждения о надвиговой природе этой границы (Памирских и Тянь-Шаньских дуг) остаются основанными на видимом отсутствии в складчатых дислокациях Заалая (хотя имеются и исключения) юрских отложений. Большое значение надвиговым дислокациям придавал и Р. Клебельсберг [380]. Но основной его заслугой является выделение двух главнейших линеаментов рассматриваемого региона: Вахшского (Гиссаро-Кокшаальского) и Дарвазского (Дарваз-Каракульского) разломов альпийского возраста. Эти геологические наблюдения совместно с попыткой их обобщения Д.И. Мушкетовым [205], не проводившим резкой границы между Алаем и Заалаем, послужили началом уже более

чем полувековой дискуссии о структурных взаимоотношениях Памира и Тянь-Шаня.

На материалах исследователей дореволюционного периода основывается и работа Э. Аргана [5]. Тектоника Средней Азии рассматривается Э. Арганом с мобилистских позиций А. Вегенера [396] и объясняется сближением и взаимодействием континентов Ангариды (Евразии) и Гондваны (Индо-Африки). Давление на разделявшую их геосинклиналь Тетиса вызвало смятие геосинклинальных толщ и привело к образованию двустороннего орогена. К аналогичным заключениям пришел Л. Кобер [381], руководствуясь, однако, при этом гипотезой контракции.

Таким образом, геологическими исследованиями уже в первый период были поставлены основные проблемы тектоники Средней Азии: 1) проблема соотношения вертикальных и горизонтальных тектонических движений и их причин; 2) проблема тектонического районирования области сближения Памира и Тянь-Шаня, включающая и вопрос о границе между Алаем и Заалаем; 3) вопрос о поперечных структурах, в том числе и о поперечных поднятиях; 4) проблема генезиса, а следовательно, первичности и соотношения пликативных и дизъюнктивных дислокаций.

Уже в первый период исследований было установлено отсутствие современного вулканизма в Средней Азии, констатированы дугообразность в плане тектонических структур Памира и Тянь-Шаня и закономерность надвигания поднятых горных массивов на смежные депрессии, а также положено начало изучению Средиземноморской геосинклинали – Тетиса.

ПЕРИОД С 1917 ПО 1941 Г.

Основная роль в развитии взглядов на тектонику Памира и Алая в период с 1917 по 1941 г. несомненно принадлежит участникам Таджикско-Памирской экспедиции.

С 1916 по 1928 г. геологические исследования в Средней Азии ограничивались отдельными маршрутами. В 1928 г. состоялась советско-германская экспедиция на Памир, из результатов работы которой наибольший интерес представляет двухтомник Л. Нёта [389]. Этот исследователь установил, что сложная палеозойская структура области максимального сближения Памира и Алая была сформирована в герцинскую эпоху складчатости, а в третичное время складчатая область подвергалась оживлению, выразившемуся в поднятии блоков по разломам. Этот автор обнаружил на северном склоне Заалайского хребта надвигание палеозойских пород на меловые, а последних – на третичные, что послужило основанием относить главные воздымания к четвертичному времени.

Тектонике области Памирского скучивания посвящены также работы де Терра [395 и др.]. По его мнению, Куньлунь в эпоху герцинской складчатости был подвержен давлению с севера, однако следы этого воздействия уничтожены новейшими движениями, превратившими его в глыбовое нагорье. С теми же движениями новейшего времени он связывает надвиги к северу в Каракоруме и к югу в Гималаях. Небезынтересно отметить, что де Терра, стоявший на позициях крайнего мобилизма, не придавал особого значения шарьяжам и в своих построениях обходился без них.

Геологические исследования в Средней Азии приняли широкий размах с образованием в 1932 г. Таджикской комплексной экспедиции (ТКЭ), переименованной в 1933 г. в Таджикско-Памирскую экспедицию (ТПЭ). В ее работе принимали участие такие видные исследователи, как Б.Л. Борнеман, А.Р. Бурачек, Г.П. Горшков, И.Е. Губин, Н.Н. Дингельштедт, Н.Л. Корженевский, А.П. Марковский, Д.И. Мушкетов, Д.В. Наливкин, В.А. Николаев, С.К. Овчинников, Б.А. Петрушевский, А.В. Пейве, В.И. Попов, В.П. Ренгартен, Н.П. Туаев, Н.П. Херасков, П.К. Чихачев, М.И. Шабалкин, С.С. Шульц и др. Остановимся на наиболее важных для рассматриваемого региона результатах их исследований.

Д.В. Наливкин [210] предложил схему тектонического районирования востока Средней Азии, до сих пор являющуюся основой для тектонических карт этой территории, не претерпевшую принципиальных изменений [211–213]. Объединение и причисление в этой схеме всего Памира, Таджикской депрессии и тем более Гиссарского хребта к Средиземноморской геосинклинали в настоящее время вызывает, однако, недоумение.

Большую роль в познании тектоники Памира и Тянь-Шаня сыграли исследования В.А. Николаева [219–221]. Вслед за К. Леуксом и др. В.А. Николаев пришел к заключению о невозможности использования направления опрокидывания складок и падений надвигов для опредения направления движения горных масс. Этот вывод нередко забывается современными исследователями, привлекающими сравнительно однонаправленное запрокидывание складок для подтверждения, а разнонаправленность осевых плоскостей складок и поверхностей разрывов – для опровержения мобилистских концепций.

Ценные сведения по геологии и тектонике Северного Памира были собраны В.П. Ренгартеном [291, 292], впервые установившим, что в восточной части Заалайского хребта складки мезокайнозойских отложений запрокидываются не только на север, но и на юг. Первостепенное значение В.П. Ренгартен придает глыбовым движениям в альпийское время, северные падения осевых плоскостей складок южного склона Заалайского хребта он объясняет поддвиганием глыбовых массивов с юга [67].

Аналогичные наблюдения, касающиеся поведения в разрезе поверхностей разрывных нарушений, сделаны западнее, в бассейне р. Сельдары, Н.Н. Дингельштедтом [95–97] и М.И. Шабалкиным [356]. Они впервые констатировали наличие на южном склоне Заалайского хребта разрывов в палеозойских породах, поверхности которых падают в северных румбах. В дальнейшем вплоть до конца 60-х годов этот факт практически игнорировался.

При крупномасштабной съемке северного склона Заалайского хребта Б.А. Борнеманом и С.К. Овчинниковым [35, 36] впервые было установлено наличие пологих надвигов нижнемеловых красноцветов на кайнозойские отложения в северном направлении, а также детализирована стратиграфия меловой и палеогеновой систем. Эта работа сохранила свое значение до наших дней. Однако имеются и отдельные ошибочные интерпретации Б.А. Борнемана и С.К. Овчинникова. Так, выходы брекчированных известняков в междуречье Ачикташа и Джипаксу на основании находок в этих известняках фауны каменноугольного периода отнесены к палеозою.

Поскольку они находятся на северном крыле Коккиикского (Вахшского) надвига, в дальнейшем они послужили одним из аргументов. В пользу резкого противопоставления разрезов мезозойских отложений в крыльях этого дизъюнктива [84]. В свете современных сведений об олистостромах [369] выходы брекчированных палеозойских известняков здесь должны считаться плиоценовыми олистостромами и, следовательно, не могут служить доказательством многокилометрового перемещения по Вахшскому надвигу.

Своего рода итогом исследований ТПЭ в зоне сочленения Памира и Тянь-Шаня являются работы А.П. Марковского. На основании имевшегося фактического материала он сделал вывод о сходстве строения и развития Северного Памира и Алая, т.е. об отсутствии резких геологических границ между ними [191].

А.В. Григорьев, сопоставляя тектонику Алая и Заалая на основании главным образом довоенных материалов, установил следующее [78, 79].

Структура палеозойского фундамента Памира значительно усложнена по сравнению со структурой фундамента Алая. Как в Алае, так и на Памире имеют место чешуйчатое строение и сбросовая тектоника, но последняя не связана со складкообразованием. В эпоху альпийской складчатости (фактически в кайнозое) Алай подвергся тем же дислокациям, что и Памир, но в Заалае они резко асимметричны, отражая движение масс к северу. В Алае складки симметричны, причем далее к западу уменьшают глубину заложения и расправляются.

В своих обобщениях относительно всей области Памирского скучивания Д.И. Мушкетов [205–207] считал Тянь-Шань, Памир, Куньлунь, Каракорум и Гималаи элементами единой системы, различающимися в деталях, но связанными общностью генезиса. Происхождение этих орогенов он связывал с давлением на север Пенджабского выступа Гондваны. Вслед за А.П. Марковским и Д.И. Мушкетовым к мысли о постепенном взаимном сближении Памира и Тянь-Шаня склонился и А.В. Пейве [255].

Важный вклад в познание тектоники зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня сделан И.Е. Губиным [81, 82]. Его основная идея о перекрытии дугами Памира Алайских дуг не нова, однако к основным дизъюнктивным линиям зоны сближения этих дуг – "Дарвазскому сбросу" [380] и "линии Клебельсберга" – им была добавлена еще одна (Вахшский надвиг). Объединяя в единую структуру надвиги в северных подножиях хребтов, окаймляющих Таджикскую депрессию и Алайскую долину с юга, И.Е. Губин протягивает ее на 600 км и считает тектонической границей Памира и Тянь-Шаня. Дарваз-Каракульский разлом ("Дарвазский сброс") служит, по И.Е. Губину, северной границей Северного Памира, а Гиссаро-Кокшаальский разлом ("линия Клебельсберга") – линией раздела горного Южного Тянь-Шаня и его предгорий. Предполагая более чем 12-километровое надвигание по Вахшскому надвигу, И.Е. Губин тем не менее справедливо считает его постэрозионным, а позже указывает, что "при образовании фронтальной части. . . надвига имела значение гравитационная сила" [84, с. 248]. В последующие годы, разрабатывая сейсмотектонический метод, И.Е. Губин пришел к выводу о необходимости учета как горизонтальных, так и вертикальных движений [84, 85].

Параллельно с мобилистскими идеями, даже опережая их, в 30-е годы интенсивно развиваются "фиксистские" геотектонические концепции. Наиболее последовательным их выразителем является Б.А. Петрушевский [261]. По его представлениям, существенные горизонтальные перемещения в регионе отсутствуют, альпийские движения слабы и носят глыбовый характер, складчатая структура Памира сформирована в киммерийскую эпоху диастрофизма, резкой границы между Памиром и Тянь-Шанем нет.

На аналогичных позициях в отношении господства вертикальных движений стояли и исследователи, изучавшие геоморфологию Памира, Тянь-Шаня, Таджикской депрессии: С.С. Шульц [363–367], А.Р. Бурачек [41–43], М.А. Гилярова [71], А.И. Попов [269, 270], Н.Л. Корженевский [127, 128, 131, 132] и др.

Таким образом, второй период исследования геологии Памиро-Алая был периодом интенсивного накопления фактического материала и столкновения идей. Собран обширный материал о надвиговых явлениях, особенно в альпийское время и в неогене, значительно развиты представления о новейших вертикальных движениях по крупным разломам крутого заложения, поставлен вопрос о четвертичном орогенезе. Активно обсуждались вопросы районирования по пространственно-структурным признакам, но в тени оставался вопрос о поперечных структурах.

ПОСЛЕВОЕННЫЙ И СОВРЕМЕННЫЙ ЭТАПЫ

В послевоенное время развиваются идеи фиксизма. Мощный толчок они получили с распространением представлений о глубинных разломах земной коры [256]. Непосредственно в зоне сочленения Памира и Тянь-Шаня по сейсмологическим и геологическим данным было предположено существование под осевой частью хр. Петра I глубинного разлома [69], что соответствовало представлению С.К. Овчинникова [248] о протяжении Гиссарского глубинного разлома.

С.К. Овчинников [248], отрицая наличие крупного надвига на границе Памира и Алая, протягивал Гиссарский глубинный разлом под хребтами Петра I и Заалайским, где Гиссарский и Северо-Памирский разломы сближались. Доказывая заложение Гиссарского глубинного разлома до среднего палеозоя и активность в мезозое, он допускал пересечение его под косым углом более молодым Вахшским надвигом.

Этот разлом был сочтен тектонической границей Предпамирского краевого прогиба и эпигерцинской платформы Тянь-Шаня. Г.И. Рейснер [288] продолжает его дальше на восток и проводит вдоль северных предгорий Заалайского хребта. При этом остается неясным, каким образом объединены в единую структуру разрывы с различным соотношением крыльев. Различие в дочетвертичной истории развития крыльев этого разлома в южном борту Алайской долины сомнительно, на что косвенно указывалось еще Д.И. Мушкетовым, А.П. Марковским и было подтверждено Н.Н. Леоновым [161] и др. Таким образом, нельзя однозначно классифицировать этот разрыв как границу Северного Памира и Алая.

Н.Н. Леонов собрал большой фактический материал по геологии, новейшей тектонике и сейсмотектонике Северного Памира, Алая, Алай-

ской впадины. Этот автор уделяет значительное внимание глыбовой тектонике, зонам контрастных вертикальных движений новейшего времени и частным поперечным поднятиям. Он признает надвиги и чешуйчатое строение северного склона Заалайского хребта, но отрицает Вахшский надвиг, а вместе с ним и наличие границы между Памиром и Тянь-Шанем в настоящее время.

Работы 40–50-х годов не завершились разработкой единой для всех геотектонических циклов классификации тектонических структур, что вело к путанице и противоречиям при тектоническом районировании.

Один из возможных путей разрешения проблемы районирования впервые указал В.М. Синицын [311], предложивший выделять тектонические структуры для каждого геотектонического цикла в отдельности. На сходных позициях стоял в этом вопросе и Н.М. Синицын [313, 315], который разработал критерии выделения тектонических зон: характер, время образования угловых несогласий, время и длительность перерывов седиментогенеза, различия в стратиграфическом разрезе и др. Рассматривая тектонические зоны во времени, Н.М. Синицын считал, что план их расположения не меняется, а может меняться лишь количество этих зон. Не допуская возможности миграции границ тектонических зон, нельзя было развить прогрессивную идею.

Область развития мезокайнозоя, разделяющую палеозойские породы Северного Памира и Алая, Н.М. Синицын [314] предложил называть Памиро-Алайской зоной (Памиро-Алаем)[1], относя ее не к геосинклинали, но к подвижному поясу. Н.М. Синицын считал ее приразломным прогибом, контролируемым в мезозое Северо-Памирским (Дарваз-Каракульским) разломом. Южная часть прогиба в неогене поднялась, образовав Заалайский хребет. Существование региональных надвигов, в том числе Вахшского, им отрицалось. Новейшее горообразование в Тянь-Шане Н.М. Синицын не связывал с герцинским геосинклинальным этапом развития этого региона, а достаточно обоснованно представлял как самостоятельный процесс активизации мезозойской квазиплатформы. Вместе с тем он отрицал существенную роль складчатых движений в этом процессе.

Тектонические воззрения В.М. и Н.М. Синицыных поддерживаются и развиваются М.М. Кухтиковым [150, 151, 153], который впервые составил схему тектонического районирования Памира в альпийской структуре [152]. Он полностью отрицает горизонтальные тектонические движения [154 и др.].

В 50–60-е годы Б.А. Петрушевский [263, 265–267] наряду с ранее изложенными положениями [261] привлекает для объяснения складчатости Памиро-Алая горизонтальные напряжения, говорит о сближении массивов палеозойского структурного этажа, представляя эти напряжения, однако, следствием вертикальных движений. Этот исследователь справедливо считает, что основное значение в Тянь-Шане имела герцинская складчатость, а в мезозое Тянь-Шань вместе с Таджикской депрессией

[1] В дальнейшем мы используем это удобное название для обозначения области современного развития мезокайнозойских отложений, разделяющей палеозойские образования Северного Памира и Южного Тянь-Шаня, не придавая ей какого-либо тектонического смысла.

входил в состав эпигерцинской платформы, претерпевшей в альпийский, неоген-четвертичный, этап активизацию тектонических движений. В отличие от ранних представлений весь Памир теперь относится им к зоне альпийской складчатости. На основании такой классификации тектонических структур Памиро-Алая Б.А. Петрушевский разделил Тянь-Шань и Памир гипотетическим Заалайским глубинным разломом, контролирующим якобы образование "Заалайско-Кашгарского прогиба". В Алайской долине прогиб совпадает с Памиро-Алайской зоной Н.М. Синицына [314], на западе же он без достаточного обоснования отделен от Таджикской депрессии, фактически составляющей с ним одно целое. Возрождая идею поперечных поднятий, Б.А. Петрушевский [265] предполагает, что образование выгнутых к северу дуг Памира обусловлено существованием крупнейшей меридиональной Индо-Памирской структуры, определявшей поднятие региона с докембрия.

Оригинальной представляется совокупность взглядов Д.П. Резвого [281, 283] на тектонику Алая и смежных территорий. Он признает и уделяет большое внимание складчатым движениям, хотя и отрицает значительные горизонтальные перемещения. Складчатость, по этому автору, следствие вертикальных "колебательных" движений блоков глубоколежащих кристаллических пород. В отличие от Н.М. Синицына и др. Д.П. Резвой отрицает квазиплатформенное развитие Тянь-Шаня в мезозое. Алай он объединяет в единую систему с Северным Памиром и Куньлунем, считая, однако, что между Памиром и Тянь-Шанем находится структурный элемент, как объединяющий, так и разделяющий их. Большую роль в тектонике региона Д.П. Резвой отводит близвертикальным глубинным разломам ("структурным швам") при одновременном отрицании надвигов. Вслед за Б.А. Петрушевским и другими Д.П. Резвой [284] развивает идею о меридиональном Индо-Памирском поднятии до глобальных масштабов, протягивая "великий георазделл Азиатского материка" от побережий Индии до северных морей СССР.

Большой вклад в изучение тектоники Памира внес Б.П. Бархатов [15, 16 и др.], разрабатывая вслед за Н.М. Синицыным принципы тектонического районирования. Вопрос о границе Памира и Тянь-Шаня Б.П. Бархатовым практически опускается. В сводке по этому вопросу [17] он лишь отмечает, что граница между Памиром и Тянь-Шанем заложилась еще в докембрии и проявляется в виде особенностей строения промежуточной Памиро-Алайской зоны до сих пор. Одновременно Б.П. Бархатов [16], как и Н.Г. Власов [54], объединяет эту зону с Северным Памиром и Южным Тянь-Шанем в составе палеозойского складчатого пояса, проведя тем самым границу альпийского складчатого пояса по Акбайтальской зоне разломов. Он признает возможность существенных горизонтальных перемещений и допускает пологое падение краевых разломов.

В 50–60-е годы Алайская долина и ее горное обрамление изучались в геолого-геоморфологическом и неотектоническом отношении О.К. Чедия [342–346], К.В. Курдюковым, В.Е. Габелковым (см. [148, 149]), Г.И. Рейснером [288, 289], О.К. Чедия и А.К. Трофимовым [352, 335]. Отдельные участки освещены в работах Н.П. Костенко [136, 137], Е.Я. Ранцман [277], З.А. Сваричевской [305] и др. В результате были получены данные об амплитудах и скоростях вертикальной составляющей

новейших движений, о времени начала этих движений, об эволюции речной сети, о поперечных поднятиях, о взаимоотношениях областей седиментации и денудации и др. Н.П. Костенко [137] и О.К. Чедия [345] доказали складчатый характер новейших деформаций в Южном Тянь-Шане.

О.К. Чедия описал [342] Обимазарский шарьяж с видимой амплитудой надвигания в 12 км, но в дальнейшем подобные явления в хребтах Заалайском и Петра I не нашли отражения в его трудах и выводах [354].

В Государственных геологических картах в масштабе 1:200 000 и объяснительных записках к ним подтверждено наличие пологих надвигов меловых отложений в западной части северного склона Заалайского хребта на неогеновые красноцветы и конгломераты [84]. На востоке Заалайского хребта аналогичные тектонические контакты представлены В.В. Козловым и др. [126] как крутые взбросы. Получили подтверждение наблюдения Н.Н. Дингельштедта [95, 96] и М.И. Шабалкина [356] о наличии на южном склоне Заалайского хребта разрывных нарушений с северными падениями поверхностей смещения (см. [296, 299, 302]). Однако дизъюнктивные нарушения южного склона Алайского хребта были интерпретированы как близвертикальные разрывы, круто падающие преимущественно под хребет [64].

Накопленный к концу 50-х годов огромный фактический материал обобщен на геологической карте Средней Азии под редакцией А.П. Марковского (1957) и тектонической карте СССР под редакцией Н.С. Шатского (1956). Основным критерием выделения тектонических единиц на последней карте принимался возраст складчатости, в результате чего современная структура Южного Тянь-Шаня на карте не нашла отражения. Недостаточно обоснованным и логичным представляется и выделение Предпамирского альпийского краевого прогиба. Аналогичные замечания относятся к изображению советской части Памиро-Алая и на тектонической карте Евразии масштаба 1:5 000 000 под редакцией А.Л. Яншина, хотя в объяснительной записке к ней оговорено, что молодые горные сооружения (в данном случае Южный Тянь-Шань) являются структурами эпиплатформенного орогенеза [372].

На схеме И.В. Архипова и М.В. Муратова [202] Северный Памир также отнесен к альпийскому геосинклинальному поясу, что в свое время критиковалось Н.Г. Власовым [54].

Изучение глубинного строения Памиро-Алая было начато проведением в 1955 г. глубинного сейсмического зондирования [135, 72]. Использование полученных данных для тектонического районирования привело к противоречивым результатам [84, 161].

Как видно из вышеизложенного, период 40-х–начала 60-х годов явился временем усиления роли фиксистских идей в геотектонике Средней Азии, когда существование многокилометровых надвигов и сдвигов многими исследователями попросту игнорировалось. Мобилистские принципы последовательно развиваются И.Е. Губиным [83, 84], Д.В. Наливкиным [212], С.А. Захаровым [102–105, 107, 108]. Крайним представителем мобилизма явился здесь С.А. Захаров. Он отстаивает следующие положения: вертикальные движения являются следствием горизонтальных; реализация горизонтальных перемещений происходит в виде квазипластического

течения масс, осложненного разрывными нарушениями; одними из основных форм последних он считает многокилометровые сдвиги и надвиги.

Памир, по С.А. Захарову, переместился к северу относительно флангов по Дарваз-Каракульскому разлому более чем на 100 км в неогене. Отрицая платформенное развитие Южного Тянь-Шаня в мезозое, С.А. Захаров отрицает и новейшую активизацию этого региона, объединяя оба этих этапа в переходный между геосинклинальным и платформенным режимами его развития. Квазиплатформенный и орогенный этапы, в понимании этого автора, тесно связаны с предшествующим геосинклинальным периодом развития территории, при этом орогенный этап соответствует завершению геосинклинального развития [114 и др.]. Возражая против субвертикального фиксированного положения глубинных разломов, С.А. Захаров предлагает считать таковыми лишь высокопроницаемые разломы осевых зон геосинклиналей. В условиях сжатия эти разломы, по его мнению, должны превращаться в глубинные надвиги и сдвиги. Прямых доказательств выполаживания надвигов при их погружении С.А. Захаров не приводит, между тем новейшие данные о глубинном строении Памиро-Алая [25] подтверждают именно крутое, хотя и не вертикальное, погружение в земную кору основных разломов региона.

С начала 60-х годов новые материалы о крупных горизонтальных перемещениях вводятся в литературу А.В. Пейве и его сотрудниками В.С. Буртманом, С.В. Руженцевым, А.И. Суворовым [257] и А.В. Лукьяновым [175]. Разделяя представления С.А. Захарова о более чем 100-километровом перемещении Северного Памира к северу (но за более длительное время – поздний мезокайнозой), они относят его не за счет квазипластического течения масс, но за счет горизонтального перемещения отдельных блоков и глыб. Следствием этих движений А.В. Пейве и его соавторы считают альпийские дислокации Памиро-Алая. На схеме тектонического районирования этих авторов границей Тянь-Шаня и Памира показан Вахшский надвиг с амплитудой надвигания 55 км [257].

Одновременно с реабилитацией и развитием в 60-е годы мобилизма совершенствуются и принципы тектонического районирования применительно к региону. Одним из наиболее значительных достижений этого периода исследований нужно считать разработку принципов поэтапного тектонического районирования по типам эндогенных режимов [20–22]. Каждая из выделяемых тектонических структур характеризуется и отличается от другой определенной тенденцией развития (режимом) в течение рассматриваемого геотектонического цикла, этапа или стадии. В Средней Азии такой подход впервые был осуществлен для Афгано-Таджикской депрессии и Памиро-Алая Ю.Г. Леоновым [163]. Им было проведено мелкомасштабное районирование региона для позднепалеозойского, мезозойского и новейшего времени (см. гл. 3).

Специальное изучение зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня в основном в пределах Заалайского хребта проведено в конце 60-х годов О.П. Саповым [295–298]. Развивая представления Н.М. Синицына, Д.П. Резвого, М.М. Кухтикова и других, О.П. Сапов классифицирует Северо-Памирский разлом как краевой. Все разрывы Заалайского хребта отнесены им к зоне этого краевого разлома так, что образуют его "лучевую" структуру [302, 303]. Северо-Памирским разломом, ограничивающим с севера

одноименное поднятие, является предполагаемая О.П. Саповым субвертикальная зона слияния разрывов на глубине около 8 км. Новые материалы по стратиграфии мезокайнозойских отложений, а также по неотектонике Заалайского хребта позволили О.П. Сапову обосновать существование поперечных поднятий на Северном Памире, по крайней мере с позднеюрского времени. Тектоническая схема Заалайского хребта "отражает в основном структурные особенности строения региона" [299] без достаточного внимания к историко-тектоническим материалам. Вслед за Н.М. Синицыным [314] и Н.Н. Леоновым [161] О.П. Сапов отрицает существование Вахшского сброса (Гиссаро-Кокшаальского разлома) в Алайской долине, отдавая таким образом Северо-Памирскому разлому роль контролирующего в структуре Памиро-Алая. Рост смежных с Алайской долиной горных сооружений начался, по мнению О.П. Сапова, уже в эоцене.

Синтезом тектонических материалов и представлений явились карты Таджикистана и Алайской долины (геологическая, тектоническая и новейшей тектоники) [8].

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕНИЯ ОСНОВНЫХ ПРОБЛЕМ

Резюмируя вышеизложенное, можно оценить современное состояние основных важных для нашего района и сейсмотектоники вопросов. Вопрос о характере новейших движений в общем тесно связан с проблемой складкообразования. В настоящее время большинство исследователей принимают, что горные страны Средней Азии – это возникшие на месте гетерогенных и разновозрастных структур основания глыбово-складчатые поднятия новейшего времени [368, 348]. Эти дислокации земной коры относятся к складкам основания. О происхождении складок покрова до настоящего времени не выработано единого мнения.

Наряду с представлениями С.А. Захарова [111, 113] для объяснения покровной складчатости привлекаются также идеи о сдавливании и смятии мезокайнозойских отложений в результате сближения плит [46, 294, 158, 279].

Одной из наиболее важных проблем тектоники региона является проблема его глубинного строения. В 70-х годах дополнительно к результатам глубинного сейсмического зондирования 1955 г. [135] появились новые данные [39, 25], свидетельствующие о наличии глубоко проникающих субширотных зон на востоке Алайской долины. В интерпретации В.В. Белоусова и др. [25] обе зоны круто, но не вертикально, падают в противоположные стороны от оси Алайской долины. Такая рисовка глубинных разломов не противоречит в принципе возможности их рассмотрения в качестве литосферных надвигов (взбросов), плоскости которых могут круто погружаться в земную кору [158]. Крутонаклонные зоны нарушений сейсмической записи, интерпретируемые как глубинные зоны разрывов под Алайской долиной, можно рассматривать как Дарваз-Каракульский и Гиссаро-Кокшаальский глубинные разломы, для которых, возможно, справедливо определение "долгоживущие". Разрывы же, видимые близ земной поверхности над этими зонами, являются, как правило, новейшими дизъюнктивными дислокациями, косвенно отража-

ющими надрегиональные и региональные закономерности и локальные особенности движений земной коры.

Важной является проблема новейшего горообразования. В настоящее время бóльшая часть исследователей склоняется к рассмотрению новейшего орогенеза в качестве наложенного, независимого от предыдущего развития процесса тектонических движений [368, 165, 166 и др.]. Отмечаются складчато-блоковые новейшие структуры за счет как вертикальных, так и горизонтальных перемещений участков земной коры.

По мнению большинства исследователей-геоморфологов, начало новейшего горообразования в пределах Памиро-Алая относится к концу олигоцена [8, 136, 121, 68]. О начале же устойчивых поднятий в горном обрамлении Алайской долины нет единой точки зрения. Одни исследователи придерживаются указанной датировки [288, 149, 173], другие же переносят начало орогенеза в средний палеоген [298]. В.А. Бельский считает временем начала горообразования на Северном Памире поздний олигоцен–ранний миоцен, а верхний ярус рельефа здесь и в Гиссаро-Алае [29] датирует плиоцен-раннеплейстоценовым временем.

Проблема поперечных поднятий получила, можно считать, определенное решение. Специалисты, изучающие вертикальные тектонические движения земной коры, приводят все новые факты в пользу существования поперечных поднятий в Средней Азии [305, 344, 346, 295, 286, 172, 173, 268 и др.], хотя некоторые исследователи-мобилисты и отрицают таковые [111, 158].

5361

Проблема тектонического районирования рассмотрена нами выше. Здесь лишь подчеркнем, что, несмотря на отдельные недостатки, в настоящее время наиболее последовательными представляются принципы поэтапного районирования территорий по эндогенному режиму [23, 24]. Именно проведение границы Тянь-Шаня и Памира поэтапно в разных частях зоны сочленения [163] позволяет преодолеть более чем полувековые дискуссии и затруднения в решении этого вопроса.

Для целей настоящей работы – выяснения роли тектонического строения и геологической истории региона в оценке сейсмической опасности – особенно важны и поэтому в последующих главах будут рассмотрены с привлечением свежего фактического материала следующие положения.

Зона сочленения Памира и Тянь-Шаня представляет собой участок длительного разнонаправленного развития земной коры, испытавший активную складчатость в позднем палеозое, платформенное (квазиплатформенное) развитие в мезозое и новейшую активизацию и орогению с конца палеогена. Рассматриваемый участок земной коры имеет блоковое (складчато-глыбовое) строение в основании и чешуйчато-блоковое или чешуйчато-складчатое в верхних частях земной коры (во всяком случае, в Заалайском хребте).

Основными тектоническими границами можно считать субвертикальные на глубине зоны Дарваз-Каракульского и Гиссаро-Кокшаальского разломов.

Новейшая тектоническая активность проявлялась в виде как вертикальных, так и горизонтальных перемещений крупных блоков и небольших чешуй, сосредоточенных в определенных сравнительно узких зонах указанных разломов. Для новейшего времени и современной структуры

допустимо говорить о зоне сближения Памира и Тянь-Шаня. Сближение новейших мегаструктур и горных массивов в субмеридиональном направлении может отражать господство регионального субмеридионального сжатия в пределах земной коры (возможно, за счет давления со стороны Индийской плиты).

Геологическое строение Заалайского хребта, в том числе интенсивное смятие пород и образование чешуй в зоне Дарваз-Каракульского разлома и севернее главным образом в новейшее и четвертичное время, позволяет классифицировать зону как высокомобильную в неоген-четвертичное время. Это, однако, не дает основания относить Северный Памир (включая Заалайский хребет) и Алайскую впадину к альпийскому поясу (см. гл. 3). Кроме того, высокая, частью унаследованная, подвижность зоны может быть объяснена действием внешних тангенциальных сил, а не только активизацией глубинных тектонических процессов непосредственно в данной зоне.

Собранный несколькими поколениями исследователей региональный материал не дает оснований применительно к рассматриваемой зоне (как и к Средней Азии в целом) говорить о горообразовании как обязательной завершающей фазе геосинклинального цикла. Имеющиеся данные могут считаться подтверждением идеи С.С. Шульца [368], использованной и развитой Ю.Г. Леоновым [165, 166], о независимости процесса горообразования от предшествующей истории развития территории.

Зона сближения Памира и Тянь-Шаня может рассматриваться как часть области эпиплатформенного орогенеза новейшего времени с большой степенью унаследования и частичным наложением новейших структур по отношению к древним.

ГЛАВА 2

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

В пределах рассматриваемой территории развиты как палеозойские, так и мезокайнозойские породы. Они обстоятельно рассмотрены еще в трудах ТПЭ [190, 191, 41, 42, 95, 292, 36, 356, 252 и др.]. В дальнейшем эти материалы уточнялись и дополнялись [60, 61, 310, 78, 84, 161, 320, 301 и др.]. При описании палеозойских и мезозойских пород в настоящем очерке использованы литературные данные. Стратиграфия неоген-четвертичных отложений изложена большей частью по наблюдениям авторов.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Палеозойские отложения широко развиты в пригребневых частях Заалайского хребта, в описываемом районе слагают почти полностью Алайский хребет (за исключением его южных предгорий между меридианами рек Дараута и Сарыкмогола) и обнажаются на крайнем востоке Алайской долины (рис. 2, см. вкл.).

Наиболее древними в районе являются отложения силурийской и девонской систем, распространенные преимущественно на севере и востоке

территории. Они представлены известняками, доломитами, сланцами, песчаниками, а также эффузивами и конгломератами. Наибольшая суммарная мощность (примерно 10 км) этих отложений наблюдается на востоке Алайского хребта, а к западу и югу уменьшается до 3000–4000 м.

Отложения каменноугольной системы как в Алае, так и на Северном Памире отличаются разнообразием состава. Так, верхний отдел на севере представлен песчано-сланцевыми и конгломератовыми толщами, на юге – известняковыми, а на востоке – лагунными отложениями. Общая мощность отложений каменноугольной системы в рассматриваемом регионе колеблется от 1 до 3 км.

Породы перми распространены в основном в Заалайском хребте и представлены преимущественно грубыми терригенно-обломочными фациями с прослоями более тонких терригенных осадков и известняков. Общая мощность этой толщи достигает 3 км. При этом самые верхи палеозойской системы – памирский ярус – здесь, вероятно, отсутствуют.

Брекчированные известняки с фауной каменноугольно-пермского возраста в обломках, обнажающиеся в междуречье Ачикташ–Джипаксу и принимавшиеся ранее за верхнепалеозойские отложения [36 и др.], определяются нами как плиоценовые олистостромы.

На севере, в Алайском хребте, известны лишь отдельные выходы нижнепермских тонких песчано-глинистых отложений видимой мощностью около 400 м. Отложения верхнего отдела перми здесь отсутствуют полностью. Суммарная мощность палеозойских отложений определяется в Заалайском хребте 10–11 км, а на южных склонах Алайского – 10–15 км.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Стратиграфия отложений мезозойской группы зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня рассматривается во многих работах [190, 191, 292, 36, 60, 61, 78, 84, 161, 124, 106, 177, 134 и др.]. Нами использованы прежде всего результаты исследований А.П. Марковского, Б.А. Борнемана, С.К. Овчинникова, С.Н. Симакова, О.С. Вялова, В.П. Ренгартена, Н.Н. Леонова, А.Х. Кафарского, И.В. Пыжьянова и др., а также отдельные собственные наблюдения. В пределах рассматриваемой территории развиты отложения практически всех подразделений мезозойской группы, за исключением, быть может, нижнетриасового раздела.

Триасовая система. Отложения триасовой системы обнажены исключительно в пригребневой части Заалайского хребта. Впервые они были выделены из состава мынтекинской триас-лейасовой свиты А.Х. Кафарским и И.В. Пыжьяновым [124] под названием кызылсуйской свиты. Отложения представлены преимущественно сероцветными конгломератами и гравелитами с прослоями углистых сланцев, а также туфами, туфопесчаниками и туфоконгломератами. С угловым несогласием отложения ложатся на подстилающие их палеозойские образования и на западе, в верховьях р. Алтындары, видимо, согласно перекрываются нижнеюрскими отложениями. На востоке (бассейн р. Маркансу) отложения лейаса с размывом ложатся на конгломераты триасовой системы.

Возраст кызылсуйской свиты на основании палеонтологических данных, собранных геологической партией под руководством Е.Ф. Стажило-Алексеева, а также в сопоставлении с иокуньжской свитой Дарваза определяется как средне-верхнетриасовый. Максимальная мощность отложений кызылсуйской свиты (бассейн р. Алтындары) достигает 1 км.

Юрская система. Отложения юрской системы развиты в пригребневой части Заалайского хребта, спорадически в его северных предгорьях, на южном склоне Алайского хребта и на востоке Алайской долины – в верховьях р. Кызылсу-восточной.

Отложения зюрюзаминской свиты (нижний и средний отделы юрской системы, нерасчлененные) обнажаются преимущественно совместно с породами кызылсуйской свиты в приводораздельной части Заалая и представлены (в бассейне р. Минтеке) фиолетовыми и зелеными эффузивами как кислого, так и основного состава, а также их туфами с резкими прослоями углистых сланцев [124]. В бассейне р. Минтеке она, вероятно, согласно перекрывает отложения кызылсуйской свиты и по тектоническим контактам граничит с нижнемеловыми породами. Видимая мощность отложений свиты достигает здесь 1 км. На основании флористических находок [356, 84 и др.] возраст зюрюзаминской свиты определяется как ранне- и частично среднеюрский.

На востоке территории, в бассейне р. Маркансу, отложения зюрюзаминской свиты представлены преимущественно конгломератами, гравелитами и песчаниками общей мощностью около 200 м. Толща с размывом ложится на отложения кызылсуйской свиты и с размывом же перекрывается нижнемеловыми породами.

На северном склоне Заалайского хребта в левом борту р. Коккиика нами обнаружены выходы фиолетово-серых крепко сцементированных конгломератов видимой мощностью не менее 500 м, с резким угловым несогласием перекрытых нижнемеловыми отложениями.

Возраст обнаруженной толщи определяется следующим: 1) отложения не могут быть моложе верхнеюрских; 2) с другой стороны, трудно допустить, что на расстоянии 6 км к северу от гребня Заалайского хребта, в котором обнажается толща нижнеюрских эффузивов зюрюзаминской свиты километровой мощности, эти отложения отсутствуют; 3) на западе Заалая верхняя часть зюрюзаминской свиты представлена конгломератами, гравелитами и песчаниками [124], а средне- и верхнеюрские отделы – более тонкими терригенными и лагунными отложениями. Таким образом, фиолетово-серые конгломераты в долине р. Коккиика, несмотря на их большое литологическое сходство с отложениями кызылсуйской свиты триасовой системы, скорее всего, представляют верхи зюрюзаминской свиты нижнеюрского и частично среднеюрского отделов.

Отложения нижнего отдела (лейас), помимо рассмотренных выше в составе зюрюзаминской свиты, обнажаются на южном склоне Алайского хребта. В районе пос. Дараут-Кургана они представлены серыми мелкогалечными конгломератами, аркозовыми песчаниками, гравелитами с хорошо окатанной галькой, глинистыми и углистыми сланцами с пропластками угля. В восточном направлении они сменяются пестроцветными алевролитами и глинами, переслаивающимися с полимиктовыми песчаниками, и полностью выклиниваются на меридиане р. Сарыкмогола.

Толща с резким угловым несогласием залегает на палеозойских образованиях и с размывом перекрывается нижнемеловыми песчаниками и конгломератами. Лейасовый возраст рассмотренной толщи устанавливается на основании находок в ней литифицированных остатков растений, характерных для раннеюрской эпохи [191]. Средняя мощность отложений лейаса на южном склоне Алайского хребта между поселками Дараут-Курганом и Сарыкмоголом не превышает 100 м.

В пределах изучаемой территории отложения среднеюрского отдела, помимо рассмотренных в составе зюрюзаминской свиты, неизвестны. На западе же Заалайского хребта они широко развиты и представлены преимущественно темно-красными алевролитами и песчаниками дейкаличской свиты. Эти отложения согласно лежат на конгломератах и гравелитах зюрюзаминской свиты и согласно же перекрываются осадками сурхобской свиты верхнеюрского отдела [124]. Мощность дейкаличской свиты колеблется от 500 до 1235 м.

Отложения верхнеюрского отдела обнажаются на востоке Алайской долины, а также спорадически в северных предгорьях Заалайского хребта: на левобережье р. Алтындары, в долине Ташкунгея и в верховьях р. Ничкесу.

В восточной части Алайской долины, в районе слияния рек Коксу и Кызылсу-восточной, обнажаются белые мелкокристаллические гипсы, лежащие с угловым несогласием на палеозойских породах. В верховьях р. Кызылсу эти гипсы согласно перекрываются нижнемеловыми отложениями. Южнее, на водоразделе рек Киргоу и Карабашека, гипсы имеют прослои сахаровидных известняков фауной пелеципод и гастропод, характерных, по определению В.Ф. Пчелинцева, для титонского века позднеюрской эпохи [78]. Мощность отложений мальма достигает здесь 200 м.

На западе региона в низовьях р. Туза (левый приток р. Алтындары) верхнеюрские породы представлены светло-зелеными песчанистыми мергелями, переслаивающимися с темно-красными глинами и белыми порошковатыми гипсами. Встречаются пропластки каменной соли и линзы брекчированных известняков. Данные отложения согласно перекрываются нижнемеловыми песчаниками. Нижний контакт толщи не обнажен. Ее видимая мощность достигает 200 м. Возраст толщи определяется условно на основании находок в ней мшанок из рода Cyclocites [78], относящихся, по предположению Ю.М. Феофановой, к юрскому периоду, а также в сопоставлении с другими известными разрезами верхнеюрских отложений Памиро-Алая.

В среднем течении р. Ташкунгея и в верховьях р. Ничкесу верхнеюрские отложения представлены гипсами и темно-серыми известняковыми конглобрекчиями, залегающими в виде узких полос под изолированными выходами нижнемеловых песчаников. Непосредственный их контакт не обнажен. В обломках же конглобрекчий найдены мшанки того же вида, что и на р. Тузе [78]. Общая мощность отложений юрской системы в Заалайском хребте не может составлять более 1,5–1,8 км.

Меловая система. Породы меловой системы – как нижнего, так и верхнего отделов – широко развиты в пределах Памиро-Алая. Однако их разрезы в Заалайском и Алайском хребтах существенно различаются мощностями и фациальным составом отложений.

Отложения нижнего отдела обнажаются в южных предгорьях и в пригребневой части северного склона Алайского хребта, а также на северном склоне и в пригребневой части Заалайского хребта. Они представлены красноцветными терригенными породами. В центральной части Заалайского хребта это тонко- и среднезернистые малиново-красные песчаники, чередующиеся с глинистыми сланцами. В приводораздельной части хребта они с резким азимутальным несогласием залегают на породах зюрюзаминской свиты, а в северных предгорьях, видимо, согласно на верхнеюрских осадках. Мощность нижнемеловых отложений достигает здесь 800 м. В восточном и южном направлениях породы нижнемелового отдела грубеют. Песчаники становятся грубозернистыми, появляются конгломераты. Одновременно сокращается мощность осадков: в долине р. Маркансу она не превышает 350 м.

На южном склоне Алайского хребта развиты преимущественно грубые фации нижнемеловых отложений. В районе пос. Дараут-Кургана это толща грубозернистых песчаников мощностью не более 400 м, несогласно залегающая на лейасовых глинах. На востоке Алайского хребта преобладают конгломераты, а мощность толщи сокращается до 180 м. Везде в пределах Алайской впадины нижнемеловые породы согласно перекрываются фаунистически охарактеризованными отложениями верхнемелового отдела, а на западе Памиро-Алая содержат фауну нижнемеловой эпохи [161].

Отложения верхнемелового отдела Памиро-Алая к настоящему времени достаточно подробно и обоснованно расчленены на ярусы и свиты [84, 161 и др.]. Здесь они рассмотрены кратко. Обнажаются, как правило, совместно с нижнемеловыми породами, но в отличие от них представлены лагунно-морскими осадками. В центральной части района это глинисто-карбонатная гипсоносная толща мощностью до 800 м, согласно залегающая на нижнемеловых красноцветах. В восточном направлении ее мощность уменьшается и в районе пос. Бордобы не превышает 500 м.

На южном склоне Алайского хребта у пос. Дараут-Кургана верхнемеловой отдел представлен карбонатно-песчано-глинистой гипсоносной толщей мощностью не более 500 м. В долине р. Сарыкмогола мощность ее сокращается до 200 м, преимущественно за счет карбонатных отложений. Далее на восток верхнемеловые осадки, как и остальные мезозойские отложения, на поверхности отсутствуют почти до самого восточного окончания Алайской долины, где в районе кшл. Иркештам вновь обнажается карбонатно-глинистая гипсовая толща верхнего мела мощностью более 200 м. В долине р. Гульчи верхнемеловые отложения представлены песчано-глинистой толщей с пачкой известняков в средней части общей мощностью не более 450 м.

Наиболее широкое распространение из всех стратиграфических подразделений меловой системы, выделяемых в Памиро-Алае, имеют породы туронского яруса [161].

Во всех рассмотренных районах верхнемеловые осадки согласно залегают на нижнемеловых породах и со стратиграфическим несогласием перекрываются отложениями бухарского яруса. Исключением является участок Заалайского хребта к западу от р. Ачикташа, на котором породы меловой и палеогеновой систем имеют согласный стратиграфический контакт.

Палеогеновая система. Отложения палеоцена, эоцена и большей части олигоцена рассматриваемой территории благодаря содержащимся в них руководящим формам ископаемых уверенно подразделяются на общепринятые для Средней Азии ярусы [57, 58, 60, 61, 262, 292 и др.]. Палеогеновые отложения широко развиты в восточной и западной частях северного склона Заалайского хребта, обнажаются в южных предгорьях Алайского хребта на участке между поселками Дараут-Курганом и Сарыкмоголом, а также в долине р. Гульчи и в районе кшл. Иркештам. Их первоначальное распространение было, видимо, гораздо шире, на что указывают отдельные останцы в ядрах синклиналей Заалайского хребта к западу от р. Ачикташа.

В районе Памирского тракта (Заалайский хребет) выделены [36] два типа разрезов палеогеновых осадков, разделенных субширотной линией надвига: северный и южный. Первый из них представлен песчано-глинисто-карбонатной гипсоносной толщей мощностью до 400 м. Второй отличается большей грубостью материала и представлен уже карбонатно-глинисто-песчаной гипсоносной толщей с линзами конгломератов мощностью не более 200 м [161]. Палеогеновые отложения второго типа прослеживаются к западу от Памирского тракта до пика Дзержинского. В остальной же части Заалайского хребта распространены породы северной зоны, мощность которых в западном направлении в пределах рассматриваемой территории практически не увеличивается, вероятно, за счет срезания эрозией средней части олигоценовых отложений.

На левобережье р. Кызылсу у подножия северного склона Заалайского хребта в его западной части (бассейн р. Кантсу и соседних рек) протягивается полоса глинисто-мергелисто-карбонатных, вверху с линзами гипсов, отложений мощностью свыше 150 м. В прослоях ракушечных мергелей и известняков нами собрана фауна Venericardia wachsehica (Kachanova), Turkostrea Turkestanensis (Rom), Kafirnigania baissunica (Vidl.), а стратиграфически выше (примерно на 25—30 м) — Kafirnigania orientalis Hecker, K. baissunica (Vialov), Turkostrea turkestanensis (Rom). Согласно определениям Г.Х. Салибаева, фауна позволяет относить вмещающие слои к юрскому горизонту и ганджинским слоям бешкентского горизонта (к бывшим алайским слоям), датируя отложения средним эоценом и переходом к верхнему. Вышележащий интервал (около 50 м) задернован, венчается разрез морских отложений толщей серых и коричневых глин, внизу с прослоями гипса, общей мощностью около 50 м. Эта толща должна относиться к олигоцену. Максимальная мощность относимых к олигоцену песчано-глинистых пород, согласно [161], отмечается в центральной части Заалайского хребта, где достигает 0,5 км.

В южных предгорьях Алайского хребта у пос. Дараут-Кургана палеоцен-среднеолигоценовые отложения представлены преимущественно глинисто-карбонатными с прослоями гипса осадками мощностью не менее 600 м. В восточном направлении, в бассейне р. Сарыкмогола, породы грубеют и представлены уже глинисто-песчаной толщей с горизонтом конгломератов в основании и лежащими над ними обломочными известняками. Общая мощность толщи здесь не превышает 600 м. На крайнем востоке в районе кшл. Иркештам палеогеновые отложения представлены гипсами, известняками и песчаниками общей мощностью не более 130 км. В промежутке

между пос. Сарыкмоголом и кшл. Иркештам палеогеновые породы обнажаются в пригребневой части северного склона Алайского хребта в долине р. Гульчи. Здесь они представлены карбонатно-песчано-глинистой толщей, достигающей максимальной для горного обрамления Алайской долины мощности – 1 км.

На большей части рассматриваемой территории, за исключением центральной части Заалайского хребта, палеоцен-среднеолигоценовые осадки со стратиграфическим несогласием залегают на верхнемеловых породах и повсеместно согласно перекрываются отложениями массагетской серии. На участке Заалайского хребта между реками Ачикташем и Берксу (к западу от Алтындары) верхнемеловые и палеогеновые породы имеют согласный стратиграфический контакт.

Отложения верхнего олигоцена и нижнего миоцена в Средней Азии не расчленяются, представлены единой, обычно переходной от морской к континентальной красноцветной толщей, выделяемой под названием массагетской серии, включающей сумсарские и шурысайские слои палеогена, отложения бальджуанской (кирпичной) и, возможно, хингоусской свит неогена [43 и др.]. В пределах рассматриваемой территории эти отложения обнажаются в Заалайском хребте на крайнем западе в долине р. Кызылсу, в верховьях р. Комансу, к востоку от пика Ленина, а в Алайском хребте – у его подножия между поселками Дараут-Курганом и Сарыкмоголом, а также в долине р. Гульчи. На западе Заалая, в долинах Кантсу и соседних рек, к массагетской серии, по-видимому, относятся лежащие согласно на фаунистически охарактеризованном среднем палеогене (см. выше) мергели и мергелистые глины верхнего палеогена (50 м), лагунные коричневые и серые глины, в нижней части гипсоносные (сумсарские и шурысайские слои?), а также вышележащие серые и оранжевые песчаники и аргиллиты мощностью не менее 50 м.

Эта толща по облику близка к отложениям, относимым к кирпичной свите в восточной части хр. Петра I [16]. В междуречье рек Тараши и Шве к массагетской серии относится часть мощной (до 1,8 км) в целом оранжевого цвета толщи песчаников и гравелитов. К западу от долины р. Берксу отложения массагетской серии согласно перекрыты коричнево-серой глинисто-алевролито-песчаниковой толщей с пресноводными остракодами (см. ниже).

Восточнее, в верховьях долин рек Сынарджара, Минджара, Комансу, сильнодислоцированные с редкими обнажениями оранжевые и красные алевролиты, песчаники и глины частично также могут соотноситься с бальджуанской свитой. На востоке Заалайского хребта, в долине Атджайляу и Джанай-Дартаки, отложения массагетской серии, согласно В.В. Козлову [126], представлены красноцветной толщей переслаивающихся песчаников, алевролитов с подчиненными мелкогалечными конгломератами общей мощностью не менее 600 м. Возраст хорошо определяется тем, что толща залегает без видимого углового несогласия на сумсарских слоях олигоцена.

В осевой части Заалайского хребта западнее перевала Кызыларт, по наблюдениям В.П. Ренгартена [292], над слоями палеогеновых известняков с фауной трансгрессивно залегают темно- и кирпично-красные песчаники с прослоями глин и серовато-красных конгломератов из гальки (иногда валунов) палеозойских и мезозойских пород общей мощностью около 700 м;

стратиграфически выше лежит мощная (не менее 600 м) толща пестрых песчаников с прослоями конгломератов. В осыпи обнажения найдена олигоценовая форма Platygena asiatica (Rom) [292], по-видимому, переотложенная.

В южных предгорьях Алайского хребта между долинами рек Кызылэшме и Сарыкмогола верхнеолигоцен-нижнемиоценовые отложения согласно лежат на среднем–верхнем палеогене, будучи представлены пестрыми и красными глинами, зеленовато-серыми песками с отдельными прослоями известняков общей мощностью 500–700 м.

Неогеновая система. Отложения собственно неогеновой системы на значительных площадях обнажаются в центральной части северных предгорий Заалайского хребта, на востоке – в бассейне р. Маркансу и на западе – в междуречье Алтындары и Гуломы, в Алайском хребте в междуречье Дамджайляу и Кызылунгкура, а также в долине р. Гульчи и у восточного замыкания Алайской впадины.

При подразделении и определении возраста неогеновых толщ, помимо непосредственных стратиграфических взаимоотношений, существенное значение нами придавалось геоморфологическим условиям залегания, степени дислоцированности, тектоническим взаимоотношениям пород, их цвету, составу обломочного материала, сопоставлению с отложениями в лучше изученных районах (Афгано-Таджикская депрессия, Ферганская впадина). Основанием для этого послужили известные для неогена Средней Азии такие общие закономерности, как увеличение во времени высоты и контрастности рельефа и его возрастная ярусность, увеличение степени деформированности пород с возрастом, принадлежность тонких фракций миоцену, а грубых – главным образом плиоцену, изменение окраски пород от красной к серой от миоцена к плиоцену [43 и др.].

Отметим сразу, что граница между миоценом и плиоценом принимается нами на уровне 5,5–6,5 млн. лет назад (т.е. значительно выше, чем предшествующими исследователями района), а граница между неогеном и четвертичным периодом – в интервале 0,7–1 млн. лет назад, по подошве раннечетвертичной морены.

М и о ц е н. Неогеновые отложения в Алайской впадине разделяются нами на две серии: нижнюю, преимущественно песчано-глинистую, и верхнюю – конгломератовую. Близкое подразделение на палевую песчано-глинистую и серую конгломератовую толщи намечено в Таримском бассейне [30].

В северных предгорьях Заалайского хребта нижняя серия обнажается на двух участках – западнее долины р. Алтындары и восточнее долины р. Ачикташа. В долине левого притока р. Кызылсу – р. Кантсу – и соседней долине нами обнаружены разрезы двух типов, разделенные крутым взбросом. Оба они начинаются глинисто-мергелистыми с гипсом лагунными отложениями верхов палеогена (вероятно, шурысайские и сумсарские слои), но в основных своих частях значительно различаются. Северный, видимой мощностью около 400 м, представлен желтовато-оранжевыми и серыми песчаниками, глинами и алевролитами, в верхних частях с прослоями гравелитов и галечников из Алайского храбта.

Южный имеет мощность только 50–150 м и представлен преимущественно серыми (в меньшей мере желтовато-оранжевыми) песчаниками и глина-

ми, на которые с размывом и угловым несогласием ложатся красноцветные конгломераты в основании мощной конгломератовой (миоцен-олигоценовой) серии.

Восточнее, в бассейне р. Шве, лежащая на морских палеогеновых слоях мощная (до 1,8 км) в целом глинисто-песчаниковая оранжевого (издали) цвета толща в нижних частях несомненно относится к миоцену; она перекрывается, частью несогласно, красно-бурыми конгломератами мощностью не менее 100 м. В этом же районе на водоразделе рек Каратеита и Берксу А.В. Артемовым описан разрез переслаивающихся темно- и коричневато-серых глин, серых алевритов, серых и желтоватых песчаников с конгломератами в основании. Из отложений этого разреза определены пресноводные остракоды Glyocypris cf. inermis Kaufman, Glyocypris sp. indef., Subulacypris sp., Cyprideis ex gr. punctillata (Brady), по заключению М.И. Мандельштама, характеризующие отложения как верхи миоцена—низы плиоцена (в варианте низкой границы отделов). По-видимому, разрез относится к верхним частям глинисто-песчаной оранжевой толщи.

На центральном участке предгорий Заалайского хребта в пределах полосы выходов оранжевой толщи нами обнаружен на правом берегу Сайтаки разрез, представленный красновато-оранжевыми листовыми глинами, алевролитами, серыми мелко- и среднезернистыми песчаниками. Отложения обладают отчетливой параллельной слоистостью, но сильно дислоцированы вплоть до опрокидывания.

Единственный участок неогеновых отложений в самом Заалайском хребте находится в пригребневой его части, непосредственно южнее пер. Кызыларт. Здесь на высотах 4200 м и более полосой свыше 1 км шириной протягивается толща серых очень плотных, главным образом мелкозернистых, песчаников, буроватых алевролитов с отдельными прослоями гравелитов. Песчаники местами обладают волнистой слоистостью, большей частью крупноплитчатые, частично окварцованы и пронизаны жилами кальцита. Восточнее вместе с увеличением абсолютной высоты хребта появляются темно-красные и фиолетовые песчаники и конгломераты. Вся толща мощностью несколько сотен метров (до 600 м) очень сильно дислоцирована и налегает через красноцветы бальджуанской свиты на морские породы палеогена. Несколькими километрами южнее, на левобережье р. Маркансу, на палеогеновых известняках (в аллохтоне надвига) залегает толща плотных конгломератов с прослоями песчаников. С учетом геоморфологической и тектонической позиций разрезов конгломератовая толща, вероятно, является более молодой, чем алевролито-песчаниковая.

На северном борту Алайской впадины неогеновые отложения на поверхности развиты ограниченно. Основной выход их располагается у подножия Алайского хребта между пер. Газ и пос. Кашкасуу. В средней части мощной (возможно, до 1 км) толщи выделяется пачка желтовато-оранжевых песчаников и алевролитов, вниз переходящих в мелко- и среднегалечные конгломераты с гравелитами и подчиненными прослоями алевролитов и алевропесчаников. Вся толща с угловым несогласием ложится на породы массагетской серии, представленные в сплошном разрезе палеогена пестрыми и красными глинами, переслаивающимися с зеленовато-серыми глинистыми песками.

На правобережье р. Джаман-Кырчина А.В. Разваляевым описан разрез, в котором толща желтовато-серых глинистых песков и неслоистых песчанистых глин мощностью 400 м лежит с угловым несогласием на отложениях массагетской серии и перекрывается толщей плотных плохо сортированных конгломератов (150 м) и рыхлых слоистых гравелитов (200 м).

Разрез у подножия Заалайского хребта западнее р. Кантсу характеризуется тем, что постепенное огрубление фаций до конгломератовых (из гальки палеозойских пород Алайского хребта) происходит в верхней части алевролито-песчаниковой серии. Судя по непосредственному переходу в разрезах (Кантсу, Шве, гребень Заалайского хребта западнее пер. Кызыларт) от лагунных верхнепалеогеновых отложений, а также по цвету, диагенезу, местами очень сильной (до образования опрокинутых складок) дислоцированности, иногда залеганию под мощными кирпично-красными и бурыми конгломератами (подробнее см. ниже), серия песчанико-алевролитовых и глинистых отложений должна датироваться миоценом, скорее его первой половиной.

С этим как будто не согласуются данные Б.А. Борнемана, С.К. Овчинникова и А.В. Разваляева [36, 161]. Здесь мощная (не менее 1 км) толща тонких и мелкозернистых осадков подразделяется на две пачки. Залегающая сверху пачка представлена в основном кирпично-красными мелкозернистыми глинистыми песчаниками и оранжевыми слоистыми глинами, но кверху песчаники становятся красно-бурыми грубозернистыми и содержат маломощные прослои конгломератов (из гальки мелкого и среднего размера) и в самом верху – прослои гипса. Лежащая внизу, нижняя по А.В. Разваляеву и Н.Н. Леонову [161], пачка сложена темно-серыми, коричневато-серыми глинами, серыми алевролитами, желтовато-розовыми песчаниками, а в основании разреза частично и конгломератами. В аналогичных глинах на западном краю впадины обнаружены пресноводные остракоды, характерные, по определению М.И. Мандельштама, для верхов миоцена и низов плиоцена (см. выше). Выше серии мелкозернистых отложений с размывом и несогласием залегает мощная толща желтовато-бурых крупногалечных конгломератов [36, 161]. По нашим данным, севернее, у слияния крупных правых истоков р. Комансу, бурые конгломераты граничат с кирпично-красной толщей по тектоническому контакту.

Нетрудно заметить, что под бурыми конгломератами последовательность пачек миоценовых отложений на участке верхнего течения р. Комансу обратна той, что известна во всех других местах, в том числе и в соседней долине р. Минжара. Если перевернуть разрез, то в основании его окажутся грубые красноцветы и гипсы, характерные для массагетской серии (недаром они были отнесены к олигоцену [36]), а в верхах – преимущественно тонкая серая толща с постепенным огрублением кверху до конгломератов. В пользу опрокинутого залегания всей толщи олигоцен-миоценовых и миоценовых отложений на данном участке говорят такие факты, как видимое непосредственно в склонах Заалайского хребта надвигание нижнемеловых пород к северу на отложения кирпично-красной толщи не менее чем на 1–1,5 км; наличие именно на этом участке среди поля развития миоценовых отложений двух останцов нижнемеловых пород, считающихся окнами тектонического покрова на 4–5 км к северу [297, 302 и др.]; видимая в других местах у подножия Заалая сильная дислоцированность,

вплоть до опрокидывания к северу палеогеновых (хр. Ледяной мыс) пород и отложений песчано-глинистой неогеновой толщи (Сайтака) и надвигание на нее мезозойских пород хребта во многих местах [36].

Верхняя серия неогеновых отложений в отличие от нижней представляет собой грубую молассу, почти исключительно представленную конгломератами, с подчиненным количеством прослоев мелкого материала, иногда брекчиями, конглобрекчиями и глыбовыми отложениями.

В наиболее полном (хотя и сокращенном по мощности) и близком к хорошо расчлененным неогеновым разрезам Афгано-Таджикской депрессии [43 и др.] разрезе Кантсу на крайнем западе выделяется несколько характерных в литологическом отношении толщ. По макроскопическим признакам мы делаем следующие сопоставления со свитами неогена сверху вниз: относительно рыхлые мелкогалечные серо-бурые конгломераты с песчано-гравийными прослоями мощностью 200 м сопоставляются с килимбинской свитой; плотные бурые и малиново-бурые конгломераты, в низах средней крупности, а в верхах с крупным и грубым обломочным материалом мезозойских пород и олистостромами мощностью 0,5–0,6 км – с каранакской и полизакской свитами; очень плотные с матрацевидными формами отдельных прослоев из гальки и валунов из палеозойских и мезозойских пород серые и красные конгломераты мощностью не менее 400 м соотнесены с тавильдаринской свитой, а подстилающие красноцветные, частью грубые, и зеленовато-серые средне- и мелкогалечные конгломераты около 160 м мощности сопоставляются с хингоусской свитой.

В Афгано-Таджикской депрессии хингоусская и тавильдаринская свиты относились к миоцену [43 и др.], однако в последнее время появились факты в пользу омоложения возраста тавильдаринской свиты [258]. Если наши сопоставления справедливы, в западной части Заалайского хребта, как и в Дарвазе, значительная часть грубой неогеновой молассы относится к миоцену (тем более при его высокой верхней хронологической границе).

На центральном участке северных предгорий Заалая отложения грубой серии подразделяются на две различающиеся между собой толщи: нижнюю красноцветную (пачки кирпично-красных и красно-бурых конгломератов) и верхнюю сероцветную (пачки конгломератов, серых конглобрекчий-тиллитов и галечников).

Нижняя грубообломочная толща неогена обнажается в бортах долины р. Комансу при выходе из предгорий. В нижней части она представлена конгломератами кирпично-красного цвета из мелкой и средней хорошей окатанности гальки как палеозойских, так и мезозойских пород. В верхней части склонов долины кирпично-красные конгломераты постепенно переходят в бурые преимущественно мелко- и среднегалечные с крупногалечно-валунными прослоями в средней части конгломераты со слабой окатанностью материала. Подошва толщи не обнажена, видимая мощность оценивается в 600 м. Эта толща обнажена в северном крыле широтной синклинали и приразломном валу. Южнее, в осевой части синклинали (в среднем течении р. Комансу), обнажается пачка буро-малиновых конглобрекчий, подошва которых не вскрыта, а на кровле без видимого углового несогласия залегают серые валунно-крупногалечные конгломераты с плохо окатанной галькой преимущественно мезозойс-

ких пород. Видимая мощность этих двух пачек не менее 600 м. Судя по структурному положению пачки конглобрекчий, а также на основании ее цветового сходства с вышеописанными бурыми конгломератами, предполагается, что последние фациально замещаются к югу конглобрекчиями либо подстилают их. На южном крыле упомянутой синклинали в долине р. Комансу снова обнажены бурые средне- и крупногалечные конгломераты, а на левом берегу р. Каттабешика в среднем течении выходят опять кирпично-красные конгломераты. Их подошва также не обнажается, перекрываются же они здесь (с небольшим угловым несогласием – до 15°) серыми крупногалечными конгломератами с линзами известняковых брекчий с обломками до 20–30 м^3.

Таким образом, средние бурые конгломераты и конглобрекчии обнажены фрагментарно в северной полосе предгорий Заалайского хребта и не встречены в Алайском хребте. Общая известная мощность красных и бурых конгломератов составляет около 600 м. По цветовой шкале неогеновых отложений [215, 347] возраст нижней пачки кирпично-красных конгломератов, а возможно, и пачки бурых конгломератов и конглобрекчий, т.е. нижней части грубой молассовой серии, должен считаться миоценовым (даже в рамках низкой хронологической границы миоцена–плиоцена, а тем более при принятой нами высокой границе).

П л и о ц е н. Плиоценовые отложения Алайской впадины (выходящие на поверхность) представлены почти исключительно грубыми молассами серого цвета. Верхние буроцветные конгломераты (сопоставляемые с каранакской, полизакской и килимбинской свитами) в междуречье Кантсу и Гуломы на крайнем западе представляют исключение в отношении цвета, по-видимому, за счет размыва массива нижнемеловых пород. Стратиграфия и хронология верхов неогена в Алайской впадине были разработаны слабо [36, 161 и др.], отложения большей частью обозначались индексами N_2–Q_1 без дальнейшего разделения, что обусловило необходимость уделить им специальное внимание.

В пределах собственно Алайской впадины наиболее полный разрез плиоценовых отложений вскрывается в северных предгорьях Заалайского хребта в центральной части его протяжения. В широкой полосе низкогорий и предгорий, между долинами рек Джипаксу и Коккиика, развита толща серых плотных преимущественно среднегалечных конгломератов мощностью не менее 300–400 м. В междуречье Минжара и Сынарджара они по размытой поверхности ложатся на оранжевую толщу миоцена (по [36] – олигоцена), в долине р. Комансу они согласно (?) залегают на буро-малиновых конглобрекчиях, и в долине р. Каттабешика серые конгломераты с угловым несогласием 10–15° залегают на толще кирпично-красных конгломератов. Для рассматриваемой толщи серых конгломератов характерны включения линз и горизонтов крупных глыб известняков и известняковых брекчий (брекчиевидных известняков или известняковых конгломератов по [36]).

Наиболее восточные выходы в низкой части водораздела рек Джипаксу и Ачикташа представлены крепко сцементированными известняковыми брекчиями темно-, светло-серыми и желтовато-серого цвета с обломками величиной максимум до 25–30 м^3. На основании фаунистических находок в глыбах эти породы ранее относили к верхнему палеозою [36 и др.]. Одна-

ко большое сходство с верхненеогеновыми известняковыми брекчиями в бассейнах рек Минжара и Комансу, наличие прослоев аналогичных пород внутри серых конгломератов всего в 3–4 км к западу от водораздела Джипаксу–Ачикташ – все это не оставляет сомнения в конседиментационном с серыми конгломератами накоплении известняковых брекчий. Судя по литологической однородности и чрезвычайной грубости материала, линзы этих брекчий в толще верхненеогеновых моласс северных предгорий Заалая следует считать следами погребенных обвалов и скальных оползней, т.е. олистостромами. Подобные олистостромы, везде с утонышением и выклиниванием к северу, встречены в серых конгломератах долины р. Сынарджара у выхода из предгорий, а также в бурых конгломератах каранакской свиты западнее долины р. Кантсу на крайнем западе Заалайского хребта, где олистостром состоит из верхнемеловых известняков.

В северном обрамлении Алайской впадины серые конгломераты встречены только в поле развития неогеновых отложений между пер. Газ и пос. Кашкасу, где они перекрывают желтовато-оранжевые песчаники и алевролиты низов неогена. Мощность конгломератов здесь 100–200 м, олистостром обнаружен лишь в одном месте – на р. Киракутоке. При определении верхней возрастной границы серых конгломератов мы опираемся на следующие факты.

В междуречье Минжар–Сынарджар серые конгломераты с угловым несогласием перекрыты галечниками, на которые, в свою очередь, согласно ложится древняя морена, образующая поверхность абсолютной высотой 3900–4000 м. По высоте залегания, геоморфологическим соотношениям с четвертичными моренами и по аналогии с Северным Памиром [254, 301, 332] возраст древней морены и галечников соответственно определяется как раннечетвертичный и позднеплиоценовый (кокбайский). Следовательно, возраст преимущественно конгломератовой толщи северных предгорий Заалая может считаться среднеплиоценовым, но не плиоцен-раннечетвертичным [84, 161 и др.].

К плиоценовым отложениям относятся и древнейшие тиллиты северного склона Заалая в верховьях р. Кырчиндысу на абсолютной высоте 4100–4200 м. Эти отложения представляют собой красновато-серую преимущественно мелкообломочную брекчию из палеозойских известняков с редкими крупными гальками и валунами известняков и черных сланцев. Обнажаясь на той же высоте, на которой в соседней долине Ташкунгея располагается древняя раннечетвертичная морена, подстилаемая позднеплиоценовыми галечниками кокбайского межледниковья, эта брекчия не может быть моложе позднего плиоцена–раннего плейстоцена. Абсолютное отсутствие в брекчии обломков гранитов и красноцветных пород, преобладающих в раннечетвертичной морене, позволяет считать ее более древней и предположительно сопоставить с древнейшими (около 3 млн. лет) плиоценовыми тиллитами Памира [231, 254]. Подобные известняковые брекчии встречены нами в двух местах на крайнем востоке Алайской впадины в бассейне р. Кызылсу-восточной. Так, на левом берегу этой реки в 15 км выше устья р. Коксу на высоте около 3600 м имеется очень круто наклонный к юго-востоку выход серой осадочной брекчии из обломков частью слабоокатанных палеозойских известняков и песчаников.

На неогеновых конгломератах и брекчии с резким несогласием плащеобразно залегает древняя раннечетвертичная морена.

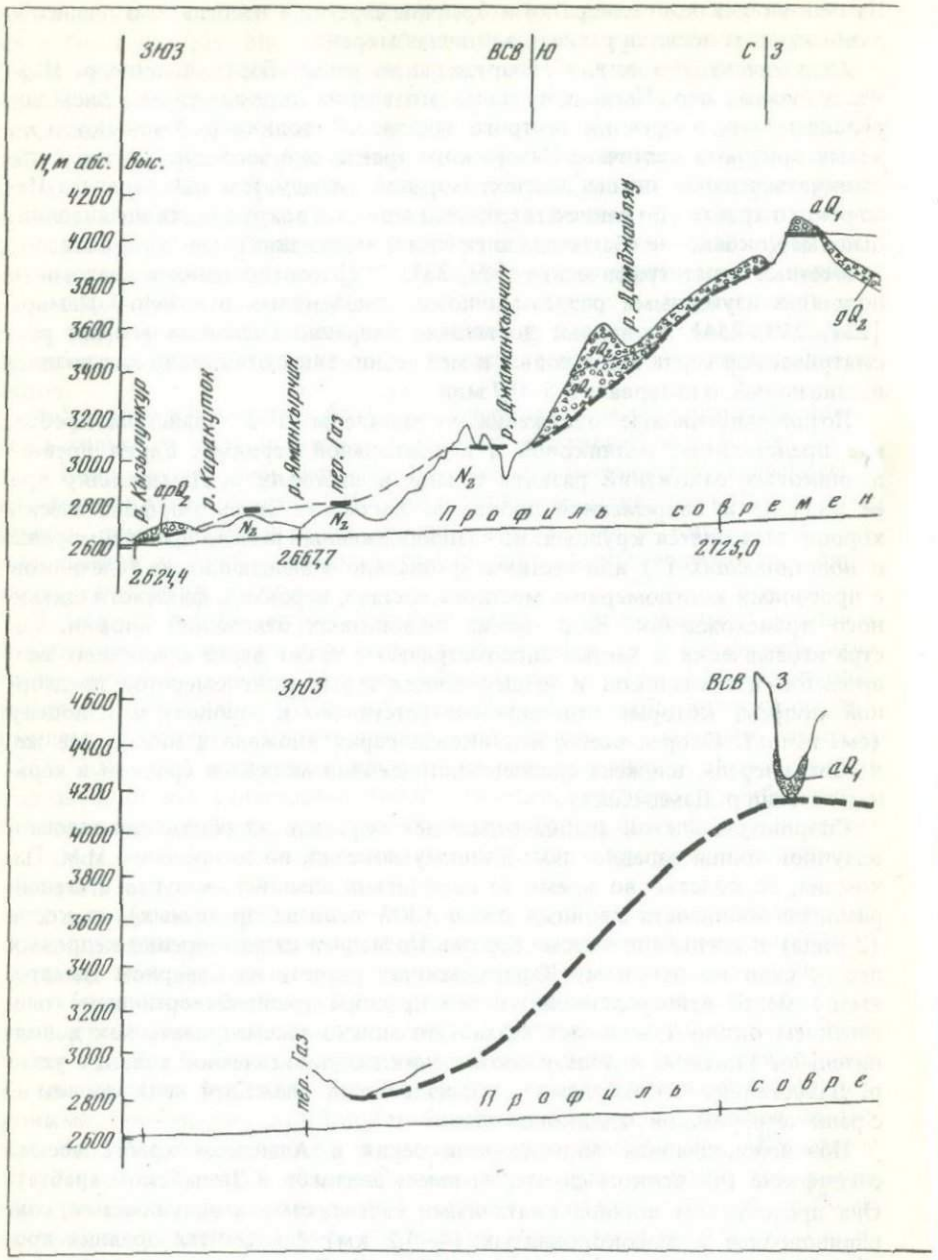
Аналогичные отложения обнаружены на левом борту долины р. Маркансу, южнее пер. Кызыларт. Здесь это весьма плотные сильно дислоцированные конглобрекчии пестрого состава. В долине р. Маркансу и ее левых притоков восточнее Памирского тракта они несогласно перекрыты раннечетвертичной плащеобразной мореной, между тем как западнее Памирского тракта под раннечетвертичной мореной вскрываются позднеплиоценовые кокбайские (бахмалджилгинские) межледниковые отложения.

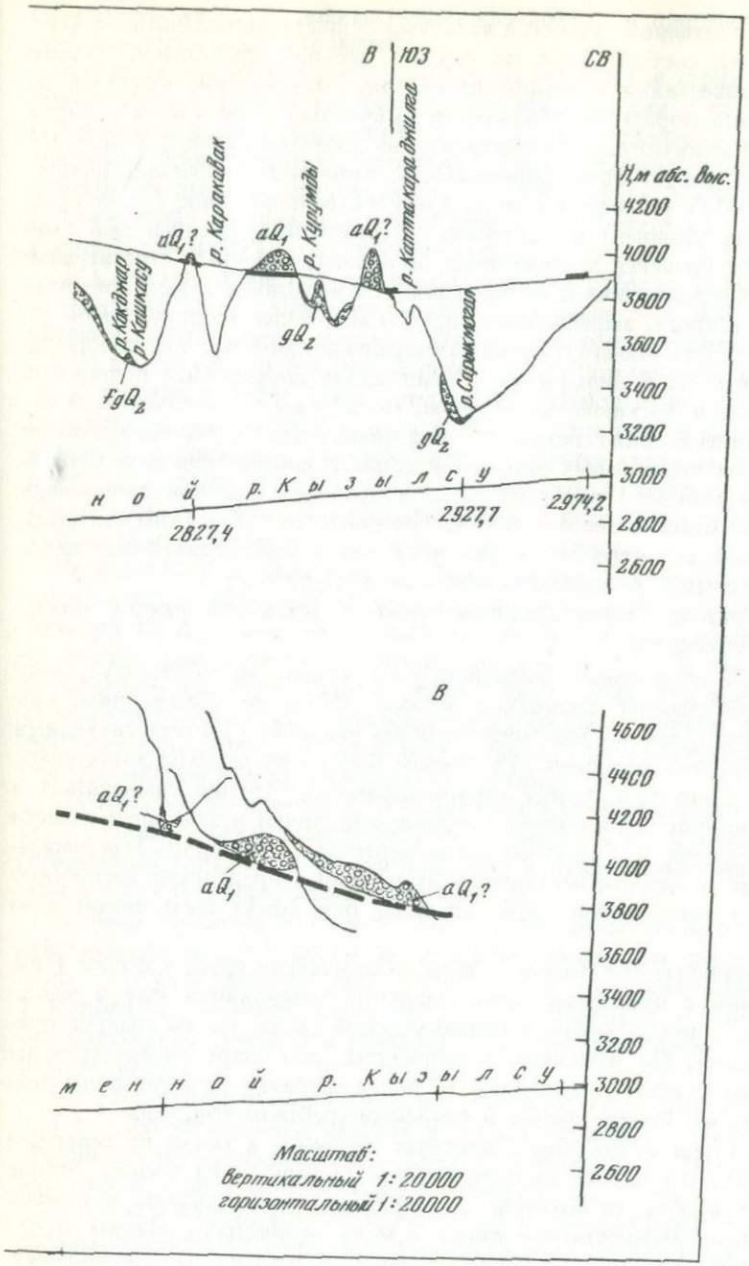
Местные стратиграфические [49, 332, 259] соотношения и аналогии с подробно изученными разрезами позднеплиоценовых отложений Памира [231, 259, 254] позволяют достаточно уверенно оценивать возраст рассматриваемой серии ледниковых и межледниковых отложений как позднеплиоценовый, в интервале 3,5–0,7 млн. лет.

Позднеплиоценовые отложения установлены и в Алайском хребте, где представлены ледниковой и аллювиальной сериями. Серия древнеледниковых отложений развита только в низовьях р. Дамджайляу при ее подходе к современной долине р. Кызылсу. Здесь морфологически хорошо выделяется крупный, но слабообнаженный массив древней морены и подстилающих (?) или частично фациально замещающих ее галечников с прослоями конгломератов местного состава, вероятно, флювиогляциального происхождения. Весь массив ледниковых отложений вложен, т.е. стратиграфически и частью гипсометрически лежит выше оранжевых алевролитов и песчаников и вышележащих серых конгломератов предгорной полосы, которые отнесены соответственно к миоцену и плиоцену (см. выше). Скорее всего, ледниковая серия вложена в них, в нее же, в свою очередь, вложена среднеплейстоценовая морена в среднем и верхнем течении р. Дамджайляу.

Спорово-пыльцевой анализ отдельных образцов из обнажения галечно-валунной толщи западнее пос. Кашкасу показал, по заключению М.М. Пахомова, господство во время ее накопления альпийских лугов и степей, развитие поблизости хвойных лесов (30% пыльцы древесных) из кедра (2 вида) и сосны с примесью березы. Последнее из расширений кедровых лесов, судя по опорному Каракульскому разрезу на Северном Памире, имело место непосредственно перед древним (раннечетвертичным) оледенением около 1 млн. лет назад. Это можно рассматривать как дополнительное указание в пользу соотнесения валунно-галечной толщи в устье р. Дамджайляу с кокбайской, а близлежащей (лежащей над) морены – с раннечетвертичной ледниковой эпохой.

Позднеплиоценовая аллювиальная серия в Алайском хребте весьма специфична (во всяком случае, не имеет аналогов в Заалайском хребте). Она представлена хорошо окатанными галечниками и валунниками, сохранившимися в высокоподнятых (4–4,2 км) фрагментах древних продольных долин южнее гребня хребта (рис. 3). Такие фрагменты, образующие древние поверхности выравнивания или седловины на боковых водоразделах в среднем течении современных стекающих с Алайского хребта к югу рек, сохранились в верховьях рек Каракавака, Кокджара, Эшме на абсолютных высотах 4000–4200 м и на высоте около 600 м относительно днищ современных долин. Толща мощностью 100–150 м представ-





Р и с. 3. Условия залегания плиоценовых и четвертичных отложений в древних долинах Алайского хребта

1 – профили современного рельефа; *2* – продольные профили днищ древних долин; *3* – морена; *4* – аллювий

3. Зак. 1939

лена хорошо окатанной галькой и валунами существенно гранитного (гранодиоритового) состава, хотя по бортам древней продольной долины обнажаются известняки и сланцы на востоке, мезозойские красноцветы на западе. Гранодиориты же обнажаются на южном склоне хребта только в верховье р. Сарыкмогола. Рассматриваемая галечно-валунная толща, несмотря на ее слабую сцементированность, относится к дочетвертичному времени не только по своему гипсометрическому положению (выше среднечетвертичных уровней) и залеганию во фрагментах древней деформированной и распавшейся долины, но и по непосредственным стратиграфическим и геоморфологическим признакам. В верховьях левых притоков р. Кокджара в троге, выработанном на 200 м и более в обсуждаемой аллювиальной толще, залегает среднечетвертичная морена, т.е. толща заведомо древнее ее. В верховьях р. Дамджайляу современная поперечная долина врезана в древнюю продольную. Поскольку в низовьях этой поперечной долины развит генетически связанный с ней охарактеризованный выше комплекс ледниковых отложений конца плиоцена–начала четвертичного периода (около 1 млн. лет назад и древнее), древняя продольная долина и выполняющая ее валунно-галечниковая толща должны считаться более древними, вероятно 3–1,5 млн. лет назад (следы древнейшего плиоценового оледенения в Алайском хребте не обнаружены).

Таким образом, относительно неогеновых отложений района можно заключить следующее.

1. Олигоцен-миоценовые, миоценовые и плиоценовые молассовые отложения распространены, насколько можно судить по обнажениям, как вдоль северного, так и вдоль южного борта впадины с соответствующими областями приноса материала. На южном борту они развиты значительно больше по площади и полнее стратиграфически. Трудно сомневаться в том, что отложения обоих ярусов сплошь выполняют и центральные части Алайской впадины под комплексом четвертичных отложений. Максимальные видимые мощности неогеновых отложений в предгорьях составляют 1–1,5 км, в центральной части впадины они могут быть значительно больше.

Континентальные отложения в виде относительно грубых фаций (грубые песчаники с прослоями конгломератов) появляются уже в массагетской серии, по-видимому, в бальджуанской свите, т.е. на границе олигоцена–миоцена. По имеющимся сведениям, они шире распространены в Заалайском хребте (и представлены более грубыми фациями в его пригребневой части), между тем как в Алайском хребте не встречены.

2. Миоценовые отложения в пределах впадины, а также на северном склоне Алайского хребта (в верховьях р. Гульчи) и на южном склоне Заалайского хребта (в бассейне р. Маркансу) представлены в нижней части серией преимущественно тонко- и мелкозернистых с общим огрублением к верху осадков (глины, алевролиты, песчаники) лагунно-озерного, озерного, озерно-аллювиального и аллювиального генезиса. В целом серию тонких осадков мы считаем миоценовой, а не олигоценовой, т.е. более молодой, чем предполагали предшествующие исследователи [36 и др.]. В средних–верхних частях, относимых к миоцену толщ, там, где они представлены относительно полно (центральная и западная части северного склона Заалайского хребта), преобладают красные конгломера-

ты аллювиального, аллювиально-пролювиального и пролювиального генезиса, местами с олистостромами.

Плиоценовые отложения – это грубая молассовая серия отложений – конгломератов разной крупности, брекчий, местами с олистостромами, аллювиального, пролювиального, обвального, ледникового и флювиогляциального происхождения. Обвальные фации плиоцена значительно шире развиты на южном борту впадины – в предгорьях Заалайского хребта, а ледниковые плиоценовые отложения – исключительно в Заалайском хребте, в том числе на его южном склоне.

3. С учетом принятых геохронологических рубежей (граница олигоцена–миоцена 25–27 млн. лет, миоцена–плиоцена 5–6 млн. лет) можно заключить, что смена морских фаций континентальными происходила 30–25 млн. лет назад, и в этот же период начал формироваться и размываться в гребневой части Заалайский хребет. Накопление грубых моласс с включением олистостромов и размывы на границах толщ, т.е. активное воздымание хребтов и относительное прогибание впадины, начались после длительной фазы тектонического покоя, скорее всего еще в миоцене, 15–10 млн. лет назад. Ледниковые фации в Заалайском хребте появились в среднем–позднем плиоцене, около 3 млн. лет назад.

Четвертичные отложения. Алайская долина как крупная межгорная впадина несет обширный и мощный чехол четвертичных отложений, на большей части территории сплошной, а по бортам разорванный. Поскольку долина расположена на абсолютной высоте 2,5–3,0 тыс. м и выше, естественно, что главнейшими среди четвертичных отложений являются отложения ледниковых и приледниковых фаций – морены и флювиогляциальные отложения; значительным развитием пользуются также отложения аллювиального и пролювиального генезиса.

Соответственно ключом к стратиграфии четвертичных отложений Алайской долины служит установление последовательности ледниковых и межледниковых горизонтов, их региональная и межрегиональная корреляция между собой и с террасовыми комплексами.

Граница плиоцена и плейстоцена принята нами согласно официально действующей в СССР шкале по подошве бакинского яруса Каспийской области, то есть около 0,7 млн. лет назад. При этом древнейшее оледенение и кокбайское межледниковье [253, 241] попадают в плиоцен, а древнее оледенение (раннечетвертичное) – на границу плиоцена и четвертичного периода.

Обзор предшествующих исследований. Первые сведения о ледниковых образованиях в Алайской долине появились в конце прошлого и начале нынешнего века [33, 378, 375]. Е. Хентингтон [378] выделил в долине р. Коккиика 5 морен на относительных высотах 400, 270, 130 м и у современного уреза. Эти 4 морены отнесены к ледниковым эпохам, последняя (самая молодая в верховьях долины) – к стадии. Межледниковые эпохи (когда ледник отступал далеко вверх по долине) выделялись по врезанию рек между накоплением морен на 100–130 м.

Принцип выделения эпох и установления их множественности был заложен правильный, хотя конкретное выделение морен разных эпох содержало ошибки (из-за неучета тектоники и флювиогляциальных образований). Этот автор оставил важные, но в дальнейшем полузабытые

заключения об уменьшении размеров оледенения в каждую последующую эпоху и сокращении времени между ними, существовании аллювиальных галечников под моренами разного возраста.

При последующих исследованиях той же экспедиции [375] морена максимального из сохранившихся оледенения отнесена ко времени позднее начала четвертичного периода. Ледники в эту эпоху спускались на 1000 м, и оледенение покрывало Памир и Алайскую долину целиком, морены сохранились только в виде широких ундуляций ее дна. Во вторую эпоху ледники спускались на 300 м ниже современных и оставили обширные холмисто-моренные пространства (чукуры) поперек Алайской долины. В третью и четвертую эпохи ледники были вдвое короче, чем в каждую предыдущую, эпохи отнесены [375] к постгляциалу (т.е. в современном понимании являются не более чем стадиями). Высокие террасы (около 100 м) на востоке Алайской долины отнесены к первой, а более низкие (30–60 м) – ко вт[illegible]рой ледниковой эпохе.

Один из первых отечественных исследователей оледенения гор Средней Азии Д.И. Мушкетов [203] считал в Алайском хребте доказанной одну эпоху оледенения (с 2–4 стадиями). Позднее для Заалайского хребта он признал два периода оледенения, последний – с двумя фазами отступания [204]. С двумя эпохами оледенения этот исследователь сопоставлял две главные террасы в долинах: верхнюю аккумулятивную – за счет накопления выносимого с ледников материала, а нижнюю – целиком врезанную в аккумулятивной толще.

Серьезным вкладом в изучение ледниковых отложений Алайской долины, особенно их морфологии и распространения, стали исследования Л. Нёта [389]. Его главные достижения состоят в следующем: 1) дано доказательство широкого распространения древнего оледенения в Алайской долине, оставившего обширные морены (чукуры); 2) выделены следы наиболее древнего оледенения в виде сглаженных морен на местных водоразделах предгорий Заалайского хребта (значительно позднее отнесенных к раннечетвертичному оледенению); 3) указано на существование морен двух стадий оледенения (стояния ледника) в полях развития основных чукуровых морен, в будущем признанных моренами двух самостоятельных оледенений.

Крупный исследователь географии и геоморфологии Средней Азии, в частности Алайской долины, Н.Л. Корженевский [128–133] признавал в рассматриваемом районе две эпохи оледенения. Первую эпоху он считал, не имея надежных с современной точки зрения стратиграфических свидетельств, а только косвенные, морфологические, временем сплошного покрытия долины ледниками подножий, спускавшимися с Заалайского хребта. Все видимые в долине моренные отложения (чукуровые морены) он относил к основной (второй) эпохе оледенения, сопоставляя ее с вюрмской, т.е. позднечетвертичной. Морену на правом борту р. Кашкасу он считал отложенной комансуйским ледником из Заалайского хребта в эпоху максимального его распространения.

В 30–40-е годы большинство авторов принимали для рассматриваемого региона двукратное оледенение [380, 389, 186–188, 35, 36]. Эти представления базировались почти исключительно на геоморфологических признаках (см. [186–188, 301, 1]). Расхождения между исследова-

телями по вопросу о количестве оледенений объяснялись не столько реальными различиями на разных участках или отдельными ошибками, сколько принятием разных признаков для выделения ледниковых эпох, стадий и фаз и неразработанностью критериев.

Наиболее подробные и результативные исследования ледниковых отложений Алайской долины в 50–60-х годах выполнены К.М. Мирзаевым [195], Н.А. Гвоздецким [62], О.П. Саповым [301, 304], А.К. Трофимовым и О.К. Чедия [331, 332, 335, 347].

К.М. Мирзаев в восточной части территории по геоморфологическим и частично стратиграфическим признакам выделил морены двух оледенений – средне- и позднечетвертичного, а в последнем – две стадии. К морене предпоследнего оледенения причленяется 50–60-метровая терраса р. Кызылсу-восточной, а к моренам двух стадий последнего – соответственно террасы высотой 10–12 и 8 м [195].

Наблюдения Н.А. Гвоздецкого [62] и В.М. Муратова [201] на западе, в бассейне р. Алтындары и в устье р. Муксу, привели их к выводу о двух самостоятельных оледенениях – предпоследнем и последнем (вероятные аналоги днепровского и валдайского). По наблюдениям этих авторов, к конечноморенным грядам древних алтындаринских ледников в долине р. Кызылсу причленяется четвертая 48-метровая терраса, а к конечной морене последнего оледенения у урочища Бахмыр – вторая терраса высотой 12 м [62].

Два оледенения, последнее и предпоследнее, соответственно позднее среднечетвертичного времени, установил в соседней долине р. Муксу А.А. Юрьев [371]. Предпоследнее среднечетвертичное оледенение он справедливо считал максимальным, однако в противоречие с этим ляхшские морены в устьях рек Муксу и Кызылсу отнес к позднечетвертичному оледенению. По уровням залегания морен и трогов в долине р. Муксу позднечетвертичное оледенение подразделено им на две крупные фазы. Более ранняя из них, согласно этому автору, оставила морены в нижнем течении р. Алтындары почти до р. Кызылсу; морены у урочища Бахмыр сочтены им без стратиграфического обоснования конечными моренами поздней фазы последнего оледенения.

К.М. Мирзаев и Н.А. Гвоздецкий в отличие от Н.Л. Корженевского, К.К. Маркова, А.А. Юрьева главные моренные массивы, максимально распространенные в Алайской долине, отнесли не к последнему, а к предпоследнему оледенению; относительно свежие вложенные морены в пределах боковых долин внутри контуров древних морен они отнесли не к фазам отступания ледников той же эпохи, но к самостоятельному позднечетвертичному оледенению (со стадиями отступания).

А.К. Трофимов, В.В. Лоскутов, О.К. Чедия и О.П.Сапов обосновали, преимущественно на основе геоморфологического подхода и дальних корреляций, схему трехкратного плейстоценового оледенения Памира и Алайской долины [8, 331, 332, 335, 170, 347, 350, 301]. Эта схема подтверждается и для Алайского хребта [327, 328]. Выделены морены ранне-, средне- и позднечетвертичного оледенений, занимающие разное гипсометрическое и геоморфологическое положение, разделенные межледниковыми врезами (много сотен метров, до 1000 м между ранне- и среднечетвертичным, несколько сотен метров между средне- и позднечетвертичным).

Следы древнейшей морены из ранее выделявшихся двух давно отмечались в виде фрагментов высоких моренных поверхностей в предгорьях Заалая [389, 35, 36, 371] и в виде сглаженной холмистой поверхности на востоке Алайской долины вблизи пер. Таунмурун [187, 188, 128]. Эта морена относилась к предпоследнему оледенению, однако позднее, с отнесением "молодой" морены к предпоследнему оледенению и с установлением ее среднечетвертичного возраста, древнюю замытую морену стали относить к раннечетвертичному времени.

Раннечетвертичная морена выделена на южном склоне Заалайского хребта (в бассейне р. Уйсу) [331, 332, 170], в Алайском хребте [338, 335] и на северном склоне Заалая [301, 335]. Возраст морены определен по соотношению с подстилающими плиоценовыми конгломератами, нахождению на гипсометрическом уровне (около 3 тыс. метров и выше) более высоком, чем морены двух более молодых оледенений, и корреляции этого уровня с уровнем плато Тупчак в хр. Петра I, несущем раннечетвертичную морену [350, 49, 335].

Согласно О.П. Сапову [301], на северном склоне Заалайского хребта на водоразделе рек Ташкунгея и Комансу древняя морена содержит обломки преимущественно палеозойских пород – светлых гранитов, темно-зеленых эффузивов, черных сланцев и известняковых конгломератов. По нахождению валунов с фауной не моложе позднего карбона и изверженных пород, которые неизвестны на северном склоне хребта, а только на южном, О.П. Сапов делает заключение о переносе моренного материала с юга через пространство, занятое поднявшимся позднее Заалайским хребтом.

Среднечетвертичное оледенение, оставившее чукуровые морены в Алайской долине, считается большинством авторов рассматриваемого периода исследований максимальным. По морфологическим и фациальным взаимоотношениям с этими моренами сочленяются флювиогляциально-аллювиальные террасы: 60- и 70–80- метровая на востоке, в устье р. Коксу-восточной [195, 170], 40–50- и 80–150-метровая на западе, в устье р. Алтындары и ниже по течению р. Кызылсу [62, 301, 335] и 100–120-метровая в урочище Ляхш, ниже слияния рек Кызылсу и Муксу [331]. Некоторые авторы [49, 350, 371] относят ляхшские морены к позднечетвертичному оледенению.

О.П. Сапов выделяет в разрезах нескольких боковых долин в пределах подножий Заалайского хребта два горизонта морен друг на друге, относя их к разным стадиям среднечетвертичного оледенения. В долине р. Ачиксу он описал разрез, в котором морена последнего оледенения перекрывает флювиогляциальные отложения, переходящие постепенно в подстилающую морену, а ниже по течению две разные флювиогляциальные толщи лежат несогласно одна на другой. В другом разрезе в долине р. Комансу флювиогляциальные отложения лежат на "дислоцированной ("слабослоистой") морене второй стадии максимального оледенения" [301].

Морены последнего оледенения отложены горнодолинными ледниками, как правило, не выходившими из боковых долин в собственно Алайскую долину. Считалось, что конечные морены последнего оледенения (типа бахмырской) морфологически и фациально сопрягаются с третьей (по Н.А. Гвоздецкому [62]) и В.М. Муратову [201] – со второй речной террасой. Высоты этой террасы, как верно отмечено в [335, 170], меняются

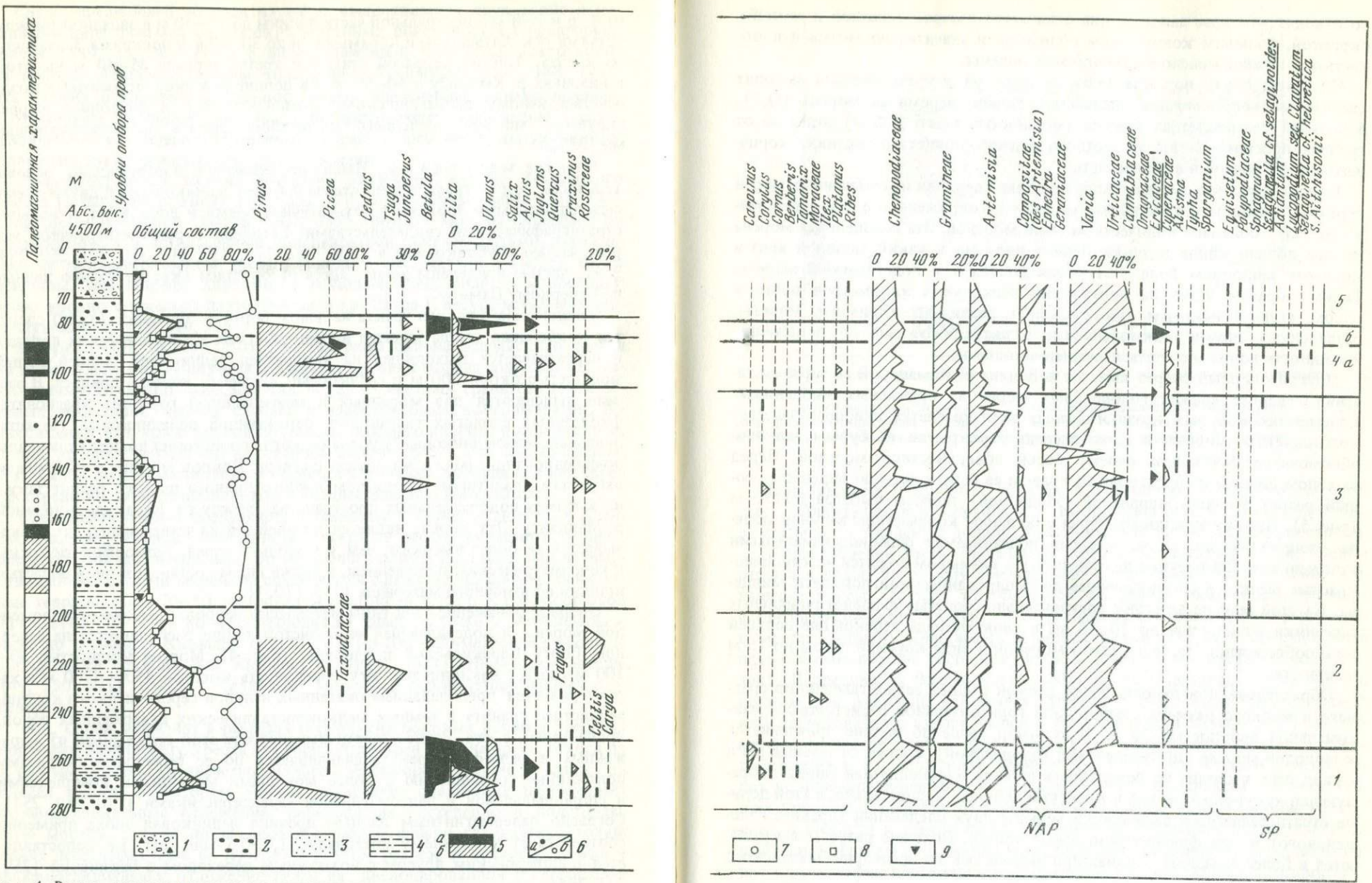
от 4–6 и 7–8 м в центральной части долины до 15–30 м в западной (между устьями рек Алтындары и Карамыка) и до 30–40 м у подножия Заалайского хребта. Той же террасой считается третья терраса 35–40 м высотой в низовьях р. Кызылсу и 40–50 м – в долине р. Муксу, относимая к позднечетвертичному дюшамбинскому комплексу, что и позволило коррелируемые морены последнего оледенения считать позднечетвертичными [335].

Новые материалы. Наши исследования подтверждают основательность стратиграфической схемы с тремя ледниковыми и двумя-тремя межледниковыми эпохами в четвертичное время и дополняют ее новыми стратиграфическими свидетельствами. Сведения о раннечетвертичной морене частью опубликованы в [331, 332, 170, 335, 347, 350, 301, 259, 253, 254], частью приведены выше. Здесь рассмотрим вкратце только данные по Северному Памиру.

Западнее Памирского тракта на левом борту р. Маркансу (Уйсу) слоистая кокбайская толща залегает на палеозойских кристаллических породах и перекрывается выходящей на водораздел ледниковой толщей общей мощностью около 200 м с гранитными валунами южного приноса. В разрезе выделяются два моренных и межморенный горизонт красновато-фиолетовых слоистых галечников, отражающий неледниковые (межстадиальные, межледниковые?) условия, когда происходил принос аллювиально-флювиогляциального материала с севера. Покров морены с обломочно-валунным гранитным материалом южного приноса широко развит также на высоких водораздельных пространствах между оз. Каракуль и долиной р. Маркансу. Эта морена является древнейшей из четвертичных, что доказывается ее более высоким, чем у молодых морен, геоморфологическим и гипсометрическим положением, а также иным составом и иной областью приноса обломочного материала [335, 170, 1].

Опорное обнажение этой гипсометрически наиболее высоко расположенной морены и подстилающей ее слоистой толщи располагается на северном борту Каракульской котловины (рис. 4). Морена мощностью 50–100 м слагает наклонную к югу поверхность высотой 4500–4700 м и характеризуется преобладанием окатанных валунов серого мелко- и крупнозернистого гранита и темных мелкокристаллических изверженных пород, принесенных с юга. Раннечетвертичный возраст этой древнейшей из выраженных в рельефе морен устанавливается по ее геоморфологическому положению, соотношению с более молодыми моренными комплексами и споро-пыльцевой и палеомагнитной характеристиками [170, 259, 254]. Согласно палеомагнитным данным древняя ледниковая эпоха примерно соответствует временному интервалу 1,0–0,5 млн. лет, т.е. сопоставляется с апшеронским ярусом с возможным переходом в бакинский [259, 231, 244].

Для характеристики стратиграфического положения отложений, датируемых второй половиной четвертичного времени, приведем несколько наиболее полных разрезов в долинах Заалайского хребта. В долине р. Ачикташа у ее выхода из гор в обнажениях обоих берегов высотой 100–200 м выделяются две морены по 40–60 м мощностью и разделяющая их толща грубых валунно-галечных слоистых отложений мощностью около 15–20 м. Верхняя морена дает свежий мелкохолмисто-бугристый рельеф, от которо-



Р и с. 4. Разрез, палеомагнитная и спорово-пыльцевая характеристики верхнеплиоценовых и нижнечетвертичных отложений на северном берегу оз. Каракуль

Литологическая характеристика отложений: *1* – супесчано-обломочно-валунная морена; *2* – галечники и конгломераты, внизу разреза с прослоями валунов; *3* – песчаники; *4* – алевролиты; палеомагнитная характеристика отложений: *5* – полярность (*а* – обратная, *б* – прямая), *6* – намагниченность пород в отдельных образцах (*а* – обратная, *б* – прямая); содержание пыльцы и спор: *7* – пыльца травянистых, *8* – пыльца древесных пород, *9* – споры. Палеомагнитные данные по А.В. Пенькову, спорово-пыльцевые по М.М. Пахомову [259]

го отходят молодые зандры; она отличается пестрой (светлой и темной) окраской, бо́льшим количеством обломков и значительно меньшей плотностью от нижней красно-бурой плотной морены.

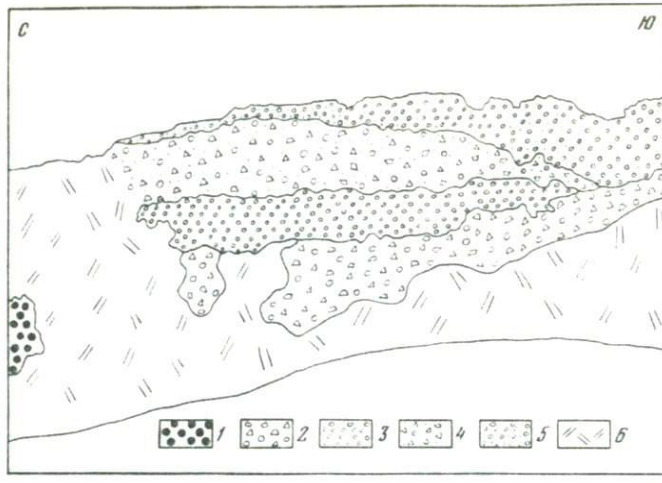
На левом борту под красно-бурой мореной у уреза местами выходит светлая мелкообломочная, пылеватая, сильно перемятая морена (Q_1?), а верхняя пестроцветная морена (мощностью всего 2–5 м) отделена от средней прослоем 1–1,2 м плотного известняковистого суглинка коричнего цвета с почвой в верхней части.

В нескольких километрах выше по долине верхняя из отмеченных морен перекрыта небольшим молодым зандром и сопряженной с ним совершенно свежей с большим количеством глыб мореной. Эта голоценовая морена на юге вблизи конца ледника Ленина вложена в узкий молодой врез в крупном зандровом поле ("Луковая поляна") и подстилаемой морене. Таким образом, здесь на протяжении нескольких километров почти в одном разрезе вскрыты три (четыре?) различных горизонта морены, разделенных двумя межморенными толщами, которые по положению и мощности должны считаться межледниковыми.

Другой опорный разрез имеется в долине р. Комансу. В ее верхнем течении севернее свежих голоценовых морен на оранжевых миоценовых алевролитах и бурых крупногалечных конгломератах плиоцена залегает красноцветная морена, в свою очередь перекрытая (с бурым валунно-обломочным базальным слоем) серой поверхностной мореной. Перед выходом долины из предгорий на правом ее берегу хорошо виден следующий разрез флювиогляциальной (зандровой) террасы высотой 60–70 м (рис. 5). Нижняя красновато-бурая с большим количеством валунов морена мощностью до 25 м, местами подстилаемая флювиогляциальными отложениями (на рисунке не отмечены), с размывом ложится на кирпично-красные мелко- и среднегалечные дислоцированные конгломераты миоцена. На этой морене залегают горизонтально-слоистые флювиогляциальные галечники мощностью до 10–15 м, в свою очередь перекрытые верхней мелкообломочной пестрого цвета мореной в виде крупной линзы до 15 м мощности.

Образующий поверхность зандр сложен толщей серых галечников среднего и мелкого размера с отчетливой горизонтальной слоистостью и максимальной мощностью 26 м. Этот зандр выше по долине причленяется к молодой морене (древнее свежей голоценовой), а ниже по течению реки из-под него выходит на поверхность нижняя красноцветная морена, образующая чукуровый рельеф в Алайской долине. Следовательно, в этой долине стратиграфически выделяются морены двух оледенений (древнее голоценового) и три флювиогляциальные толщи. Похожие разрезы вскрываются в более западных долинах при выходе рек из предгорий Заалайского хребта (рис. 6).

Здесь нельзя пройти мимо представлений К.В. Курдюкова о распространении в Алайской долине двух крупнейших обвальных масс верхнечетвертичного и раннеголоценового возраста [149]. Эти представления противоречат заключениям предшествующих исследователей [378, 375, 128, 389, 186, 187, 188], подверглись серьезной критике в дальнейшем [335, 301], однако некритически восприняты и даже используются в стратиграфических представлениях отдельными авторами [34].



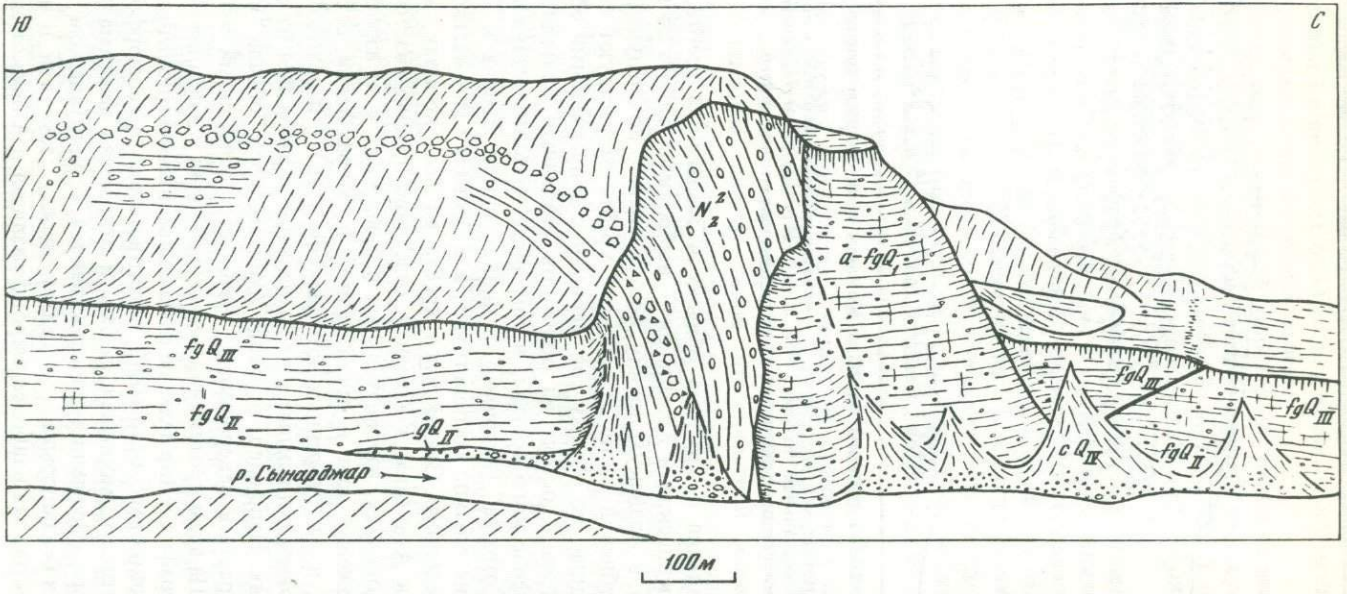
Р и с. 5. Зарисовка правого борта р. Комансу в ее среднем течении при выходе из предгорий

1 – неогеновые конгломераты; *2* – нижняя среднечетвертичная морена; *3* – средняя флювиогляциальная толща; *4* – верхняя позднеплейстоценовая морена; *5* – верхние флювиогляциальные позднеплейстоценовые отложения; *6* – осыпи

Представления о крупных обвалах в Заалайском хребте, массы которых – Ачикташская и Команская – выброшены вплоть до правобережья р. Кызылсу в Алайскую долину, несостоятельно по следующим причинам.

В пригребневой части Заалайского хребта отсутствуют свежие стенки отрыва и ниши, по объему соизмеримые с допускаемыми обвалами. "Обвальные массы" состоят из обломков различных окатанности, размера и петрографического состава, в том числе не соответствующего породам в местах "отрыва" (например, в цирках пиков Ленина и Дзержинского палеозойские породы господствуют, а в "обвале" множество пород мезозоя). В предгорьях Заалайского хребта во всех долинах, в том числе в долинах рек Ачикташа и Комансу, отчетливо прослеживается (при наземных исследованиях, аэровизуальных наблюдениях и на аэрофото) закономерное вложение друг в друга разных по морфологии, составу, степени цементации и т.п. моренных комплексов (тел) с переходом каждого из них во флювиогляциальные и аллювиальные образования на соответствующих уровнях. Например, от конца Ачикташского "обвала" якобы голоценового возраста к северо-западу начинается отчетливый позднечетвертичный зандр. На всем протяжении названных долин устанавливаются нормальная стратиграфия и нормальные фациальные взаимоотношения ледниковых и водноледниковых отложений в соответствии с геоморфологией [335, 301]. В частности, моренные формы и отложения максимального среднечетвертичного оледенения прослеживаются в Ачикташском и Комансуйских языках без перерыва к северу, между тем как в интерпретации К.В. Курдюкова эта наиболее широко развитая в Алайской долине морена исчезла.

Эталонным можно считать разрез в долине р. Алтындары, около урочища Бахмыр [209, 210, 187, 188, 62, 371, 77]. Основная часть разреза



Р и с. 6. Зарисовка левого борта долины р. Сынарджара при выходе из предгорий. Виден резкий наклон неогеновых конгломератов к северу, маркирующий зону Предзаалайского разлома, а также молодой сейсмотектонический уступ во фронте надвига

видна на правом берегу реки в обрыве зандровой террасы 50-метровой высоты и примыкающей с юга известной бахмырской молодой морены (рис. 7, см. вкл.). В обнажении видны слагающие террасу верхние флювиогляциально-аллювиальные отложения, выше по течению реки укрупняющиеся и фациально переходящие в бахмырскую морену, а также подстилающая их мощная, частично дислоцированная (в северной части обнажения вблизи тектонического разрыва) толща флювиогляциально-аллювиальных конгломератов красноватого цвета (рис. 7, 8). Значительные возрастные различия между верхними и нижними флювиогляциально-аллювиальными отложениями следуют из их резко несогласного (около разлома) залегания. Весь этот комплекс отложений лежит в глубоком врезе в более ранней морене, выполняющей древний трог, сглаженной, поднимающейся по бортам на 100–200 м и более выше придонной бахмырской. В нескольких километрах выше по течению у устья р. Кызылкунгея молодая зеленовато-серая морена мощностью 10–15 м залегает непосредственно на буроватой грубообломочной с валунами древней морене. На этом участке К.К. Марков [188] описал две моренные толщи и промежуточную флювиогляциальную.

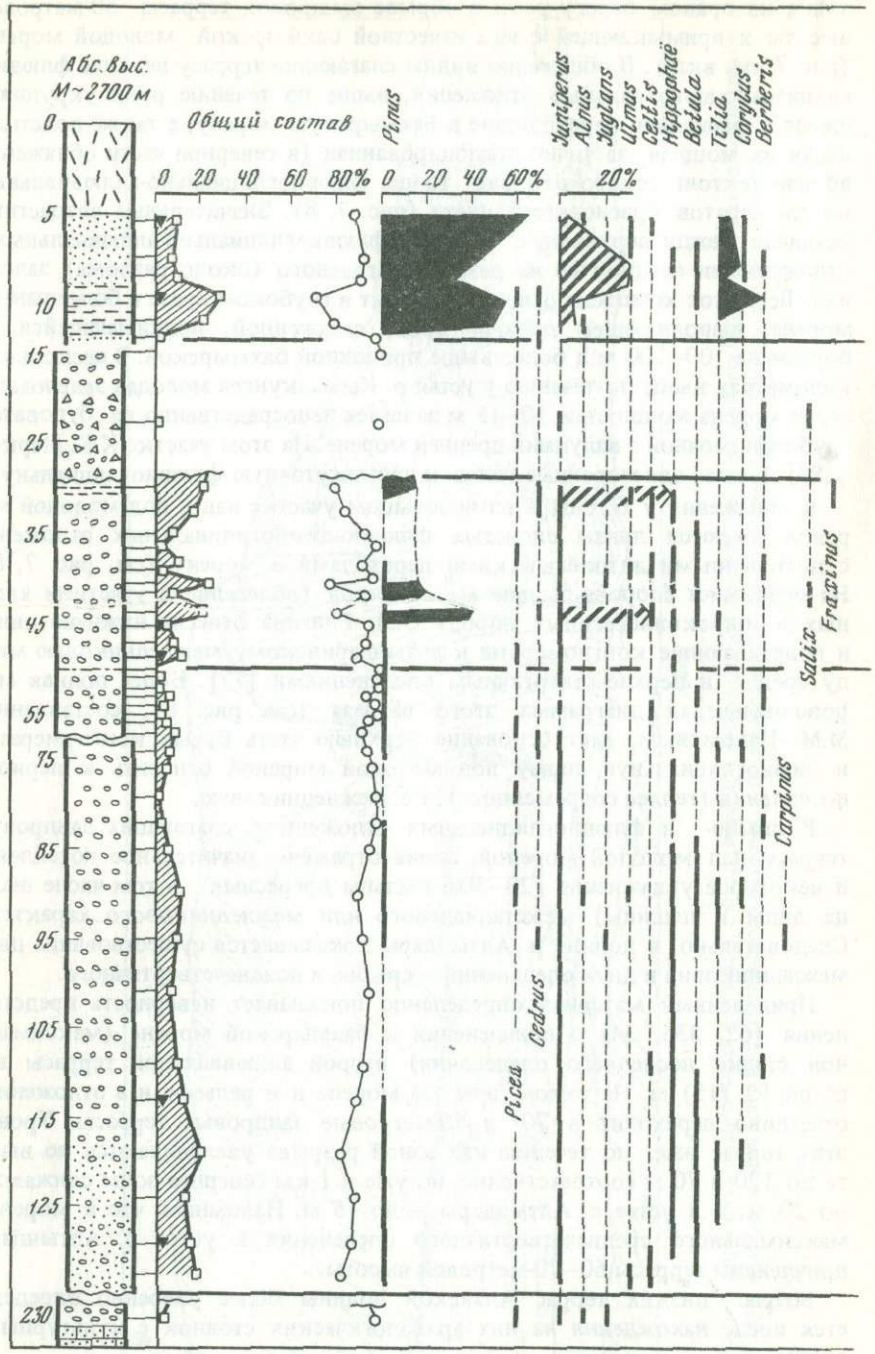
В обнажении у Бахмыра на небольшом участке над и под молодой мореной имеются линзы слоистых флювио-лимногляциальных отложений с постепенными литологическими переходами в морену (см. рис. 7, 8). На основании спорово-пыльцевых спектров (облесение с участием хвойных и широколиственных пород) О.М. Григина отнесла нижнюю линзу и подстилающие конгломераты к алтындаринскому межледниковью между средне- и верхнечетвертичным оледенениями [77]. Более полная спорово-пыльцевая диаграмма этого разреза (см. рис. 8), составленная М.М. Пахомовым, дает основание верхнюю часть бурых конгломератов и лимногляциальную линзу под молодой мореной относить к периоду потепления (теплее современного), т.е. межледниковью.

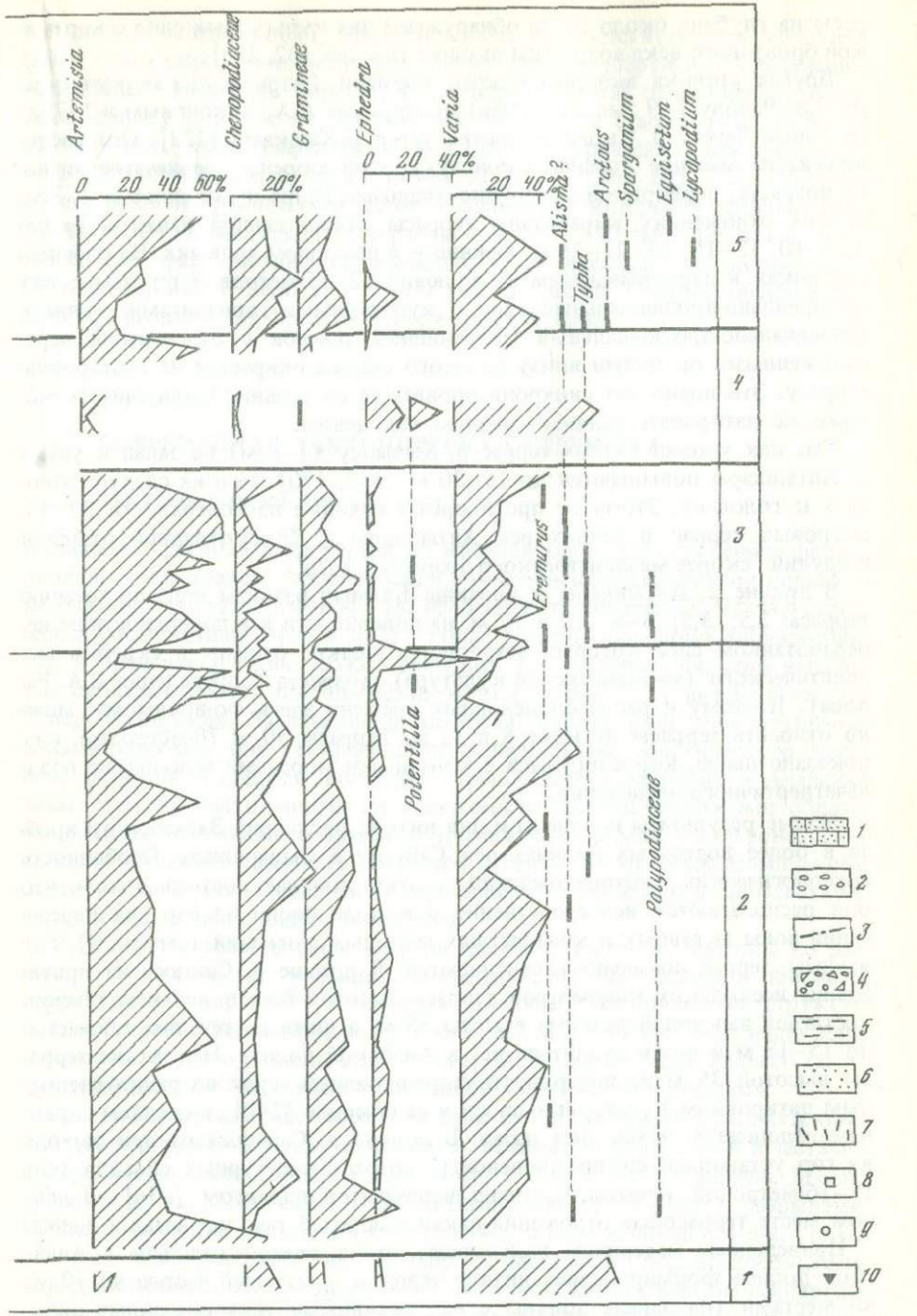
В лимно- и флювиогляциальных отложениях, слагающих зандровую террасу над молодой мореной, снова отражено значительное потепление и некоторое увлажнение (20–30% пыльцы древесных, в том числе пыльца липы и лещины) межстадиального или межледникового характера. Следовательно, в долине р. Алтындары доказывается существование двух межледниковий и двух оледенений – средне- и позднечетвертичного.

Приведенный материал определенно показывает неверность представления [62, 335, 34] о причленении к бахмырской морене (максимальной стадии последнего оледенения) второй аллювиальной террасы высотой 12 (15) м. На самом деле эта морена и в рельефе и в отложениях отчетливо переходит в 70- и 50-метровые зандровые террасы. Уровни этих террас вниз по течению над зоной разрыва увеличиваются по высоте до 120 и 70 м соответственно, но уже в 1 км севернее зоны снижаются до 20 м, а в устье р. Алтындары – до 15 м. Напомним, что к моренам максимального среднечетвертичного оледенения в устье р. Алтындары причленены террасы 60–70-метровой высоты.

Возраст низких террас Алайской долины более уверенно определяется после нахождения на них археологических стоянок с культурными слоями.

На крайнем востоке территории вблизи устья р. Кальтабулака – правого притока р. Кызылсу-восточной – в теле 3–4-метровой речной тер-





Р и с. 8. Разрез и спорово-пыльцевая диаграмма опорного разреза четвертичных отложений на правом берегу р. Алтындары в урочище Бахмыр. Палинолог М.М. Пахомов
1 – меловые песчаники; *2* – галечники и гравелиты среднечетвертичного времени; *3* – прослои суглинков и супесей; *4* – морена верхнечетвертичная; *5* – суглинки озерно-ледниковые; *6* – пески флювиогляциальные; *7* – лессовые отложения; *8* – содержание пыльцы древесных пород; *9* – содержание пыльцы трав; *10* – споры

расы на глубине около 0,7 м обнаружены два культурных слоя с керамикой бронзового века возрастом около 3 тыс. лет [32, 228].

Другая стоянка мезолитического времени (маркансуйская культура, по В.А. Ранову 7–9 тыс. лет назад) обнаружена А.А. Никоновым в 1975 г. на левом берегу р. Кызылсу против устья р. Кашкасуу [228]. Она расположена на массиве комансуйской чукуровой морены среднечетвертичного возраста, перекрытой подпрудно-озерными глинами мощностью 2–3 м. В этих отложениях выработаны террасы относительной высотой около 2, 6, 10, 12–15, 23, 27–28 м, нижние – с покровом аллювия. На озерных суглинках и перекрывающем их аллювии 12–15-метровой террасы лежат делювиально-пролювиальные слои с культурными горизонтами стоянки. Делювиально-пролювиальный маломощный покров с отдельными переотложенными орудиями внизу пологого склона опирается на 6-метровую террасу. Это позволяет синхронизировать ее со стоянкой или считать моложе, т.е. датировать ранним–средним голоценом.

Так как уровни низких террас р. Кызылсу (4–8 м) на запад к устью р. Алтындары повышаются до 15–30 м [335, 170], то и их следует относить к голоцену. Этому не противоречат находки на поверхности 20–30-метровых террас в устьях рек Алтындары и Коксу-западной отщепов и орудий "скорее мезолитического возраста" [276].

В долине р. Алтындары в урочище Бахмыр развиты вниз по течению террасы 2,5; 3,5; 6–8; 12 и 17 м, на поверхности и в поверхностном переработанном слое которых встречаются мелкие отщепы и скребки мезолитического (маркансуйская культура) возраста (определения В.А. Ранова). Поэтому к раннеголоценовому времени здесь, по-видимому, можно относить террасы не ниже 8 и 12 м. Террасы 50- и 70-метровые, как показано выше, коррелируются с конечными моренами максимума позднечетвертичного оледенения.

Новые результаты получены и для низких предгорий Заалайского хребта в более восточных долинах рек Сайтаки и Сынарджара. Особенность археологических местонахождений в этих долинах состоит в том, что они располагаются непосредственно у выхода долин из гор при пересечении зоны активных и контрастных молодых движений (см. гл. 4), где высоты террас локально увеличиваются. В долине р. Сайтаки на протяжении нескольких километров терраса высотой 6 м в верхнем течении достигает над зоной разлома высоты 35 м, а ниже по течению снижается до 15–18 м и почти сходит на нет в Алайской долине. На участке террасы высотой 35 м ее поверхность формировалась, судя по радиоуглеродным датировкам культурных слоев в ее покрове [240], в среднем – раннем голоцене 6–9 тыс. лет назад. В долине р. Сынарджара при выходе из гор установлен среднеголоценовый возраст культурных слоев в теле 15–16-метровой террасы, частично перекрытой надвигом [236]. В данном месте террасовые отложения накапливались 5 тыс. лет назад и позже.

Приведенные материалы показывают, что в течение голоцена в Алайской долине формировались низкие террасы – большей частью до 10 м, но местами (на западе долины и над активными тектоническими зонами в Заалайском хребте) до 30–40 м относительной высоты.

Итак, в Алайской долине, как и на соседнем Памире, мы считаем доказанным существование в четвертичное время трех оледенений и не ме-

нее двух межледниковий, представленных соответствующими комплексами отложений. Максимальным было среднечетвертичное оледенение, оставившее чукуровые морены, в нескольких местах заполняющие Алайскую долину поперек ее протяжения. Выделение стадий пока не имеет достаточных стратиграфических и палеогеографических доказательств.

Сопоставление с моренами Памира [231, 241, 244, 245, 253, 259] позволяет относить раннечетвертичное оледенение к интервалу времени 1,0–0,5 млн. лет назад, среднечетвертичное – 300–150 тыс. лет назад, максимальную фазу позднечетвертичного – ко времени не моложе 27–44 тыс. лет назад, вероятно 50–60 тыс. лет назад. Соответственно определяется возраст коррелятных поверхностей и террас.

ГЛАВА 3

СОВРЕМЕННАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

В пределах региона выделяются по крайней мере три структурно-формационных комплекса: палеозойский, мезозойско-среднеолигоценовый и верхнеолигоцен-четвертичный. По особенностям их тектонического строения, в соответствии с [16 и др.], а также с учетом новейших морфоструктур в пределах региона можно выделить три главных широтно вытянутых субпараллельных тектонических зоны (см. рис. 2). С юга на север это Северо-Памирская, Заалайская и Алайская. Будучи разделены крупными зонами разломов, они различаются по особенностям геологического строения, развития и современной структуры. Северо-Памирская и Алайская зоны сложены выходящими на поверхность геосинклинальными образованиями палеозойского возраста. В промежуточной Заалайской зоне палеозойский фундамент глубоко погружен и перекрыт мощным комплексом почти исключительно осадочных мезозойских отложений и молассовыми накоплениями кайнозойского возраста.

Выделенные зоны в свою очередь подразделяются на подзоны по различиям в мощностях и фациях отложений, по положению в новейшей структуре или характеру и возрасту отдельных тектонических структур.

Ниже кратко рассматриваются с юга на север сначала собственно зоны и подзоны, а затем разделяющие их разрывные дислокации. Уделено также внимание данным о глубинном строении и поперечным структурам.

Северо-Памирская тектоническая зона входит в пределы рассматриваемой территории своей северной частью, занимая южный склон и частично пригребневую часть Заалайского хребта. С севера она ограничена Комансуйским и Маркансуйским (Северо-Памирским [315, 126]) разрывами. Мезокайнозойские отложения отсутствуют, кроме небольшого поля плиоценовых конгломератов в бассейне р. Маркансу. Верхнепалеозойские породы слагают здесь субширотный Калайхумб-Сауксайский антиклинорий, симметричный в центральной части Заалайского хребта и опрокинутый на север в его западной части [16 и др.]. В современной структуре региона этот антиклинорий является ядром складчато-глыбового поднятия Заалайского хребта.

В Заалайском хребте интрузивные образования почти неизвестны. Исключение представляют два небольших массива гранодиоритов на северном склоне пика Дзержинского и около пика Свердлова, а также мелкие магматические тела преимущественно основного состава [36]. Южнее рассматриваемой территории, в Каракульском районе, широко развиты кислые интрузивные породы [95–97].

Заалайская зона разделяет Северо-Памирскую и Алайскую тектонические зоны, охватывая пригребневую часть, северный склон (на востоке и южный) Заалайского хребта, а также бóльшую часть Алайской долины. С севера зона ограничена Кызылсуйским и Нуринским разрывами. Палеозойский комплекс пород в пределах зоны практически не обнажен и мелкими скважинами до 200–450 м не вскрывается, поэтому суждения об особенностях его тектонического строения преимущественно предположительны. Средний (мезозойско-палеогеновый) и верхний (олигоцен-четвертичный) структурно-формационные комплексы, напротив, развиты наиболее полно по сравнению со смежными зонами. Так же как в Алайской зоне (см. ниже), мезозойско-палеогеновый комплекс разделяется на два структурных яруса; здесь они стратиграфически более полны, имеют значительно большие мощности (порядка 6–7 км) и обнаруживают местами очень сложную синклинорную структуру.

Олигоцен-четвертичный комплекс отложений отличается прежде всего большой мощностью – до 3 км. По литолого-фациальным особенностям отложения комплекса разделяются на нижний (верхнеолигоцен-нижнемиоценовый), средний (верхнемиоцен-плиоценовый) и верхний ярусы. Структурные взаимоотношения ярусов между собой и с подстилающими породами в различных зонах различны и, вероятно, контролируются поперечными поднятиями (см. ниже).

В современной структуре Заалайская зона представляет собой асимметричный синклинорий, южная половина которого испытала инверсию тектонических движений и входит в состав новейшего поднятия Заалайского хребта, а северная – в своей западной, большей, части является современной межгорной впадиной (рис. 9–11).

В пределах рассматриваемой территории Заалайская зона разделяется на 4 тектонические подзоны: Минтекинскую, Центрально-Заалайскую, Северо-Заалайскую и подзону Алайской долины. Они отличаются по стратиграфическим разрезам мезозойско-кайнозойских отложений и степени дислоцированности последних.

Минтекинская подзона (I)[1] в современной структуре входит в состав новейшего мегантиклинория Заалайского хребта западнее пика Ленина. С севера ее обрамляют мел-палеогеновые отложения, от которых она отделена Каракульским разрывом; с юга подзона ограничена Комансуйским разрывом. Породы палеозойского структурного комплекса обнажаются лишь в бассейне р. Минтеке и имеют сходные вещественный состав и тектоническое строение с верхнепалеозойскими отложениями Северо-Памирской зоны. Средний структурно-формационный комплекс, представленный исключительно триас-раннеюрскими терригенно-вулканогенными породами, образует здесь синклинорную структуру.

[1] Римские цифры соответствуют номерам тектонических подзон на рис. 2.

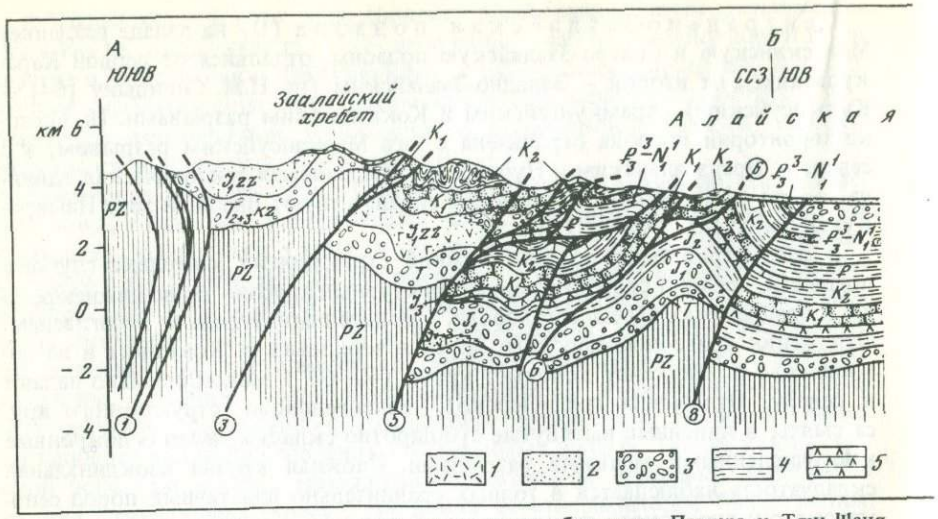
Центрально-Заалайская подзона (II) на западе разделяет Минтекинскую и Северо-Заалайскую подзоны, отделяясь от первой Каракульским, а от второй – Западно-Заалайским (по Н.М. Синицыну [64] – Кызылсуйским), Арамкунгейским и Коккиикским разрывами. На востоке территории подзона ограничена с юга Маркансуйским разрывом, а с севера – Предзаалайским и Нуринским. Выделяемая тектоническая единица вместе с Минтекинской подзоной соответствуют Внешней зоне Памиро-Куньлуня по И.Е. Губину [84].

В рассматриваемой подзоне нижний структурный комплекс глубоко погружен, средний состоит из двух структурных ярусов – триас-нижнеюрского и среднеюрско(?)-палеогенового, разделенных угловым несогласием. Отложения триас-нижнеюрского яруса в верховьях р. Коккиика и на левобережье р. Маркансу довольно круто (40–60°) моноклинально падают к северу. Отложения среднеюрско(?)-палеогенового структурного яруса смяты в линейные вытянутые субширотно складки, часто осложненные многочисленными мелкими разрывами. Сложная крутая изоклинальная складчатость наблюдается в толщах сравнительно пластичных пород сеноманского и туронского ярусов меловой системы, а также в породах палеогена на водоразделе рек Тараши и Алтындары к югу от перевала Туз, на правобережье р. Алтындары в ее среднем течении, а также в пригребневой части Заалайского хребта восточнее Памирского тракта. В толщах массивных известняков сенонского надъяруса и нижнемеловых песчаников складки, напротив, имеют сравнительно простое строение, что наблюдается в верховьях р. Туза, в бассейнах рек Ачикташа, Булаксу (левый приток р. Джанай-Дартаки), Кичкесу, Минжара и некоторых других (рис. 12). На участках совместного развития пород сеноманского и туронского ярусов, а также нижнемелового отдела и сенонского надъяруса наблюдается дисгармоничная складчатость (верховья р. Коккиика, район пика Свердлова и др.; см. рис. 9).

На востоке Центрально-Заалайской подзоны внутри среднеюрско(?)-палеогенового структурного яруса между верхнемеловыми и палеогеновыми отложениями имеется небольшое угловое несогласие, не наблюдающееся к западу от пика Ленина.

Верхний структурно-формационный комплекс развит лишь на востоке подзоны, восточнее меридиана р. Туюксу. Его нижний (верхнеолигоцен–нижнемиоценовый) структурный ярус образует совместные пликативные дислокации с подстилающими отложениями мел-палеогенового структурного яруса (рис. 13). Средний структурный ярус представлен слабодислоцированными позднеплиоценовыми молассами, залегающими с резким угловым несогласием на подстилающих породах. Верхнемиоцен–нижнеплиоценовые(?) песчаники (см. гл. 2) смяты в сложные складки, сопоставимые с дислокациями нижнего структурного яруса. Однако отнесение их к тому или другому структурному ярусу затруднительно ввиду отсутствия стратиграфических контактов с выше- и нижележащими отложениями. Верхний структурный ярус представлен маломощными четвертичными, практически недислоцированными отложениями.

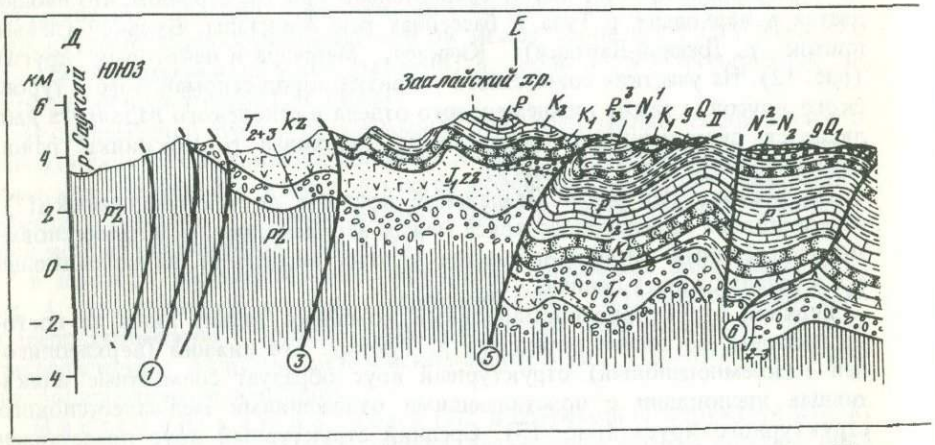
Северо-Заалайская тектоническая подзона (III) располагается к западу от хр. Ледяной мыс, морфологически представляя собой северное подножие Заалайского хребта, т.е. входит в состав этого



Р и с. 9. Поперечный геологический разрез зоны сближения Памира и Тянь-Шаня (реконструкция по линии АБВГ на рис. 2)

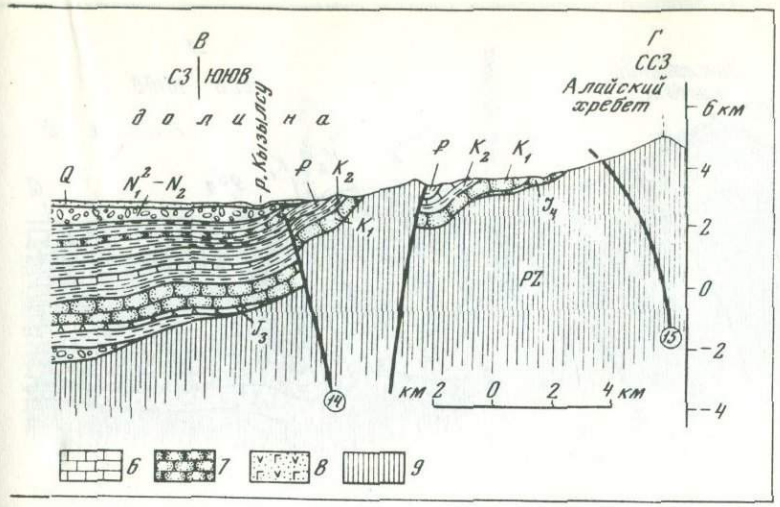
Мезокайнозойские отложения: *1* – ледники и снежники; *2* – преимущественно галечники, пески, щебень; *3* – преимущественно конгломераты; *4* – глины, аргиллиты, глинистые сланцы; *5* – гипсоносные отложения; *6* – преимущественно карбонатные породы; *7* – преимущественно песчаники; *8* – вулканогенные породы смешанного состава; *9* – породы палеозойской группы

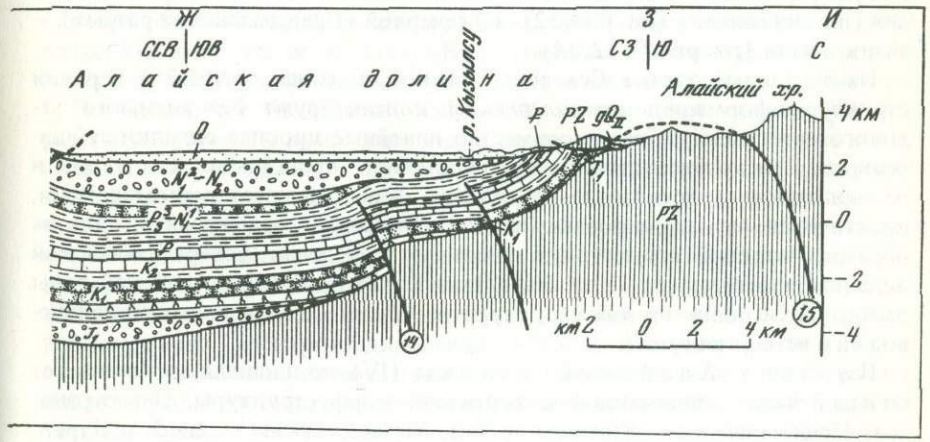
Цифры в кружках соответствуют номерам разрывных нарушений в тексте и на рис. 2



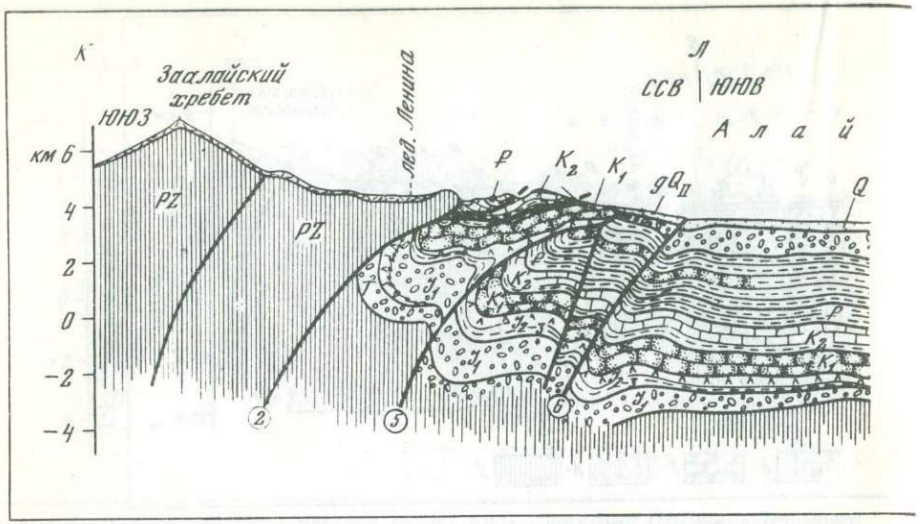
Р и с. 10. Поперечный геологический разрез зоны сближения Памира и Тянь-Шаня (реконструкция по линии ДЕЖЗИ на рис. 2). Обозначения см. рис. 9

новейшего складчато-чешуйчато-глыбового поднятия. С юга подзона ограничена Западно-Заалайским, Арамкунгейским и Коккиикским разрывами, а с севера Предзаалайским. Палеозойский фундамент глубоко погружен и не обнажается. Средний среднеюрско(?)-палеогеновый структурно-формационный комплекс смят в линейные складки (междуречье Арамкунгея и Сайтаки, бассейн р. Туюксу и др.). Эти складки имеют, однако, более простое строение, чем в Центрально-Заалайской подзоне.





Породы верхнего (верхнеолигоцен-четвертичного) структурно-формационного комплекса развиты в пределах подзоны на двух участках – в междуречье Ачикташа и Коккиика и западнее р. Тараши. На первом из них видимые контакты среднего и верхнего структурных комплексов везде тектонические. Отложения верхнего комплекса (кроме четвертичных) смяты в пологие, близкие к брахиморфным, складки (см. рис. 12) с углами падения крыльев 10–30°, до 60–80° близ тектонических границ

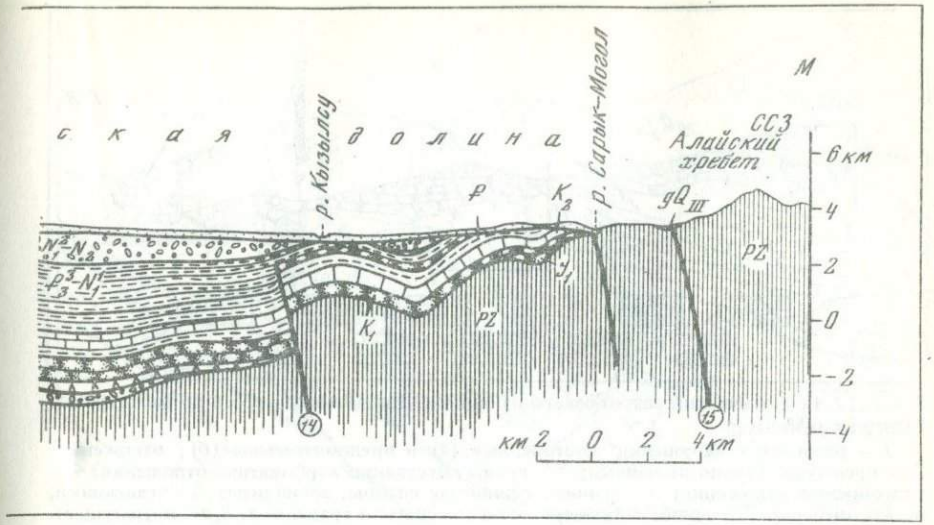


Р и с. 11. Поперечный геологический разрез зоны сближения Памира и Тянь-Шаня (реконструкция по линии КЛМ на рис. 2). Обозначения см. рис. 9

подзоны. Характерно, что у южной дизъюнктивной границы подзоны вблизи Коккиикского надвига местами наблюдаются опрокинутые и даже лежачие синклинали (см. рис. 12), а у северной (Предзаалайский разрыв) – антиклинали (см. рис. 8, 12, 14).

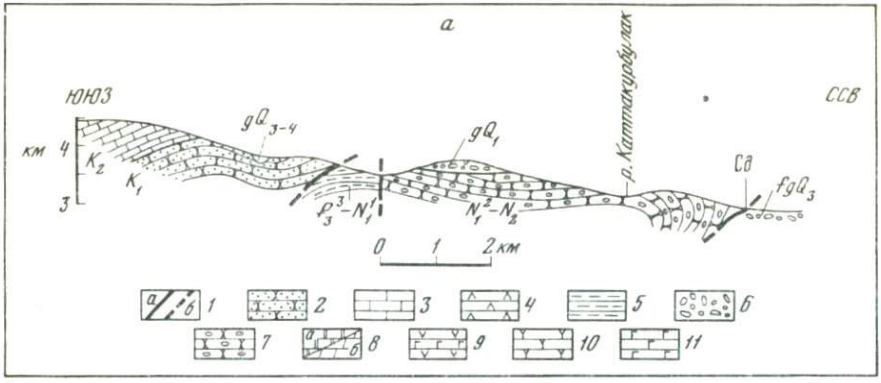
На западном участке Северо-Заалайской подзоны средний и верхний структурно-формационные комплексы контактируют без видимого углового несогласия, образуя совместно линейные простые складки субширотного, а на крайнем западе северо-восточного простирания. Так же как и на восточном участке, они несогласно перекрываются маломощными, практически недислоцированными четвертичными отложениями. Таким образом, верхний структурный комплекс в пределах Северо-Заалайской подзоны в отличие от Центрально-Заалайской подзоны и Алайской зоны расчленяется лишь на два структурных яруса – верхнеолигоцен-плиоценовый и четвертичный.

Подзона Алайской долины (IV) по площади соответствует большей части одноименной четвертичной морфоструктуры. Она ограничена Предзаалайским разрывом с юга, Кызылсуйским с севера и Нуринским с северо-востока. С поверхности подзона сложена мощной толщей четвертичных отложений. Наиболее глубокая из скважин пройдена в центральной части Алайской долины и остановлена, по данным Н.А. Козлова, Б.А. Раманкулова и др., на глубине 450 м в толще плиоцен-четвертичных конгломератов. В соответствии с расчетами К.В. Курдюкова (см. [289]), Н.Н. Леонова [161] и др. фундамент под Алайской долиной должен находиться на абсолютной высоте не выше +1 км на западе и по крайней мере на 3 км ниже уровня моря в центральной части. Соответственно мощность мезокайнозойских отложений должна составлять в центральной части не менее 5 км (см. рис. 10, 11). Эта величина вполне согласуется с суммарной мощностью соответствующих отложений в Центрально- и Северо-Заалайской подзонах, но существенно больше таковой в южных предгорьях Алайского хребта. Это обстоятельство, а также значительные фациальные отличия мезокайнозойских отложений южнее и севернее подзоны [248] позволяют отделять ее от Дараут-Иркештамской и Таунмурунской подзон Алайской тектонической зоны (см. ниже) и включить ее в Заалайскую.



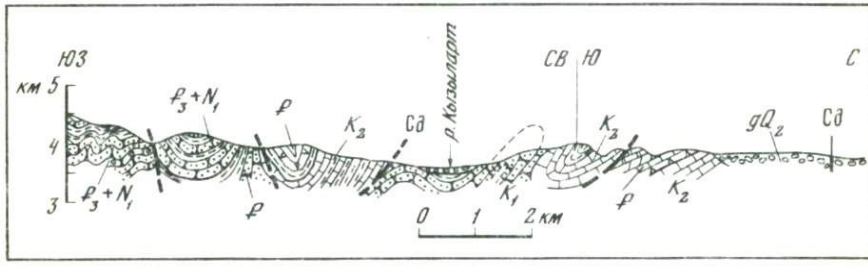
По аналогии с более южной подзоной можно предположить, что и в рассматриваемой подзоне неогеновые отложения залегают согласно с подстилающими породами, тем более что разделяющий подзоны Предзаалайский разрыв, а вместе с тем и структурные отличия подзон появились в четвертичное время (подробнее см. ниже). В таком случае можно считать, что мезозойско-палеогеновые отложения подзоны Алайской долины испытывают лишь незначительные пликативные дислокации, соответствующие очень пологим складкам в вышележащих неогеновых породах. По данным вертикального электрозондирования наклон поверхности неогеновых пород не превышает первых градусов и только вдоль северной границы подзоны слои неогеновых отложений испытывают флексурный перегиб (см. рис. 9, 10, 11).

Алайская тектоническая зона в морфоструктурном отношении представляет собой новейший Алайский мегантиклинорий (антиклинорий по О.К. Чедия и др. [353]), в целом унаследованный с позднего палеозоя. В рассматриваемых границах находится только его южная часть, ограниченная с юга Кызылсуйским, Нуринским и Предзаалайским разрывами. Зона включает отложения по крайней мере трех структурно-формационных комплексов. Палеозойский комплекс интенсивно складчат, осложнен многочисленными крутыми и пологими разрывами и прорван позднепалеозойскими интрузиями. Наиболее крупная из них в пределах рассматриваемой территории представлена массивом гранодиоритов в верховьях рек Кичикалая и Исфайрамсая в водораздельной части Алайского хребта.



Р и с. 12. Геологический разрез северного склона Заалайского хребта по междуречью Сынарджар-Минжар

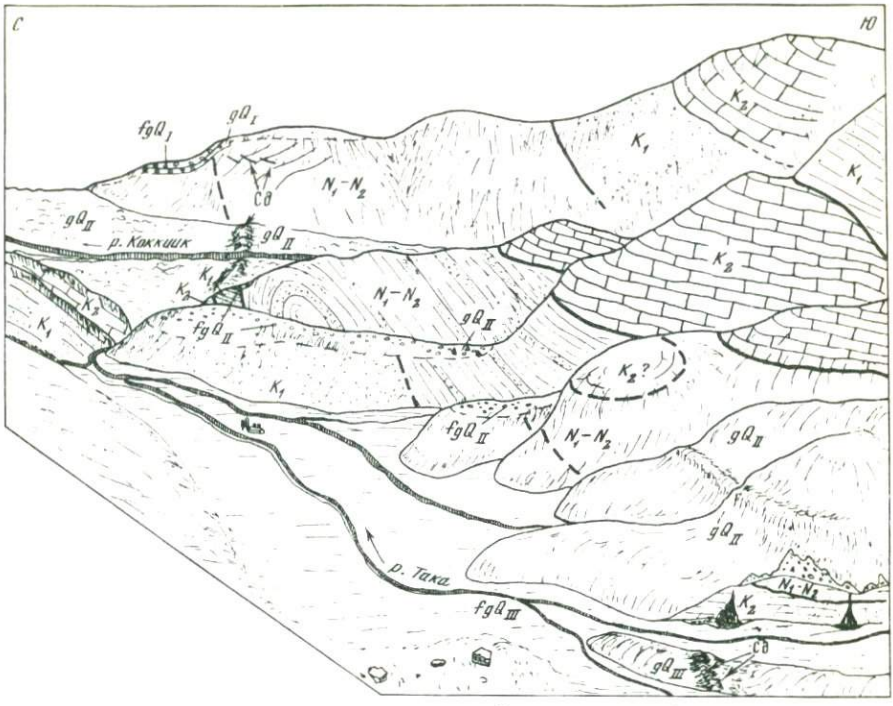
1 – разрывные нарушения: достоверные (*а*) и предполагаемые (*б*); отложения: *2* – преимущественно песчаники; *3* – преимущественно карбонатные отложения; *4* – гипсоносные отложения; *5* – глины, глинистые сланцы, аргиллиты; *6* – галечники, пески, щебень; *7* – преимущественно конгломераты и гравелиты; *8, а* – преимущественно доломиты; *8, б* – преимущественно мергели; изверженные породы: *9* – кислого и среднего состава; *10* – разного состава; *11* – преимущественно диабазовые порфириты; *Сд* – сейсмодислокации



Р и с. 13. Геологический разрез северного склона Заалайского хребта вдоль долин рек Атджайляу и Кызыларта

Условные обозначения те же

Кроме того, в Алайском хребте известно еще несколько мелких интрузий гранитов и гранодиоритов в пригребневой части хребта к западу от меридиана пос. Дараут-Кургана. Нижнеюрско-среднеолигоценовый комплекс, состоящий из двух ярусов – нижнеюрского и мел-палеогенового, смят местами в пологие линейные складки, иногда осложненные разрывами, местами на южном обрамлении вместе с поверхностью палеозойского основания дает крутые моноклинальные падения к югу. Олигоцен-четвертичный комплекс разделяется на несколько структурных ярусов. Верхнеолигоцен-нижнемиоценовый без видимого углового несогласия лежит на морских отложениях палеогена. Верхнемиоцен-плиоценовый менее дислоцирован по сравнению с подстилающими породами. Комплекс четвертичных отложений обладает в южной части слабым наклоном (2–3°) к югу, кроме отдельных участков более крутого наклона на южной границе зоны.



Р и с. 14. Геологическое строение подножия Заалайского хребта между долинами рек Сайтаки и Коккиика. Хорошо видна взбросо-надвиговая структура

Зона разделяется на Дараут-Иркештамскую, Таунмурунскую, Восточно-Алайскую и Центрально-Алайскую подзоны, разделенные Алайским, Гульчинским и Коксуйским разрывами.

Дараут-Иркештамская подзона (V) пространственно совпадает с южным склоном Алайского хребта, с севера, юга и востока ограничена разрывами (см. рис. 2). В строении подзоны принимают участие все три указанных выше структурно-формационных комплекса. Отложения палеозойского комплекса на западе и востоке образуют антиклинорную структуру соответственно с субширотным северо-восточным и субмеридиональным простиранием складок. В центральной части подзоны отмечается синклинорная структура с восток—северо-восточным простиранием складок [273, 315 и др.]. Породы среднего и верхнего комплексов на всем протяжении подзоны слагают северное крыло субширотной синклинорной структуры. При этом основное поле развития отложений от юры до плейстоцена располагается в центральной части южного склона Алайского хребта, почти целиком в пределах палеозойского синклинория.

Таунмурунская подзона (VI) располагается на крайнем востоке Алайской долины и ограничена с севера Кызылсуйским, а с юга и юго-запада Предзаалайским и Нуринским разрывами. Обнаженный на юго-востоке подзоны палеозойский структурный комплекс обнаруживает антиклинорное строение с субширотным простиранием складок. Средний

комплекс обнажается несколько севернее, отделен от нижнего угловым несогласием. В отличие от Заалайской зоны он представлен верхнеюрско-палеогеновыми породами небольшой мощности (не более 800 м), слагающими синклинорную структуру северо-восточного простирания. Верхнеолигоцен-четвертичный комплекс с резким угловым несогласием перекрывает оба нижележащих и образует в целом синклинальную структуру субширотного простирания. Отложения этого комплекса общей мощностью около 1 км разделены местными угловыми несогласиями на верхнеолигоцен-нижнемиоценовый, верхнемиоцен-плиоценовый и четвертичный структурные ярусы.

Таким образом, Таунмурунская тектоническая подзона отличается от восточной части Дарауг-Иркештамской прежде всего структурно-морфологическим положением за счет отличий в неоген-четвертичной истории и простиранием палеозойских структур.

Восточно-Алайская подзона (VII) входит в пределы рассматриваемой территории лишь своей юго-западной частью, располагаясь непосредственно к северу от восточной части Дарауг-Иркештамской подзоны. С северо-запада она ограничена Гульчинским разломом. В породах палеозойского фундамента складки простираются к северо-востоку и субмеридионально, осадки верхних структурных комплексов отсутствуют. В морфоструктурном отношении подзона представляет собой новейшее поднятие (антиклинорий), развивающееся в целом унаследованно по крайней мере с позднего палеозоя.

Центрально-Алайская подзона (VIII) заходит на исследуемую территорию только южной частью, которая в современной структуре является ядром сводово-глыбового поднятия Алайского хребта. О.К. Чедия [353] называет ее Центрально-Алайской мегантиклиналью. Подзона ограничена Алайским и Гульчинским разрывами. Мел-неогеновые отложения сохранились в пределах подзоны в ядре альпийской Гульчинской синклинали вдоль границы с Восточно-Алайской подзоной. На большей части подзоны палеозойские породы образуют синклинорную структуру с субширотным и северо-восточным простиранием складок [273, 283, 315 и др.]. Следовательно, новейшая структура подзоны развивается преимущественно независимо от герцинской, но, вероятно, наследуя мезозойский план развития.

Рассмотренные продольные структурные зоны по масштабу и значению являются крупнейшими и определяющими общую структуру региона. Однако, кроме основных продольных структур, методами структурно-фациального и геоморфологического анализов выделяются поперечные [305, 346, 295, 298, 278]. В Северо-Памирской и Заалайской зонах это Сарыкольское, Зулумартское поднятия, северное продолжение поперечного поднятия хр. Академии наук (см. рис. 2). Первое и третье из названных поднятий находят выражение как в уменьшении мощностей и погрублении фаций мезокайнозойских отложений на месте осевых частей этих поднятий [295, 298], так и в современном рельефе (см. гл. 4). Эти поднятия протягиваются с юга на север через весь регион, пересекая субширотные структуры как Заалайской, так и Алайской зоны. По данным О.П. Сапова [298], превышение свода Сарыкольского поднятия относительно его крыльев за мезокайнозойское время составило 3 км к западу и 6 км к востоку от оси

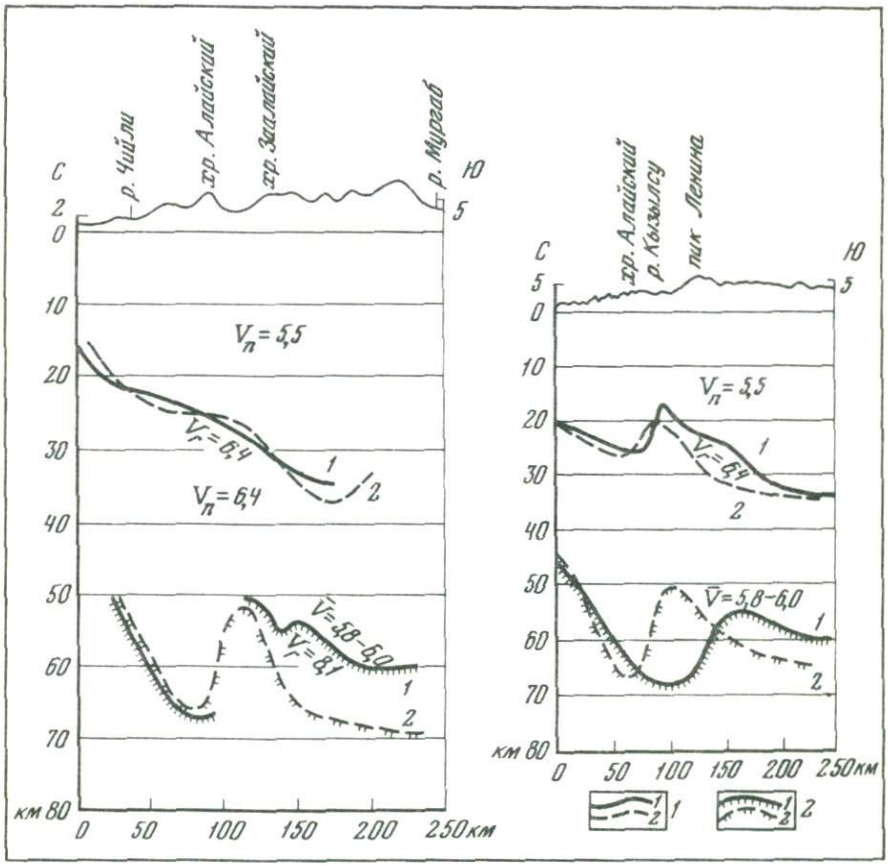
поднятия. Аналогичные значения для Кызылункурского поперечного поднятия в Алайской зоне составляют 1 и 1,5 км.

Зулумартское поперечное поднятие и Алтындаринский поперечный прогиб (в Заалайской зоне) уверенно фиксируются только в новейшей структуре (см. гл. 4).

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ РЕГИОНА

Могут быть охарактеризованы только на основе немногочисленных геофизических исследований по поперечному профилю вдоль Памирского тракта. Результаты этих исследований, несмотря на их некоторую противоречивость, в целом подтверждают выделение продольных тектонических зон.

Еще в 1955 г. в зоне максимального сближения Памира и Тянь-Шаня методом ГСЗ было выявлено субширотное поднятие "базальтового" слоя



Р и с. 15. Глубинные разрезы земной коры зоны сближения Памира и Тянь-Шаня (по И.П. Косминской и др. [72, 135])

Поверхности раздела: *1* – базальтового слоя; *2* – Мохоровичича (пунктир – второй вариант интерпретации).

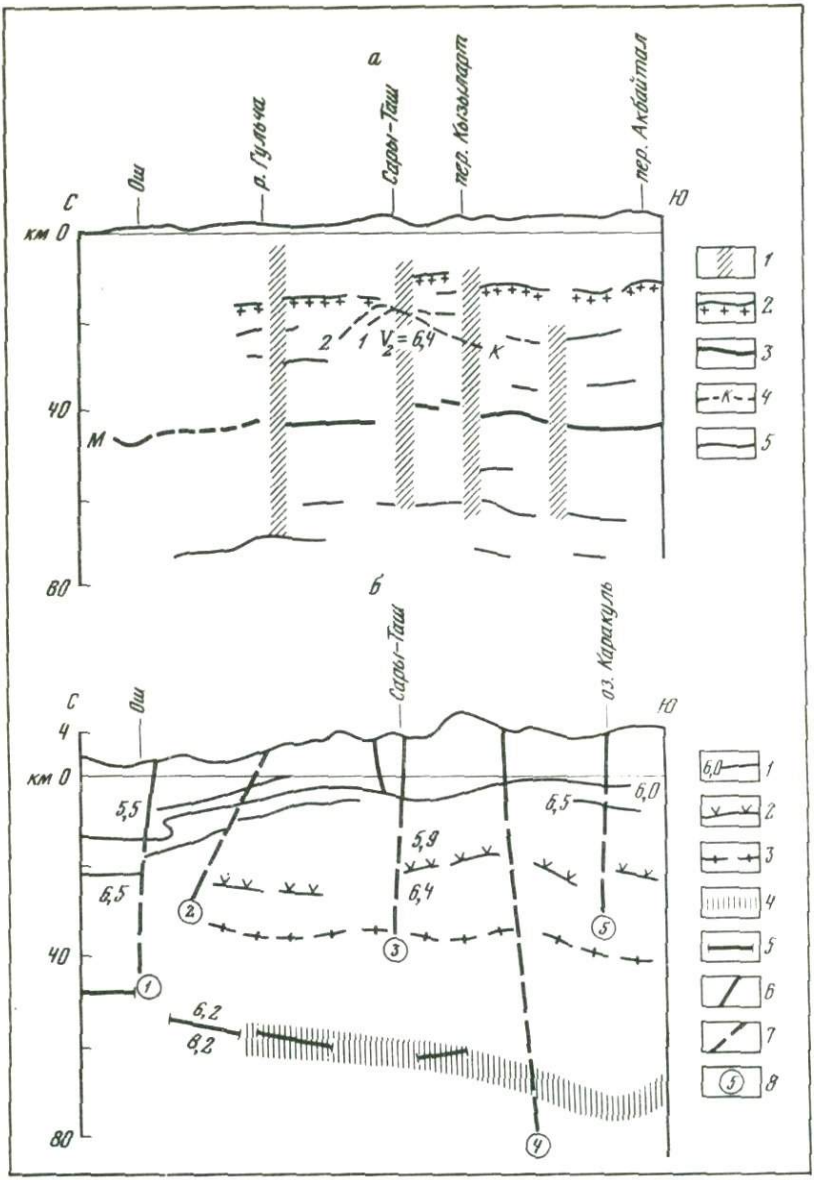


Рис. 16. Геолого-геофизический разрез земной коры по меридиональному профилю Узген–Каракуль

а – по Н.К. Булину [39]: *1* – близвертикальные зоны по границам разнородных блоков, выделенных по обменным волнам *PS* (показана часть отчетливо проявленных зон, возможно связанных с глубинными разломами); осредненное положение сейсмических горизонтов границ обмена: *2* – горизонт А в "гранитном" слое; *3* – поверхность Мохо; *4* – граница Конрада по данным ГСЗ (*1* и *2* на профиле – варианты построения); *5* – прочие границы обмена в земной коре и верхней мантии; $V_г$ – граничная скорость продольных волн, км/с

б – по В.В. Белоусову, Н.А. Беляевскому и др. [25]: *1* – изолинии скоростей, определенных по годографам рефрагированных и отраженных волн; *2* – сейсмические

земной коры как по кровле, так и по подошве [135]. Ось поднятия и область минимальной мощности земной коры (до 50 км) располагаются непосредственно под Алайской долиной. К югу и северу мощность коры увеличивается, достигая 65–70 км под Памиром и 60–65 км под Тянь-Шанем (рис. 15). Такой характер границы Мохо подтвержден и более поздними исследованиями [39], однако величины мощности коры были уменьшены на 10–20 км (рис. 16, *а*).

В результате тех же исследований были получены сведения о наличии в земной коре региона двух зон вертикальных нарушений, ограничивающих широтное поднятие поверхности Мохоровичича и отождествляемых с зонами Дарваз-Каракульского (Северо-Памирского) и Гиссаро-Кокшаальского (Южно-Гиссарского или Гиссарского) глубинных разломов. Существование этих зон нашло подтверждение и в более поздних геофизических исследованиях по глубинному проекту Памир–Гималаи [25]. В интерпретации большой группы исследователей под руководством В.В. Белоусова и Н.А. Беляевского [25] указанные зоны разломов на глубине не вертикальны, а имеют крутые падения в противоположных направлениях. При этом Южно-Гиссарский разлом достигает глубины 50 км, а Северо-Памирский не только рассекает всю земную кору, но и уходит в мантию (рис. 16, *б*). Судя по рассмотренным выше особенностям тектонической структуры региона, такое проведение зон разломов на глубине более правильно, чем в [39], отражает глубинное строение.

Максимальная глубина поверхности Мохо, по данным В.В. Белоусова и др. [25], примерно соответствует отмеченной ранее [135] и достигает под Памиром 70–75 км.

Обращает внимание выделение на разрезах земной коры по профилю Узген–Каракуль (см. рис. 16) только двух субвертикальных зон нарушения сейсмической записи, а не трех, как следовало ожидать, судя по поверхностной структуре, где выделены зоны Гиссаро-Кокшаальского, Петровско-Заалайского и Дарваз-Каракульского разломов. Это может объясняться близостью в плане в пределах региона двух последних из названных зон. Благодаря тесному сближению на меридиане Памирского тракта, где проходил профиль глубинного зондирования, и, вероятно, западнее, Петровско-Заалайский и Дарваз-Каракульский разломы на глубине 15–20 км, по-видимому, сливаются в единую зону, которая не поддается подразделению использованными геофизическими методами. Три названные зоны устанавливаются в пределах Таджикской депрессии [145, 146 и др.] геологическими и геофизическими и на востоке [312, 314, 339] геологическими методами.

границы, построенные по годографам отраженных волн от взрывов; *3* – то же по обменным волнам от землетрясений; *4* – то же по проходящим волнам от глубокофокусных землетрясений; *5* – поверхность Мохоровичича; *6* – разломы по геологическим данным; *7* – разломы, предполагаемые по сейсмологическим данным; *8* – номера разломов: *1* – Южно-Ферганский, *2* – Северо-Алайский, *3* – Южно-Гиссарский, *4* – Северо-Памирский, *5* – Уйбулакский

По структурному положению, особенностям морфологии, времени заложения и активности разрывные нарушения объединяются в три зоны разломов: Дарваз-Каракульскую (Северо-Памирскую), Петровско-Заалайскую и Гиссаро-Кокшаальскую (Южно-Гиссарскую). Рассмотрение разрывов проведено последовательно по этим зонам.

Зона Дарваз-Каракульского разлома в пределах рассматриваемого региона образована следующими разрывами с севера на юг: Камансуйским (*1*), Каракульским (*3*), Маркансуйским (*2*), Коксайским (*4*) и др.[1].

Камансуйский разрыв в современной структуре разделяет Заалайскую и Северо-Памирскую тектонические зоны, протягиваясь по южному склону Заалайского хребта от р. Кызылсу (правый приток р. Муксу) на западе до ледника Кузгун на востоке, где он, вероятно, срезается субмеридиональным разрывом. На большем своем протяжении Камансуйский разрыв представляет собой тектонический контакт палеозойских пород и отложений кызылсуйской свиты (T_{2+3}), сопровождаемый местами маломощными тектоническими брекчиями. Морфология видимой части поверхности разрыва вдоль его простирания изменяется. Так, в верховьях рек Камансу (правый приток р. Сауксая) и Чакманташа, по данным К.Ф. Стажило-Алексеева, поверхность разрыва падает на север под углом 50°. В бассейнах рек Кузгунтеке и Алтындары поверхность разрыва становится близвертикальной, а западнее вновь выполаживается (см. рис. 2).

Маркансуйский (по Н.М. Синицыну [64, 315] Каракульский) разрыв является как бы продолжением Камансуйского к востоку, за предполагаемым меридиональным нарушением. Хотя он разделяет Северо-Памирскую и Заалайскую зоны, так же как Камансуйский, однако в отличие от последнего представляет собой взброс, а на северном склоне пика Ленина даже надвиг палеозойских образований Северного Памира к северу на мезокайнозойские отложения Заалайской зоны (см. рис. 2, 11). Отчетливая характеристика разрыва приведена в [35].

Камансуйский и Маркансуйский разрывы вместе с другими, близкими по структурному положению, но менее ярко выраженными из-за нахождения внутри палеозойских и мезозойских пород в пределах высокогорья разрывами Сауксайским, Чакманташским, Минтекинским, Коксайским и др. будем называть разрывами зоны контакта палеозоя и мезозоя в Заалайском хребте. Эти разрывы входят в зону Дарваз-Каракульского (Северо-Памирского) глубинного разлома, и время их заложения определяется по крайней мере поздним палеозоем [78, 314 и др.].

Вертикальная и горизонтальная составляющие перемещений по системе этих разрывов (но не по всей зоне Дарваз-Каракульского разлома) исчисляются величинами соответственно не менее 5–6 и 4–5 км. При этом горизонтальная составляющая движений реализуется преимущественно в районе пика Ленина.

Активность разрывов зоны контакта палеозоя и мезозоя в Заалайском хребте в неоген-четвертичное время устанавливается по их выраженности в рельефе (см. рис. 10, 11) и по нарушениям некоторыми из них (Мар-

[1] Цифры в скобках соответствуют номерам разрывов на рис. 2.

кансуйским и Коксайским) новейших отложений (см. рис. 2; гл. 4). Величина новейших перемещений, а именно поднятие южных крыльев относительно северных, составляет по Маркансуйскому разрыву примерно 1 км, а по Коксайскому не менее 0,5 км.

Каракульский разрыв протягивается субпараллельно Камансуйскому, севернее него, в пригребневой части Заалайского хребта и, вероятно, также ограничен с востока около пика Дзержинского субмеридиональным разрывом. Западнее, в верховьях р. Ачиксу, аналогичным, но более мелким разрывом Каракульский разрыв рассекается на два участка. Об этом можно судить по торцовому в плане сочленению складок меловых и триасовых отложений, в других местах субпараллельных. Выделяемые участки Каракульского разрыва отличны друг от друга также видимой морфологией сместителя. На западе поверхность дизъюнктива падает преимущественно на юг, иногда близвертикальна (рис. 17), а на востоке падает на север. Разница в морфологии разрыва по его простиранию, возможно, объясняется тем, что на восточном участке, расположенном в целом выше западного, верхняя часть сместителя с падением в северных румбах сохранилась, а на западном уничтожена эрозией. Действительно, в левом борту долины р. Алтындары С.К. Овчинников [64, 315] в едином обнажении наблюдал, как тектонический контакт меловых и триас-юрских отложений в верхней части склона имеет падение 60° на север, но серпообразно изгибается ниже, приобретая наклон к югу под углом 45° (рис. 18, см. вкл.). Аналогичное поведение сместителей наблюдалось нами в разрезе толщи меловых отложений в бассейне р. Кызылкунгея непосредственно к северу от Каракульского разрыва (рис. 19).

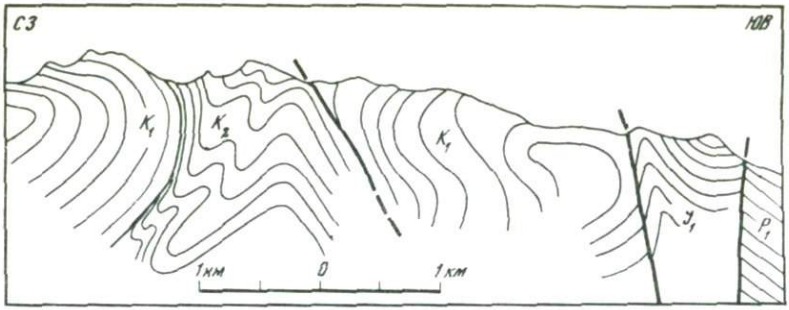
Эти наблюдения свидетельствуют, скорее всего, о взбросовой (местами надвиговой) природе Каракульского разрыва, а также рассмотренных выше разрывов зоны контакта палеозоя и мезозоя Заалайского хребта. Эти наблюдения не согласуются с отнесением этих разрывов на участке от р. Минтеке до пика Ленина к "обратным сбросам" [299, 302].

Наиболее ранние движения в пределах Каракульского разрыва фиксируются, начиная по крайней мере с раннеюрской эпохи, если судить по резким фациальным отличиям отложений этого времени в крыльях разрыва в верховьях р. Коккиика (см. гл. 2).

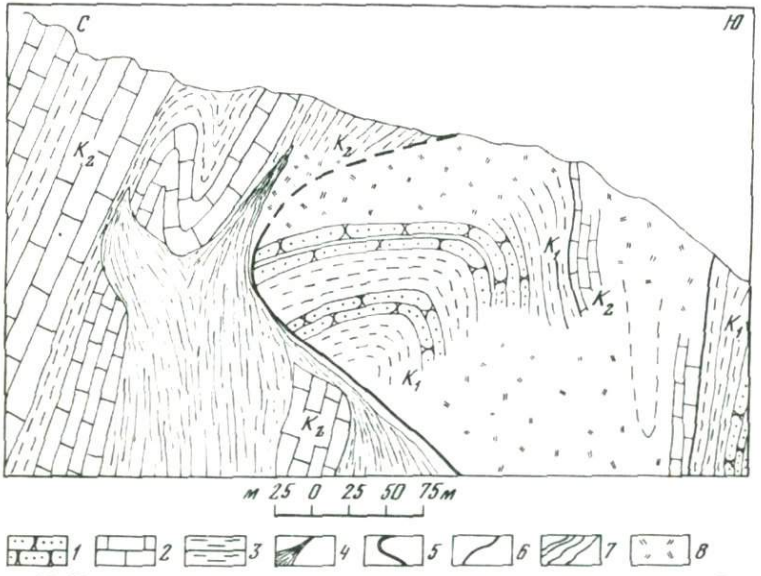
Величина как вертикальной, так и горизонтальной составляющих перемещений по Каракульскому разрыву к настоящему времени составляет 2–2,5 км на западе и 1–1,5 км на востоке, в бассейне ледника Кузгун (см. Приложение, табл. 1).

Новейшая активность разрыва подтверждается субпараллельностью линии его выхода на поверхность осям альпийских складок Заалайской зоны (см. рис. 2) и наличием уступа с опущенным северным крылом в пригребневой части хребта [161]. Судя по современной разнице гипсометрического положения выходов юрских отложений в крыльях этого уступа в верховьях р. Коккиика, новейшее поднятие южного крыла над северным составляет не менее 1,2 км.

В сводке по геологии Таджикистана [64] Каракульский и Маркансуйский разрывы со ссылкой на И.Е. Губина рассматриваются как единый Каракульский разрыв. Однако в понимании И.Е. Губина Каракульский или Каракульско-Момукский (Дарваз-Каракульский) разлом представляет



Р и с. 17. Схематическая геологическая зарисовка правого борта долины р. Муксу у кшл. Ходжатау. Хорошо видны субвертикальные тектонические контакты отложений меловой, юрской и пермской систем в зоне Дарваз-Каракульского разлома



Р и с. 19. Характер дислокаций меловых отложений на северном склоне Заалайского хребта к западу от пика Свердлова. Полевая зарисовка борта правого притока р. Кызылкунгея близ устья

Отложения меловой системы: *1* – песчаники, *2* – известняки, *3* – глины и алевролиты; *4* – современные осыпи; *5* – Кызылкунгейский разрыв; *6* – геологические границы; *7* – слоистость; *8* – задернованные участки склонов

собой систему разрывов [81, 82, 84]. Реальные Каракульский и Маркансуйский разрывы имеют различное структурное положение и морфологию сместителей (см. рис. 2). Если допустить, что они являются единым дизъюнктивом, становится необъяснимым резкий (на 90°) поворот линии этого разрыва (в плане) вблизи пика Дзержинского. Приведенные факты и соображения препятствуют объединению частных Каракульского и Маркансуйского разрывов в единый разрыв.

Зона глубинного Каракульско-Момукского (Дарваз-Каракульского) разлома оказывается представленной на поверхности целой системой различных разрывов, из которых рассмотрены лишь основные.

В **зону Петровско-Заалайского разлома** входят в центральной и западной части территории Коккиикский (*5*), Предзаалайский (*6*), Арамкунгейский (*7*) и Западно-Заалайский (*8*), а на востоке Кичкесуйский (*9*), Восточно-Заалайский (*10*) и Нуринский (*11*) разрывы (см. рис. 2).

Коккиикский разрыв разделяет Центрально- и Северо-Заалайскую тектонические подзоны в центральной части северного склона Заалайского хребта. По И.Е. Губину [84], он является частью Вахшско-Казыкартского надвига. На западе, в верховьях р. Сайтаки, разрыв ограничен Арамкунгейским взбросо-сдвигом, а на востоке, в бассейне р. Джанай-Дартаки, срезается Предзаалайским разрывом. Местами (бассейны рек Коккиика, Ачиксу) разрыв разделяется на несколько сместителей между отдельными чешуями (см. рис. 9). В приповерхностной части разрыв представляет собой козырьковые надвиги, что непосредственно наблюдается в левом борту долины р. Коккиика (см. рис. 9).

Суммарная амплитуда перемещения по их поверхностям составляет здесь в горизонтальном направлении 4–5 км (см. табл. 1), а восточнее величина надвигания увеличивается до 6–6,5 км в бассейне р. Комансу (см. рис. 10). Амплитуда вертикального перемещения крыльев составляет 3,5–4 км. Порядок величин перемещения за новейшее время определяется следующим образом. По положению верхнеюрских отложений в северном крыле и их отсутствию в южном (см. гл. 2) начало активности Коккиикского разрыва можно отнести к допозднеюрскому времени, а вертикальные перемещения за среднеюрскую эпоху (считая движения до среднеюрской эпохи и в меловой и палеогеновый периоды незначительными) оценить величиной порядка 1 км или менее (см. рис. 9, 10). Отсюда получаем величину относительного поднятия южного крыла за новейшее время ориентировочно 2,5–3 км.

Козырьковая часть Коккиикского разрыва была активна по крайней мере до конца раннего–начала среднечетвертичного времени. Об этом свидетельствует залегание раннечетвертичной морены в правом борту ледника Большой Коман и морены максимального среднечетвертичного оледенения в долинах Большой и Малой Комансу между тектоническими останцами (см. рис. 10).

Западно-Заалайский (по Н.М. Синицыну [64, 315] – Кызылсуйский) разрыв также является частью Вахшско-Казыкартского надвига, выделяемого И.Е. Губиным [84]. В северных предгорьях западной части Заалайского хребта он разделяет Северо- и Центрально-Заалайскую подзоны (см. рис. 2) в виде взброса, плоскость которого в приповерхностной части наклонена в южных румбах под углом 50–60°. Фиксируемая величина перемещения южного крыла к северу, как и его поднятие, составляет не менее 1 км около устья р. Алтындары (см. Приложение, табл. 1), а западнее достигает 2,5–3 км. Формирование приповерхностной части Западно-Заалайского разрыва, судя по согласованию его простирания с осями складок в неогеновых отложениях (см. рис. 2), относится к новейшему этапу.

Суждения о поведении сместителей Коккиикского и Западно-Заалайского разрывов на глубине возможны только по косвенным данным.

Этот вопрос тесно связан с проблемой крупных латеральных перемещений блоков земной коры и рассмотрен в конце главы.

В междуречье Алтындары и Сайтаки Коккиикский и Западно-Заалайский разрывы сопряжены посредством Арамкунгейского правостороннего взбросо-сдвига. Поверхность этого разрыва падает под углом 50–60° на юго-запад. Судя по диагональному рассечению этим разрывом альпийских складок как в мезозойских, так и в кайнозойских вплоть до плиоценовых отложениях, его активное формирование в соответствии с [362] относится к послемиоценовому времени. Амплитуда правостороннего сдвигания достигает 1 км, а поднятие юго-западного крыла – 200 м.

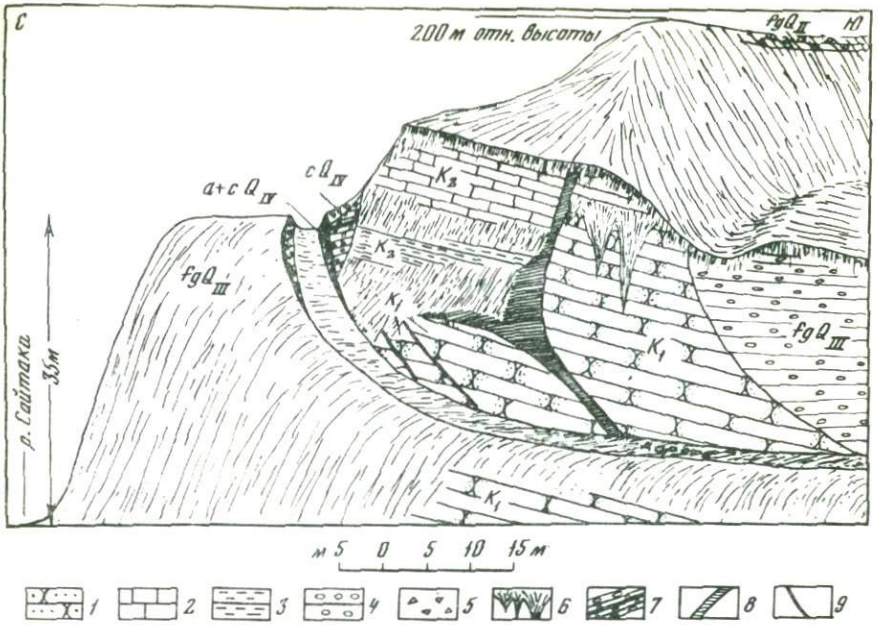
Предзаалайский разрыв протягивается вдоль предгорий Заалайского хребта, разделяя на большем протяжении тектонические подзоны Северо-Заалайскую и Алайской долины (см. рис. 2, 20). На западе и востоке территории по этому разрыву приходят в соприкосновение палеозойские породы Алайской зоны и мезозойские – Заалайской (рис. 21, 22). В приповерхностной части на западе между долинами рек Муксу и Сайтаки разрыв классифицируется как взброс или козырьковый надвиг, местами состоящий из нескольких чешуй. В поперечных долинах отчетливо видно несколько пластин мезозойских или даже кайнозойских вплоть до плиоценовых отложений, разделенных плоскостями разрывов, наклоненных в южных румбах под углами 30–70°. Видимые в обнажениях горизонтальные перекрытия измеряются многими сотнями метров, вероятные – первыми километрами. Участки наибольшего надвигания в устьевых частях долин рек Муксу и Алтындары располагаются на месте поперечных прогибов, где амплитуда надвигов может составлять 2–3 км.

Восточнее р. Ачикташа поверхность разрыва практически не обнажается и он фиксируется только геоморфологически. Западнее в ряде обнажений по бортам поперечных долин можно видеть резкий перегиб, вплоть до опрокидывания в долине р. Сынарджара, к северу толщи плиоценовых конгломератов (см. рис. 8–11, подробнее см. в следующей главе).

На крайнем востоке района, по данным В.В. Козлова [126] и наблюдениям А.А. Никонова, разрыв вблизи поверхности круто наклонен к югу и южное крыло поднято не менее чем на 1 км. На западе вблизи устья р. Кичиккарамыка (см. рис. 22), а также на востоке, у восточного замыкания Алайской долины, аллохтон Предзаалайского разрыва перекрывает возможно более северную тектоническую подзону и пограничные разрывы. Не исключено, что он использует эти разрывы как ослабленные зоны, изменяя присущее им соотношение крыльев на обратное. Тектонические движения по разрыву фиксируются местами начиная с позднего миоцена.

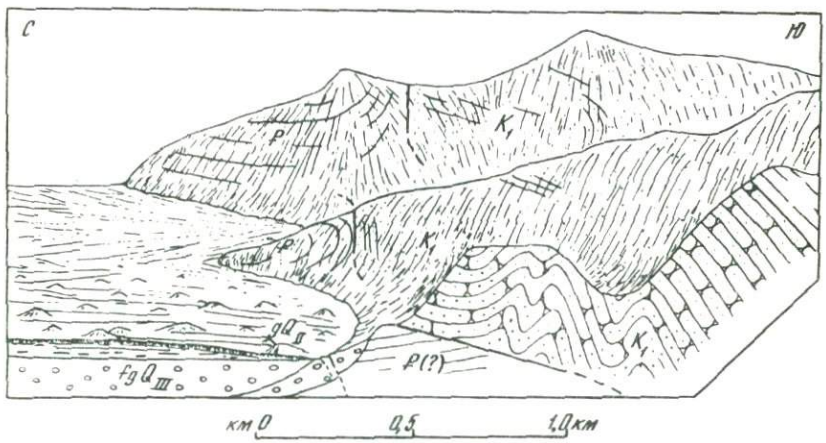
Кичкесуйский и Восточно-Заалайский разрывы в пределы рассматриваемого региона попадают своими западными окончаниями, протягиваясь по северному склону Заалайского хребта в его восточной части. В бассейне р. Кичкесу они срезаны Предзаалайским разрывом. Они протягиваются субширотно на восток субпараллельно Предзаалайскому, а на глубине и Нуринскому разрывам.

В приповерхностных частях Восточно-Заалайский и Кичкесуйский разрывы круто (60–80°) наклонены к югу. Однако наблюдения в бассейне р. Кичкесу не исключают допущения ступенчатой в разрезе формы, во всяком случае, Восточно-Заалайского разрыва (см. рис. 21). Разрывы южного

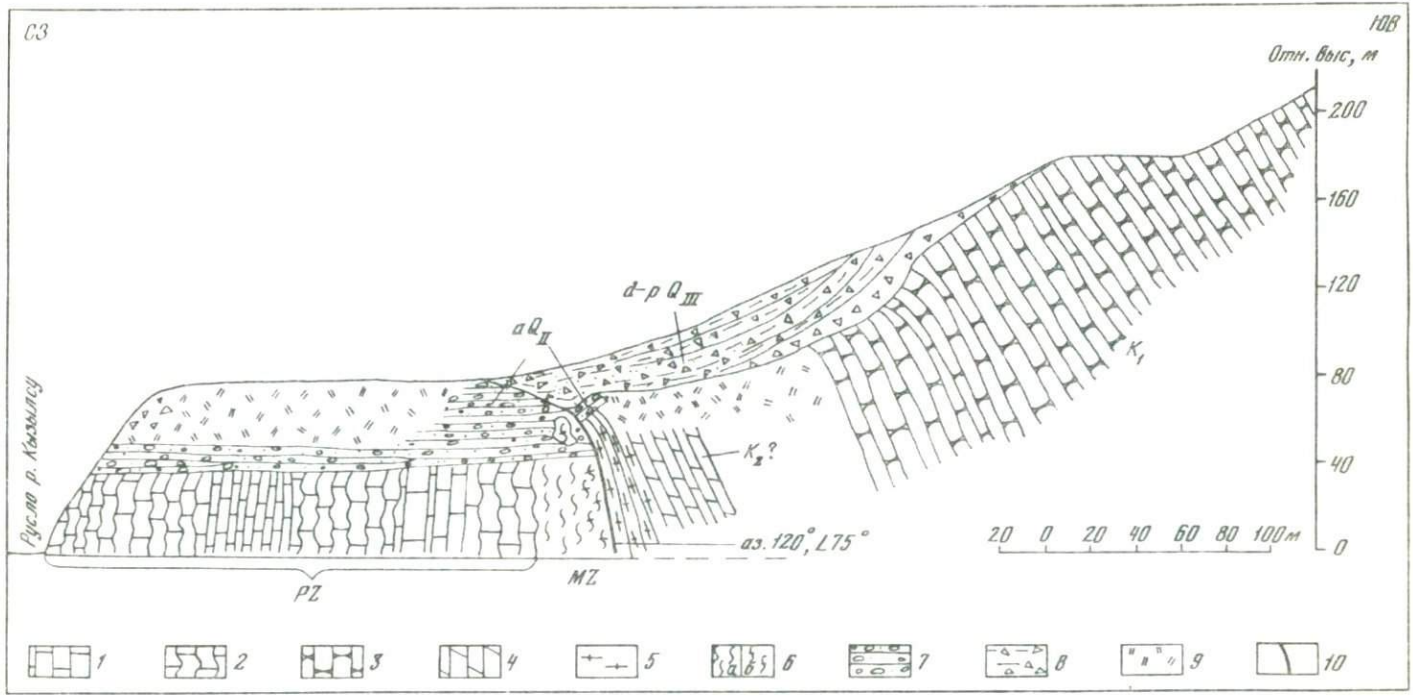


Р и с. 20. Полевая геологическая зарисовка борта правого притока р. Сайтаки близ устья

Отложения меловой системы: *1* – песчаники, *2* – известняки, *3* – глины и алевролиты; *4* – верхнечетвертичные аллювиальные галечники и гравелиты; *5* – голоценовые обвально-осыпные обломочные отложения; *6* – осыпи; *7* – культурный слой археологической стоянки в голоценовых обвально-осыпных отложениях; *8* – зона тектонического дробления; *9* – мелкие разрывы



Р и с. 21. Блок-диаграмма северных предгорий Заалайского хребта в междуречье Кичкесу – Курумды восточнее Памирского тракта. Видны Предзаалайский (на переднем плане) и Восточно-Заалайский разрывы



Р и с. 22. Геологический разрез (полевая зарисовка) левого борта р. Кызылсу ниже устья р. Кичиккарамыка

1 – палеозойские породы, монолитные; *2* – то же, сильно передробленные; *3* – нижнемеловые песчаники; *4* – известняки верхнемеловые (?); *5* – светло-бурые алевролиты и гипсы (?); *6* – зона дробления и перетирания мезозойских пород красного (*а*) и темно-серого (*б*) цвета; *7* – аллювиальные галечники среднечетвертичные; *8* – делювиально-пролювиальные суглинисто-щебнистые отложения, позднечетвертичные; *9* – задернованные участки склонов и осыпи; *10* – плоскость разрыва

склона Заалайского хребта в его восточной части (Курумдинский, Кызылартский и др.) падают, наоборот, на север, также под крутыми углами (60–70°) [126]. При таком соотношении сместителей разрывов на северном и южном склонах хребта приходится допустить их слияние на глубине в единую зону субширотного простирания (Петровско-Заалайскую).

Поскольку на этом участке зона Дарваз-Каракульского разлома значительно отклоняется к юго-востоку ([312, 9, 277], см. также рис. 2), разделение этих двух крупнейших зон разломов не вызывает сомнения.

Заложение разрывов восточной части Заалайского хребта, судя по согласному их простиранию с осями складок в палеогеновых отложениях и по особенностям разреза, относится к неогеновому времени. Амплитуды вертикального перемещения по Восточно-Заалайскому и Кызылартскому разрывам составляют не менее 0,9 км, а по Кичкесуйскому и Курумдинскому – не менее 0,5 км [126].

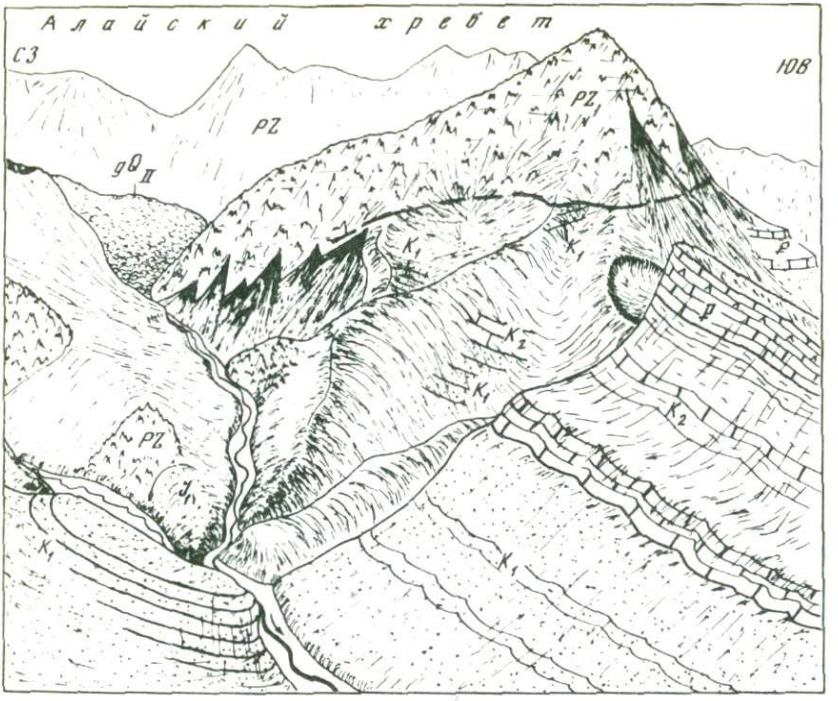
Нуринский разрыв широтного простирания выходит на поверхность только на крайнем востоке [126]. Этот разрыв частично перекрыт аллохтоном Предзаалайского разрыва. К западу он, вероятно, протягивается под новейшими отложениями Алайской долины. В доновейшее время разрыв отделял Заалайскую тектоническую зону с мощным мезозойско-палеогеновым чехлом от палеозойских пород Алайской зоны на севере. Реальные различия тектонических зон на востоке становятся понятными только при допущении существования в доновейшее время на месте современного северного склона Заалайского хребта разрыва с поднятым на 2–2,5 км северным крылом. Основанием для предположительного проведения Нуринского разрыва под новейшими отложениями Алайской долины в ее западной части также служат коренные литолого-фациальные и мощностные отличия раннемезозойских (домеловых) отложений Заалайской и Алайской тектонических зон (см. гл. 2). В новейшее время перемещение крыльев разрыва на восточном участке было обратным – южное крыло поднималось.

Зона Гиссаро-Кокшаальского (Южно-Гиссарского) разлома в целом может считаться новейшим образованием [84]. Местами она наследует доновейшие разрывы, местами является вновь образованной. В пределах рассматриваемой территории в эту зону входят Иркештамский (*12*), Коксуйский (*13*), Кызылсуйский (*14*), Алайский (*15*) разрывы.

Коксуйский разрыв северо-восточного простирания в современной структуре ограничивает подножие восточной части Алайского хребта с юго-востока (см. рис. 2). Поверхность разрыва под углом 60° падает на северо-запад. Амплитуда поднятия северо-западного крыла, по данным В.В. Козлова [126], составляет не менее 1,5 км.

Иркештамский разрыв протягивается параллельно Коксуйскому внутри Таунмурунской тектонической подзоны. Его поверхность круто наклонена на юго-восток, юго-восточное крыло относительно поднято более чем на 200 м. Судя по согласному простиранию названных разрывов и рассекаемых ими пликативных структур в мезокайнозойских отложениях (см. рис. 2), а также по четкой их выраженности в современном рельефе, разрывы заложились в неогене, унаследовав древний структурный план.

Кызылсуйский разрыв отделяет Дараут-Иркештамскую тектоническую подзону от Таунмурунской на востоке и от подзоны Алайской долины



Р и с. 23. Надвигание палеозойских пород Центрально-Алайской подзоны на отложения палеогеновой системы Дараут–Иркештамской тектонической подзоны в правом борту р. Кызылункура (Алайский хр.). Полевая зарисовка

на западе. На большей части протяжения к востоку от пос. Сарыкмогола он перекрыт четвертичными отложениями. По данным вертикального электрозондирования плоскость разрыва круто падает на север, причем поднятие северного крыла над южным вблизи пос. Сары-Таша составляет не менее 1,5 км.

К западу от пос. Сары-Таша разрыв фиксируется зонами дробления в палеозойских породах, на крайнем западе региона, около устья р. Коукты, представляет собой вертикальный контакт палеогеновых и палеозойских пород с амплитудой поднятия северо-западного крыла не менее 1 км. На участке между устьями рек Коксу-западной и Ачикташа Кызылсуйский разрыв перекрыт плиоценовыми и четвертичными отложениями и местами фиксируется флексурными перегибами в них (см. рис. 9, 10, 11). Часть из них видна непосредственно на правом берегу р. Кызылсу (например, у пер. Газ), другие устанавливаются с помощью вертикального электрозондирования. В западной части разрыв, вероятно, наследует доновейшую дизъюнктивную зону, а восточнее пос. Сарыкмогола является вновь образованным в новейшее время.

Алайский разрыв в современной структуре выражен в виде взброса, отделяет высокогорную часть Алайского хребта (Центрально-Алайскую и Восточно-Алайскую тектонические подзоны) от его южных предгорий

(Дараут-Иркештамской подзоны). Как установлено полевыми наблюдениями, в центральной части южного склона Алайского хребта взброс переходит в пологий надвиг (рис. 23), свидетельством чего, в частности, является тектонический останец палеозойских пород на меловых во фронтальной части надвига в долинах рек Кашкасу и Дамджайляу (см. рис. 10). Амплитуда надвигания северного крыла на южное с учетом перемещения клипа достигает 6–6,5 км (см. Приложение, табл. 1), а величина вертикального перемещения аллохтона составляет не менее 1 км. В западном и восточном направлениях поверхность Алайского разрыва становится круче с соответствующим уменьшением амплитуды горизонтального, а на востоке территории и вертикального перемещения.

По данным Д.П. Резвого [283, 285], Алайский разрыв заложился еще в среднем палеозое, а нарушение им верхнеолигоцен-нижнемиоценовых отложений свидетельствует о его активности и на новейшем этапе.

Кроме рассмотренных, в пределы территории своим юго-западным окончанием попадает новейший Гульчинский разрыв [338, 353], разделяющий поднятия центральной и восточной частей Алайского хребта. В морфологическом отношении это пологий (40–60°) взброс, местами надвиг, палеозойских пород Восточно-Алайской тектонической подзоны на мезокайнозойские отложения альпийской синклинали. Амплитуда поднятия юго-восточного крыла над северо-западным составляет не менее 1,5 км, горизонтальное перемещение около пос. Акбосаги превышает 0,5 км.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРУКТУРЫ РЕГИОНА

Проведем рассмотрение с точки зрения главных проблем истории развития и рассмотренных во второй половине книги ведущих проблем сейсмотектоники и сейсмической опасности.

Проблема границы Памира и Тянь-Шаня, считавшаяся несколько десятилетий центральной проблемой геологии региона, связана не столько с недостаточной изученностью, сколько с неразработанностью принципов тектонического районирования и стремлением найти в природе единую границу вне зависимости от различий в этапах геологического развития. Снятие противоречий в тектоническом районировании региона возможно при проведении такого районирования по типам эндогенных режимов [24 и др.], т.е. при рассмотрении взаимоотношений отдельных тектонических структур на последовательных во времени этапах их развития.

В позднем палеозое вся рассматриваемая территория являлась геосинклинальной областью. Геосинклинальное развитие закончилось интенсивной складчатостью в позднепермскую эпоху [282], в результате чего сформировалась стабильная область.

Мезокайнозойская история развития региона разбивается на три этапа [163]: раннемезозойский ($T-J_2$), позднемезозойско-палеогеновый ($J_3-P_3^2$) и новейший (P_3^3-Q). В соответствии с принципами районирования по эндогенным режимам на раннемезозойском этапе, после завершения эпигеосинклинальной герцинской складчатости, в пределах региона выделяются: Южно-Тянь-Шаньская молодая платформа на севере [315 и др.], геоантиклиналь Северного Памира на юге и разделяющий их остаточный парагеосинклинальный прогиб [163 и др.]. Южной границей прогиба явля-

лась зона Дарваз-Каракульского глубинного разлома, а северной, вероятно, зона Петровско-Заалайского разлома. Раннемезозойский этап заканчивается слабой складчатостью отложений парагеосинклинального прогиба и причленением последнего вместе с Северным Памиром к стабилизированной эпигерцинской платформе Южного Тянь-Шаня. Таким образом, в следующий, позднепалеозойско-палеогеновый, этап уже весь район представлял собой часть платформы, внутри которой зонами глубинных разломов – Дарваз-Каракульского на юге и Петровско-Заалайского на севере – обособлялся внутриплатформенный прогиб [163].

Выделение трех зон разломов на поверхности и только двух по геофизическим данным на глубине можно объяснить недостаточной разрешающей способностью геофизических методов для разделения сближенных на востоке Дарваз-Каракульской и Петровско-Заалайской зон.

Глубинные разломы рассекают всю земную кору и имеют близвертикальное положение, в верхних частях коры, возможно, наклонное в противоположные стороны. Это не противоречит представлению о сближении Северо-Памирской и Алайской тектонических зон при допущении выжимания больших масс горных пород кверху, особенно на новейшем этапе.

Противоречия между исследователями в оценке строения и кинематики главной пограничной зоны между Северным Памиром и Алайской впадиной в значительной мере объясняются тем, что речь идет о разных, хотя и сближенных во внешней дуге Памира, зонах разломов. Дарваз-Каракульский (Северо-Памирский) разлом действительно является глубинным разломом древнего заложения внутри палеозойского фундамента с близким к вертикальному залеганием и с приповерхностными "козырьками" у отдельных разрывов. В отличие от него альпийские и новейшие разрывы на северном склоне у подножия Заалайского хребта – Вахшский и Предзаалайский – это типичные взбросо-надвиги внутри осадочной мезокайнозойской толщи, сильнодислоцированной, частично выжатой и перемещенной пластинами вверх и к северу.

В новейший этап на всей территории Среднеазиатского горного пояса независимо от предшествующей истории развития установился орогенный режим. Вероятно, на позднемезозойско-палеогеновом и активно на новейшем этапе происходило сближение Тянь-Шаньского и Памирского блоков. Таким образом, можно говорить об унаследованном в целом, по крайней мере с конца раннего мезозоя, развитии региона в позднеюрско-среднеолигоценовое время, инверсии режима вертикальных движений и частичной перестройке структурного плана в новейший этап развития. Соответственно современную структуру можно классифицировать как эпикиммерийскую гетерогенную платформу, подвергшуюся активному наложенному орогенезу в условиях субмеридионального сжатия.

Одни и те же разломы являются границами структурно-формационных зон и подзон, с одной стороны, и блоков и чешуй новейшей структуры – с другой. Это объясняется тем, что оформление структурно-фациальных особенностей зон происходило одновременно со сводово-глыбовыми новейшими движениями, хотя и осложнялось чешуйчатыми.

На новейшем этапе, в эпоху орогенеза, нет принципиального различия между тектоническими структурами, развивающимися на Памире и Тянь-Шане, следовательно, нет и оснований для проведения между ними геологи-

ческой границы, что не снимает различения их как структурных и орографических единиц.

Южной границей современной впадины является Предзаалайский разрыв. На севере сопряжение впадины с Алайским хребтом на большом протяжении безразрывное: плиоцен-четвертичные отложения северного борта Алайской долины без существенных деформаций перекрывают прежде активный Кызылсуйский разрыв.

Изложенные выше геологические и геофизические материалы не дают оснований согласиться с мнением о выполаживании системы Вахшско-Казыкартских разрывов с глубиной и о горизонтальном перемещении по ней на многие десятки километров, а в целом надвигании Памира к северу на сотни километров. При принятии аллохтонного залегания всего массива Заалайского хребта и всего Северного Памира дислокации мезокайнозойских отложений в аллохтоне должны были бы быть чрезвычайно сложны, а складки однообразно запрокинуты в направлении его движения, т.е. на север. В действительности же наряду со сложными дислокациями в Заалайском хребте широко распространены сравнительно простые складки (см. рис. 12, 13, 18); на северном склоне хребта они запрокинуты в северном, а на южном – в южном направлении (см. рис. 10, а также [296 и др.]). Далее, при допущении перемещения аллохтона Вахшско-Казыкартского надвига на многие десятки километров представляется необъяснимым удивительное постоянство возрастных соотношений осадков в крыльях этого надвига (см. [84]).

Расположение гипоцентров землетрясений под Заалайским хребтом на глубине 12–16 км (см. гл. 7, 8), а также геофизические данные о глубинном строении региона (см. выше) не противоречат представлению об увеличении крутизны поверхности Вахшско-Казыкартского надвига, а также всех рассмотренных выше разрывов северного склона Заалая с глубиной и слиянии их в единую зону. Однако нельзя полностью отрицать ступенчатой в разрезе формы смесителей разрывов (см. рис. 9, 10).

Имеющиеся материалы не противоречат представлениям (С.К. Овчинников, М.В. Гзовский, Н.К. Булин и др.) о протяжении Гиссарского глубинного разлома к востоку под хребтами Петра I и Заалайским (Петровско-Заалайский разлом) и о сближении этих двух древних разломов на востоке. Однако движения по этому разлому в альпийское и новейшее время, по-видимому, происходили лишь на отдельных участках и в новейшее время – с обратным знаком (южное крыло поднималось).

Глубинный Дарваз-Каракульский (Северо-Памирский) разлом обновился и активизировался с тем же знаком перемещения крыльев с середины мезозоя и в новейшее время на большей части своего протяжения. Активным в новейшее время стал косо секущий оперяющий по отношению к древнему Гиссарскому разлому широтный Южно-Тянь-Шаньский, или Гиссаро-Кокшаальский разлом.

Иными словами, план и знак новейших структур обнаруживают черты как унаследованности, так и наложения по отношению к древним структурам, что может быть особо важно для последующего сейсмотектонического анализа.

ГЛАВА 4

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ НЕОТЕКТОНИКИ

Для выяснения основных черт неотектоники региона важны следующие группы признаков: морфология и морфометрия хребтов и древних уровней, положение палеозойского фундамента и опорного доновейшего реперного уровня, расположение и структура кайнозойских (палеогеновых и неогеновых) отложений в разных тектонических зонах, морфология и возраст разрывов и др.

Основное внимание сосредоточим на таких основных вопросах неотектоники, как характер, унаследованность плана и последовательность возникновения новейших структур, определение смещений по основным разрывам, соотношение вертикальных и горизонтальных перемещений как по отдельным разрывам, так и региональное, значение поперечных структур и их соотношение с продольными.

В конечном счете рассмотрение неотектоники и динамики земной коры региона должно способствовать прояснению вопроса, является ли регион областью эпиплатформенной активизации и горообразования за счет глубинных процессов непосредственно под ним или возникновение новейших структур и рельефа надо относить за счет действия внешних по отношению к региону тангенциальных сил.

СХЕМЫ РАЙОНИРОВАНИЯ И ХАРАКТЕРИСТИКА ОТДЕЛЬНЫХ СТРУКТУР

Вопрос о новейших структурах и степени унаследованности их развития частично рассмотрен в предыдущей главе. Известно несколько основных схем новейших структур области сочленения Памира и Тянь-Шаня. Простейшая из них предусматривает выделение в соответствии с главными орографическими единицами трех основных структур – Заалайского и Алайского хребтов-антиклинориев и Алайской впадины [288, 121, 68, 161, 122]. Ведущим считается сводово-блоковый или глыбовый стиль тектоники, в Заалайском хребте признаются чешуйчато-надвиговые структуры.

По И.Е. Губину [84], в альпийской структуре области выделяются Южно-Тянь-Шаньское сводово-глыбовое поднятие (антиклинорий), Передовая зона Южного Тянь-Шаня со складками малой амплитуды (прогиб на месте Алайской долины), поднятия Внутренней и Внешней зон Памиро-Куньлуня соответственно с палеозойским фундаментом на поверхности (антиклинорий) и сильноскладчатым мезокайнозойским комплексом (поднятие на месте синклинория). Эти новейшие структуры разделяются крупными региональными разломами Южно-Гиссарским (Гиссаро-Кокшаальским), Каракульско-Момукским и Вахшско-Казыкартским. Согласно И.Е. Губину, развитие новейших структур в четвертичное время шло по пути дифференциации крупных структур, так что антиклинории были переработаны в сводово-глыбовые поднятия, синклинории – в складчатые зоны.

Согласно более поздней схеме О.К. Чедия [348], новейшая структура не имеет простого соответствия орографии. С севера на юг выделены Туркестано-Алайский антиклинорий с преимущественно складчатой структу-

рой, Зеравшано-Гиссарская складчато-глыбовая структура (заходит в пределы изученного района только восточным краем), Предгиссаро-Алайский прогиб, Предпамирский прогиб (с чешуйчато-надвиговыми структурами), Северо-Памирский (Дарвазский) веерообразный складчато-глыбовый антиклинорий.

Верное принципиально (благодаря попытке выделения типов структур, а не только их морфологического или гипсометрического выражения), это подразделение уязвимо в фактическом приложении. Выделение в Южном Тянь-Шане двух зон одного порядка, складчатой и складчато-глыбовой, не подтверждается геоморфологическими и структурными исследованиями [282, 283, 273, 27]. Весь Южный Тянь-Шань представляет собой в основании (не по осадкам чехла) область развития сводово-блоковых или глыбовых новейших структур. Кстати, и на разрезах [348] показано именно блоковое строение фундамента Южного Тянь-Шаня с одинаковым падением плоскостей разломов к югу.

Выделение двух продольных прогибов в пределах Алайской впадины, вероятно, справедливое применительно к мезозойской истории и структуре, не выдерживается для новейшего этапа (см. рис. 9–11, 24), так как Предпамирский прогиб на месте Заалайского хребта с самого начала новейшего этапа характеризовался интенсивными деформациями и воздыманием. Вместе с тем можно принять существование двух раздельных прогибов восточнее и западнее Алайской впадины [84, 348].

Для характеристики стиля неотектоники и основных новейших структур региона в морфологическом и количественном выражении составлена карта суммарной деформации поверхности в позднеальпийское время (рис. 24, см. вкл.). В качестве реперной поверхности избрана подошва туронских отложений, поскольку к началу туронского века мелководный морской бассейн занимал всю исследуемую территорию, и осадки его наиболее широко сохранились. Изогипсы подошвы осадков туронского века рассматриваются как изолинии равных поднятий за последние 100 млн. лет. По-видимому, они меньше истинных абсолютных поднятий на 0,5–1 км (местами 2–3 км) за счет опускания в процессе накопления более молодых осадков и первоначальной (0,1–0,2 км) глубины бассейна. На участках современного отсутствия меловых отложений (Северный Памир, значительная часть Алайского хребта) в качестве репера использована уровенная поверхность палеозойского основания [171–173].

Особенности методики построения структурной карты не позволяют учесть на ней пликативные дислокации реперной поверхности под аллохтонами надвигов. Поэтому при наклонном положении сместителей разрывов в Заалайском хребте амплитуды вертикальных перемещений по ним на карте могут не соответствовать истинным. Так, истинная величина вертикального перемещения по Коккиикскому разрыву за позднеальпийское время составляет не менее 2,5 км, судя по суммарной мощности кайнозойских отложений в северном крыле. На карте же местами (бассейны рек Ачикташа, Туюксу) она выражается значением 0,4 км.

Составленная карта (см. рис. 24) прежде всего позволяет судить о характере и величине позднеальпийских пликативных дислокаций. Ввиду хорошего согласования рельефа со складчатой структурой на большей части региона и известного положения о начале активных движений лишь

в конце олигоцена, составленную карту можно использовать не только для суждения о характере неотектонических движений, но и для оценок их размаха (амплитуд).

Два участка в пределах региона составляют исключение: восточная часть Заалайского хребта вблизи гребня, где водораздел приурочен к синклинальной структуре, и южный борт Алайской долины у ее восточного замыкания, где выражена альпийская антиклиналь.

Судя по карте, размах новейших вертикальных движений в области сближения Памира и Тянь-Шаня составляет не менее 7–8 км и с учетом поправок, по-видимому, не более 10 км. Эти величины близки к тем, что указаны ранее рядом авторов [288, 161, 352, 348], но меньше приводимых другими исследователями величин – 11–15 км [281, 282, 149, 278]. Общее новейшее поднятие Алайского мегантиклинория на 1–2 км меньше такового Северо-Памирского ([121, 68, 161, 8, 122, 348], см. рис. 24).

Составленная карта демонстрирует в общем сводово-глыбовый или глыбово-блоковый характер новейшей структуры региона. Выделяются участки пологих деформаций реперной поверхности, приуроченные к привершинным частям Алайского и Заалайского хребтов в пределах Алайской и Северо-Памирской зон. Столь же пологие деформации, по-видимому, характерны для днища Алайской впадины (подзона Алайской долины). На участке южного склона Алайского хребта отчетливо вырисовывается крутой наклон к югу реперной поверхности, маркирующий Гиссаро-Кокшаальскую зону разлома. Значительно более сложные деформации характерны для северного склона Заалайского хребта (Заалайской зоны). Здесь вырисовываются дифференцированные продольно-блоковые структуры и пликативные дислокации внутри этих блоков, косвенно отражающие устанавливаемую в разрезах картину чешуйчатого строения (см. рис. 9–13).

Анализ составленной карты в соответствии с приведенными в гл. 3 данными и после рассмотрения существующих схем районирования позволяет выделить в области сближения Памира и Тянь-Шаня следующие новейшие структуры первого порядка: Северо-Памирское сводово-блоковое поднятие, Залайское складчато-чешуйчатое поднятие, Алайский прогиб, Алайское сводово-блоковое поднятие.

Северо-Памирское новейшее поднятие представляет дугообразно изогнутый к северу продольный свод, слабо нарушенный разрывами. Одна из главных особенностей Северо-Памирского поднятия, отмеченная ранее [8, 172, 173, 348] и подтверждаемая нами (см. рис. 24), состоит в максимальном абсолютном поднятии наиболее северной его части и понижении к юго-западному и юго-восточному флангам на 1,5–2,0 км. Эта закономерность проявляется сквозь нарушающие ее поперечные структуры и поэтому может считаться генеральной. В пределах изученной территории поднятие сравнительно слабо раздроблено разломами, причем важно, что на южном склоне центральной и западной частей Заалайского хребта разломы имеют крутые (45–85°) падения под Заалайский хребет (см. гл. 3). Главные разрывы в зоне Дарваз-Каракульского разлома, т.е. по границе Северо-Памирского и Заалайского поднятий, имеют противоположное падение (см. рис. 2). Крайний восточный участок Дарваз-Каракульского разлома в долине Маркансу (Маркансуйский разрыв) дает уникальную

(из-за недоступности более западных частей по условиям рельефа и оледенения) возможность оценить степень активности и характер нарушений в четвертичное время.

В долине Маркансу палеозойские породы по разлому контактируют с плиоценовыми, причем на южном крыле и борту долины поверхность раннечетвертичной морены с гранитными валунами с Каракуля располагается на 800–1000 м выше, чем на северном. Величина перемещения по близвертикальному разрыву после раннечетвертичного времени составляет на данном участке половину суммарной величины за весь новейший этап.

В центральной части протяжения Заалайского хребта величина новейших вертикальных перемещений по данному разрыву уменьшается с 2 до 0,6–0,7 км по оценкам [348]. Однако, судя по разнице гипсометрического положения выходов домеловых пород в верховьях долины р. Ачиксу, амплитуда перемещения по разлому в новейшее время превышает 1,0–1,2 км. В долине р. Алтындары она составляет не менее 0,4–1 км.

Показательны изменения морфологии Дарваз-Каракульского разлома как тектонической границы. На западе Заалайского хребта и востоке хр. Петра I в долине р. Муксу он почти вертикален (см. рис. 17), в долине р. Алтындары, вероятно, представляет собой взброс к северу пермских известняков на триас-юрские конгломераты по падающей под углом 40–50° к югу плоскости (см. рис. 18), на северном склоне пика Ленина это надвиг палеозойских пород на мезозойские [36] под углом 25–30°, еще восточнее, в верховьях р. Кызыларта, крутой взброс к северу [292] и, наконец, в долине р. Маркансу разрыв снова становится почти вертикальным. Таким образом, наибольшему в плане выступу Северо-Памирского поднятия к северу соответствует максимальное по вертикали новейшее поднятие и вместе с тем наибольшее по горизонтали выдвигание по зоне Дарваз-Каракульского разлома. Общая унаследованность направленности движений и структурного плана Северо-Памирского поднятия в новейшее время не вызывает сомнения.

Заалайское поднятие является наиболее сложным из выделенных новейших структур (см. рис. 2, 9–11, 13, 14, 24). Причленяясь на юге к Северо-Памирскому поднятию, оно занимает весь Заалайский хребет на востоке и крайнем западе. В центральной части поднятие одностороннее и морфологически представлено северным склоном хребта. Поднятие соответствует Заалайской синклинорной тектонической зоне, возможно, на месте Петровско-Заалайской зоны глубинных разломов и охватывает несколько продольных подзон (см. гл. 3).

В морфоструктуре северного склона хребта, особенно в центральной части его протяжения, выделяют уступы, отражающие блоковое строение с относительными перемещениями в многие сотни метров [288, 161, 149, 170, 348, 301]. Не менее важной представляется внутренняя складчатая структура блоков и их соотношения между собой. Складчатая, местами очень сложная, структура мезозойских отложений в пределах каждого блока частично отражена на карте подошвы туронских отложений (см. рис. 24) и на разрезах (см. рис. 9–14). На последних видно также, что блоки, в сущности, являются тектоническими клиньями и пластинами. В пригребневой части хребта западнее пика Ленина сужающиеся и сходящиеся в глубине клинья в поперечном разрезе создают как бы веерную

структуру выжимания (см. гл. 3). Аналогичное явление характерно и для восточной части хребта (хр. Ледяной мыс и восточнее). Основные разрывы и пласты горных пород здесь также падают под хребет (см. рис. 13), что отчетливо показано подробными исследованиями [36, 292] и подтверждено нашими наблюдениями в бассейнах рек Маркансу, Кичкесу и Нуры.

На левом борту долины р. Маркансу, например, плиоценовые конгломераты с палеогеновыми известняками в основании в виде пластины косо надвинуты под углом 15–20° к юго-западу не менее чем на 0,5 км на позднеплиоценовые конглобрекчии (тиллиты). Эти последние имеют углы падения 35–75°, между тем как перекрывающая морена раннечетвертичного оледенения не несет здесь следов заметного деформирования, что определяет время проявления движений как самый конец плиоцена. Аналогичные, но более ранние надвиговые дислокации наблюдаются в толще миоценовых отложений южнее пер. Кызыларт.

В нижней части северного склона Заалайского поднятия отдельные пластины надвинуты друг на друга к северу таким образом, что образуют чешуйчато-надвиговую структуру (см. рис. 9–12, 14, 18, 20). Для ее характеристики приведем отдельные наблюдения в первую очередь вдоль наилучшим образом выраженных разрывов – Коккиикского и Предзаалайского. Отчетливые признаки надвигания к северу на северном склоне хребта внутри толщ мезозойских отложений, между мезозойскими и кайнозойскими отложениями, отмечались многими исследователями [389, 292, 36, 84, 296, 300]. Показательны следующие наблюдения вдоль Коккиикского разлома (Вахшского надвига) с востока на запад.

По нашим наблюдениям, в верховьях рек Минжара и Комансу плоскость надвига имеет в верхней части падение 0–10°, ниже 30–50° в южных румбах; меловые породы надвинуты на оранжевую глинистую толщу миоцена. Плиоценовые конгломераты залегают несогласно на миоценовых в долине р. Комансу. Этот факт и слабая дислоцированность раннечетвертичных морен и слагаемых ими поверхностей говорят в пользу активного надвигания по данному разлому в дочетвертичное время.

В цирке–истоке правого притока р. Сынарджара (Бир-Джар) под нижнемеловыми отложениями, а западнее под чешуей верхнемеловых залегают рассланцованные неогеновые конгломераты мощностью не более 100 м с падением к югу под углом 65°. Ниже с тем же падением залегает гипсоносная желто-бурая (оранжевая) толща миоцена (в [36] – олигоцена). Видимая амплитуда надвигания составляет здесь 1–2 км. В верховьях р. Ачиксу, у подножья крутосклонной части хребта, нижнемеловые отложения сокращенной мощности залегают на неогеновых конгломератах. Вышележащие верхнемеловые отложения снова перекрыты нижнемеловыми, в середине пластины которых зажата толща неогеновых конгломератов [36]. Пока считалось, что меловые отложения Заалая надвинуты на эоценовые [292] и на олигоценовые [36], возраст надвигов определялся как послеолигоценовый, затем был омоложен [292, 300]. Поскольку мы относим оранжевую глинисто-песчаную толщу к первой половине миоцена, а конгломераты – ко второй его половине (см. гл. 2), надвигание надо относить ко второй половине миоцена – плиоцену.

По нашим наблюдениям, в левом борту р. Коккиика разрыв представляет собой козырьковый взброс в северном направлении песчаников ниж-

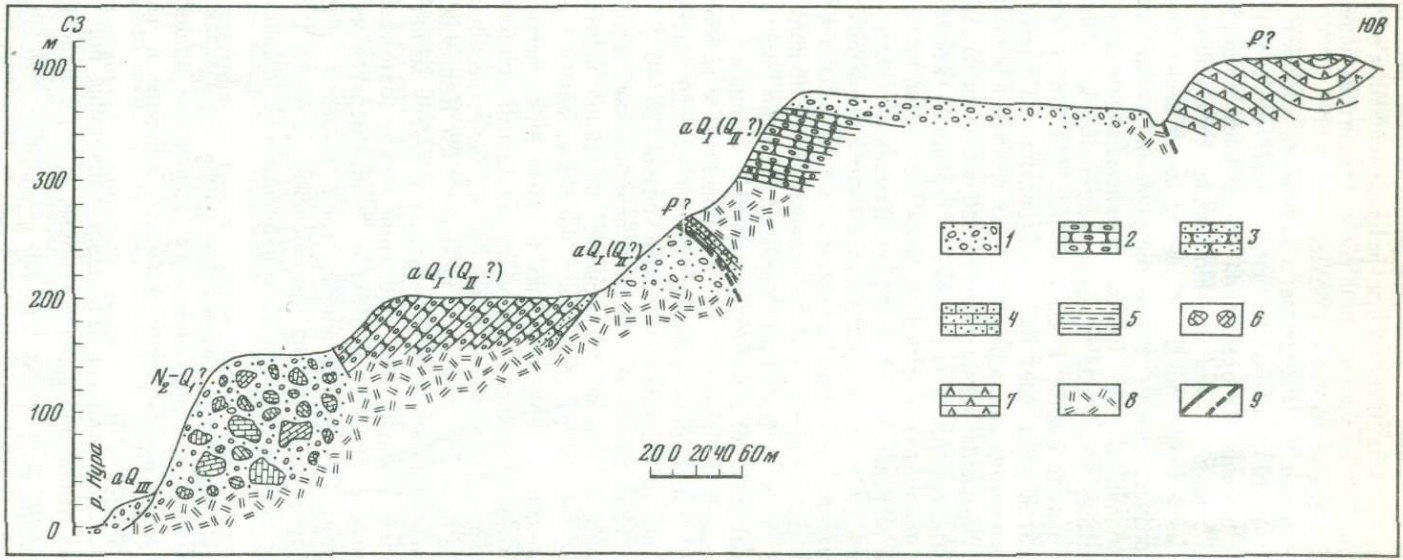
немелового отдела на глины и песчаники миоцена (см. рис. 14), на расстоянии 2 км углы наклона поверхности разрыва меняются от 55° в верхней части склона до 70° на уровне уреза реки. Амплитуда надвигания достигает здесь 2–2,5 км, а восточнее – и более.

В междуречье Минжара и Сынарджара, в верховьях этих рек, устанавливается молодой крупный субширотный взброс (см. рис. 2, 12). Второстепенные перевалы с высыпками оранжевой миоценовой толщи маркируют ровную широтную линию. С юга на миоценовые отложения надвинуты полого наклоненные к югу меловые. К северу лежат серые плиоценовые конгломераты (среднегалечные) с олистостромами, слабо наклоненные на север. Состав обломков в них отвечает верхнемеловым породам, которые обнажаются южнее. Ныне обе толщи не контактируют, и их подошвы имеют разницу в высоте свыше 1 км (см. рис. 12). Средняя крупность гальки конгломератов указывает на их накопление на одном уровне с верхнемеловыми известняками, а ровная южная граница и разница высот – на последующее воздымание южного крыла. Взбрасывание на высоту более 1 км произошло заведомо после надвигания (в середине – конце миоцена), после накопления плиоценовых конгломератов и согласно на них лежащей раннечетвертичной морены, но до недеформированных средне- и позднечетвертичных морен, т.е. в начале среднечетвертичного времени.

Чешуйчато-надвиговое строение северного склона Заалайского хребта отчетливо видно в его западной части по правому борту долины р. Кызылсу. Так, западнее устья р. Большого Карамыка можно видеть не менее четырех надвиговых пластин в мезокайнозойском комплексе с перемещением каждой к северу по плоскостям, наклоненным к юго-юго-востоку под углами 30–55°. Слоистость отложений внутри каждой пластины наклонена в ту же сторону, но под более пологими углами (20–40°). Около русла, контактируя с палеозойскими породами левобережья, залегают желто-оранжевые миоценовые глины, перекрытые пластиной палеогеновых и неогеновых пород. Выше располагаются последовательно пластины из верхнемеловых, нижне- и верхнемеловых и снова нижнемеловых пород. Здесь и западнее горизонтальное перекрытие меловыми отложениями неогеновых конгломератов составляет заведомо не менее нескольких сотен метров, а на левом берегу р. Гуломы – не менее 2 км. Величина перемещения пластины с неогеновыми конгломератами к северу может достигать 15–18 км, поскольку минимальное расстояние между современным положением миоценовых с прослоями валунов конгломератов из палеозойских пород Северного Памира (на левобережье р. Кызылсу) и коренными выходами этих пород палеозоя (на правобережье р. Муксу) составляет 20 км. Суммарное перемещение по всем наблюдаемым надвигам должно быть больше.

Весьма показательны также наблюдения вдоль Предзаалайского разрыва, ограничивающего с севера новейшее Заалайское поднятие и служащего четкой границей собственно Алайской впадины в четвертичное время [378, 389, 149, 301, 44].

На востоке Алайской впадины отчетливое надвигание под углом 10–20° нижнемеловых отложений на палеогеновые видно у подножья Заалайского хребта в долине р. Кичкесу (см. рис. 21). Ранне- или среднечетвертичная поверхность относительной высотой 500 м надвигом не нарушена,



Р и с. 25. Геологический разрез (полевая зарисовка) правого борта р. Кызылсу-восточной около устья р. Нуры

1 – галечники; *2* – конгломераты; *3* – песчаники; *4* –песчанистые известняки; *5* – глины; *6* – известняковые брекчии; *7* – гипсоносная толща; *8* – задернованные участки склона; *9* – тектонические разрывы

что позволяет относить его в основном к дочетвертичному времени, хотя у его фронта среднечетвертичные морены и позднечетвертичные террасы как бы "подняты". Видимая амплитуда надвигания не менее 0,7 км, вероятная – до 3 км. Восточнее фронт надвига в поперечнике имеет выпуклую лобовую форму.

Еще восточнее, около устья р. Нуры, в обнажении правого борта р. Кызылсу можно видеть, как пластина с палеогеновыми известняками в основании и четвертичными конгломератами на них взброшена (горизонтальная амплитуда свыше 0,5 км, вертикальная – около 0,1 км) на раннечетвертичные галечники (рис. 25). После дислокации выработана терраса относительной высотой 385 м, что позволяет возраст подвижки относить к раннечетвертичному или началу среднечетвертичного времени в промежутке 0,5–0,3 млн. лет назад.

Широкое развитие молодых надвигов в западном Куньлуне и на восточном окончании Заалайского хребта отмечал Н.М. Синицын [312]. Наблюдалось надвигание палеогеновых пород на неоген-четвертичные, общая величина надвигания к северу восточнее пос. Иркештама оценивается в 22–30 км, что согласуется с полученными независимо значениями для центральной (см. Приложение, табл. 1, 2) и восточной (см. выше) частей Заалайского хребта.

Предзаалайский разрыв в центральной части отмечен отчетливым, обращенным к северу уступом высотой несколько сотен метров. У поверхности разрыв выражен полосой сильнодислоцированных, большей частью стоящих на голове, а у северного края выходов и подвернутых (падение к югу от 75°) плиоценовых конгломератов, что хорошо видно в долинах рек Комансу, Минжара, Сынарджара (см. рис. 8, 12). На левом борту долины р. Минжара по южному краю вала можно видеть взбрасывание к северу по наклонной под углом 40° к югу плоскости слабодислоцированных миоценовых отложений на очень круто наклоненные к северу плиоценовые.

Западнее, в бассейне р. Ачиксу, О.П. Сапов [301] отмечает по южному краю вала соответствующую деформацию поверхности выравнивания. У выхода из предгорий долины р. Сынарджара (см. рис. 8) хорошо видны резкое погружение и подворачивание плиоценовых конгломератов – явно до отложения ранне(?)- или среднечетвертичных галечников – и их частичная в узкой приконтактной зоне деформация при сохранении позднечетвертичными отложениями первоначального залегания.

В верхней части уступа на правом берегу р. Ктайсаза (восточнее р. Коккиика) раннечетвертичные морена и флювиогляциальные отложения, как и слагаемая ими поверхность и подстилающие плиоценовые конгломераты, наклонены к северу под углом 35–40°.

Таким образом, во всех приведенных случаях формирование взбросового уступа с амплитудой не менее 0,3–0,4 км и, следовательно, Предзаалайского разрыва относится к началу среднечетвертичного времени, примерно 0,5–0,3 млн. лет назад. Активность этого разрыва по времени совпадает с активностью более южного взброса, но значительно моложе основных надвиговых перемещений по Коккиикскому разрыву. Несомненно, что взбрасывание–надвигание по Предзаалайскому разрыву в северной части продолжалось и в позднеплейстоцен-голоценовое время. Об этом свидетельствует не только четкость уступа и его резкий контакт с собственно

Алайской долиной, но и видимый в нескольких случаях (долина р. Кокбулака, западнее р. Сайтаки) наклон пролювиальных галечников согласно со склоном у подножья уступа под углом 35–40° к северу или даже их взбрасывание в том же направлении (рис. 26).

На западе в правом борту р. Тараши, у ее выхода из хребта, отмечен козырьковый надвиг к северу глинистых отложений миоцена на позднечетвертичные флювиогляциальные отложения. Угол наклона меняется от 20 до 70° на протяжении 0,2–0,3 км по падению. О движениях по разрыву в его западной части свидетельствуют такие факты, как наклон среднечетвертичных отложений под углом 50° близ устья р. Кантсу и перекрытие средне- и позднечетвертичных отложений ниже устья р. Муксу (см. рис. 22, 27).

Признаки совсем молодых активных разрывов у подножия Заалайского хребта указывались рядом исследователей уже с начала века [378, 390, 389, 149, 301]. Эти признаки состоят в смещениях и деформациях морен средне- и позднечетвертичного оледенения, пересечении уступами позднеплейстоценовых и голоценовых конусов выноса (см. рис. 6, 12, 14, 18, 21; подробнее см. гл. 5).

Кроме главных, имеется целый ряд менее значительных разрывов, в сущности и образующих чешуйчатую структуру.

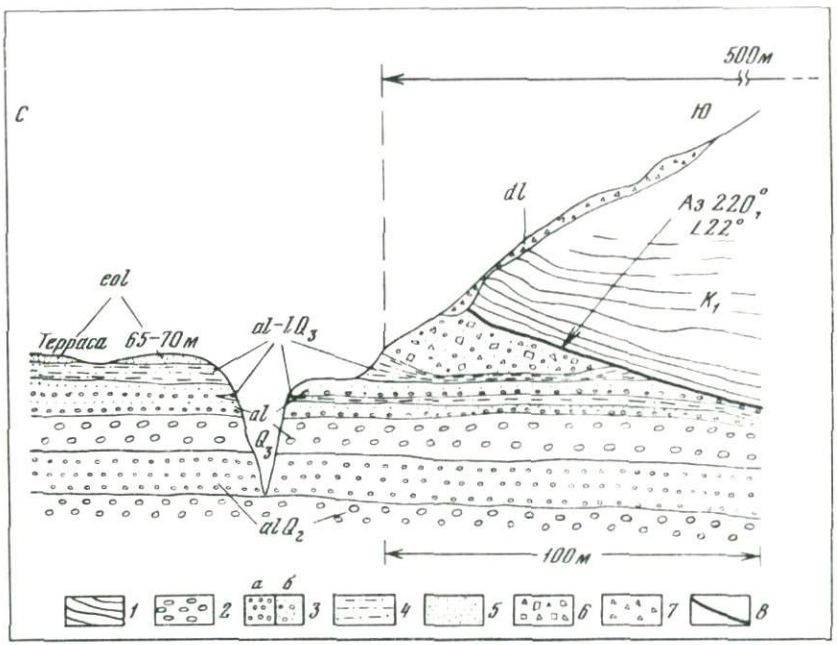
Помимо близширотных, имеются диагональные разрывы, в том числе взбросо-сдвиги, например, в долинах Атджайляу, южнее верховьев р. Ачиксу, в долинах Коккиика, Сайтаки, Арамкунгея и Алтындары. Арамкунгейский правосторонний взбросо-сдвиг северо-западного простирания как бы соединяет Кызылсуйский и Коккиикский разломы (см. рис. 2, 6). Заложение его относится к началу–середине четвертичного времени, общая величина сдвигания около 1 км, а поднятие юго-юго-западного крыла над противоположным 0,2 км. Сдвигание после сформирования одной из позднечетвертичных террас составляет 36 м.

На правобережье р. Сайтаки, между Коккиикским и Предзаалайским разломами, выражен надвиг северо-восточного простирания (см. рис. 2, [243]). Прослеженный на 5 км, он простирается по азимуту 50–60° и имеет наклон сместителя в приповерхностной части к юго-востоку под углом 20–30°. По этому сместителю миоценовые отложения надвинуты на меловые и частично на среднечетвертичные галечники. Активные подвижки происходили здесь после начала среднечетвертичного, но до конца позднечетвертичного времени, судя по морфологическим нарушениям в моренах. Линия этого надвига оживилась при землетрясении 1. XI 1978 г. (см. гл. 8).

Заалайский хребет в целом можно рассматривать как новейший мегантиклинорий, состоящий из двух крупных поднятий – Северо-Памирского и Заалайского, расходящихся в плане на востоке и сливающихся в центральной части (и снова расходящихся западнее изученного региона). Иными словами, новейшие структуры и крупные формы рельефа, как уже отмечалось [186, 187, 277], не вполне соответствуют друг другу.

В целом можно констатировать, что новейшее поднятие на северном ограничении Памира – это крупная асимметричная в центральной части структура выжимания, разбитая продольными разрывами, падающими под поднятие с севера и юга на восточном и западном флангах. В северной части – это сложная чешуйчато-надвиговая структура с крупными

Р и с. 26. Надвиговая деформация позднечетвертичных галечников в молодом уступе, рассекающем позднечетвертичную террасу на левом берегу р. Минжара при выходе из предгорий



Р и с. 27. Молодое надвигание во фронтальной части Вахшского надвига, левый борт р. Сурхоба ниже устья р. Муксу (полевая зарисовка)

1 – нижнемеловые породы, сильно раздробленные; четвертичные отложения, в том числе аллювий: *2* – галечники крупные, *3* – галечники мелкие (*а*) и гравелиты (*б*), *4* – супеси, *5* – пески, *6* – обломочно-щебнистая масса, *7* – суглинисто-щебнистый делювий; *8* – плоскость надвига

перемещениями чешуй-клиньев к северу. Наиболее напряженная складчатость внутри блоков-чешуй и, возможно, наибольшее надвигание к северу приходятся на центральную часть протяжения Заалайской зоны у пика Ленина и западнее, т.е. совпадают с участком наибольшего подъема и выдвигания к северу примкнутого с юга Северо-Памирского поднятия (и, как увидим ниже, и более северного Алайского поднятия).

Все поднятие возникло на месте синклинория в конце олигоцена, активно развивалось во второй половине миоцена, в плиоцене и четвертичном периоде, причем на северном склоне активность со временем перемещалась к северу, вовлекая в поднятие все большие части бывшего прогиба. В общем структуру надо считать обращенной, наложенной и переработанной.

Алайское сводово-блоковое поднятие – это часть крупного Южно-Тянь-Шаньского новейшего поднятия (порядка 5 км) с выходом палеозойского фундамента на поверхность, в целом соответствующее Алайскому хребту. Выделяются узкие продольные грабен-синклинали (или рампы) Гульчинская и Шиманбельская с зажатыми в них мезокайнозойскими отложениями. В осевой и южной частях поднятие осложнено двумя-тремя тектоническими уступами высотой в сотни метров, отмечающими взбрасывание северных блоков к югу [281, 282, 161]. Южный склон поднятия очень крут и имеет перепад высот порядка 4–5 км. По Алайскому и Кызылсуйскому разрывам вертикальные перемещения достигают 1–1,5 км по каждому (см. гл. 3).

Принципиально важным является установление в южной части Алайского поднятия взбросо-надвиговых структур с падением разрывов внутрь хребта (см. рис. 9–11, 23). Надвигание прослеживается по Алайскому разлому в южной части хребта на протяжении многих десятков километров от среднего течения р. Каракавака до верховьев р. Кызылэшме. Южнее пер. Тенгизбай палеозойские породы надвинуты на юрские, меловые и палеогеновые в долине р. Кызылунгкура (см. рис. 23), в долине р. Кырчина – на палеогеновые. В последнем случае плоскость надвига наклонена к югу под углом 10–5°, а палеогеновые слои в автохтоне наклонены к югу под углом 30–35°. Максимальная установленная величина горизонтальных перемещений к югу по Алайскому разрыву составляет 6,5 км (см. рис. 10). Надвигание по данному разлому не возобновлялось после 1–0,6 млн. лет назад, поскольку древняя морена и аллювиально-флювиогляциальные валунные галечники в устье р. Дамджайляу, вложенные в аллохтон и автохтон, не несут морфологических следов нарушений на траверсе фронта надвига.

В свете этих фактов уже нельзя принять представление [206, 338, 348] об одностороннем, направленном к северу взбрасывании блоков в пределах Алайской структуры, а необходимо считать Алайское новейшее поднятие сравнительно симметричным горст-антиклинорием со взбрасыванием продольных внутренних структур на внешние.

На флангах южной части Алайского поднятия отмечается некоторое усложнение структур. В восточной части оно выражается в изменении широтного простирания новейших структур на северо-восточное [161, 348, 353]. В западной части южный склон Алайского поднятия осложнен Дарауткурганским горстом (рис. 9) – выклинивающимся к востоку палеозойским выступом, взброшенным по разрыву к северу на прилежа-

щую узкую широтную Шиманбельскую грабен-синклиналь (возможно, на месте Туркестано-Алайского краевого разлома [348, 171]). Южная часть этого горста имеет, вероятно, близвертикальный контакт или наклон к югу, а зона основного надвигания Алайского поднятия палеозойских пород на палеозойские, юрские и меловые проходит севернее, у перевалов Шиманбель и Тенгизбай.

В целом плановое положение новейших структур наследует герцинское, но некоторые структуры являются обращенными, например палеозойский синклинорий в центральной части южного склона хребта. Отчетливо выраженная (см. рис. 24) новейшая Гиссаро-Кокшаальская зона лишь частично совпадает с древним широтным Южно-Гиссарским глубинным разломом, а частью является секущей.

На крайнем востоке антиклинория, по его южному краю, происходит переработка частных палеозойских структур северо-восточного простирания в новейшие широтные.

Важно также, что на южном склоне поднятия намечается тенденция последовательного во времени смещения активности от северных разрывов к южным, т.е. расширение Алайского поднятия к югу. Внутренняя структура Алайской впадины в ее современных границах (тектонической подзоны Алайской долины) точно неизвестна. По косвенным признакам она представляет межгорный прогиб, вероятно, с пологими продольными и поперечными деформациями. Несомненно, новейший прогиб наследует прогиб альпийский, но в значительно сокращенных размерах. По имеющимся данным, северная граница подзоны Алайской долины представлена крупным Кызылсуйским разломом близвертикального заложения с амплитудой 1– 1,5 км, а южная – Предзаалайским взбросом с амплитудой не менее 0,4–0,5 км.

В общей же структуре области сближения Памира и Тянь-Шаня Алайская впадина должна рассматриваться как рамп с относительно простым взбросо-ступенчатым ограничением на севере, а на юге – сложной зоной взбросо-надвиговых чешуй с крупными горизонтальными перемещениями к северу и продолжающейся высокой активностью. Приведенные материалы и представления о структуре области сближения вполне согласуются с наблюдениями Н.М. Синицына в более восточных районах на границах Тянь-Шаньского и Куньлуньского поднятий и разделяющей их Таримской платформы [311].

Не только собственно Алайская впадина, но и тектонические впадины второго порядка (Шиманбельская и Гульчинская на севере, ледника Дзержинского и Маркансуйская на юге) имеют рамповое строение (см. рис. 9–11). Это подтверждает представление об общем выжимании вверх новейших положительных структур и их "наползание" на сокращающиеся впадины.

С точки зрения общих представлений о стиле тектоники и действующих в регионе исходных силах и напряжениях, принципиальным является вопрос, отражают ли горизонтальные движения региональное сжатие земной коры [206, 207, 84] или локальные процессы гравитационной неустойчивости [348]. С нашей точки зрения, против представления о ведущей роли гравитации в тектонике области сближения Памира и Тянь-Шаня свидетельствует следующее.

1. Широтные надвиги образуют единую систему с право- и левосторонними крупными косыми сдвигами соответственно на восточном и западном флангах Памирских дуг [330, 230]. Такая система может возникнуть в условиях преобладающего субмеридионального близгоризонтального сжатия.

2. Поднятия мегантиклинориев и складчатость в осадочном чехле активны в плиоцен-четвертичное время не последовательно, а одновременно. Фазы горизонтальных деформаций, как взбросовых, так и сдвиговых, одновременны с фазами вертикальных движений, а не следуют за ними, как можно было бы ожидать при гравитационном расползании. Бо́льшая часть величины надвигания относится к позднему миоцену–раннему плиоцену, когда рельеф был вполовину менее высок и контрастен, чем теперь.

3. Величины надвигания как в Заалайском, так и в Алайском мегантиклинории в 2–3 раза больше относительных превышений хребтов или соизмеримы с ними (см. Приложение, табл. 1, 2), чего не могло бы быть при гравитационном расползании поднятых блоков.

4. Мегантиклинории Заалайского и Алайского хребтов в новейшей структуре представляют в поперечном сечении блоки, сужающиеся и ниже основания хребтов. Надвиговые чешуи по протяжению и амплитуде не согласуются с положением и крутизной склонов хребта. Надвигание обнаруживается как вблизи гребней, так и у подножий хребтов, у подножия Заалайского хребта оно проявляется даже активнее, т.е. вне связи с абсолютной и относительной высотой.

Такое явление, как совпадение области наиболее интенсивных деформаций и максимальных величин надвигания в Алайском и Заалайском мегантиклинориях с максимальными высотами хребтов и, возможно, с участками наибольшего прогибания прилежащих частей Алайской впадины, хорошо объясняется при принятии гравитационной гипотезы. Однако это явление успешно объясняется также максимальным горизонтальным сжатием и максимальными скоростями горизонтальных движений в центральной, наиболее выдвинутой к северу и вверх части Памирских дуг.

Отмеченные закономерности заставляют признать рамповое строение Алайской впадины результатом регионального субмеридионального сжатия, сокращения земной коры и сближения ограничивающих ее положительных морфоструктур.

ПОПЕРЕЧНЫЕ СТРУКТУРЫ

Вопрос о поперечных структурах в пределах Среднеазиатского орогена имеет длительную историю (см. [348]). Доказывается их зарождение в мезозое [298] и активное развитие в четвертичное время [305, 137, 346, 348, 298, 278]. Выделяются поперечные поднятия и разломы разного масштаба и глубинности. Наиболее подробно изучивший вопрос О.К. Чедия [346, 348] выделил, в основном по геоморфологическим признакам, следующие региональные поднятия протяжением в сотни километров, пересекающие Памир и всю область сочленения Памира и Тянь-Шаня: хр. Академии наук, Зулумартское, Северо-Сарыкольское. Начало поднятий отнесено к палеогену, величина вертикальных перемещений оценена в 0,2–0,5 км, а в районе хр. Академии наук – свыше 1,0 км.

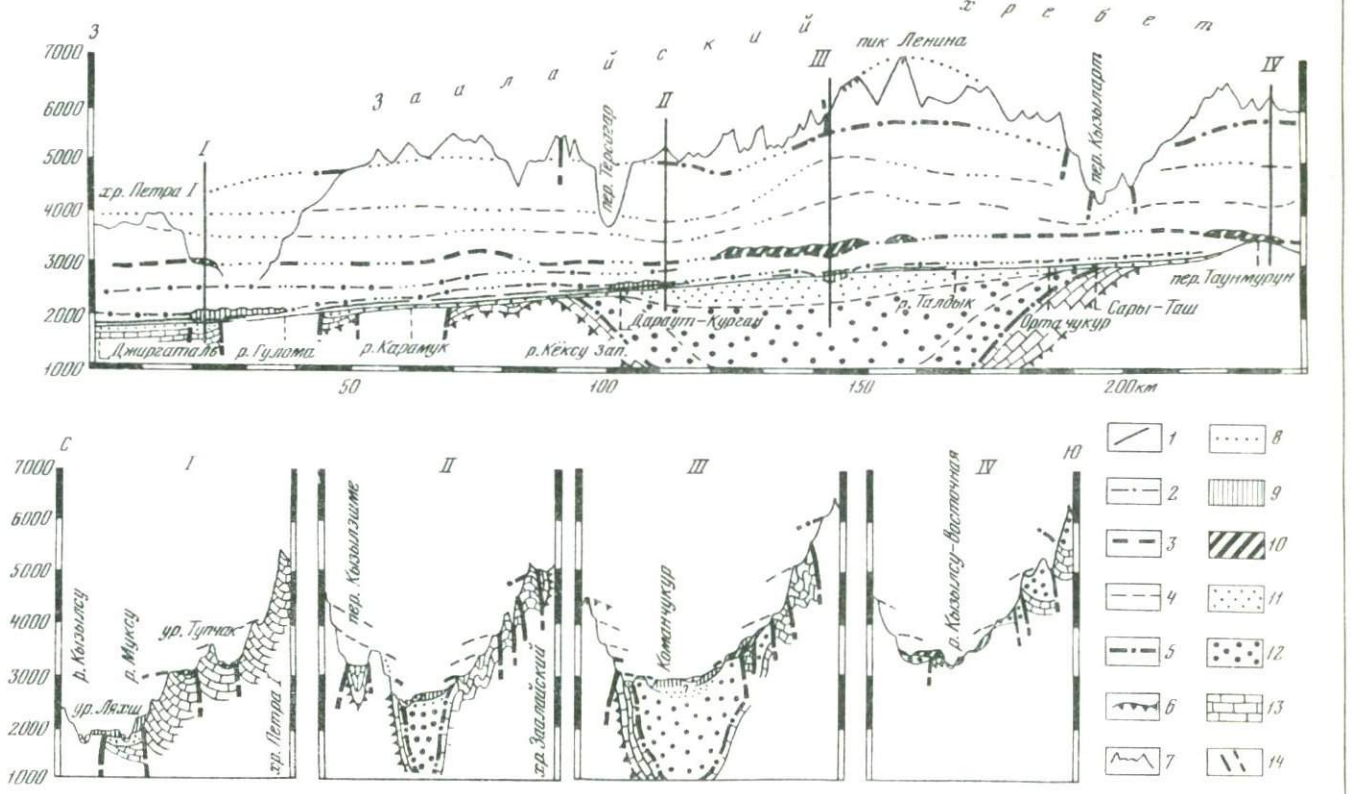
Было высказано мнение о заложении меридиональной зональности Памира и Алайской впадины и, следовательно, о новейшей перестройке структурного плана в четвертичное время или в неогене [289, 26], что, однако, противоречит фактам более раннего появления и унаследованного развития поперечных поднятий [348, 298]. Указывались отдельные разрывы флексуры на восточном склоне поперечного поднятия Академии наук [348, 295, 298]. Было выдвинуто представление о близмеридиональном и глубинном Зулумарт-Кызылдангинском разломе, пересекающем Памир, Алайскую долину и Южный Тянь-Шань [26, 143, 355].

На основе новых материалов мы стремились ответить на такие вопросы: в какой мере наряду с поперечными поднятиями выражены и прогибы; являются ли поперечные структуры сквозными, т.е. пересекают ли они зону сближения Памира и Тянь-Шаня целиком или только отдельные продольные структуры, имеются ли, кроме плавных изгибов, разрывы, каковы их масштаб и значение.

Как указывалось выше, ядра поднятия, возможно отражавшие поперечную структуру Заалайского хребта, возникли еще на границе палеогена и неогена и оформлялись в первую половину миоцена.

О.П. Сапов [297] составил продольный профиль водораздела Заалайского хребта, а А.К. Трофимов [335] – схему древних уровней вдоль долины р. Кызылсу (рис. 28). На них отражены деформации древней (донеогеновой) денудационной поверхности и поверхности олигоцен-миоценового возраста, фиксирующие Зулумартское и частично Сарыкольское поперечные поднятия в Заалайском хребте. Но по уровням нижнечетвертичного и более молодого возраста зафиксированы уже не эти поднятия, а только более западное, считающееся продолжением поднятия хр. Академии наук.

Нами составлено несколько продольных профилей раздельно в пределах крупных структурных единиц региона (рис. 29–32). Прежде всего обращает внимание выделение трех отчетливых поперечных поднятий по вершинным уровням Заалайского и Алайского хребтов, т.е. в пределах крайних северной и южной тектонических зон. Эти поперечные поднятия новейшего времени соответствуют известным, названным выше, и проявляются в Заалайском хребте с амплитудой 1–2 км, а в Алайском – 0,8–1,3 км (см. Приложение, табл. 3). Прогибы выражены менее отчетливо. Резкое понижение профиля Заалайского хребта у пер. Кызыларт не поперечный прогиб, а связано с переходом линии профиля из Северо-Памирской тектонической зоны в Заалайскую. Выделение Алтындаринского поперечного прогиба как будто противоречит значительному выступу поля развития мезозойских и палеогеновых пород к северу у северного подножия Заалайского хребта на данном участке по сравнению с соседними (см. рис. 2). Этот факт послужил даже основанием считать данный блок приподнятым [243]. Более правильным представляется относить указанные явления за счет большего выдвигания к северу чешуи мезокайнозойских пород именно на участке поперечного прогиба. В таком случае под указанной чешуей надвига должны скрываться обнажающиеся западнее и восточнее неогеновые породы, отдельные выходы которых действительно отмечены в долине р. Алтындары южнее фронта Предзаалайского надвига [187, 300]. В пределах Алайской зоны (хребта) поперечные прогибы и поднятия хорошо выделяются для позднемиоценового и более позднего времени по


З
С
Западный хребет
пик Ленина
I
II
III
IV
хр. Петра I
пер. Терскегор
пер. Кызыларт
пер. Таунмурун
Джиргаталъ
р. Гулома
р. Карамук
р. Кёксу Зап.
Дарвут-Курган
р. Талдык
Сарыг-Таш
Орта чукур
7000
6000
5000
4000
3000
2000
1000
50
100
150
200км
р. Кызылсу
р. Мукусу
ур. Тулчак
ур. Ляхш
хр. Петра I
пер. Кызылашме
хр. Западный
Коман чукур
р. Кызылсу-Восточная
10
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14

распадению (перестройке) плана и деформациям профиля плиоценовых долин (рис. 3, 29, 31, 32).

Поперечные движения в Предзаалайской зоне (Центрально-Заалайская и Северо-Заалайская подзоны) для четвертичного времени устанавливаются по современному положению раннечетвертичной морены в низких предгорьях Заалайского хребта (рис. 33). Три главных поперечных поднятия с несколько смещенными осями выделяются и здесь. Отчетливые и резкие минимумы высотного положения раннечетвертичной морены, вероятно, частично обязаны предшествующему распределению высот, частично тектоническим опусканиям – Иркештамскому, Коккиикскому и Ляхшскому. Аналогичные поперечные деформации в западной части Алайской зоны видны по обратному наклону древних речных уровней (см. рис. 32, [348]).

Нельзя признать успешной попытку выявления поперечных деформаций в подзоне Алайской долины по положению кровли среднечетвертичной морены вдоль близширотной линии у выхода морен из предгорий Заалайского хребта (см. рис. 33). При сопоставлении с современным продольным профилем русла рек Кызылсу и Кызылсу-восточной видно, что высотное положение поверхности этой морены обусловлено в основном подстилающим рельефом и, вероятно, мощностью моренных накоплений, максимальной вблизи наибольших высот Заалайского хребта.

Для суждения о продолжении Зулумартского поднятия из Заалайской тектонической зоны к северу через подзону Алайской долины в Алайскую зону важны следующие наблюдения.

1. Нижнемеловые песчаники в предгорьях Заалая на восточном краю участка меняют залегание от пологого падения к северу на крутое, около 50°, к востоку. Около долины р. Ачикташа меняется также простирание тектонических линий с востока на запад от широтного на северо-западное. Только на этом участке на севере и юге впадины тектонические покровы сильно размыты, так что сохранились во фронтальных частях останцы (см. рис. 2, 10).

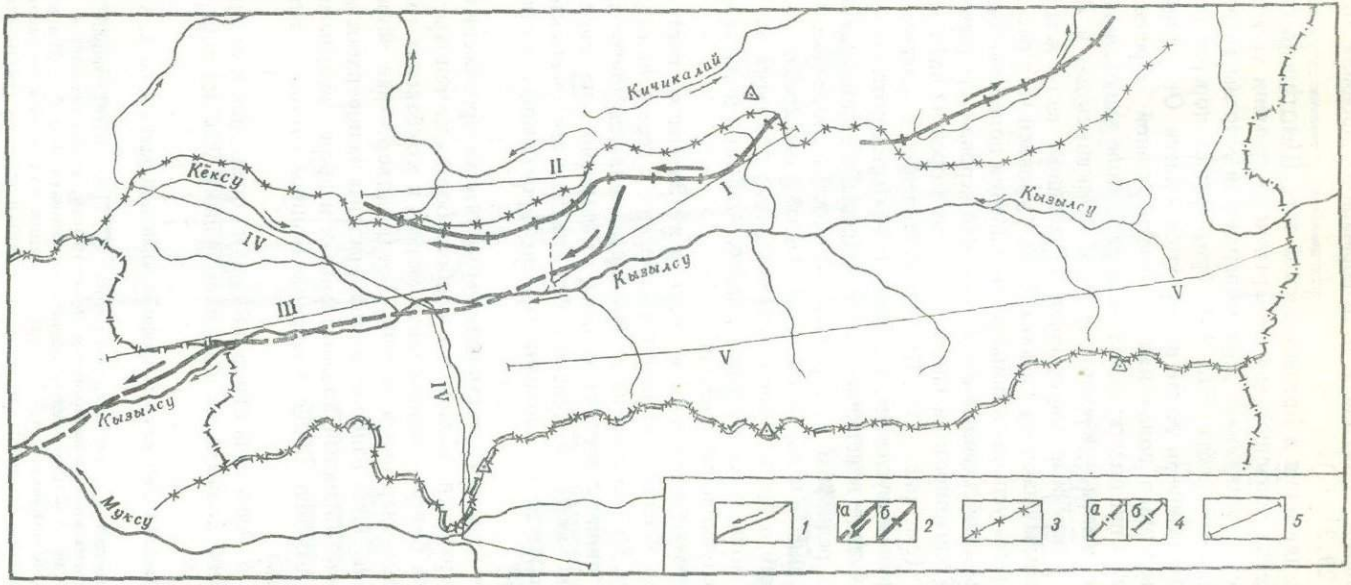
2. Именно и только на рассматриваемом участке протяжения Алайской долины на поверхности появляются на обоих бортах неогеновые конгломераты, на южном борту – плиоценовая морена и кокбайская толща, на северном – раннечетвертичная морена. Среднечетвертичная морена на дне Алайской долины здесь наиболее широко развита на поверхности и приподнята над флювиогляциально-аллювиальными и пролювиальными накоплениями. Соответственно днище Алайской впадины отсюда к западу значительно сужается.

3. В долине р. Ачикташа при ее выходе из предгорий и севернее (т.е. в подзоне Алайской долины) на восточном фланге участка поперечного из-

←

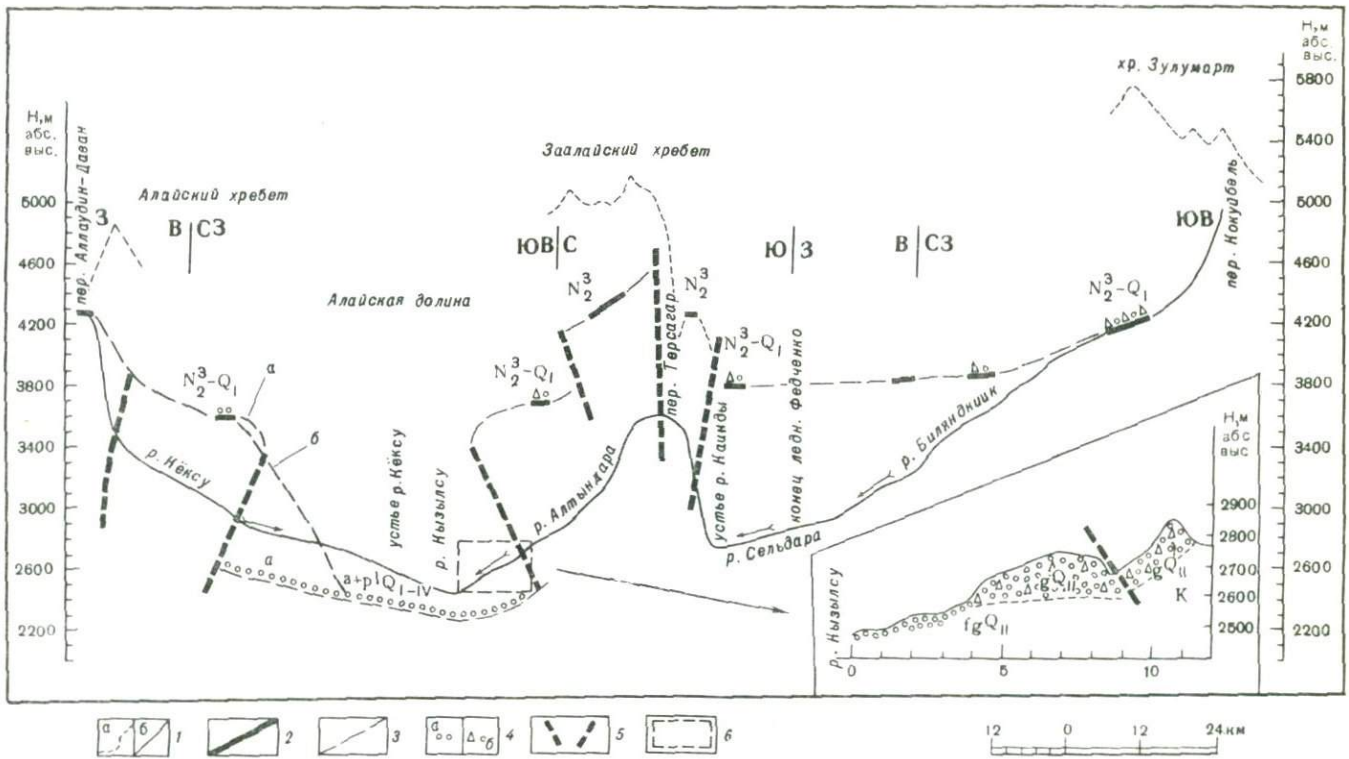
Р и с. 28. Продольный и поперечный профили Алайской долины, по А. К. Трофимову [335]

Террасовые уровни: *1* – верхнечетвертичные, *2* – среднечетвертичные, *3* – нижнечетвертичные; эрозионно-денудационные поверхности, коррелятные: *4* – неогеновым конгломератам, *5* – олигоцен-миоценовым отложениям; *6* – фрагменты древней денудационной поверхности; *7* – интерполяция положения террасовых и эрозионно-денудационных уровней; морены: *8* – эпохи второго среднечетвертичного оледенения; *9* – эпохи первого раннечетвертичного оледенения; отложения разного генезиса, подразделяемые по возрасту: *10* – четвертичные, *11* – неогеновые, *12* – мезозойско-палеогеновые, *13* – палеозойские; *14* – разрывы



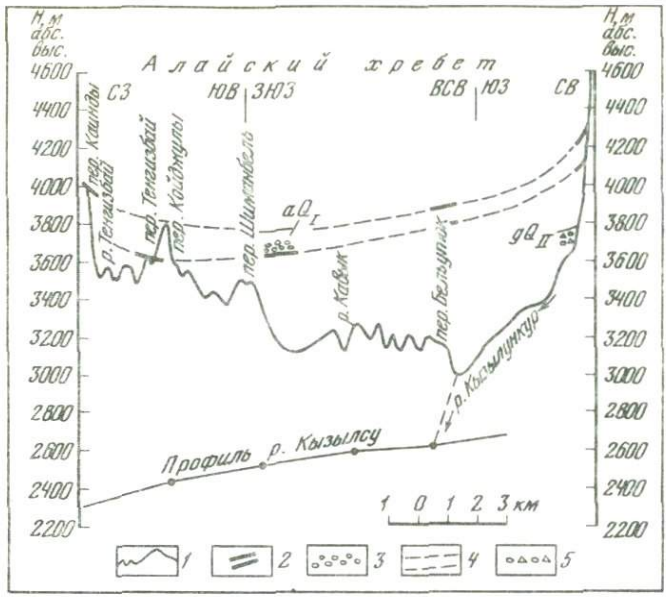
Р и с. 29. Схема расположения древних долин Алайской впадины

1 – современные водотоки; *2* – положение древних долин раннечетвертичного (*а*) и плиоценового (*б*) возраста; *3* – главные водоразделы; *4* – государственная и республиканская границы; *5* – линии геоморфологических профилей



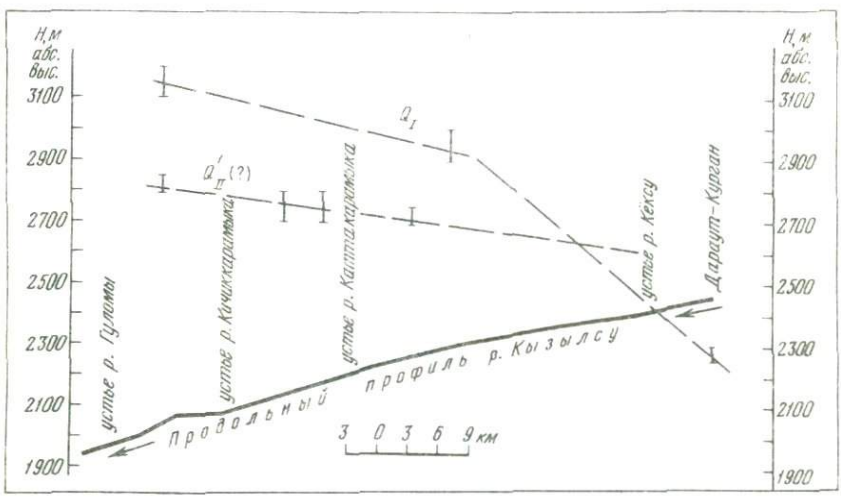
Р и с. 30. Геоморфологический профиль (IV) вдоль древней долины через Заалайский хребет

1 – профили современного рельефа: *а* – проекции вершинных частей хребтов; *б* – вдоль русел; *2* – сохранившиеся фрагменты древних уровней; *3* – современное положение древних уровней (позднеплиоцен-четвертичные деформации); *4* – позднеплиоценовые и раннечетвертичные отложения: *а* – аллювий, *б* – морена; *5* – разломы; *6* – положение врезки на профиле

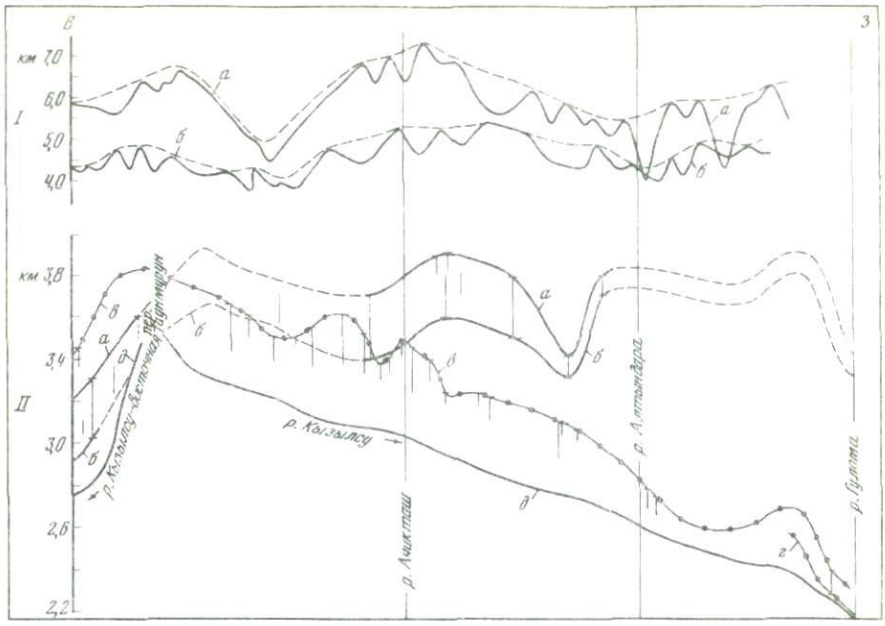


Р и с. 31. Геоморфологический профиль (II) вдоль древней долины на южном склоне Алайского хребта

1 – профиль современного рельефа; *2* – фрагменты древних долин; *3* – остатки древнего аллювия; *4* – современное высотное положение древней долины; *5* – морена



Р и с. 32. Геоморфологический профиль (III) вдоль долины р. Кызылсу западнее пос. Дараут-Кургана. Показано современное положение современного и древних днищ



Р и с. 33. Продольные профили элементов рельефа Алайской долины и ее горного обрамления

I – продольные профили водоразделов Заалайского (*а*) и Алайского (*б*) хребтов, реальные и сглаженные (пунктир); *II* – продольные профили кровли (*а*) и подошвы (*б*) раннечетвертичной морены, кровли (*в*) и подошвы (*г*) среднечетвертичной морены на северном склоне Заалайского хребта; *д* – продольные профили русел рек Кызылсу и Кызылсу-восточной. Пунктиром показаны предполагаемые участки профилей. Вертикальными линиями обозначены меридианы среднего течения названных рек

гиба отчетливо устанавливается меридиональный разрыв с амплитудой 100–150 м. По высоте бортов долины, разнице в положении и мощности одинаковых стратиграфических горизонтов (морен и межморенных отложений) определяется относительное поднятие западного крыла во время накопления среднечетвертичной морены, примерно 0,3–0,2 млн. лет назад.

4. Река Атджилга, протекающая примерно посередине участка, на дне Алайской долины врезана значительно глубже (до 15–20 м), чем более крупные соседние к западу речки. Подпрудные озерные суглинки над среднечетвертичной мореной против устья р. Кашкасу наклонены к востоку – юго-востоку под углом 5°.

Все эти факты, несмотря на отсутствие (кажущееся?) деформаций четвертичных террасовых уровней в центральной части Алайской долины [335], убеждают в продолжающемся развитии поперечного поднятия в пределах Алайской впадины (долины) на участке между долинами рек Ачикташа и Атджайляу. Оно было активно в плиоцене, после отложения позднемиоценовых и плиоценовых конгломератов, по-видимому, в начале среднечетвертичного времени, после отложения раннечетвертичной морены, в конце среднечетвертичного и в позднечетвертичное время (и, возможно, в голоцене). Это поперечное поднятие в Алайской долине как

бы соединяет известные поднятия – Зулумартское в Заалайском хребте и Кызылунгурское в Алайском.

На основании полученных данных устанавливаем, что поперечные поднятия активно развивались в миоцене и плиоцене (по-видимому, до 2–1 млн. лет назад) и между ранне- и среднечетвертичным оледенениями (0,5–0,2 млн. лет назад). Амплитуды поперечных деформаций с начала среднечетвертичного времени (0,1–0,2 км) в 3–5 раз меньше, чем с позднего плиоцена, и на порядок меньше, чем с начала миоцена. Важно, что поперечные структуры по амплитудам всегда были на порядок меньше продольных. Поперечные структуры в общем развивались унаследованно, хотя при этом оси поднятий и опусканий могли испытывать частные боковые миграции.

Поднятия Зулумартское, Сарыкольское, Академии наук и Алтындаринский прогиб являются сквозными (см. рис. 2). Этим подтверждаются и уточняются представления О.К. Чедия [348] и О.П. Сапова [298] по данному вопросу. Вместе с тем не найдено никаких подтверждений представлениям [26, 143, 355] о поперечном Зулумарт-Кызылдангинском глубинном разломе, протянутом в северо-северо-восточном направлении западнее Каракульской котловины и пер. Таунмурун. Ни в одной из пересеченных главных тектонических зон ни по одному из продольных профилей (см. рис. 28, 33, а также [298, 335]) по трассе постулируемого разлома нет перегибов, которые могли бы считаться отражением разлома. Во всех зонах области сочленения Памира и Тянь-Шаня более западные участки ниже более восточных, между тем как, согласно [26, 355], в четвертичное время по разлому Западный Памир поднялся относительно Восточного на 0,5–0,7 км.

Не подтверждаются также представления [26] о переработке структурного плана в новейшее время в виде появления поперечных структур помимо продольных и об усилении активности первых в ущерб активности продольных [289, 298, 301].

СООТНОШЕНИЕ ВЕЛИЧИН И ФАЗ АКТИВНОСТИ ВЕРТИКАЛЬНЫХ И ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ

К настоящему времени прочно утвердилось представление о начале послеплатформенной тектонической активизации и горообразования в регионе с конца палеогена [389, 161, 142, 289, 336, 296, 348, 118, 301, 302, 278 и др.]. Приведенные в гл. 2 сведения с этим согласуются. Отметим только, что в отличие от Заалайского поднятие Алайского хребта началось после палеогена. Об этом свидетельствуют отсутствие конгломератовых фаций в олигоценовых отложениях хребта и тот факт, что в его южных предгорьях между долинами рек Кызылэшме и Курумды лагунно-морские фации палеогеновых отложений подходят непосредственно под крутые склоны хребта (под надвиг).

Очень важно также подчеркнуть, что имеющиеся и приведенные выше данные свидетельствуют о начале и горизонтальных перемещений новейшего времени только с начала миоцена. Специфика определения горизонтальных перемещений по разрывам такова, что редко удается отчленить

величины новейших движений от возможных альпийских. Поэтому мы из осторожности полученные величины относим к мезокайнозойскому времени, хотя, вероятно, большая часть этих перемещений возникла в новейшее время.

Мы попытались оценить величины вертикальных и горизонтальных перемещений сначала вдоль отдельных крупных разрывов по положению маркирующих слоев на их крыльях. Затем эти значения суммировались внутри двух главных ограничивающих Алайскую впадину новейших поднятий (см. Приложение, табл. 1). Как видно, определенные таким образом величины суммарных поднятий ($\geqslant$ 7–9 км в Заалайском и $>$ 1,5–2 км по неполным данным в Алайском) согласуются с полученными независимо по карте подошвы отложений туронского яруса. Максимальные величины наибольшего поднятия Заалая нет оснований считать превышающими 10 км. Ввиду начала поднятий в конце олигоцена–миоцене полученные величины поднятий можно целиком относить за счет новейших. Косвенно подтверждается и преимущественно или целиком новейший возраст суммарных горизонтальных перемещений, тем более в свете совпадения временных фаз активизации и тех и других. Суммарные горизонтальные перемещения по разрывам оцениваются величиной 4–13 км внутри Заалайского поднятия и 1–6,5 км внутри Алайского (см. Приложение, табл. 1).

Для суждения об общих величинах сближения Памира и Тянь-Шаня как главнейших структур земной коры региона необходимо было оценить и величины уменьшения расстояний за счет пликативных дислокаций внутри блоков. Они составляют 4–10 км внутри Заалайского поднятия и 1–2 км внутри Алайского (см. Приложение, табл. 2). Общее суммарное укорочение субширотных структур области сближения Памира и Тянь-Шаня оценивается в 15–26 км. Подчеркнем, что эти значения являются минимальными, поскольку полная величина надвигания по отдельным разрывам известна, в каждом известном случае принимались минимальные значения и часть разрывов не учтена вовсе.

Сопоставление максимальных величин новейшего поднятия (7–10 км) и минимальных величин преимущественно новейшего меридионального сближения (15–26 км) структур неизбежно приводит к выводу о соизмеримости новейших вертикальных и горизонтальных движений в области сочленения Памира и Тянь-Шаня или скорее преобладании горизонтальных. Именно это и заставляет называть рассматриваемый регион областью сближения Памира и Тянь-Шаня. Сближение происходит главным образом за счет надвигания (выдвигания) Северного Памира к северу и его наползания на Алайскую впадину.

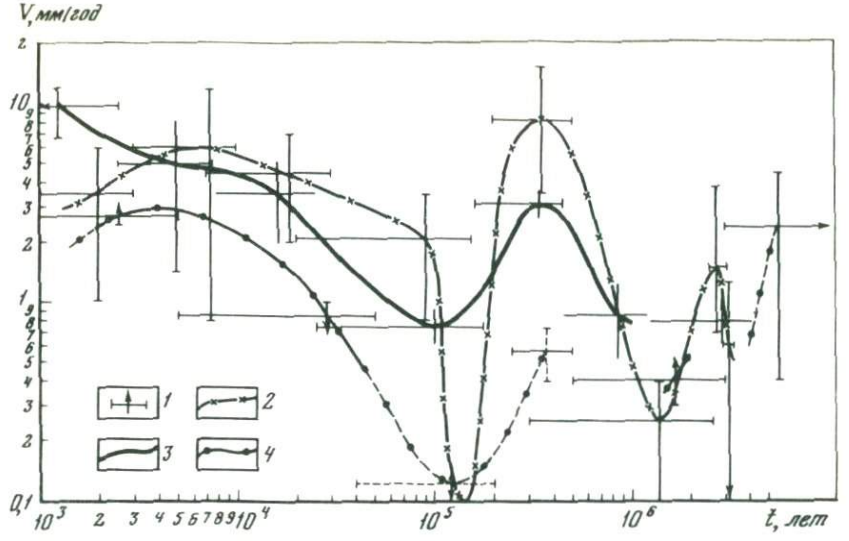
Почти все исследователи региона принимают усиление темпов поднятия гор в неогене и выделяют две фазы активизации в плиоцене и четвертичное время; формирование горного рельефа и главных дислокаций относят к плиоцену [287, 69, 352, 161, 336, 338, 170, 348, 222,26,230, 287, 355]. Некоторые увеличивают число фаз до 4–5 [378, 336]. Одни авторы [161, 301, 26] считают главной тенденцию к устойчивому поднятию горных стран и ускорению движений во времени, другие [348, 230, 355] принимают в качестве главной характеристики режима новейших движений периодическую их активизацию без общей тенденции к ускорению.

Возрастание темпов поднятий нередко выводят из увеличения размеров галек в конгломератах вверх по разрезу неогена (например, [161]). Однако это явление проще связывать с нарастанием, не обязательно постепенным, высот хребтов и приближением областей сноса к областям аккумуляции, т.е. с площадным разрастанием поднятий за счет впадин. Выводы о нарастании темпов поднятий в четвертичное время (например, [161, 26, 355]) основаны на неверной, с нашей точки зрения [222, 230], расшифровке истории развития долин.

Тектоническая активность региона в течение новейшего времени действительно не была равномерной. На основании приведенного в этой главе фактического материала выделяется несколько фаз активизации. Ранняя из них – олигоценовая – проявилась в пригребневой части Заалайского хребта в появлении и увеличении мощности относительно грубых фаций. Миоценовая фаза устанавливается главным образом по угловым несогласиям в нижней части молассовой серии и резкому погрублению материала от песчано-глинистого до конгломератового в миоценовых разрезах. Следующая тектоническая фаза в раннем плиоцене (около 5 млн. лет назад) оставила грубые конгломераты с олистостромами и привела к превращению Заалайского и Алайского поднятий в высокие хребты, достаточные для развития оледенения, т.е. не менее 2,5–3 тыс. м высотой. Более поздняя плиоценовая фаза (между 3,5 и 2 млн. лет назад) сопровождалась интенсивным смятием и разрывами мезозойских и кайнозойских отложений (включая раннеплиоценовые), взбрасыванием и надвиганием мезозойских пород на кайнозойские. Хребты стали высокогорными (4–6 км). По структурным, палеогеографическим и геоморфологическим признакам резкое усиление тектонической активности имело место после древнечетвертичного оледенения, примерно 0,5–0,3 млн. лет назад, и меньшее – в позднечетвертичное время.

Очень важным представляется вопрос о том, совпадают или не совпадают во времени фазы активизации горизонтальных и вертикальных движений. Как можно было видеть по фактическому материалу в разных участках региона, не только вертикальные, но и горизонтальные движения (в нашем регионе преимущественно взбросо-надвиговые) проявлялись наиболее отчетливо и активно в среднем миоцене, в плиоцене и среднем и позднем плейстоцене.

Чтобы проверить и наглядно отразить это явление, составлен специальный график изменения скорости перемещения Памира в новейшее время (рис. 34). На графике в логарифмическом масштабе показаны скорости вертикальных и горизонтальных перемещений за отдельные, по возможности короткие, отрезки времени. Вертикальные движения отражают общее воздымание Памирской глыбы по геоморфологическим и палеогеографическим данным. Для характеристики горизонтальных движений использованы наблюдения и расчеты на двух опорных участках по северному ограничению Памира – надвигам в зоне Предзаалайского разлома (долина р. Сайтаки в Алайской впадине) и по сдвигу в зоне Дарваз-Каракульского разлома (долина р. Сарыоба в Дарвазском хребте). На графике отчетливо видна не только неравномерность скорости вертикальных и горизонтальных перемещений в течение новейшего времени, но и совпадение основных периодов ускорения вертикальной и горизонтальной



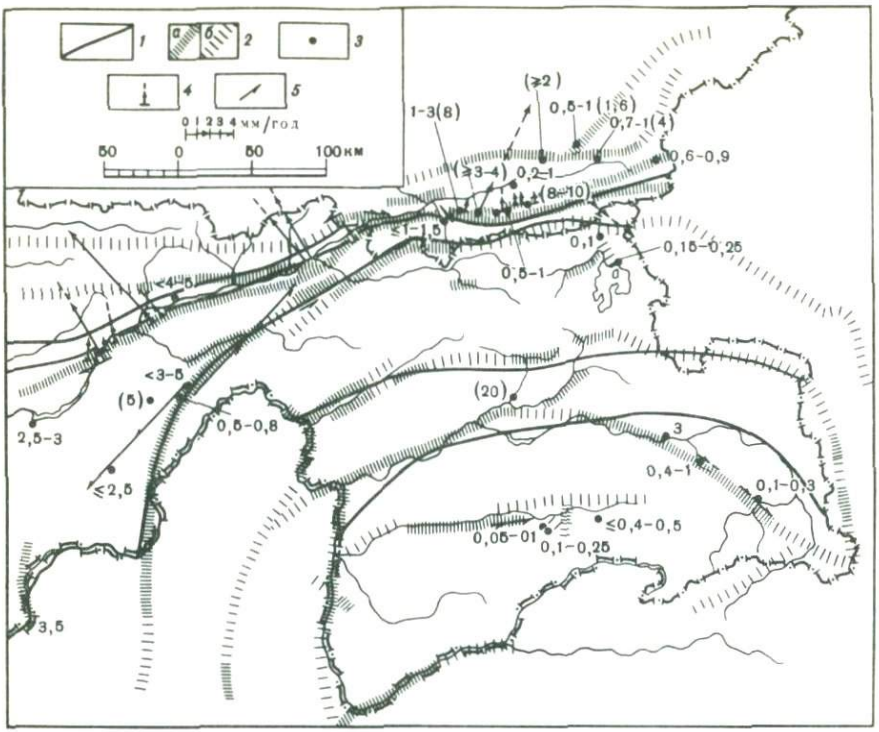
Р и с. 34. График изменения скорости перемещения Памира в позднем кайнозое

Фактические данные: *1* – разброс скоростей, рассчитанных по геологическим данным; осредненные кривые: *2* – вертикальных движений, *3* – горизонтальных левосдвиговых по Дарваз-Каракульскому разлому (долина р. Сарыоба), *4* – горизонтальных надвиговых в зоне Предзаалайского разлома (долина р. Сайтаки)

составляющих движений. Главные из выявленных фаз тектонической активности, как видно, приходятся на периоды 3–2,5 и 0,5–0,3 млн. лет назад, т.е. на средний плиоцен и среднечетвертичное время. Более ранние фазы активизации не выделяются отчетливо на графике из-за недостатка материала по выбранным участкам, позднечетвертичная – из-за большого влияния в выбранном временном масштабе времени осреднения (см. [230]).

Скорости менялись как минимум в несколько раз, обычно на порядок. Скорости общего вертикального воздымания Памира и сдвигания по Дарваз-Каракульскому разлому соизмеримы. Тот факт, что скорости общего подъема Памира в соответствующие промежутки времени больше скорости надвигания по одному Предзаалайскому разлому, не говорит о преобладании вертикальных движений. Если суммировать величины горизональных перемещений по всем разрывам Заалайской зоны, то величины и скорости горизонтальных и вертикальных движений оказываются соизмеримыми (см. Приложение, табл. 1), а при учете и пликативных дислокаций (см. Приложение, табл. 2) величины и скорости горизонтальных перемещений крупных блоков земной коры оказываются в 2–3 раза больше.

Как видно из графика (см. рис. 34), вопрос о том, происходит ли в течение новейшего или четвертичного времени ускорение тектонических движений (если к тому же учесть влияние на получаемые значения длительности времени осреднения), решается вполне однозначно – ускорения не происходит. Главной характеристикой режима новейших движений



Р и с. 35. Карта разломов Памира, активных в последние сотни-десятки тысяч лет и тысячелетия

1 – новейшие разломы; *2* – молодые активные разрывы, установленные участки (*а*) и недостаточно надежно установленные (*б*); *3* – пункты, где определены скорости врезания рек, отражающие скорость поднятия за тысячи-десятки тысяч лет; значения даны цифрами, в скобках экстремальные значения за счет подпруд; *4* – векторы скорости надвиговых перемещений; *5* – векторы сдвиговых перемещений. Скорости горизонтальных перемещений в векторном масштабе

здесь, как и в регионе в целом [230, 245, 244], надо считать периодическую активизацию.

Величины голоценовых и современных скоростей повышены, как и в предшествующие фазы активности, что позволяет относить поздний плейстоцен и голоцен к фазе тектонической активизации. На рис. 35 показаны пункты, где удалось определить скорости вертикальных и горизонтальных движений при помощи радиоуглеродного датирования деформированных молодых отложений и форм рельефа.

Скорости врезания рек, отражающие скорости вертикальных движений, находятся в пределах десятых долей миллиметров в год, повышаясь в зонах разломов до нескольких миллиметров в год. Скорости горизонтальных движений в зонах разломов измеряются несколькими миллиметрами в год (см. также [236, 238]).

ВАЖНЕЙШИЕ ЧЕРТЫ НЕОТЕКТОНИКИ

Горные сооружения Алая и Заалая возникли на месте гетерогенных и разновозрастных структур основания, переживших платформенную стадию в мезозое–начале кайнозоя. Новейшее горообразование проявилось в виде глыбово-складчатых поднятий и сдвигово-надвиговых перемещений блоков в послеолигоценовое время. Оно должно рассматриваться как наложенный процесс, генетически независимый от предшествующих этапов развития, хотя в структурном отношении и носящий черты унаследованности. Заалайское поднятие начало формироваться раньше и достигло высоты 6–7 км, т.е. на 1–2 км большей, чем Алайское. Однако типы структур и деформаций в пределах сближенных частей Памира и Тянь-Шаня одинаковы, что не позволяет считать их на новейшем этапе развития разными геоструктурными областями, но только разными горными системами. По структуре и степени активности, однако, выделяется ограничивающая собственно Памир с севера высокомобильная в новейшее время вплоть до настоящего времени зона крупных чешуйчатых взбросов и надвигов, образующая асимметричное (в центральной части) поднятие Заалайского хребта. Только за счет деформаций в этой зоне общее новейшее перемещение Памира к северу оценивается величиной не менее 15–25 км. Оба главных поднятия – Алайское (Южно-Тянь-Шаньское) и Заалайско-Северо-Памирское – представляют собой сводово-блоковые структуры выжимания, что уже отмечалось для Заалайского хребта [300] и согласуется с реконструкцией тектонофизическими и и сейсмологическими методами субгоризонтального положения и субмеридионального простирания оси максимального сжатия в мегарегиональном и региональном поле [359, 374, 249, 360].

Подобное же строение области сближения отмечалось для примыкающей с востока ее части, где структуры отклоняются к юго-востоку и расходятся, складчатые и чешуйчатые структуры упрощаются [311]. Но и в этих условиях величины горизонтального перемещения по трем главным надвигам определяются в пределах 5 –12 км, т.е. суммарной величиной 15–35 км.

Алайская впадина, развивающаяся унаследованно с мезозоя, в настоящее время имеет в общем рамповую структуру. Главным в процессе ее развития было не "накатывание" Предпамирского прогиба к северу на активизированную платформу [69, 142, 161, 289], а общее сужение прогиба и впадины за счет последовательного вовлечения ее бортов, особенно южного, в поднятие и сближения горных систем в меридиональном направлении. Разрывообразование и активность разрывов в пределах ограничивающих впадину поднятий как бы мигрируют со временем от ранее и более поднятых внутренних частей к внешним, т.е. навстречу друг другу к продольной оси Алайской долины.

Как это уже отмечалось для Тянь-Шаня [336, 366], в процессе разрастания поднятий на границах с впадиной возникли и развиваются продольные и диагональные поднятия второго порядка – Дараут-Курганское и Восточно-Заалайское, также демонстрирующие структуры выжимания. В отличие от поднятий такого рода поперечные поднятия и разделяющие их прогибы образуют преимущественно пликативные осложняющие структуры, развивающиеся одновременно с главными продольными.

Последовательное расширение поднятий и развитие поперечных структур не означают ни структурной перестройки в новейшее время [289], ни изменения стиля тектонических движений от сводового к глыбовому [161] или перехода от взбросов к надвигам [336], во всяком случае в плиоцене и в четвертичное время. Разные структуры и типы деформаций развивались одновременно.

Выделяются фазы активизации тектонических движений, одновременно во всей области, в среднем и позднем миоцене, в раннем и среднем плиоцене, в средне- и позднечетвертичное время. Этим подтверждаются выводы [336] для Тянь-Шаня. Нет оснований принимать ускорение движений на протяжении новейшего времени, плейстоцена и голоцена [26] или уменьшение темпов поднятий центральной части Заалайского хребта [299]. Голоценовое и настоящее время относится к молодой фазе тектонической активности с унаследованным превышением скорости горизонтальных перемещений над скоростью вертикальных.

Ничто из имеющихся данных не заставляет признать, что источник неотектонической активизации и причина новейшего горообразования находятся в земной коре или литосфере региона. Недаром в регионе отсутствуют какие бы то ни было новейшие магматические и почти отсутствуют гидротермальные проявления. Общее, возможно значительное, преобладание по величине горизонтальных перемещений над вертикальными при совпадении фаз активности, формирование вдоль северной окраины Памира мобильной зоны чешуйчатых надвигов, увеличение степени деформированности отложений в центральной части Заалайского поднятия (сравнительно с флангами) вместе с наибольшим поднятием Северного Памира и надвиговой морфологией Дарваз-Каракульского разлома именно в наиболее выпуклой к северу части Памирских дуг – все это, вместе взятое, согласуется с мобилистическими представлениями о перемещении Памирской глыбы (микроплиты) к северу, вероятно, в результате коллизии Индийской и Евразийской плит [385, 394, 330, 230, 393, 158].

ГЛАВА 5

ПАЛЕОСЕЙСМОДИСЛОКАЦИИ И ПАЛЕОЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

О ПАЛЕОСЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКОМ МЕТОДЕ

Среди геологических методов оценки сейсмической опасности важнейшая, еще недооцененная роль принадлежит предложенному и разработанному Н.А. Флоренсовым и В.П. Солоненко палеосейсмогеологическому методу (методу палеосейсмодислокаций) [321–323]. С его помощью считается возможным определение магнитуды или интенсивности землетрясений прошлого, в том числе максимально возможных значений в данной зоне, а также уточнение положения эпицентральных зон и потенциальной сейсмической опасности. Метод разрабатывался на материалах по Сибири и Кавказу [251, 321]. Собственно изучение сейсмодислокаций успешно осуществлялось уже в начале нашего столетия при обследовании сильных землетрясений в Средней Азии основоположниками отечественной сейсмо-

тектоники И.В. Мушкетовым, К.И. Богдановичем, В.Н. Вебером и др. Более поздние исследования в Средней Азии в этом направлении связаны с именами Г.П. Горшкова и Н.Н. Леонова, в настоящее время многие геологи уделяют внимание обследованию поверхностных нарушений и сейсмодислокаций при известных сильных землетрясениях, а также выявлению палеосейсмодислокаций.

Работы последнего десятилетия в Средней Азии показали широкое распространение сейсмодислокаций на большей части территории этого высокосейсмичного региона [155–157, 229, 230]. Это открыло перспективы реального использования метода в регионе и потребовало его усовершенствования применительно к региональным особенностям. Была поставлена задача не только научиться выделять сейсмодислокации на местности, но и определять по ним положение эпицентральной зоны, магнитуды землетрясений и время их возникновения, т.е. основные параметры породивших сейсмодислокации событий [239].

Определение основных параметров древних землетрясений Средней Азии в настоящее время производится с разной степенью надежности по сейсмотектоническим и сейсмогравитационным дислокациям. Для локализации эпицентров и оценки магнитуды предпочтительны сейсмотектонические образования, для определения возраста большие возможности представляют гравитационные (ввиду их большего распространения и стратификации). Наилучшие результаты дает изучение парагенезиса сейсмодислокационных образований в комплексе с сейсмотектоническими исследованиями.

Реконструкция эпицентральных зон сильных землетрясений прошлого по сейсмотектоническим образованиям основывается на факте возникновения поверхностных разрывов при известных землетрясениях только в пределах эпицентральных зон (изосейст высших баллов). Нами уточнено или исследовано заново распределение сейсмодислокаций в эпицентральных зонах таких сильных землетрясений Средней Азии, как Каратагское 1907 г., Сарезское 1911 г., Арганкульское 1935 г., Гармское 1941 г., Файзабадское 1943 г., Хаитское 1949 г., Алайское 1978 г. Характер и распределение дислокаций сопоставлены с определенным независимо полем изосейст. При этом установлено, что сейсмотектонические и гравитационно-сейсмотектонические образования возникают в Средней Азии при землетрясениях магнитудой не менее 6–6,5 (в эпицентре 8–9 баллов и выше) и располагаются каждый раз в пределах изосейсты высшего балла, согласуясь по простиранию с ее длинной осью.

Поскольку размеры длинной оси изосейсты высшего балла обычно не превышают первых десятков километров, можно утверждать, что определение положения эпицентральных зон палеоземлетрясений по палеосейсмодислокациям сейсмотектонического характера может производиться с точностью 10–25 км, т.е. не хуже, чем по инструментальным данным для большей части Средней Азии. Сейсмогравитационные дислокации возникают в пределах изосейст не только 9,8, но также и 7,6 и редко 5 баллов. Поэтому реконструировать по таким палеодислокациям эпицентральные зоны, как правило, не удается. Исключение могут представлять крупные сейсмообвалы в коренных породах, которые, как показывает опыт, возникают исключительно при сотрясениях интенсивностью не менее 9 баллов.

Наилучшие результаты при реконструкции эпицентральных зон землетрясений прошлого дает совместное изучение и использование сейсмотектонических, гравитационно-сейсмотектонических и гравитационных образований.

Важно отметить, что сейсмотектонические дислокации прошлого дают возможность не только локализовать эпицентральную зону искомого землетрясения, но и определить пространственную ориентацию (вытянутость) изосейст высоких баллов (очага). В наиболее благоприятных случаях, когда разрыв выражен на поверхности, можно восстанавливать и характер подвижки в очаге. Однако по палеосейсмодислокациям мы еще не в состоянии определить сколько-нибудь удовлетворительно глубину очагов древних землетрясений.

Определение магнитуд землетрясений прошлого по палеосейсмодислокациям основывается на соотношениях фиксированных значений магнитуды известных землетрясений с параметрами порожденных ими поверхностных сейсмотектонических дислокаций. Как уже неоднократно отмечалось [230, 233], эти соотношения должны быть выведены для каждого региона в отдельности. Для горных районов Средней Азии выведены следующие соотношения [233]:

$$M_1 = 7{,}26 + 0{,}32 \lg l, \quad \sigma = 0{,}58, \quad \rho = 0{,}45; \tag{1}$$
$$M_2 = 6{,}61 + 0{,}55 \lg L, \quad \sigma = 0{,}39, \quad \rho = 0{,}81; \tag{2}$$
$$M_3 = 7{,}09 + 0{,}79 \lg D, \quad \sigma = 0{,}42, \quad \rho = 0{,}72; \tag{3}$$
$$M_4 = 6{,}84 + 0{,}61 \lg b, \quad \sigma = 0{,}47, \quad \rho = 0{,}71; \tag{4}$$
$$M_5 = 6{,}41 + 1{,}13 \lg h, \quad \sigma = 0{,}64, \quad \rho = 0{,}53, \tag{5}$$

здесь L – длина зоны разрывов на поверхности, км; l – длина единичного разрыва, км; D – величина смещения по разрыву, м; b – ширина рва или трещины, м; h – глубина рва или трещины, м; σ – среднеквадратичное отклонение; ρ – коэффициент корреляции. Используются максимальные значения размеров линейных дислокаций. Точность оценки обычно находится в пределах ± 0,5 единицы магнитуды.

В сущности, мы имеем теперь шкалу определения магнитуд палеоземлетрясений Средней Азии по размерам сейсмотектонических дислокаций. Способ создания этой шкалы отличается от такового для шкалы В.П. Солоненко и В.С. Хромовских тремя установками: привлечен только региональный, а не глобальный материал; использованы пять параметров сейсмодислокаций вместо двух; не проводится подразделение сейсмодислокаций по типам подвижек (сбросы, сдвиги, надвиги). Две первых установки позволили вывести более точные применительно к региону соотношения. Последний пункт надо отнести к недостаткам нашей шкалы, однако пока что, при малочисленности сильных землетрясений Средней Азии с известными параметрами, преодолеть его невозможно. Чтобы показать, насколько использование разных шкал влияет на оценку магнитуд палеоземлетрясений, мы приводим табл. 4 (см. Приложение), где магнитуда определена по разным формулам при одних и тех же исходных данных по палеосейсмодислокациям юга Средней Азии. Как видно из табл. 4, формулы по общемировым данным [251] дают в большинстве случаев заниженные до 1–2 единиц магнитуды по сравнению с региональными формулами значения для землетрясений Средней Азии.

По гравитационным образованиям оценка магнитуд палеоземлетрясений пока не может производиться сколько-нибудь надежно, хотя определенные перспективы есть.

Способы определения возраста сейсмических событий прошлого. Для определения возраста сейсмических событий доинструментального прошлого предложено несколько способов. Один из них основан на оценке скорости денудации и аккумуляции молодых отложений [251], другой – лихенометрический [246, 358]. Первый способ пока что не дает необходимой точности, второй применим для событий только в пределах последней тысячи лет. Для определения возраста геологических и сейсмических событий в интервале 10^2–10^4 лет назад на первый план должны быть выдвинуты радиоуглеродный и археологический методы [236, 240].

Насколько нам известно, первый опыт использования археологических данных для датирования палеоземлетрясений Средней Азии принадлежит Г.П. Горшкову и относится к Копетдагу [73].

Необходимым условием использования радиоуглеродного метода является наличие в отложениях погребенных органических остатков. В аридных горах Средней Азии они встречаются сравнительно редко, однако частично это связано с недостаточным вниманием исследователей к ним, особенно на археологических объектах. В процессе наших работ поискам органических остатков и возможностей датирования по ним древних сейсмических событий уделялось специальное внимание.

Возможности определения возраста сильных ($M \gtrsim 6{,}5$) землетрясений прошлого связаны с тем, что крупные сейсмические события, особенно в горах, сопровождаются вторичными нарушениями рельефа и поверхностных отложений, реже – первичными тектоническими разрывами и дислокациями. Соответственно объекты датирования могут быть разделены на две основные группы: сейсмотектонические (или тектонические) и сейсмогравитационные [92, 321–323].

Сильные землетрясения в горах обычно сопровождаются такими сейсмогравитационными образованиями, как обвалы, оползни, сели, срывы, камнепады. Наиболее яркие примеры этого явления в горах Средней Азии дают Верненское землетрясение 1887 г., Кебинское и Сарезское 1911 г., Гармское 1941 г., Чаткальское 1946 г., Хаитское 1949 г., Алайское 1978 г. и др. Тела сейсмогравитационных образований нередко, особенно в периферийных частях, ложатся на развитый почвенный покров склонов и придонных частей речных долин, в отдельных случаях обвалы и камнепады перекрывают культурные слои археологических объектов. Иногда археологические стоянки возникают на обвальных телах или парагенетически связанных с ними образованиях. В этих случаях появляется возможность установить нижние или верхние хронологические пределы исследуемого события.

Датирование сейсмогравитационных (в общем случае гравитационных) образований может производиться двумя путями. Более точные результаты можно получить в тех случаях, когда датируемые слои непосредственно перекрывают или подстилают гравитационные тела. В случаях датирования подпрудных, возникших за гравитационным телом, слоев, т.е. опосредствованного определения возраста гравитационных тел, можно рассчитывать получить только приблизительно верхний возрастной предел.

При палеосейсмогеологических исследованиях в Средней Азии радиоуглеродный метод использован в диапазоне от нескольких сотен до 10 тыс. лет, а лихенометрический – от десятков до тысячи лет. Точность определения времени возникновения древних землетрясений новыми методами колеблется от первых тысяч лет до первых десятков лет. Использование названных методов совместно с историческими данными о землетрясениях позволяет резко расширить и уточнить сейсмостатистику и перейти к оценкам повторяемости сильных землетрясений независимо от сейсмологических данных [233].

Таким образом, можно констатировать, что в настоящем своем виде применительно к Средней Азии метод дает возможность уточнять характеристики эпицентральных и очаговых зон, определять в благоприятных случаях механизмы очагов, возраст землетрясений и оценивать их повторяемость, проводить сейсмотектонические сопоставления, выявлять и уточнять главные закономерности возникновения сильных землетрясений.

Вместе с тем необходимо обратить внимание и на серьезные ограничения и трудности метода. Среди присущих методу ограничений в реконструкции основных параметров землетрясений прошлого существенны следующие: 1) как правило, невозможно определять параметры землетрясений с $M < 6–6{,}5$; 2) даже при сплошном обследовании какой-либо территории трудно собрать сведения о всех сильных ($M \geqslant 6{,}5$) землетрясениях в течение, скажем, 10 тыс. лет, так как не все сильные землетрясения порождают дислокации на поверхности и часть дислокаций может не сохраниться; 3) даже новые и усовершенствованные методы позволяют определять время прошлых землетрясений с точностью не выше 10–20%, а магнитуду – в пределах ± 0,5 единицы; 4) глубина гипоцентра коровых землетрясений, как правило, не определяется, а промежуточные и глубокофокусные землетрясения вообще не поддаются выявлению.

Наряду с названными ограничениями метода как такового имеются текущие трудности, преодоление которых зависит в большой мере от тщательности исследований и квалификации исследователей. Среди трудностей такого рода основными являются следующие.

1. В условиях расчлененного рельефа и при значительном возрасте генезис и параметры сейсмодислокаций выявляются с трудом или неуверенно.

2. При наличии групп сейсмодислокаций подчас трудно, а без детальных определений возраста невозможно определить, порождены они одним или разными событиями и каковы размеры дислокаций, обязанных своим возникновением одному событию.

3. При обнаружении на поверхности смещений по молодому разрыву нередко затруднительно определить, связаны ли они именно с землетрясением, а если да, то какая часть смещений относится к косейсмической, а какая принадлежит предсейсмической и послесейсмической подвижкам. Недооценка этих трудностей или преодоление их без учета современных возможностей и допущения вариантов может привести к серьезным ошибкам в оценках магнитуд палеоземлетрясений.

ХАРАКТЕРИСТИКА КОНКРЕТНЫХ ПАЛЕОСЕЙСМОДИСЛОКАЦИЙ

В изученном районе палеосейсмодислокации, за отдельными исключениями, ранее почти не исследовались. В работах ряда исследователей указывались крупные обвалы в Алайском хребте, которые связывали с древними землетрясениями [117, 148, 275, 353, 348]. К.В. Курдюков [149] выдвинул представление о крупнейших сейсмообвалах на северном склоне Заалайского хребта. Сведения о сейсмотектонических палеодислокациях ограничивались краткими указаниями на молодые разрывы, секущие верхнечетвертичные морены и голоценовые конусы выноса [149, 301].

В наших исследованиях палеосейсмодислокации подверглись внимательному изучению и картированию; при этом проверялись новые возможности их изучения, особенно датирования. Палеосейсмодислокации оказались приуроченными к главным зонам разломов и практически отсутствовали между ними. Так, Алайская долина практически лишена таких образований. Соответственно рассмотрение палеосейсмодислокаций целесообразно произвести по основным зонам разломов с юга на север.

Дарваз-Каракульская зона разломов. Крайним западным из изученных участков зоны разлома является участок в устье р. Суграна на левом борту р. Муксу, где долина ее пересекает зону разлома (см. рис. 17). На левобережье р. Суграна в северо-восточном направлении по азимуту 50–70° тянется не менее чем на 1 км ров шириной до 5–6 м, глубиной около 2 м. Ров наискосок пересекает склон, гребень, среднечетвертичную морену и долину стока ледниковых вод. Параллельно ему южнее виден еще один ров длиной всего 0,1 км и глубиной 1–1,5 м. Рвы рассекают коренные меловые породы и на северо-восточных концах переходят в ложбины отседания склонов с трещинами в коренных породах, параллельными обрывам к реке. Плоскость разрыва, дающего основной ров, наклонена к юго-востоку под углом 50–60°, но поднято северо-западное крыло, т.е. оно выдвинуто к северо-западу и вверх. Во рву росла арча, ориентировочный возраст которой свыше 350 лет. По свежим формам можно говорить о нескольких генерациях землетрясений на участке. Дислокации здесь могли быть порождены землетрясениями магнитудой 6,8–7,5.

Далее к северо-востоку по правобережью р. Муксу на всем протяжении от устья р. Суграна до Алтынмазара и далее еще на несколько десятков километров к востоку, где склоны сложены исключительно палеозойскими породами с покровом среднечетвертичной морены в верхней и средней частях склонов, с воздуха видно множество срывов, оползней, обвалы, осыпи, в том числе в коренных породах. Левый борт, сложенный теми же породами и еще более крутой, лишен подобных форм. Приуроченность гравитационных форм на данном участке к зоне Дарваз-Каракульского разлома не вызывает сомнения, хотя формы располагаются не вдоль самой плоскости разлома, а на южном крыле.

Особое внимание поискам сейсмодислокаций было уделено в долинах рек Алтындары и Терсагара, единственном доступном наземным исследованиям на значительной части его протяжения участке Дарваз-Каракульского разлома. В северной части перевала Терсагар, т.е. как раз на линии Дарваз-Каракульского разлома, холмисто-моренное поле, спускающееся из боковой долины, разорвано уступами и срывами высотой по 20–40 м. Один из срывов переходит к северу в уступ, по которому проходит средне-

вековая оборонительная стена без следов деформаций. В данном случае уступ, следовательно, древнее тысячи лет. Значительная часть уступов может быть древнее голоцена, поскольку молодые конусы выноса сбоку от морены не несут следов нарушений. Поблизости видны небольшие обвалы. Срывы в молодых моренах видны также на левобережье р. Алтындары южнее устья р. Минтеке.

Значительные обвалы коренных палеозойских и триасовых пород развиты на левом борту долины р. Алтындары около устья ее левого притока р. Минтеке и в приустьевой части этой долины. Один из них, сорвавшийся с правого (южного) борта, имеет объем около 3 млн. м^3 и перекрыт свежей голоценовой мореной, т.е., вероятно, имеет возраст свыше 5–7 тыс. лет. Другой обвал, выше по течению и меньшего размера, несколько более древний, так как тело обвала лежит на более высоком уровне. На небольшом участке около устья р. Минтеке есть 4–6 разновозрастных голоценовых обвала, так что в среднем они могли возникать через 2–2,5 тыс. лет.

Участок протяжения Дарваз-Каракульской зоны разломов в осевой части Заалайского хребта недоступен для исследований из-за практически сплошного фирново-ледяного покрова, под которым и в котором распознать дислокации невозможно. Тем большее значение приобретает утверждение К.В. Курдюкова о крупнейших сейсмообвалах северного склона хребта, сорванных с гребневой части, т.е. из зоны рассматриваемого разлома.

Этот автор выделил два крупных обвала – Ачикташский и Команский, для которых нашел ниши отрыва в верховьях одноименных рек и обвальные массы, языками пересекающие Алайскую долину с юга на север вплоть до правобережья р. Кызылсу (Команский обвал). "Ачикташский обвал возник на северном склоне пика Ленина, и место срыва имеет вид огромной ниши. В настоящее время эти склоны закрыты снегом и льдом" ([149], с. 156). "Команская обвальная масса не прослеживается далеко в горы. Здесь остатки ее, а также место срыва уничтожены процессами денудации; кое-где она перекрыта более молодыми обвалами" ([149], с. 158). Объем обвальных масс К.В. Курдюков исчисляет в 1 и 4–5 км^3 (в 2,5 и 10–12 раз больше Хаитского обвала), длину пути обвальных масс от мест срыва оценивает в 20 и 30 км соответственно (при Хаитском землетрясении около 7 км). Возраст отмеченных "обвалов" признается позднечетвертичным, а других – голоценовым и периодичность их возникновения определяется тысячелетиями–десятками тысяч лет.

В обоснование обвального происхождения рассматриваемых образований К.В. Курдюков использует геоморфологические признаки и строение отложений, находя различия между мореной и "обвальной массой". Действительно, различия в рельефе отчетливы, однако это различия между моренами разного возраста – средне- и позднечетвертичной, что доказывается и стратиграфическими соотношениями ледниковых и флювиальных отложений в обеих долинах (см. гл. 2), и залеганием верхней более свежей мелкозернистой морены в отмеченных К.В. Курдюковым эрозионных углублениях, расчленивших местами нижнюю морену среднечетвертичного возраста. Эту, наиболее широко распространенную и отчетливо выраженную, отмечаемую всеми исследователями морену [389, 188, 36, 301] К.В. Курдюков пропустил, что не позволило ему дать верные определения возраста и истории развития рельефа.

Что касается строения и состава обломочного материала в разрезах, то они верно описаны К.В. Курдюковым. Но и в этом случае речь идет фактически о различиях разных "пакетов" (или "блоков") морены, возможно разных по времени фаз продвижения льда или по конкретным путям переноса. Во всех "обвальных массах" обломочный материал имеет пестрый состав, кроме отдельных "пакетов" – "блоков", что для обвалов не характерно. Обращает внимание, например, тот факт, что "обвальная масса" Ачикташа состоит из мезозойских пород, между тем как цирки пиков Ленина и Дзержинского, где помещается предполагаемая стенка срыва, сложены исключительно палеозойскими породами (недаром и голоценовые морены в отличие от более древних состоят почти исключительно из обломков палеозойских пород). Следующие признаки, отмеченные при наземных наблюдениях, дешифрировании аэрофотоматериалов и аэровизуальных наблюдениях, не согласуются с признанием крупных позднечетвертичных и голоценовых обвалов на северном склоне Заалайского хребта.

1. На северных склонах Заалайского хребта, в том числе в пригребневой части, не обнаруживаются ниши и цирки, которые можно было бы признать местами срыва крупных обвальных масс.

2. Заведомо обвальные массы с исключительно остроугольными обломками и монопетрографическим составом в разрезах не выделяются.

3. Во всех долинах наблюдается закономерный парагенезис (в плане) форм и отложений ледникового и флювиального типа. Комплексы ледниковых, флювиогляциальных и аллювиальных отложений разного возраста образуют закономерную лестницу уровней по мере омоложения последовательно сверху вниз. Например, от "обвальных тел" отходят ясно выраженные зандровые поля, переходящие в аллювиально-пролювиальные равнины.

4. Ледниковые и водноледниковые образования обладают нормальной стратиграфией в полном соответствии с парагенезисом ледниковых, приледниковых аккумулятивных и эрозионных форм без нарушений формами и отложениями подпрудного характера.

5. При сильных землетрясениях 1974 г. (M = 7,3; I_0 = 7) и 1978 г. (M = 6,8; $I_0 \simeq 8$) в Заалайском хребте имели место обвалы и лавины только небольших размеров (см. гл. 7 и 8). Все это не позволяет согласиться с представлениями К.В.Курдюкова и др. [149, 34] о наличии крупных сейсмогенных обвалов на северном склоне Заалайского хребта. Сказанное, однако, не исключает возможности мелких обвалов и ледопадов, как это и имело место на склонах Заалайского хребта при землетрясении 1 ноября 1978 г. (см. гл. 8).

На восточном участке Дарваз-Каракульского разлома в бассейне рек Уйсу и Маркансу дислокации представлены несколькими обвалами крутых склонов палеозойских пород. На левом борту долины Уйсу, в 6 км западнее Памирского тракта, сохранилось несколько старых обвальных тел среднечетвертичного возраста, частично засыпанных вверху осыпями, а также подмытых позднечетвертичным врезом. Ниже по течению реки на том же склоне на протяжении 1,5 км распространены оползшие блоки, коренных пород и рвы глубиной по 20–30 м, длиной по 100–300 м. Поскольку среднечетвертичная морена покрывает местами отсевшие блоки,

но отсутствует в ложбинах-рвах, заполненных пролювием, возраст рвов и коренных оползней может здесь считаться послесреднечетвертичным, но, по-видимому, доголоценовым.

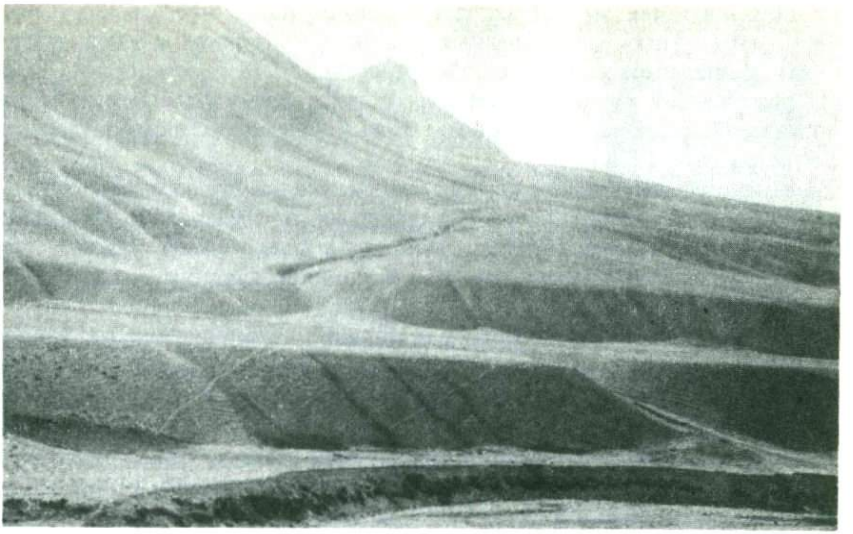
С оперяющими Дарваз-Каракульский разлом разрывами, по-видимому, связана серия обвалов на правом борту долины Уйсу между стоянкой Ошхона и Памирским трактом и серия продольных ложбин на склоне северо-западного простирания около пер. Уйбулак.

Заалайская мобильная зона. В пределах нижней части северного склона Заалайского хребта, между долинами Алтындары и Атджайляу, весьма многочисленны сейсмодислокации, преимущественно линейные, в виде уступов, рвов, ложбин, старых трещин. Местами линейные формы сочетаются с гравитационными, в том числе переходя в них по простиранию или сопровождаясь концентрациями срывов и оползней вдоль протяжения.

Можно выделить две близширотные полосы сосредоточения дислокаций. Южная из них сопоставляется с Коккиикским разрывом, северная – с Предзаалайским. Приведем примеры дислокаций вдоль каждой из полос, начиная с южной, с запада на восток.

Рассмотрение дислокаций южной полосы начнем с Арамкунгейского взбросо-сдвига, пересекающего долину р. Алтындары с юго-востока на северо-запад севернее урочища Бахмыр. Арамкунгейский взбросо-сдвиг четвертичного возраста несомненно несет следы сейсмических подвижек (рис. 36). На юго-востоке они выражены в виде двух прямолинейных ложбин, просматривающихся сверху сквозь голоценовые и современные осыпи. На междуречье рек Алтындары и Арамкунгея это уступы, на позднечетвертичной террасе Арамкунгея обращенные к юго-западу, высотой до 1 м, микрограбены и старые трещины-ложбины. На водоразделе в полосе старых микрограбенов и ложбин при землетрясении 1 ноября 1978 г. возникли свежие трещины и микрограбены со сдвигами (см. гл. 8). Далее к северо-западу, на правом борту долины р. Алтындары, севернее урочища Бахмыр, в верхней части сложенного меловыми известняками склона отчетливо выражено 7–9 рвов-уступов длиной по 50–250 м со взбрасыванием гипсометрически нижерасположенных крыльев на 1–3 м к северо-востоку.

Ниже на том же склоне юго-западной экспозиции крутизной около 30°, вверху с выходами нижнемеловых известняков, рядом с сейсмотектоническим уступом вскрыты тела камнепадов двух генераций. Возраст верхней из них, выступающей из современной почвы, определен лихенометрическим методом 240^{+60}_{-40} лет. Тело лежащего ниже обвала (камнепада) отделено от верхнего тонким щебнисто-пылеватым материалом в понижениях толщиной до 1 м. На древнем обвале на глубине 1 м обнаружено очажное пятно с крупными углями, возраст которых по ^{14}C составляет 6900 ± 50 лет назад (ГИН-2406). Эта дата дает верхний предел возраста нижнего обвала. Сейсмогравитационный генезис обвалов-камнепадов в данном месте следует, в частности, из их приуроченности к сейсмотектоническому рву-уступу – одному из серии отмеченных линейных сейсмодислокаций, протягивающихся вдоль Арамкунгейского взбросо-сдвига (см. рис. 7).



Р и с. 36. Сейсмодислокация в виде уступа-рва, рассекающего позднечетвертичные террасы и голоценовые конусы выноса, частично измененного эрозией, вдоль подножия Заалайского хребта. Левый борт долины р. Алтындары вблизи урочища Бахмыр, вид к северо-западу

На этом же участке заслуживают внимания гравитационные образования в виде обвалов и каменных осыпей. В нижнем течении р. Кызылкунгея, правого притока р. Алтындары, под крутым обнажением стоящих на голове нижнемеловых песчаников, на среднечетвертичной морене залегает тело обвала. В этом же месте произошел наиболее значительный обвал коренных пород при землетрясении 1 ноября 1978 г. объемом около 6 тыс. м^3. Древний обвал имеет в 4 раза больший объем и по лихенометрическим измерениям относится к 1720^{+70}_{-100} г. Близкие значения возраста (1800^{+40}_{-45} г.) получены для раскола (расседания) крупных глыб на поверхности морены в устье той же реки. Из-за вероятного запоздания поселения лишайников в трещинах раскола возраст, вероятно, несколько завышен. К 1770^{+50}_{-70} г. относится другой обвал в верховьях левого притока р. Сайтаки, также рядом с небольшим обвалом землетрясения 1 ноября 1978 г. Подобные же значения возраста получены для верхнего камнепада на Арамкунгейском сдвиге (1740^{+40}_{-60}) и для одного из обвалов в устье р. Минтеке (1710^{+60}_{-80}). Столь близкие значения возраста четырех–пяти гравитационных образований позволяют предполагать их возникновение во время одного сейсмического события в первой половине XVIII в.

Учитывая возникновение обвалов коренных пород в эпицентральных зонах при сотрясениях не менее 8 баллов, больший объем датированных обвалов по сравнению с обвалами при 8-балльном Алайском землетрясении 1978 г. и расстояние между отмеченными гравитационными образованиями до 15–17 км, можно считать, что они порождены сейсмическим событием 9-балльной интенсивности. Кстати, показательно нахождение

двух обвалов в тех же местах, где и обвалы Алайского землетрясения 1978 г., вытянутость рассмотренных дислокаций цепочкой к северо-востоку, как и эпицентральной зоны землетрясения 1978 г. (см. гл. 8). Если наши рассуждения верны, то очаговая область прежнего более сильного землетрясения располагалась южнее и была крупнее, чем таковая Алайского землетрясения 1978 г.

Большинство дислокаций южной полосы все же представлено сейсмотектоническими образованиями. В верховьях р. Сынарджара отчетливо видна на пролювиальном склоне дислокация в виде свежего уступа, местами вала, высотой 2–4 м, длиной 0,5 км, простирающегося к восток–северо-востоку.

В междуречье рек Кичикбешика и Минжара сейсмодислокация в виде уступа высотой 3–5 м протягивается примерно на 1,5 км, пересекая позднечетвертичные флювиогляциальные отложения и более молодые эрозионные врезы.

В среднем течении р. Ташкунгея, у слияния двух ручьев, в восток–северо-восточном направлении на 2 км протягивается свежий, хотя и задернованный, уступ высотой 2–5 м. Уступ наискосок пересекает склоны долины, снижаясь вверх по течению к югу так, что его следует интерпретировать как выход на поверхность плоскости надвига, наклоненной к югу под углом около 45°. Эта дислокация пересекает как позднечетвертичные морены, так и голоценовые эрозионные врезы; некоторые небольшие рытвины на местном водоразделе разорваны разрывом, и в одном случае новое русло пошло в стороне от омертвевшего старого. Возраст дислокации позднеголоценовый, но, судя по задернованному и заплывшему облику уступа, в настоящее время смещения по разрыву не происходят. Продолжение дислокации прослеживается к востоку в верховьях рек Джипаксу и Ничкесу, где она выражена в виде неглубокого рва или уступа. Очень важно отметить, что дислокации не пересекают крупные долины прямолинейно в плане, но загибаются и спускаются по склонам долин к югу, т.е. отражают надвиговый характер подвижек по плоскостям, полого воздымающимся с юга на север, в соответствии с тектонической структурой Коккиикского (Вахшского) надвига и всей Заалайской чешуйчато-надвиговой зоны.

На правобережье р. Кичикбешика, от русла ее вдоль склона, к северо-востоку отходит старый (недействующий) канал, который в настоящее время имеет обратный бывшему току воды и наклону подстилающих плиоценовых конгломератов наклон около 2°. Такой обратный наклон канал мог получить после постройки (по-видимому, не ранее 2 тыс. лет назад) в результате выдвигания с перекосом надвиговой пластины.

В одном случае на западном борту долины р. Санарджара на протяжении около 1 км с перерывами на нескольких уровнях прослежены горизонтальные площадки-уступы шириной по нескольку метров, секущие полого наклоненные к югу чешуи и пласты меловых и миоценовых пород. Возможно, эти площадки отражают горизонтальные подвижки (к северу и западу) всего водораздельного массива, что могло происходить при сильных землетрясениях.

Отдельные небольшие дислокации отражают гравитационные опускания северных блоков относительно южных.

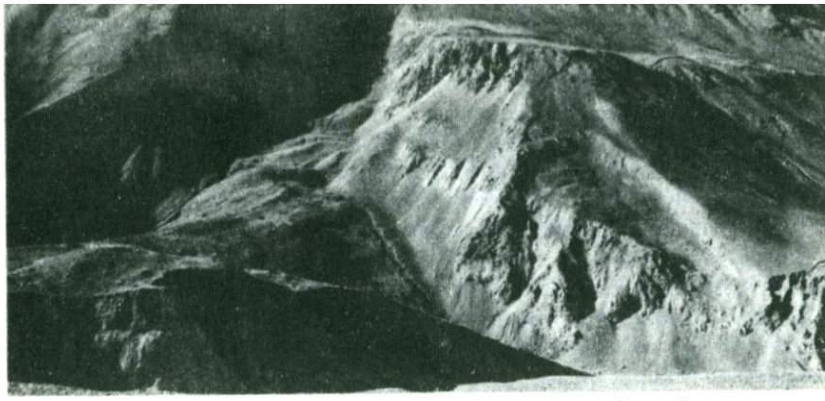
Северная полоса дислокаций вдоль подножия Заалайского хребта является наиболее ярко выраженной не только во всем рассматриваемом районе, но и во всей южной части Средней Азии. Сейсмодислокации одиночно, группами и параллельными системами тянутся почти непрерывно вдоль Предзаалайского взбросо-надвига от долины р. Тараши на западе до долины р. Нуры на востоке. Большая часть дислокаций в виде рвов, уступов, трещин, срывов, оползней, развалов скальных выходов коренных пород располагается группами на обращенных к северу склонах предгорных холмов в полосе интенсивных, до вертикального и запрокинутого залегания, деформаций плиоценовых и четвертичных отложений (см. рис. 14, 26, 37). Кроме того, севернее предгорного уступа, уже в полосе флювиогляциальных и аллювиальных шлейфов собственно Алайской долины, на ряде участков в близширотном направлении, т.е. перпендикулярно выходящим из Заалайского хребта долинам, протягиваются уступы разной степени выраженности (см. рис. 6, 12, 13, 20, 21, 38).

Сначала дадим примеры дислокаций на предгорных склонах. Примечательна, например, система дислокаций в западной части около кшл. Кырчин, представленная микрограбенами на склонах, трещинами оседания на склонах и в болотистых грунтах у подножия склонов, растрескиванием глыб коренных выходов. Все эти образования здесь выражены в виде совершенно свежей генерации землетрясения 1.XI 1978 г. и аналогичной, но более древней генерации.

На правом борту долины р. Сайтаки, при ее выходе из гор, обращенный к северу коренной склон дает обнажение, где видна зона дробления и перетирания на границе двух надвиговых пластин (см. рис. 14, 20). Непосредственно к крутому склону с выходами меловых пород причленяется раннеголоценовая терраса относительной высотой в данном месте 35 м (ниже и выше по течению ее высота значительно снижается) с делювиально-пролювиальным и коллювиальным покровом. Этот покров состоит из красноватых суглинков с двумя крупными линзами несортированных обломков толщиной по 0,3–1,5 м. Особенности их залегания, в том числе нахождение наиболее утолщенных частей линз под крутым коренным склоном всего в 3–5 м от коренных пород, свидетельствуют об их обвально-осыпном генезисе.

В основании каждой из линз хорошо видны два культурных слоя с многочисленными угольками, в нижнем, кроме того, найден фрагмент кости и мелкий отщеп. Для нижнего культурного слоя получена радиоуглеродная дата 7680 ± 150 лет (ГИН-2357), а для верхнего – 6360 ± 100 лет (ГИН-2358). Нижний культурный горизонт частично включен в обвальную массу и смещен вниз, угли в нем совершенно необычны для стоянок и представляют большое скопление крупных фрагментов стволов по 5–8 см в диаметре, обожженных только снаружи. Камнепад-осыпь в этом случае, вероятно, завалил горящий костер, т.е. полученная датировка по времени соответствует самому событию. Дата верхнего культурного слоя предшествует (возможно, непосредственно) второму событию.

Хотя рассмотренное обнажение находится всего в нескольких километрах от главного разрывного нарушения, главных обвалов и в области многочисленных камнепадов землетрясения 1 ноября 1978 г., располагаясь в его семибалльной зоне, здесь камнепада при этом событии не было.



Р и с. 37. Оползень в коренных породах, возможно, являющийся сейсмогравитационной дислокацией

Р и с. 38. Голоценовый (*а*) и позднеголоценовый (*б*) сейсмоуступы (сейсмодислокации), рассекающие конусы выноса у подножия Заалайского хребта в зоне Предзаалайского разлома в междуречье Алтындары и Сайтаки

По-видимому, это объясняется относительной слабостью землетрясений (сравнительно с более ранними) и подвижкой по другому, хотя и близко расположенному, разрыву. Вместе с тем в нескольких километрах восточнее, в долине р. Коккика, обнаружены молодые сейсмотектонические дислокации со смещениями по горизонтали 1–2 м и по вертикали 0,5 м, которые вполне могут быть поверхностным выражением тех сейсмотек-

тонических подвижек (землетрясений), которые сопровождались указанными камнепадами.

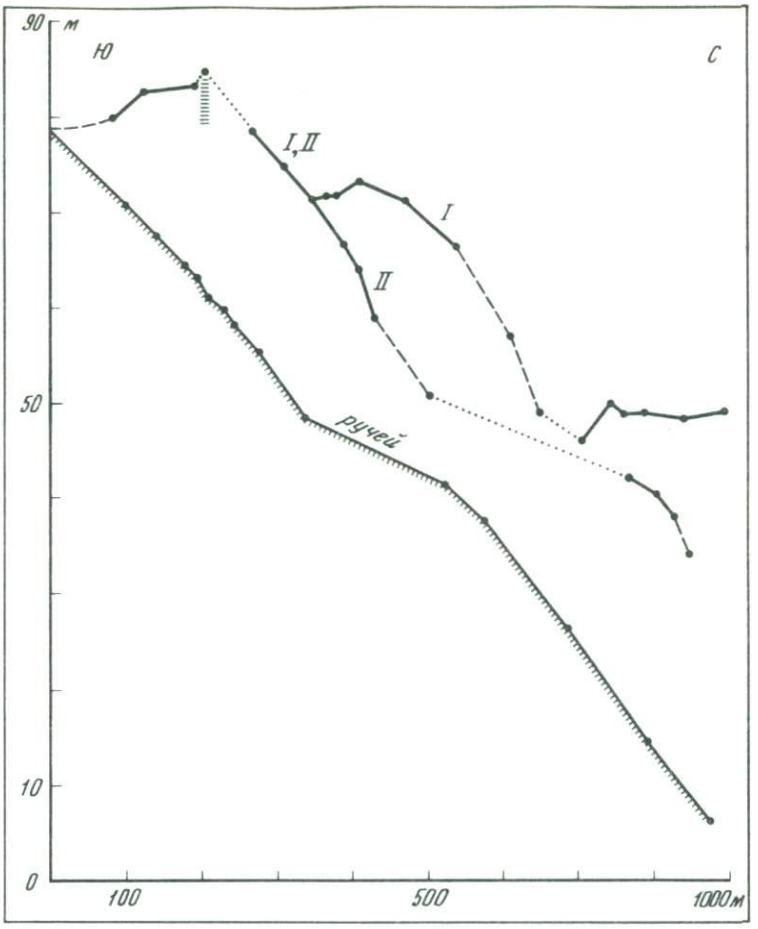
В приустьевой части долины р. Кокбулака в полосе вертикального залегания плиоценовых конгломератов установлено резкое снижение к северу 3–1,5-метровой террасы на протяжении первых сотен метров. Время формирования террасы по остаткам керамики на глубине 1,2–1,5 м относится не ранее чем к VI в.н.э., т.е. деформация террасы должна быть более молодой.

В этой же зоне с вертикально стоящими плиоценовыми конгломератами, в 17 км восточнее, в небольшой долинке, пересекающей предгорный уступ, обнаружены древние каналы. Каналы тянутся перпендикулярно к зоне разлома по левому борту обращенной к северу долинки, не имеющей постоянного водотока (рис. 39). В верхней по течению части виден только один канал, но ниже по течению он раздваивается. Деформации каналов в виде вспучивания на несколько метров (повышения вниз по бывшему течению) отчетливо видны на глаз.

Инструментальная съемка показывает, что деформации захватили оба канала – верхний *(I)* и нижний *(II)*. Верхний в середине протяжения подвергся антиклинальному изгибанию примерно на 4 м на отрезке около 200 м или более. На этом отрезке пришлось провести новый канал *(II)* с нормальным уклоном, продолжавшим сохранившийся более южный отрезок. Проведение нижнего канала до деформации верхнего на центральном отрезке исключается, так как нижний на этом отрезке не деформирован. Наблюдающаяся деформация канала *(I, II)* на более южном, верхнем по течению, отрезке во время функционирования на центральном отрезке также исключается, так как вода не могла бы поступать против уклона. Иными словами, деформация южного отрезка канала произошла позднее, после какого-то периода функционирования второго канала, прорытого заново на центральном отрезке и использованного на южном отрезке, не деформированном первым событием.

Вторая деформация, на этот раз на южном участке, выразилась в антиклинальном поднятии отрезка около 200–250 м длиной на высоту до 7–8 м, вероятно, с небольшим разрывом в замке антиклинали. Поскольку никаких следов обновления (углубления, обвода) каналов не наблюдается, оба импульса деформации можно признать резкими, т.е. связанными с сейсмическими явлениями. В пользу этого также свидетельствуют следы обвала-камнепада на вершине гряды и срыв-оплывина, сорвавшая каналы на центральном и северном отрезках, из-за чего они потеряли здесь отчетливую выраженность (см. рис. 39). Возраст импульсов (землетрясений) должен быть сопоставим с возрастом каналов земледельческих поселений, который в Алайской долине вряд ли превышал 2–1,5 тыс. лет. Таким образом, можно констатировать наличие на этом участке в пределах молодого Предзаалайского взбросо-надвига в течение последних 1,5–2 тыс. лет двух импульсов сейсмогенных деформаций, выразившихся на поверхности в виде продольных антиклинальных вспучиваний шириной по 200–250 м и размахом высот около 4–7 м.

В восточной части Заалайского взбросо-надвига в бассейне р. Кичкесу старые дислокации представлены на правобережье двумя ложбинами длиной до 1,5 и 0,4 км в морене и флювиогляциальных отложениях и оплыви-



Р и с. 39. Недавние сейсмотектонические дислокации в зоне Предзаалайского разлома западнее р. Комансу, выраженные в деформациях арыков

I – продольный профиль канала первой генерации; *II* – второй генерации. Горизонтальной штриховкой отмечено вероятное положение сейсмотектонического разрыва. Инструментальное профилирование осуществлено с помощью теодолита

ной на склоне крутизной менее 20°, а на левобережье на протяжении 1 км оплывинами с нишами отрыва и валами выдавливания, камнепадами. Здесь же на следующий год после землетрясения 1978 г. отчетливо были видны свежие оплывины и серия трещин в теле старого оползня, по всей вероятности, связанные с Маркансуйским землетрясением 1974 г.

В отличие от дислокаций в предгорьях, имеющих взбросовый характер, дислокации на южном краю Алайской долины имеют почти исключительно надвиговый характер. На поверхности они выражены в виде обычного уступа высотой 0,5–5 м, пересекающего такие формы предгорной равнины, как боковые долины, моренные холмы, зандровые поля, конусы выноса. На отдельных участках, например вблизи долины Ачикташа, отме-

чается несколько уступов, причем более северные выражены значительно слабее. Надвиговый характер смещений с наклоном плоскости сместителя к югу под углом 25–35° устанавливается в нескольких обнажениях на крутых бортах долин рек Ачиксу, Сынарджара, Минжара, Комансу, Ничкесу (см. рис. 6, 26). Надвигание подтверждается и конфигурацией уступов в поперечных долинах, а именно одинаковым отклонением уступов к югу, вверх по течению долин при их пересечении. Величина смещений в плоскости надвигания составляет обычно несколько метров.

Об их молодом возрасте свидетельствует тот факт, что они секут не только позднеплейстоценовые зандровые поля и голоценовые конусы выноса, но местами смещают и сдваивают почвенный покров (рис. 40, 41). В обоих разрезах видна деформация позднечетвертичных галечников в висячем крыле, причем в одном случае они изгибаются и становятся круче к плоскости разрыва, а в другом - параллельны плоскости надвигания. Такие разрывные деформации в рыхлых галечниках могли произойти только в результате резких импульсных подвижек, а не постепенных деформаций изгиба. Об этом же говорит разрыв и сдваивание в разрезах почвенного покрова. Судя по двойному разрыву почвенного горизонта на рис. 41, смещение на 5 м по горизонтали и на 1,5 м по вертикали произошло в результате двукратных (или более) подвижек.

Пример более точного определения возраста надвигания дают наблюдения в одной из поперечных долин – долине р. Сынарджара, в месте ее выхода из предгорий (см. рис. 6, 12). На обоих бортах долины здесь отчетливо выражен уступ крутизной 45° и высотой 13 м, секущий долину за пределами молодого вреза. На правом берегу непосредственно под уступом в искусственной выемке видно надвигание среднечетвертичных галечников на отложения террасы 15–16-метровой высоты по плоскости, наклоненной по азимуту 210° (т.е. вверх по долине) под углом 25°. Отложения 15–16-метровой террасы представлены сверху гравийно-галечными горизонтально-слоистыми отложениями мощностью до 5 м, под ними вскрыт культурный слой стоянки каменного века толщиной 0,25 м. Видимое протяжение культурного слоя около 5 м, а видимая амплитуда надвига по горизонтали составляет 12–15 м (возможная – 25 м), мощность среднеплейстоценовой толщи над плоскостью надвига достигает примерно 50 м.

По типологии извлеченных из культурного слоя орудий (отщепы, пластина, микроскребки) возраст стоянки предположительно определен как неолитический. Радиоуглеродная датировка углей из культурного горизонта 5100 ± 150 лет (ГИН-2359).

Таким образом, в данном месте за период менее 5 тыс. лет смещение по надвигу превысило 12–15 м.

Культурный слой, бывшая поверхность террасы и плоскость надвига не содержат остатков делювиально-коллювиального материала, который должен был бы накапливаться и сохраниться у подножия уступа, если бы последний формировался и продолжал развиваться постепенно, по мере надвигания и продвижения висячего крыла к северу. Поэтому наиболее вероятным представляется заключение об импульсном, в связи с сильным землетрясением (сильными землетрясениями), возникновении надвига и уступа по его фронту в период менее 5 тыс. лет, возможно между 4 и 1 тыс. лет назад.

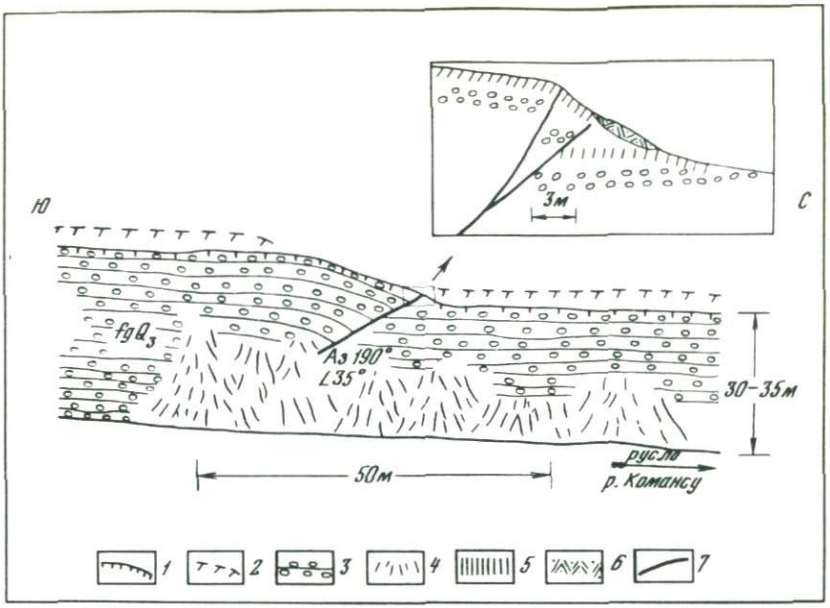
Совсем молодая дислокация выявлена на правобережье р. Ачикташ при выходе соседней с востока долинки на предгорную равнину. Наискосок к склону крутизной 15–18° по азимуту 290° тянется, пересекая флювиальные формы, ложбина. При пересечении ею эрозионных уступов террас легко определить наклон образующей ложбину дислокации под углом 20° к югу. Южный борт ложбины поднят над северным на 0,3–0,5 м. Дислокация пересекает низкие террасы, более молодые, чем флювиогляциальная поверхность позднечетвертичного оледенения, высотой 5–6 и 1–1,5 м и спускается в виде слабо выраженной ложбинки на высокую пойму, отсутствуя только в современном русле глубиной 0,3 м. Принимая среднюю скорость врезания русла 0,5–1 мм/год как минимальную в горных районах, получаем возраст низкой поймы в пределах $\leqslant$ 300–600 лет и, следовательно, более поздний возраст секущей ее дислокации. Выраженность дислокации в виде ложбины (не уступа или вала) препятствует отнесению ее за счет крипа, а заставляет видеть в ней именно сейсмодислокацию.

Гиссаро-Кокшаальская зона. В отличие от Заалайской зоны по северному ограничению Алайской впадины сейсмодислокации не имеют сплошного линейного распространения. Обвалы и другие гравитационные образования на южных склонах Алайского хребта значительно более многочисленны, чем на северных склонах Заалайского, хотя по абсолютным высотам и крутизне последний в общем превышает первый. Местами обвалы вытягиваются цепочками вдоль известных крупных разломов, например широтного Алайского на западе и северо-восточного Гульчинского на северо-востоке.

Выявленные линейные дислокации сейсмотектонического генезиса немногочисленны и образуют группы, особенно отчетливые на западе и востоке района. Линейные дислокации близширотного простирания располагаются в бассейнах рек Карамыка, Текелика, на правом борту долины р. Кызылсу западнее пос. Дараут-Кургана, в бассейне р. Кавыка к северо-западу от пос. МЖС, восточнее долины р. Курумды, севернее и восточнее пос. Сары-Таша. В ряде случаев сейсмотектонические и сейсмогравитационные дислокации образуют пространственно и, по-видимому, генетически связанные группы. Некоторые примеры дислокаций зоны приведены ниже.

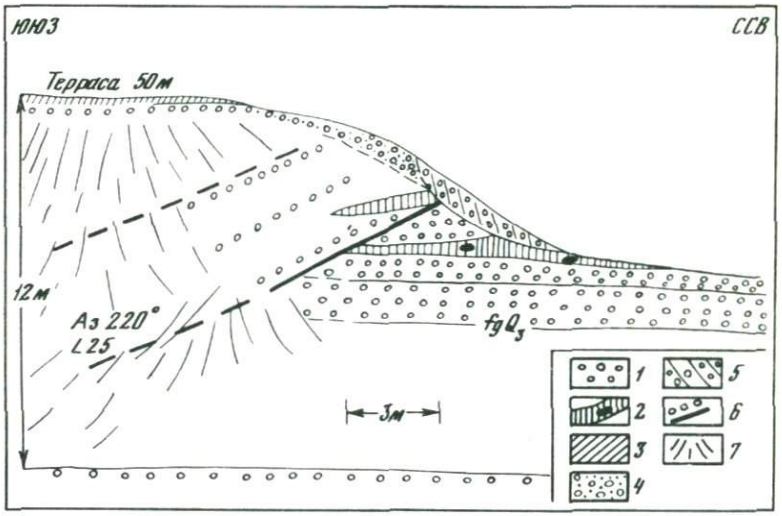
На северном склоне Алайского хребта, в верхнем течении р. Исфайрамсая, около кшл. Лянгар, дно ущелья перегорожено обвалом (на морене) объемом около 4 млн. м^3, свалившимся с правого отвесного скального борта [130, 148]. Выше сужения русла сохранилась подпрудная аллювиальная толща галечников с глинистыми линзами, видимой мощностью около 5 м. Растительные остатки из этой толщи с глубины около 3 м получили датировку 4120 ± 90 (ГИН-2410), что дает основание относить толщу к среднему голоцену и считать обвал древнее 5 тыс. лет.

На южном склоне Алайского хребта в долине р. Курумды в верховьях ее левого притока обнаружен оползень размером 100 × 50 × 8 м. Он сорван с относительной высоты 40 м на склоне крутизной 30–35° и перегородил дно долины так, что выше по течению накопились торфяно-болотные и аллювиально-подпрудные отложения мощностью более 4 м. Возраст торфяных прослоев из этих отложений равен на глубине 1,5 м 800 ± 60 лет



Р и с. 40. Строение сейсмотектонического уступа в позднечетвертичной флювиогляциальной террасе на левом борту р. Комансу севернее предгорий Заалайского хребта

1 – современная поверхность террасы над обнажением; *2* – более высокой террасы в нескольких сотнях метров западнее; *3* – флювиогляциальные галечники, позднечетвертичные; *4* – осыпи; *5* – почва; *6* – молодой делювий; *7* – плоскости разрывов



Р и с. 41. Строение сейсмотектонического уступа голоценового надвига в левом борту долины р. Ничкесу в зоне Предзаалайского разлома

1 – галечники позднечетвертичной флювиогляциальной террасы; *2* – погребенная почва с угольками; *3* – современная почва; *4* – делювиальный галечник ранней генерации; *5* – поздней генерации; *6* – плоскость разрыва; *7* – осыпи

(ГИН-2412) и на глубине около 3,5 м 1050 ± 150 лет (ГИН-2413). С учетом скорости накопления отложений начало накопления толщи, т.е. сход оползня, относится ко времени более 1,2 тыс. лет назад.

По крутизне рельефа и слагающих его отложений местность не предрасположена к оползням, тем не менее в бассейне р. Курумды отмечено несколько обвалов и оползней склоновых и галечных отложений, в том числе один крупный, как бы вырванный из края высокого плато. Несколько южнее охарактеризованного оползня прослежен сейсмогенный ров длиной около 2 км, глубиной до 10 м, сопровождающийся другими оплывинами и оползнями близ юго-западного конца. Все это дает основание считать названные образования комплексом сейсмогенных образований, фиксирующих эпицентральную зону древнего землетрясения (древних землетрясений).

Довольно подробно изучена группа сейсмотектонических дислокаций субширотного простирания в 5–10 км к востоку-северо-востоку от пос. Сары-Таша в молодой продольной впадине у подножия Алайского хребта. В бассейне р. Калмаксу на протяжении нескольких километров тянутся две ложбины-рва глубиной около 1 м, местами исчезающие или кулисно подставляющие друг друга. Северная дислокация пересекает склоны разной крутизны и мелкие боковые долины глубиной по 30–40 м, изгибаясь вверх по ним и спускаясь до самых низких их террас или даже русла. На западе при пересечении ею дна одной из боковых долин в торфяном покрове образован 2-метровый уступ к югу, в который врезается, образуя водопад, ручей. В этом месте из торфа взята серия образцов (ГИН-2461–2464), возраст которых по ^{14}C составляет на глубине 1,3 м 1820 ± 60, 0,95 м 1460 ± 70, 0,55 м 690 ± 40, 0,15–0,2 м 510 ± 80 лет (от 1950 г.). Легко определить, что скорость накопления торфа резко замедлилась (от 0,6–1,7 до 0,2 мм/год) около 500–600 лет назад, что естественно связать с резким подъемом торфяника по уступу. Таким образом определяется возраст подвижки. Взбросовый характер северной дислокации выводится из видимого в нескольких местах поднятия северного крыла до 2 м и изгибания ее по пересекаемым эрозионным формам к северу (на западе).

В отличие от северной южная дислокация протягивается ровно, без изгибов и имеет поднятое на 0,5 м южное крыло, так что в руслах эрозионных ложбин образованы встречные течению уступы, смещения и обезглавливание сухих русел. В восточной части дислокации, на третьем правом притоке р. Калмаксу, северная дислокация в виде ложбины глубиной 0,5–1,0 м спускается на 4-метровую террасу и ее склон, не выходя на террасу метровой высоты. Менее глубокая южная ложбина заметна и на этой последней террасе и ее склоне к террасе 0,5 м высотой. Последняя развита выше по течению ручья, т.е., вероятно, возникла при подпруживании русла благодаря поднятию южного крыла южной дислокации. Время формирования отложений метровой террасы определяется возрастом погребенного в слагающих ее суглинках на глубине 0,2–0,3 м прослоя органики – 840 ± 60 лет (ГИН-2372). Северная, более крупная дислокация на данном участке заведомо древнее, а южная, захватывающая датированную террасу, – моложе. Показательно, что камнепад на склоне близ восточного окончания рассматриваемой группы дислокаций у пер. Демей имеет возраст $570 \pm^{760}_{170}$ лет по лихенометрическим измерениям.

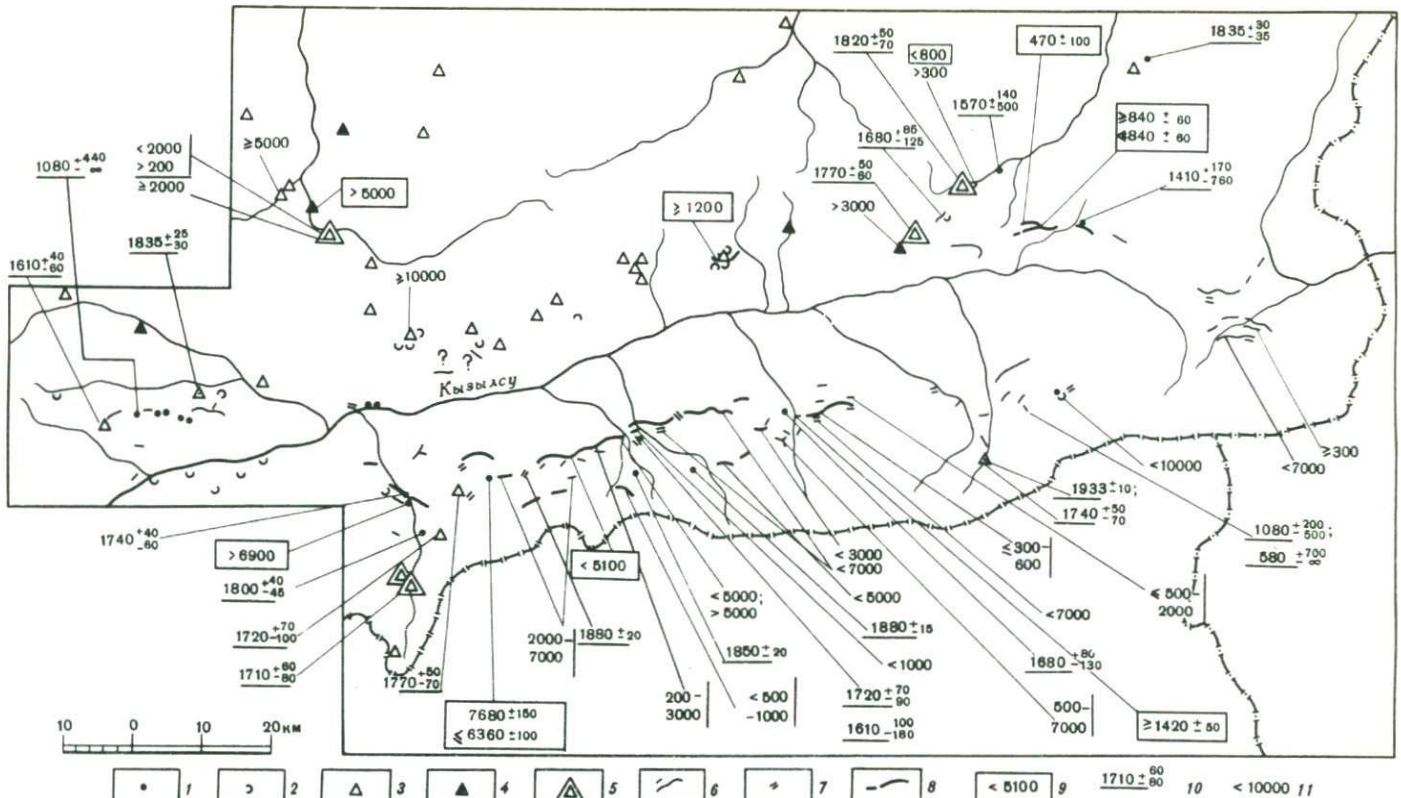
Таким образом, на данном участке имеются свидетельства продолжающегося формирования продольного широтного грабена (микрорампа) на границе Алайского поднятия и Алайской впадины. Ограничивающие его разрывы активизируются при неоднократно возникающих здесь сильных землетрясениях, последнее произошло около 500–600 лет назад.

Наконец, кратко представим сейсмодислокации вдоль Гульчинского разрыва, по которому на северном склоне Алайского хребта палеозойские породы надвинуты на неогеновые к северо-западу. У пер. Талдык и севернее пологий гребень, сложенный палеозойскими породами, разбит асимметричным рвом-уступом с опущенным местами на 1–2 или даже 3–4 м восточным бортом. На большей части 2-километрового протяжения форма задернованная и заплывшая. Лихенометрические измерения позволяют отнести возникновение рва к 1680^{+85}_{-125} г.

В 5 км к северо-востоку, в верховьях р. Гульчи у пос. Акбосаги, непосредственно под крутым склоном у выхода разрыва на поверхность имеется несколько генераций обвалов, древнейшая из которых позднечетвертичного возраста достигает объема 0,5 км^3. Судя по последовательности слоев в обрыве 8–10-метровой (ниже по течению 5-метровой, а выше – 4,5–1,5-метровой) голоценовой террасы, один из последующих камнепадов предшествовал закладке на этой террасе сакских могильников V–VIII вв. до н.э. Другой обвал-камнепад объемом 7,5 тыс. м^3 с глыбами размером до 2 × 5 × 8 м на поверхности склона близ Памирского тракта явно более молодой, так как лежит на верхней из двух погребенных почв (нижняя с остатками культурного горизонта); возраст обвала, по-видимому, превышает 400–600 лет, так как на нем растет арча приблизительно такого возраста. Возможно, с тем же сильным, по-видимому не менее 7–8 баллов, землетрясением связана деформация аллювиально-пролювиальных отложений в покрове террасы вблизи обвального склона. Пролювий, содержащий культурные горизонты, локально деформирован в виде поддвига к юго-востоку с амплитудой перемещения 2–3 м. Деформированный блок содержит культурные остатки, в том числе лопатку верблюда, возраст которой по ^{14}C составляет 760 ± 70 лет (ГИН-2382). Перекрывающая деформированный и недеформированный блоки, погребенная на глубине 1,2 м, слабо наклонная в соответствии с поверхностью почва содержит остатки средневековой керамики. Все это позволяет считать деформацию импульсной, сейсмической и относить время деформации молодого пролювия к периоду между 1200 и 1500 (1700) гг. н.э.

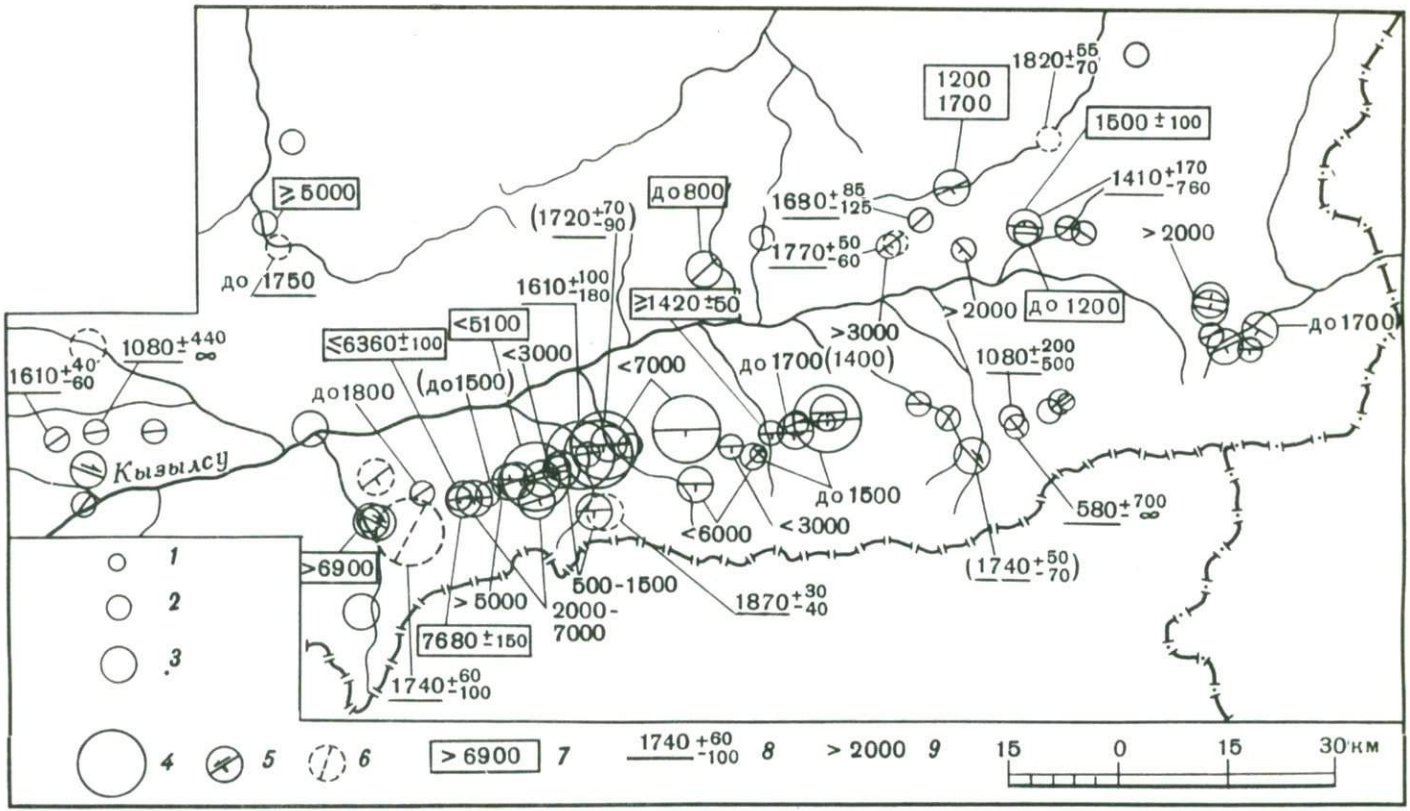
ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ПАЛЕОСЕЙСМОДИСЛОКАЦИЙ И ПАЛЕОЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Целенаправленное изучение палеосейсмодислокаций в районе завершилось составлением специальной таблицы параметров сейсмодислокаций (см. Приложение, табл. 5) и карты (рис. 42). На карте показаны раздельно сейсмогравитационные и сейсмотектонические (вкупе с сейсмогравитационно-тектоническими) образования. Первые показаны внемасштабно, вторые – в масштабе карты. Для многих сейсмодислокаций удалось определить возраст, хотя и с разной степенью точности. Карта такого рода является первой для территории Средней Азии, но не может считаться полной.



Р и с. 42. Карта голоценовых палеосейсмодислокаций Алайской впадины

Гравитационные дислокации: *1* – камнепады, *2* – срывы и оползни, *2* – обвалы одиночные, мелкие, *4* – обвалы крупные, *5* – обвалы неоднократные; линейные дислокации (уступы, рвы, трещины): *6* – единичные, *7* – групповые, *8* – крупный протяженный уступ, местами из отдельных кулис; возраст сейсмодислокаций: *9* – по данным радиоуглеродного ^{14}C анализа, в годах до 1950 г., *10* – полихенометрическим данным, в годах н.э., *11* – по геоморфологическим данным с учетом археологических и радиоуглеродных



Р и с. 43. Карта сильных землетрясений Алайской впадины примерно за 10 тыс. лет по палеосейсмогеологическим данным

Эпицентры землетрясений, реконструируемых по линейным дислокациям, с магнитудой: *1* – M ⩽ 6,5; *2* – 6,6–7,0; *3* – 7,1–7,4; *4* – ⩾ 7,5; *5* – вероятные подвижки по разрывам на поверхности при землетрясениях: взбросовые – штрих навстречу движению, сдвиговые – стрелка по направлению движения; диаметральная линия показывает простирание сейсмогенерирующей структуры; *6* – эпицентры, реконструируемые по гравитационным дислокациям; *7–9* – возраст землетрясений (обозначения см. рис. 42)

Рассматриваемая территория не полностью и не в одинаковой мере изучена в отношении сейсмодислокаций и палеоземлетрясений. Наименее изучены Алайский хребет (гребневые части, северные склоны, западная и восточная периферии в пределах карты), Заалайский хребет – в пригребневой части, покрытой льдами и снегами. Это заставляет считать, что собственно зона Дарваз-Каракульского разлома не охарактеризована восточнее долины р. Алтындары.

На плоских пространствах дна Алайской долины с мощными рыхлыми толщами линейные сейсмодислокации слабо проявляются и с трудом характеризуются количественно, а гравитационные дислокации практически вообще не проявляются. В гребневых частях хребтов сейсмодислокации плохо сохраняются и распознаются из-за условий рельефа и интенсивности денудационных процессов. Однако, несмотря на вероятные пропуски значительного количества сейсмодислокаций в пригребневых частях Алайского и Заалайского хребтов, на карте хорошо читаются следующие закономерности.

1. Выделяются две главные полосы сейсмодислокаций по бортам Алайской впадины. Одна из них протягивается вдоль южных склонов и отрогов Алайского хребта, маркируя зону Гиссаро-Кокшаальского разлома; другая, вытянутая вдоль северных предгорий и подножий Заалайского хребта, явно состоит (между долинами рек Ачикташа и Алтындары) из двух полос, совпадающих с положением Предзаалайского и Коккиикского надвигов. За пределами карты сейсмодислокации вытягиваются вдоль западного и восточного флангов Дарваз-Каракульской зоны разломов. Никакой приуроченности к поперечным структурам не отмечается.

2. Не только полосы в целом, но и основные линейные дислокации внутри них вытянуты вдоль главных тектонических структур, т.е. близширотно и к востоку-северо-востоку. В нескольких случаях сейсмодислокации сопровождают косые разрывы второго порядка северо-западного и северо-восточного простираний (например, вытянуты вдоль Арамкунгейского взбросо-сдвига и Гульчинского взброса).

2. В северной полосе среди выходов палеозоя и маломощного мезозойского чехла преобладают гравитационные образования, сопровождаемые сейсмотектоническими на флангах Алайского хребта. Южная полоса дислокаций в мезозойских и кайнозойских породах представлена преимущественно сейсмотектоническими образованиями.

В зоне Гиссаро-Кокшаальского разлома немногочисленные сейсмотектонические дислокации представлены сбросовыми, взбросовыми и, возможно, раздвиговыми подвижками (рвы на гребнях), между тем как в Предзаалайской зоне разломов абсолютно преобладают подвижки надвигового и взбросового характера, иногда дополняемые сдвиговыми по косым разрывам и трещинами растяжения над фронтальными частями надвигов. Иными словами, кинематика сейсмотектонических подвижек согласуется с кинематикой тех разрывов, которые они наследуют и наиболее молодыми проявлениями которых являются (см. гл. 3, 4).

4. Размеры отдельных линейных дислокаций и их групп в длину обычно не превышают нескольких километров, максимально до 10 км. Протяженная непрерывная полоса линейных дислокаций вдоль Предзаалайского разлома представляет собой результат неоднократных продолжающих

друг друга и наложенных друг на друга отдельных подвижек (сейсмодислокаций) и, вероятно, криповых смещений. Как в северной, так и в южной полосе сейсмодислокации развивались в течение позднего голоцена вплоть до последних столетий. В южной полосе развитие дислокаций отмечается в течение всего голоцена, не говоря о позднеплейстоценовых подвижках, которые выражаются в обобщенном виде. Связана ли бо́льшая плотность дислокаций в южной полосе сравнительно с северной с большей частотой подвижек или с большим (в рамках голоцена) периодом их возникновения, сказать трудно.

Переход от характеристики отдельных сейсмодислокаций к характеристике породивших их землетрясений, а соответственно от карты палеосейсмодислокаций к карте палеоземлетрясений является нестандартной операцией и далеко не всегда может обеспечить результат с необходимой надежностью.

Прежде всего необходимо отметить несколько предположений, принимаемых нами при реконструкции параметров палеоземлетрясений по палеосейсмодислокациям.

1. Линейные палеосейсмодислокации фиксируют проекцию очага на поверхности Земли так, что эпицентральные зоны (эпицентры) пространственно совпадают с разрывами или пликативными дислокациями на поверхности в пределах 10 км, т.е. 2 см в масштабе 1 : 500000. Длина линейных палеосейсмодислокаций или групп одного возраста принимается в качестве минимальной длины проекции очага на поверхность.

2. Крупные гравитационные площадные палеосейсмодислокации располагаются в пределах эпицентральных зон породивших их землетрясений с точностью ± 10 км. По мелким гравитационным образованиям без дополнительных данных реконструировать эпицентральные зоны невозможно.

3. Большинство гравитационных дислокаций (обвалы, камнепады, оползни) считаются результатом тех же землетрясений, что и ближайшие к ним линейные палеосейсмодислокации, если этому не противоречат определения возраста тех и других.

4. Простирание очагов землетрясений в общем случае соответствует простиранию соответствующей сейсмотектонической дислокации, а подвижка в очаге – определяемой для данной поверхностной сейсмотектонической дислокации подвижке. Исключение составляют надвиговые дислокации, которые могут соответствовать взбросовым подвижкам в очаге, и продольные раздвиговые (рвы, трещины, микрограбены), которые могут отражать чисто поверхностные эффекты деформаций.

С учетом указанных исходных положений на основании данных, сконцентрированных в табл. 5 и рис. 42, составлена карта палеоземлетрясений Алайской впадины (рис. 43). Ее главное значение состоит в том, что она отражает большую группу сейсмостатистических данных о сильных ($M \geqslant \geqslant 6{,}4$) землетрясениях Алайской впадины за длительный срок (тысячелетия) совершенно независимо от данных инструментальных наблюдений (за 70–90 лет).

Необходимо отметить, что карта не отражает всей совокупности сильных землетрясений Алайской впадины. Причина этого, помимо неполноты фиксации палеосейсмодислокаций, заключается в том, что не все сильные

землетрясения порождают достаточно крупные и могущие быть в дальнейшем распознанными ссейсмодислокации, как это было, например, при землетрясении 11 августа 1974 г. с M = 7,3. Кроме того, не все из выявленных палеосейсмодислокаций можно использовать для реконструкций породивших их землетрясений. Нами использованы в этих целях главным образом сейсмотектонические линейные дислокации, и то не все. Дело в том, что далеко не всегда удается я установить принадлежность одной формы нескольким разновременным землетрясениям, особенно средне- и раннеголоценового времени.

По гравитационным дислокациям землетрясения реконструировались в отдельных случаях – когда обвалы имеют крупные размеры или несколько генераций и гравитационные формы сочетаются с ближайшими сейсмотектоническими дислокациями. В других случаях сейсмическое происхождение гравитационных образований можно принимать только условно, и эпицентральные области локализовать невозможно.

В ряде случаев, когда линейные сейсмодислокации представляют группу форм (обычно параллельных), истолковать и показать их как результат отдельных землетрясений невозможно из-за фактической неопределенности или технической сложности. Такой случай наблюдался наиболее ярко на правобережье р. Алтындары на горе Бахмыр, где имеется серия из 7–8 параллельных рвов, между тем как радиоуглеродным и лихенометрическим способами удается определить возраст только двух событий.

Все названные ограничения привели к тому, что на карте палеоземлетрясений показано значительно меньше сильных землетрясений, чем их должно было произойти на данной территории в течение голоцена.

Тем не менее есть основания полагать, что основные закономерности сейсмогенеза Алайской впадины карта отражает верно. Такими основаниями мы считаем пространственное совпадение полос развития сейсмодислокаций и известных по инструментальным данным сильных землетрясений в районе с наиболее активными (по геологическим и геоморфологическим признакам) разломами; соответствие кинематики сейсмотектонических подвижек голоцена с типом подвижек в данной зоне в предшествующее время (более ранние тектонические фазы, прежде всего четвертичного времени); установленный в других частях горной Средней Азии [233, 240, 358] факт повторения сильных землетрясений в пределах одних и тех же эпицентральных областей в масштабе столетий и тысячелетий.

Карта палеоземлетрясений Алайской впадины позволяет, с нашей точки зрения, установить следующие главные закономерности сейсмогенеза района.

1. Палеоземлетрясения выявлены практически на всей доступной изучению площади. Наибольшее количество выявленных палеоземлетрясений приходится на подножие Заалайского хребта между долинами рек Алтындары и Туюксу. Вторая полоса концентрации палеоземлетрясений совпадает с южным склоном Алайского хребта. Полосы концентрации палеоземлетрясений (палеосейсмодислокаций) хорошо маркируют Предзаалайский разлом и зону Гиссаро-Кокшаальского разлома. Определяемые в ряде случаев сейсмотектонические подвижки, по Предзаалайскому разлому преимущественно широтные взбросо-надвиговые (к северу), а по Гиссаро-

Кокшаальскому – близширотные и северо-восточные (см. рис. 42), вполне согласуются с простиранием и кинематикой самих разломов по геологическим данным. Небольшое количество палеоземлетрясений вдоль Вахшского надвига в Заалайском хребте, а также в приосевой части Алайского хребта отражает, по-видимому, не столько редкость сильных землетрясений, сколько неблагоприятные условия сохранности и изучения палеосейсмодислокаций. С другой стороны, отсутствие эпицентров землетрясений в осевой части Алайской долины вдоль р. Кызылсу должно отражать действительное отсутствие здесь таковых. Палеоземлетрясения Дарваз-Каракульского разлома в осевой части Заалайского хребта определенно фиксируются на флангах, но в центральной части не выявляются из-за особых ландшафтных условий.

2. В течение последних примерно 10 тыс. лет сильные ($M \geqslant 6{,}3$–$6{,}5$) землетрясения на изученной территории происходили многократно. Выявлено около 50 палеоземлетрясений на площади порядка 7 тыс. км^2. Поскольку, по-видимому, выявлены не все палеосейсмодислокации, фиксирующие отдельные землетрясения, и часть сильных землетрясений могла не породить фиксируемых сейсмодислокаций (как, например, землетрясение 11 августа 1974 г. с $M = 7{,}3$), установленное количество сильных землетрясений является минимальным.

3. Соответственно на изученной площади около 7 тыс. км^2 в долгосрочном расчете средний период повторения сильных местных землетрясений составляет не менее 200 лет, фактически он может быть значительно короче. Средняя повторяемость в расчете на 1000 км^2 составит 7 событий за 10 тыс. лет. Ориентировочный подсчет средней повторяемости по классам дает следующие минимальные величины в расчете на год и на 1 тыс. км^2: $P_{16} \geqslant 0{,}0003$; $P_{17} \gtrsim 0{,}0003$; $P_{18} \geqslant 0{,}00007$. Для сравнительной оценки этих данных отметим, что за последние 120–150 лет землетрясений K_{18} не происходило, произошло по одному событию $K \simeq 17$ и $K = 16$. Для площади региона (около 70 тыс. км^2) это дает в расчете на год на 1 тыс. км^2 повторяемость $P_{16} \simeq 0{,}0001$ и $P_{17} \simeq 0{,}0001$, т.е. в несколько раз меньше, чем по палеосейсмогеологическим данным.

4. Согласно полученным данным (см. Приложение, табл. 4, 5) максимальные в районе землетрясения достигали $M = 7{,}6$ ($\pm 0{,}4$), т.е. надо считать, что они могут быть сильнее самого сильного из зарегистрированных инструментально землетрясений (11 августа 1974 г. с $M = 7{,}3 \pm 0{,}2$). Установление 6–7 эпицентров сильнейших ($M \gtrsim 7{,}5$) палеоземлетрясений в Заалайском хребте при отсутствии таковых в Алайском хребте может рассматриваться как показатель большей частоты сильнейших землетрясений (высокой тектонической и сейсмической активности) южного борта впадины, но не как доказательство невозможности возникновения землетрясений с $M \simeq 7{,}5$ на ее северном борту. Дефицит сильнейших палеоземлетрясений в Алайском хребте на нашей карте может быть связан с недостаточной его изученностью, преобладающим развитием сейсмогравитационных дислокаций, по которым мы еще не умеем определять магнитуду палеоземлетрясений, или с большей глубиной очагов. В то же время ничто в геологической структуре, неотектонике и распространении известных палеосейсмодислокаций не мешает считать, что сильные землетрясения в Алайском хребте реже, чем в Заалайском.

Таким образом, крупные сейсмические события 1974 и 1978 гг. в Заалайском хребте не являются случайными. Наоборот, они отражают закономерное длительное сейсмотектоническое развитие территории и обычное для района проявление сейсмичности (цикла активности). С палеосейсмологической точки зрения Алайский хребет и, в частности, его южный склон над зоной Гиссаро-Кокшаальского разлома (в палеозойском основании) представляет столь же серьезную опасность.

ГЛАВА 6

СЕЙСМИЧНОСТЬ ДО СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ 70-Х ГОДОВ

МАКРОСЕЙСМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

До времени присоединения региона к России (1876 г.) сведения о землетрясениях практически отсутствуют. Как было верно отмечено [161], сильные землетрясения отсутствовали в рассматриваемой зоне по крайней мере с 1870 г. Отсутствие сильных ($M \geqslant 6$–6,5) землетрясений в течение 100(120) лет подтверждается следующим: нашими специальными расспросами старожилов (по рассказам отцов), сохранением таких архитектурных памятников в западной части Алайской долины, как крепость Дараут-Курган, построенная в начале XIX в. (из сырцового кирпича, но на специальном прочном растворе), и могила Ишан-Ата между долинами рек Алтындары и Сайтаки конца XIX в., разрушенная землетрясением 1 ноября 1978 г.; отсутствием соответствующих указаний у путешественников конца прошлого века, начиная с первого посещения Алайской долины А.П. Федченко в 1871 г. [340], и у других (Д.Л. Иванов, 1876; В.Ф. Ошанин, 1876; Н.А. Северцов, 1879; Свен Гедин, 1894, и т.д.); отсутствием донесений с пограничного укрепления Иркештам, заложенного в 1875 г., кроме сведений о землетрясении 1896 г. с эпицентром на территории Китая.

Первым из надежных можно считать сообщение [119] о толчке интенсивностью около 5 баллов в ночь с 17 на 18 августа 1891 г., отмеченном у пер. Газ на северном борту Алайской впадины в центральной части ее протяжения, и другом, более слабом, утром 19 августа вблизи Дараут-Кургана. С 1895 г. начинают поступать сообщения из крайнего восточного пункта района – Иркештама, где толчки были зарегистрированы в 1895, 1896, 1903, 1905, 1908, 1909 и 1913 гг. [309]. Часть их сопровождалась гулом и, вероятно, имела местные очаги. Эпицентры землетрясений 1903 г. с $M = 6{,}2 \pm 0{,}5$ и 1914 г. с $M = 5{,}4 \pm 0{,}5$, видимо, располагались в Сарыкольском хребте. Несомненно, в Алайской долине должны были проявляться сильные землетрясения Памира и Ферганы, например 1823, 1883, 1902 и 1911 гг., однако конкретными сообщениями об этом мы не располагаем. Отдельные сообщения можно привести о проявлении на Алае землетрясений восточного и западного флангов – Кашгарских землетрясений 1896, 1902 и 1955 гг. и Хаитского землетрясения 1949 г.

Известное сильнейшее Кашгарское землетрясение 1902 г. с $M = 8{,}1 \pm 0{,}2$ в Иркештаме сказалось слабо [260], так же как Улугчатское землетрясе-

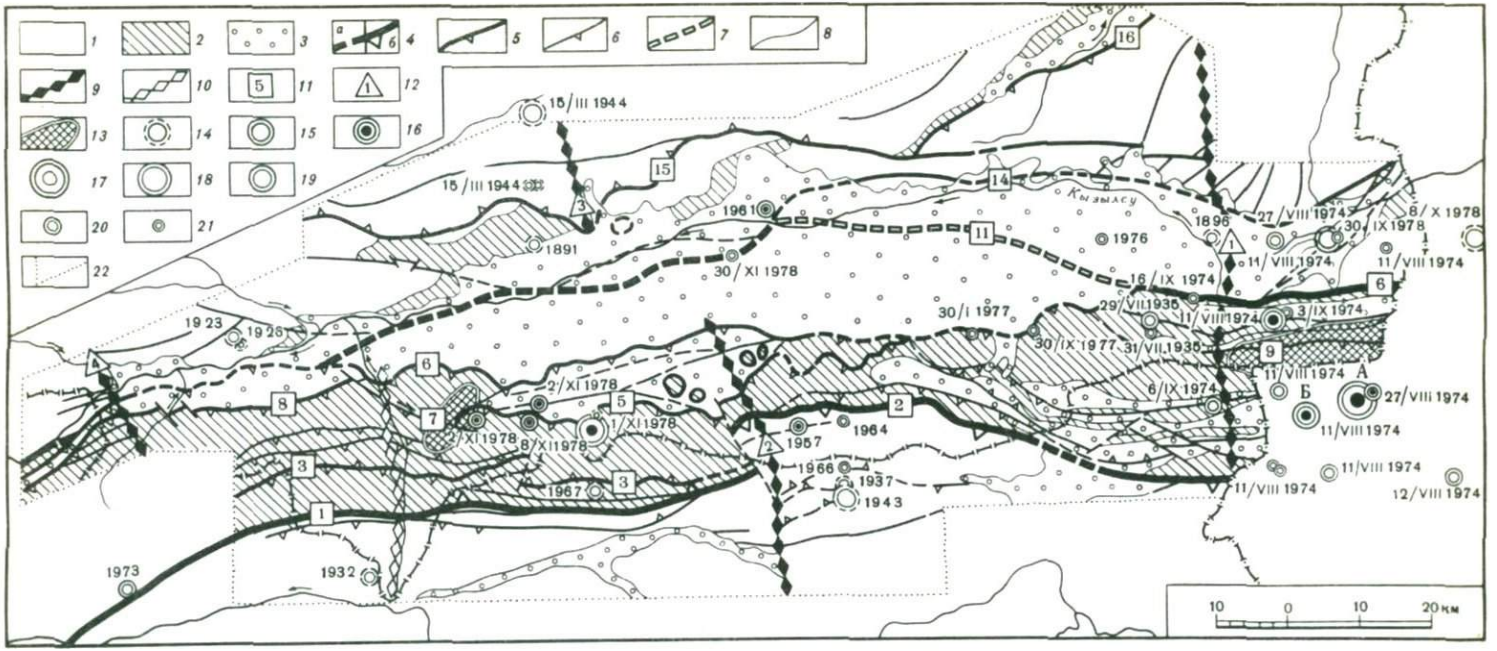
ние 1955 г. с M = 7,1 ± 0,1 [159]. Хаитское землетрясение 1949 г. с M = = 7,4 ± 0,1, согласно воспоминаниям местных жителей в 1979 г. в западной части Алайской долины (р. Шве), проявилось интенсивностью 5–6 баллов: люди выбегали на улицу, падала посуда, выливались жидкости из емкостей, появились трещины в кибитках; сопровождалось камнепадами.

Что касается сильных землетрясений ($M \geqslant 5{,}0$) с очагами в пределах рассматриваемой территории, то за 80 лет (1895–1973 гг.) их насчитывается 14, включая афтершоки землетрясений 1935 и 1944 гг. (см. Приложение, табл. 6, рис. 44). Из них три землетрясения (1895, 1943 и 1944 гг.) имели значение $M \geqslant 6$, интенсивность около 7. Однако точность локализации большинства указанных землетрясений около 0,5–1,6°, и лишь эпицентры последних землетрясений 1957 и 1961 гг. локализованы с точностью 0,1° (см. Приложение, табл. 6). Иными словами, часть из них могла возникнуть за пределами исследуемой территории (1895, 1926, 1943). Положение некоторых землетрясений удалось несколько уточнить по сравнению с "Новым каталогом" [247] благодаря собранным макросейсмическим сведениям. Малая точность определения эпицентров землетрясений 1895–1943 гг. затрудняет их сопоставление с тектоническими структурами. Вероятным представляется отнесение землетрясений 1895, 1923, 1937, 1944, 1961 гг. с $M \geqslant 5{,}5$ со структурами Алайского хребта, в том числе некоторых из них – 1923 и 1961 гг. – с Гиссаро-Кокшаальской зоной разломов. Сильные землетрясения 1895 г. с M = 6,0 ± 1,0 и 1944 г. с M = 6,0 ± 0,3; M = 5,1 ± 0,5 и M = 5,4 ± 0,5, судя по сведениям из Ферганы, а также по отсутствию сведений из Алайской долины, могли возникнуть в одной из более северных зон в пределах Алайского хребта. Землетрясения 1932, 1943 и 1957 гг. скорее всего возникли в Дарваз-Каракульской или в Заалайской зонах разломов.

Приведем краткие описания нескольких землетрясений умеренной силы (5–7 баллов), которые не имели макросейсмических характеристик. В Иркештаме в ночь с 15 на 16 сентября (ст. стиль) 1896 г. замечено 8 подземных толчков, третий из них в 21 ч 27 м (местное время) достигал 6–7 баллов: упали некоторые предметы, стенные часы сдвинулись с места (с юго-запада на северо-восток), с печей посыпалась побелка, стена одного из зданий дала трещину от крыши до фундамента, в стене другого также возникла трещина. Несколько сквозных трещин образовалось в крепости, стоящей на возвышении. Во время землетрясения упало несколько лошадей, стоящих у коновязи ("Туркестанские ведомости", № 83, 3 ноября 1896 г). Судя по направлению удара, эпицентр, землетрясения, по-видимому, располагался к юго-западу от Иркештама на северных склонах Заалайского хребта.

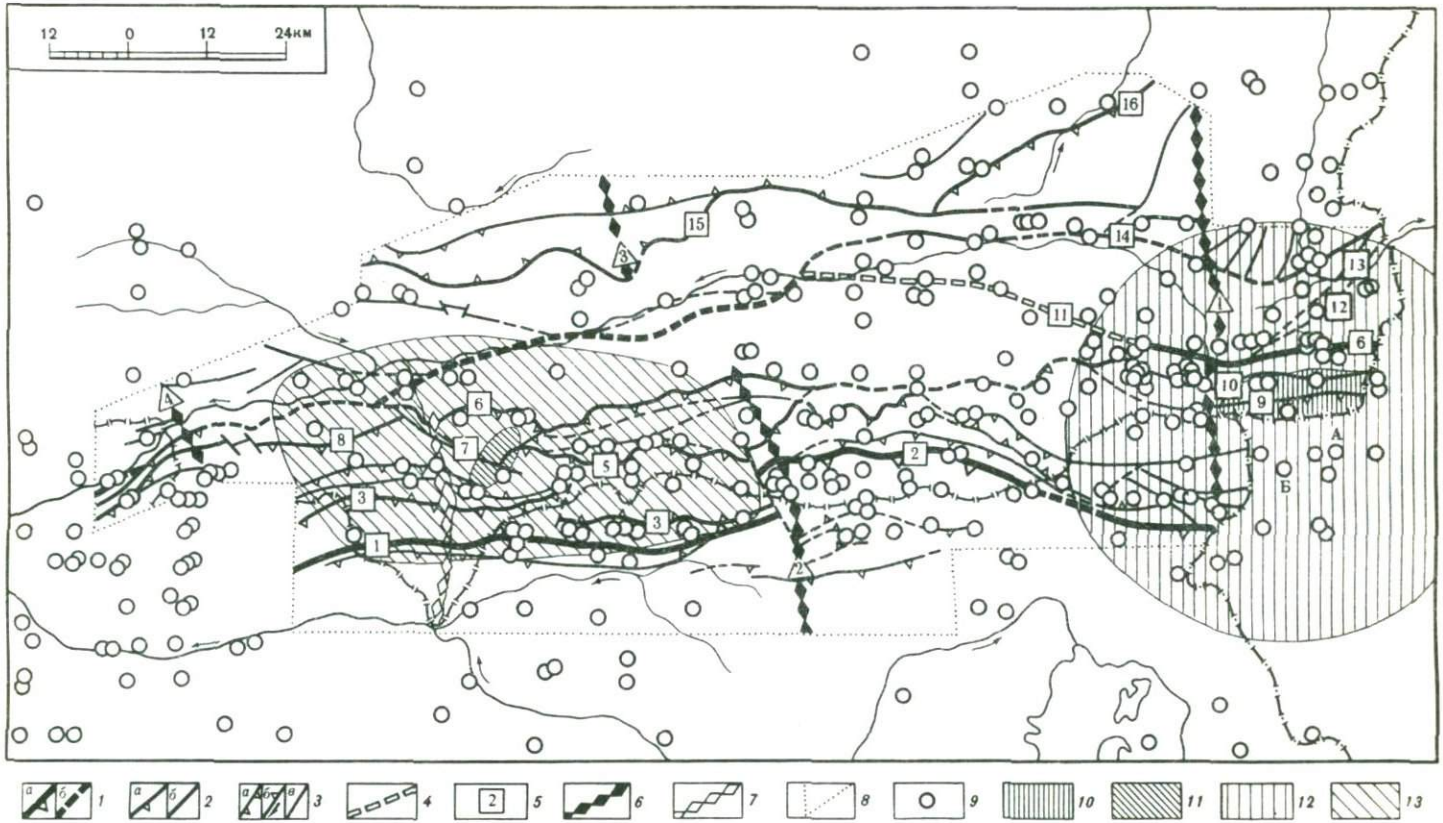
29 октября 1932 г. в нижней части ледника Федченко отмечено сильное землетрясение (6 баллов), сопровождавшееся снежным обвалом с хр. Академии наук; оно же у северного подножия Заалайского хребта ощущалось силой 4–5 баллов (см. Приложение, табл. 6). Наиболее вероятное положение эпицентра – вблизи гребня Заалайского хребта.

13 ноября 1937 г. в пос. Сары-Таше отмечены три толчка интенсивностью около 5 баллов. Качались ртутный барометр и гири часов-ходиков, в стене сырцового дома возникла трещина. Колебания отмечены также в Гульче и Иркештаме [309].



Р и с. 44. Карта сопоставления элементов тектоники с сейсмичностью области сближения Памира и Тянь-Шаня

Элементы тектоники. Структурно-формационные комплексы: *1* – палеозойский, *2* – мезозойско-палеогеновый, *3* – верхнеолигоцен-четвертичный; разрывы новейшие и омоложенные в позднеолигоцен-четвертичное время: *4* – границы тектонических зон: *а* – достоверные, *б* – предполагаемые по геофизическим данным; *5* – границы тектонических подзон; для надвигов и взбросов указано направление падения поверхности сместителей; *6* – прочие разрывы; для надвигов и взбросов указано направление падения поверхности сместителей, направление смещения по установленным сдвигам показано стрелкой; *7* – доновейшие дизъюнктивные границы зон; на участках, используемых новейшими разрывами, показаны только последние; *8* – геологические границы; *9* – оси поперечных поднятий; *10* – ось установленного поперечного прогиба; *11* – номера разрывов (соответствуют рис. 2); *12* – номера поперечных поднятий (см. рис. 2); сейсмичность (1891–1978 гг): *13* – эпицентральные области по макросейсмическим данным; эпицентры землетрясений, установленные инструментально с точностью: *14* – не более 0,5°, *15* – от 0,5° до 0,1°, *16* – не менее 0,1°; эпицентры землетрясений с магнитудой: *17* – 7,0–7,4; *18* – 6,5–6,9; *19* – 6,0–6,4; *20* – 5,5–5,9; *21* – 5,0–5,4. Эпицентр Маркансуйского землетрясения 1974 г.: *А* – по [337], *Б* – по [379]; *22* – граница составленной тектонической карты


12 0 12 24км
16
15
14
13
12
11
10
9
6
8
7
5
4
3
2
1
А
Б

В один из дней июля 1973 г. около 2 ч ночи в верховьях р. Коксу-восточной в Алайском хребте ощущали землетрясение (два толчка), сопровождавшееся гулом. Сборный щитовой дом, обложенный камнем, раскачивался, с потолка сыпалась пыль, люди проснулись и выбежали наружу. Пострадало здание конюшни, расселась печь. Утром отмечен слабый повторный толчок, при котором, однако, произошли скальные обвалы (камнепады) в реку (по рассказу военнослужащего, запись А.А. Никонова в 1978 г.).

По свидетельствам местных жителей и сотрудников экспедиций, сейсмическая деятельность в отличие от предшествующих лет проявилась в 1975–1978 гг. в Заалайском хребте около пер. Кызыларт (рис. 45). Среди фиксированных толчков отметим 4-балльный толчок между 3 и 5 октября 1975 г., два толчка по 3–4 балла в июле-августе 1976 г.; во второй половине декабря того же года и в первых числах января следующего года в пос. Сары-Таше ощущалось несколько толчков силой 3–4 балла, происшедших, вероятно, в Заалайском хребте, где интенсивность могла составлять 5 баллов.

Летом 1977 г. в Алайской долине ощущалось 2–3 землетрясения, одно из них в конце июня на пер. Кызыларт ощущалось как 5-балльное и сопровождалось камнепадом (сообщение В.В. Скотаренко). По рассказу В.И. Шевченко, в ночь с 1 на 2 октября весь состав отряда ощущал землетрясение силой 3–4 балла в пункте Бордобо, но на расстоянии 20–30 км к северу оно не ощущалось. У пер. Кызыларт в 1978 г. землетрясения отмечены В.В. Скотаренко 5 августа (4–5 баллов), 31 августа (4 балла), 12 сентября (5 баллов). Налицо оживление сейсмической активности на данном участке Заалайского хребта.

В Алайском хребте сильные землетрясения произошли 3 июня 1977 г. с M = 5,2, интенсивность в городах Фергане и Оше 5 баллов, летом 1978 г., по сообщениям альпинистов, свежие обвалы и камнепады появились в верховьях р. Коксу. Сильное землетрясение с M = 6 произошло в восточной части Алайского хребта 8 октября 1978 г., оно ощущалось в Алайском хребте и в Ферганской долине (в г. Оше 5–6 баллов) и в Алайской долине (в пос. Дараут-Кургане 4 балла).

←

Р и с. 45. Карта эпицентров землетрясений 1962–1978 гг. и основных тектонических элементов Алайской впадины

Разрывные нарушения новейшие: *1* – границы тектонических зон (в случаях невертикального падения поверхности сместителя на карте указаны направления их падения): *а* – установленные, *б* – предполагаемые по геолого-геофизическим данным; *2* – границы тектонических подзон: *а* – взбросы и надвиги (указано направление падения поверхности сместителя), *б* – разрывы субвертикальные и неустановленной морфологии; *3* – прочие разрывы: *а* – взбросы и надвиги, *б* – взбросо-сдвиги, *в* – разрывы субвертикальные и неустановленных морфологии и возраста; *4* – доновейшие границы тектонических зон, предполагаемые (на участках, используемых новейшими разрывами, показаны только последние); *5* – номера разрывов (соответствуют номерам на рис. 2); *6* – поперечные поднятия: *1* – Сарыкольское, *2* – Зулумартское, *3* – Кызылункурское, *4* – хребта Академии наук; *7* – установленный поперечный прогиб; *8* – границы составленной тектонической карты; *9* – эпицентры землетрясений с 1962 по 1978 гг. по инструментальным данным [115]; эпицентр Маркансуйского землетрясения 11. VIII 1974 г.: *А* – по данным [337], *Б* – по данным [379]; области землетрясений по данным макросейсмического обследования авторов: *10* – Маркансуйского, *11* – Алайского 1. XI 1978 г.; облака афтершоков (эпицентры афтершоков не показаны): *12* – Маркансуйского землетрясения, *13* – Алайского

Усиление сейсмической активности по северному ограничению Алайской впадины в 1977–1978 гг. подтверждается и статистикой слабых толчков (см. гл. 9). При некоторых землетрясениях (1932 г., 6 баллов; 1973 г., 5–6 баллов; 1978 г., 4–5 баллов) происходили обвалы фирна и камнепады. Отметим, что ряд старых землетрясений тяготеет к местам, где теперь известны активные разломы и палеосейсмодислокации.

СЕЙСМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ В 60–70-е ГОДЫ

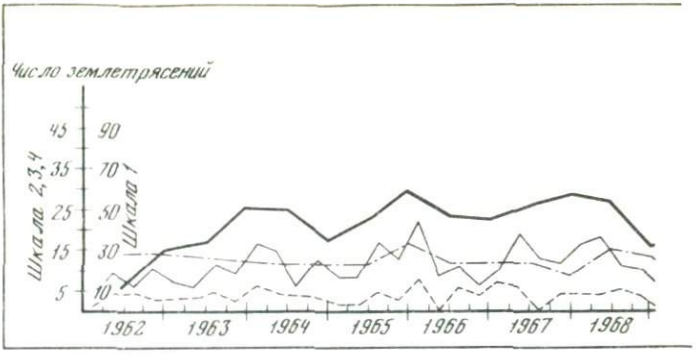
Зона сближения Памира и Тянь-Шаня на участке, соответствующем по долготе протяжению Алайской долины, многие десятилетия оставалась сейсмически спокойной. До возникновения землетрясения 1978 г. режим слабых толчков в районе не изучался. В последующий период необходимость анализа предшествующей сейсмичности стала очевидной [242, 198].

Если до 1962 г. о сейсмичности района мы можем судить в основном по землетрясениям с $M \geqslant 5$, то для более позднего периода известны уже более слабые и умеренные землетрясения $K \geqslant 9$. Это позволяет дать более полный анализ сейсмичности, имея в виду в особенности режим слабых толчков в период, предшествующий сильным землетрясениям 1974 и 1978 гг.

Выборка слабых и умеренных землетрясений $9 \leqslant K \leqslant 14$ сделана из ежегодников "Землетрясения в СССР" за 1962–1978 гг. [115]. Считается, что в рассматриваемый период здесь учтены землетрясения $K \geqslant 9$ ($M \gtrsim 3{,}0$), хотя полная представительность толчков 9-го класса сомнительна. Последовательно рассматривалось пространственное и временное распределение землетрясений указанных классов в пределах больших прямоугольников P_1 и P_2, малого прямоугольника P_3 и кругов радиусом 50 км вокруг эпицентров сильных землетрясений 1974 и 1978 гг. $P_{к1}$ и $P_{к2}$ [242] (см. рис. 45).

Вытянутые по широте прямоугольники P_1 и P_2 охватывают всю область сближения Памира и Тянь-Шаня, в том числе зоны Дарваз-Каракульского и Гиссаро-Кокшаальского разломов. Большой прямоугольник P_1 ограничен координатами φ = 38,5–40,5° и λ = 71,5–75,0°. Эпицентр более сильного M = 7,3 ± 0,2 землетрясения 1974 г. располагается в 45 км к востоку от геометрического центра этого прямоугольника. Большой прямоугольник P_2 ограничен координатами φ = 39,0–40,0° и λ = 71,5–74,0°, причем эпицентр землетрясения 1978 г. (M = 6,8) отстоит от его геометрического центра на 35 км к западу.

Размеры больших прямоугольников соответственно 280 × 220 км, т.е. 61,6 тыс. км^2 и 210 × 110 км, 24,2 тыс. км^2 – немногим меньше принимаемых сейсмологами размеров области подготовки землетрясений близких магнитуд [293]. Величина смещения геометрических центров прямоугольников относительно эпицентров в несколько раз превышает точность определения координат эпицентров. Выбор кругов с r = 50 км от эпицентров $P_{к1}$ и $P_{к2}$ площадью 7,9 тыс. км^2 обусловлен двумя соображениями. С одной стороны, эти площади должны заведомо перекрывать проекции очаговых областей землетрясений с близкой магнитудой, с другой – точности определения координат большинства слабых и умеренных толчков (0,5° в первые годы интервала и 0,5–0,02° в последние) не обеспечивают надежный учет эпицентров на меньшей площади. Площадь малого



Р и с. 46. График изменения числа землетрясений $K \geqslant 9$ в 1962–1978 гг.
1 – среднегодовое количество с полугодовым скользящим перекрытием в прямоугольнике P_2 с координатами φ = 39,0–40 , 0°с.ш. и λ = 71,5–74, 0°в.д.; *2* – поквартальное количество в том же прямоугольнике; *3* – среднегодовое количество

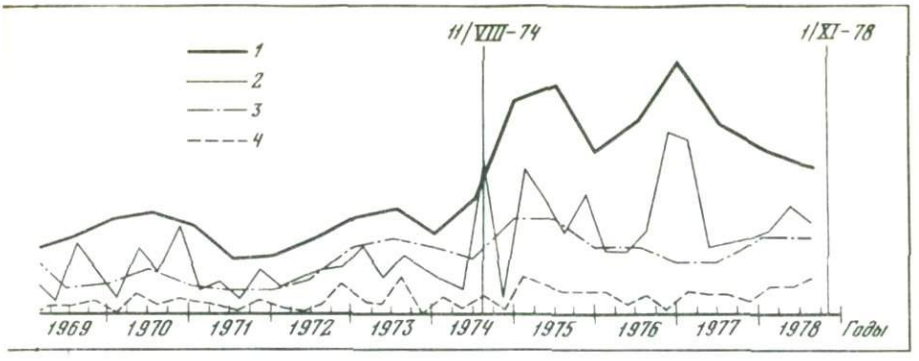
прямоугольника P_3 = 85 × 68 = 7,8 тыс. км^2, ограниченная координатами φ = 39,0–39,6° и λ = 72,0–73,0°, близка к площади кругов.

Рассмотрим сначала пространственное распределение эпицентров слабых и умеренных землетрясений в пределах выделенных площадей. В пределах больших прямоугольников P_1 и P_2 примерно 80% толчков приходятся на северный склон и приосевую часть Заалайского хребта. Эта полоса сгущения эпицентров шириной 30–40 км совпадает с выделенной нами (см. гл. 4) Заалайской мобильной зоной. В отличие от [242] мы не можем теперь соотносить эту сейсмически активную полосу с зоной Дарваз-Каракульского разлома, поскольку полоса протягивается широтно и на флангах, в то время как Дарваз-Каракульская зона отклоняется к югу. С этой зоной можно соотносить отдельные толчки.

До Маркансуйского землетрясения 1974 г. толчки были приурочены к субширотной полосе как внутри круга $P_{к1}$, так и в пределах большого прямоугольника P_1. За предшествующее сильному землетрясению десятилетие внутри круга из общего количества 28 толчков $K \geqslant 11$ только 6 находились вне субширотной полосы шириной 10 ± 5 км. Эта полоса приходится как раз на Заалайскую мобильную зону (см. рис. 45). Эпицентр землетрясения 1974 г. ложится на ее осевую линию. В пределах круга $P_{к2}$ вокруг эпицентра землетрясения 1978 г. за предшествующие 5 лет из 16 толчков ($K \geqslant 11$) только два попадают вне полосы шириной 10 ± 5 км вдоль Дарваз-Каракульского разлома (см. рис. 45). Таким образом, в 1962–1977 гг. в пределах всей области сближения Памира и Тянь-Шаня сейсмические события связаны главным образом с Заалайской мобильной зоной и зоной Дарваз-Каракульского разлома.

Обратимся теперь к временному распределению землетрясений, сначала перед событием 1974 г.

Распределение землетрясений по годам с полугодовым перекрытием (т.е. при использовании скользящего годового интервала) в пределах площади P_1 показывает [242] заметное колебание (от 6 до 21) среднегодового числа землетрясений без какой-либо тенденции. Близкая картина



с полугодовым скользящим перекрытием в круге $P_{к_2}$; *4* – поквартальное количество в прямоугольнике P_3 с координатами φ = 39,0–39,6° с.ш., λ = 72,0–73,0° в.д.

колебаний на более низком уровне отмечается, если ограничиться площадью $P_{к1}$ вокруг эпицентра будущего сильного землетрясения. В пределы $P_{к1}$ попадают практически все афтершоки 1974–1975 гг., вместе с тем эта площадь в 2–3 раза превышает площадь проекции основного роя афтершоков. На площади $P_{к1}$ последний перед основным событием толчок с $K \geqslant 11$ (на эпицентральном расстоянии 25 км) отмечен за 9 месяцев. В предшествующие несколько лет такие землетрясения повторялись здесь через 2–4 месяца. За все рассматриваемые 12 лет на этой площади было несколько периодов без умеренных толчков продолжительностью по 6 месяцев, но только один длился 18 месяцев. Этот период без толчков закончился за 17 месяцев до землетрясения 11 августа 1974 г.

В пределах $P_{к1}$ 28 августа 1969 г. произошло землетрясение с M = 5,7 [247]. Перед ним, примерно за год, наметился спад активности, но подобные минимумы, незавершаемые сильными толчками, обнаруживаются и ранее.

Таким образом, перед главным землетрясением изучение режима выявляется только в виде сейсмического молчания в 1971–1972 гг.

Анализируемый период перед землетрясением 1978 г. составляет 17 лет (рис. 46). Сейсмический режим рассмотрен в связи с этим землетрясением на трех площадях: P_2, P_3 и $P_{к2}$. За центр круга $P_{к2}$ взят пункт с координатами φ = 39, 40° и λ = 72,34°, являющийся эпицентром землетрясения по макросейсмическим данным [243]. По инструментальным определениям эпицентр находится в 25 км восточнее, в пункте с координатами φ = 39,4° и λ = 72,6°. Последний пункт близок (с отклонением на 10 км к северо-востоку) к геометрическому центру площади P_3. Проекция очага землетрясения 1 ноября 1978 г. на земную поверхность размером 40 × 25 км (проекция облака афтершоков) представляет широтно вытянутый эллипс, внутрь которого попадают эпицентры, определенные и интрументальным и макросейсмическим методами. Наименьшие площади, где рассматривается сейсмический режим, P_3 и $P_{к2}$ почти на порядок больше площади проекции очага на поверхность.

В большом прямоугольнике P_2 до второй половины 1974 г. никаких резких изменений количества толчков $K \geqslant 9$ по полугодиям и кварталам не отмечается. После сильного землетрясения 1974 г. среднегодовое количество толчков увеличилось с 40–50 до 80–120. Этот высокий средний уровень сохранялся до сильного землетрясения 1978 г., хотя и при резких колебаниях по кварталам. Как видно из рис. 46, увеличение количества толчков со второй половины 1974 г. произошло в основном за счет афтершоков Маркансуйского землетрясения, поскольку поквартальное распределение толчков вне его очага (в $P_{к2}$) оставалось примерно на одном уровне с конца 1972 г. до конца исследуемого периода. В 1971–1972 гг. в рассматриваемом прямоугольнике P_2, как и в более крупном P_1, намечается значимое сокращение количества толчков по кварталам и по полугодиям примерно в 2 раза по сравнению с предшествующим и последующим периодами.

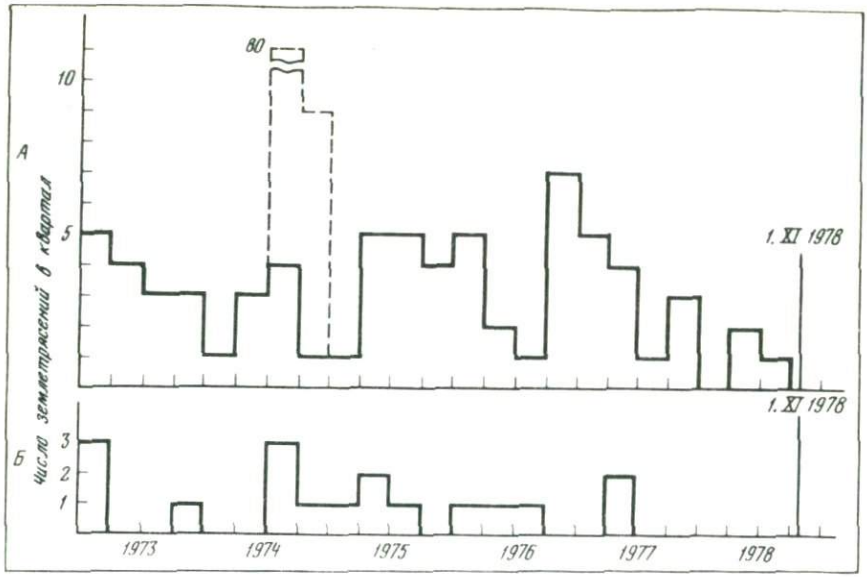
Кривая среднегодового количества толчков вокруг эпицентра будущего землетрясения 1978 г. на площади $P_{к2}$ также дает значимое понижение в 1969–1971 гг. (10–20 толчков по сравнению с приблизительно 25 в предшествующие 7 лет и 30–40 в последующие 6 лет, до 1 ноября 1978 г.). Аналогичный ход имеет и кривая количества толчков в пределах площади P_3.

С конца 1972 г., т.е. за 6 лет до события, вокруг его эпицентральной области общее количество толчков возросло в 2–3 раза по сравнению с предыдущим трехлетием и в 1,5 раза – с периодом 1962–1968 гг. Максимальное среднегодовое количество толчков приходится на конец 1974 и 1975 гг. В течение 1977–1978 гг. периоды без толчков длились не свыше 3 месяцев, а в 1970–1972 гг. – 4–5 месяцев. Все сказанное относится к общему количеству толчков $K \geqslant 9$.

Кроме того, отдельно проведен анализ режима умеренных толчков $K \geqslant 11$ в пределах тех же площадей P_2, P_3 и $P_{к2}$. Сначала рассматривалось поквартальное распределение землетрясений на площадях P_2 и $P_{к2}$ на основе выборки за 1973–1978 годы (до 1 ноября) (рис. 47). Если отвлечься от афтершоков землетрясения 1974 г., то поквартальное распределение землетрясений на этих площадях не дает никаких видимых особенностей, кроме некоторого сокращения числа землетрясений рассматриваемых классов в 1978 г. перед главным событием. По данным [242], в пределах круга $P_{к2}$ толчки $K \geqslant 11$ отсутствовали в течение 14 месяцев перед сентябрем 1978 г., между тем как в предшествующее пятилетие длительность промежутков без таких толчков составляла 2–6 месяцев, максимально 9 месяцев.

Анализ изменения среднегодового количества толчков $K \geqslant 11$, по данным [242], прежде всего доказывает (рис. 48) отсутствие влияния сильного землетрясения 11 августа 1974 г. и его афтершоков на режим толчков в приочаговой зоне (P_3, $P_{к2}$) сильного землетрясения 1978 г.

На рис. 48 видно также, что количество умеренных по силе землетрясений, как и всех землетрясений $K \geqslant 9$ (см. рис. 46), уменьшалось на площади P_2 и на площадях P_3 и $P_{к2}$ с 1968 до середины 1972 г. Сокращение количества умеренных землетрясений вплоть до их полного отсутствия хорошо заметно в P_3 и $P_{к2}$ также непосредственно перед событием 1978 г.

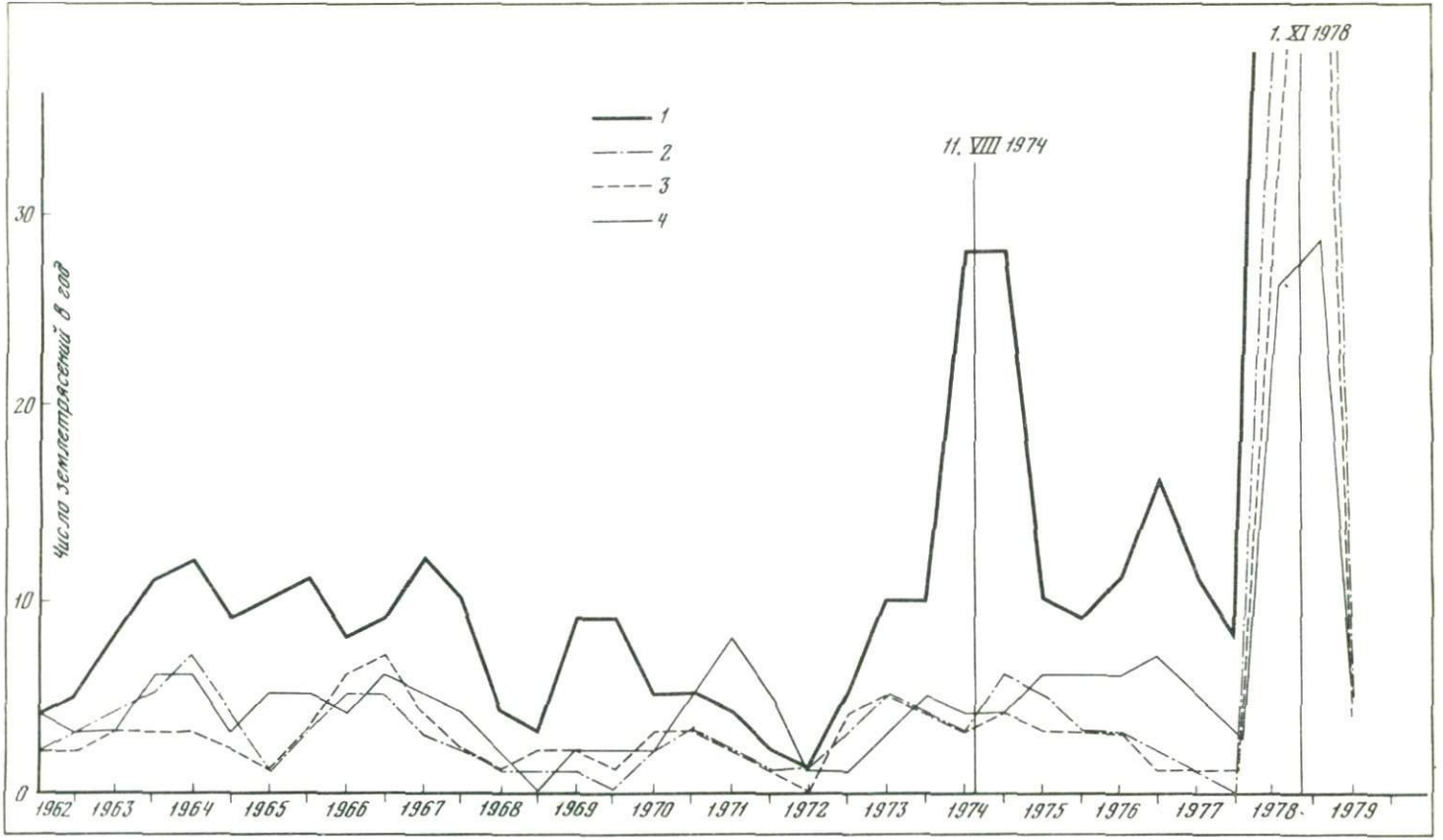


Р и с. 47. Гистограмма поквартального распределения числа землетрясений $K \geqslant 11$ в 1973–1978 гг.
а – в прямоугольнике P_2; *б* – в круге $P_{к2}$

Первое 19-месячное (с июля 1971 г. по март 1973 г.) сейсмическое спокойствие в $P_{к3}$ нарушилось толчком $K = 11$, второе 14-месячное с июля 1977 по сентябрь 1978 г. завершилось толчком $K = 12$ 20 сентября 1978 г. с пятью афтершоками $K = 9–10$. Толчок 20.IX 1978 г. произошел на расстоянии 30 км от эпицентра последовавшего через 40 дней основного события. Этот толчок можно рассматривать в качестве форшока. Период 14-месячного отсутствия умеренных толчков непосредственно перед событием 1978 г. был на несколько месяцев короче подобного периода в 1971–1973 гг., не завершившегося сильным землетрясением. В целом в окрестностях очаговой области будущего сильного события (P_3 и $P_{к2}$ в отличие от $P_{к3}$) за 1–2 года до него намечается уменьшение числа умеренных толчков ($14 \geqslant K \geqslant 11$) при увеличении количества слабых ($K = 9–10$) за более длительный отрезок времени (см. рис. 47, 48). Для получения надежных прогностических критериев, несомненно, требуется дифференцированная статистическая обработка более обширного материала.

Если действительно перед землетрясением 1978 г. выявляется сейсмическое затишье по режиму умеренных землетрясений, то площадь области затишья оценивается величиной 4–8 тыс. км^2, объем – около 120–240 тыс. км^3 (по сравнению с размером очага землетрясения, согласно нашим расчетам, 1 тыс. км^2 и 6 тыс. км^3 соответственно). Область затишья совпадает с участком, указанным по независимым данным в качестве опасного в 1975–1990 гг. в отношении землетрясений с $M \geqslant 6{,}5$ [84, с. 209].

Сейсмические затишья и молчания перед сильными и умеренными землетрясениями в Средней Азии отмечались и ранее [197, 198, 242]. В [242]



Р и с. 48. График изменения среднегодового числа землетрясений $K \geqslant 11$ (с полугодовым скользящим перекрытием) в 1962–1978 гг. *1* – в прямоугольнике P_2; *2* – в прямоугольнике P_3; *3* – в круге P_{K2}; *4* – в круге P_{K3}

представлены землетрясения Средней Азии, перед которыми устанавливается "сейсмическое молчание", или "зона запрета" по землетрясениям, энергетический класс которых на несколько порядков ниже исследуемых. В большинстве случаев нижний порог энергетического класса рассмотренных предшествующих толчков был не менее чем на 4–5 единиц (т.е. порядка энергии) меньше, чем энергетический класс исследуемого землетрясения. В двух случаях энергетический класс предшествующих толчков был только на 1–2 единицы меньше класса основного толчка [242].

В общем отмечается увеличение длительности периода предшествующего основным толчкам сейсмического молчания с увеличением магнитуды основного толчка. С учетом двух отмеченных случаев для землетрясений с $4 \leqslant M \leqslant 7{,}5$ получаем следующее соотношение между длительностью предшествующего периода сейсмического молчания t в месяцах и магнитудой основного толчка

$$M_{\text{осн}}: \; t_{\text{мес}} = 12{,}4\, M_{\text{осн}} - 52{,}2; \; \sigma = 11.$$

бильной зоны. Это не позволяет считать сделанные выводы строгими с сейсмотектонической точки зрения. Устанавливается существование сейсмических затиший перед 8 (из 9) землетрясениями с $M \geqslant 6$. Время начала затиший определяется в 6–19 лет до основных, в том числе за 6 лет до Маркансуйского землетрясения 1974 г. ($M = 7{,}3 \pm 0{,}2$) и за 19 лет до Алайского землетрясения 1978 г. ($M = 6{,}8 \pm 0{,}1$). Размеры областей затиший для землетрясений $K = 16$ оказываются 160–280 км, т.е. в несколько раз больше размеров очагов таких землетрясений. Корреляция между магнитудой главных толчков, длительностью периодов предшествующих им затиший и размерами областей затиший отсутствует.

Эти выводы, как видно, значительно отличаются от наших, что может объясняться различиями в способах обработки данных. Подчеркнем, что наш подход характеризовался большим объемом выборок слабых землетрясений $K \geqslant 9$, но меньшим периодом, сопоставлением режима на разных по величине площадях, в том числе в пределах конкретных тектонических зон.

Не вызывает сомнения пространственно-временная неравномерность сейсмического процесса в изучаемой области. В отличие от вывода [161, 302] о слабых и редких землетрясениях по северному и южному ограничению Алайской впадины мы констатируем здесь значительную сейсмическую активность и до сильных землетрясений 70-х годов. Расхождения в выводах обусловлены более тщательной в последние годы мобилизацией

Как видим, даже если не принимать во внимание случаи практического отсутствия предшествующего сильным землетрясениям сейсмического молчания (перед землетрясением 11 августа 1974 г.), отмечается сильный разброс значений. Ясно, что рассмотренный признак не может считаться надежным прогностическим критерием.

Серьезное исследование сейсмического режима Р.С. Михайловой [198] показало возникновение и расширение областей затиший по землетрясениям $K \geqslant 11$–12 по мере приближения главных событий $K = 15$ и $K = 16$. В пределах нашей области рассматриваются землетрясения так называемой Южно-Тянь-Шаньской зоны, включающей зоны Гиссаро-Кокшаальского, Дарваз-Каракульского разломов, а по нашим данным, и Заалайской мо-

материалов по землетрясениям XX в., увеличением в начале 60-х годов количества фиксируемых землетрясений за счет развития сети сейсмических станций, а также, возможно, усилением сейсмической активности в 60–70-е годы по сравнению с предшествующими десятилетиями.

Все эти данные, если бы они были приняты во внимание раньше, воспрепятствовали бы представлениям о неизменно слабой сейсмической активности региона и невозможности здесь сильных землетрясений [161, 302].

ГЛАВА 7

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 11 АВГУСТА 1974 г. (Маркансуйское)

СЕЙСМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Согласно [247], землетрясение произошло 11 августа в 01 ч 13 м 55 с (± 1с) и имело следующие основные параметры: координаты эпицентра φ = 39,39°; λ = 73,86° (± 0,1); глубина очага H = 18 (6–55) км; M = = 7,3 ± 0,2; I_0 = 7–8 (± 1). Согласно определениям Международного сейсмологического центра [379], параметры землетрясения несколько иные (см. Приложение, табл. 7). Так, эпицентр оказывается приблизительно на 6 км западнее. По инструментальным данным эпицентр располагался в крайней восточной части Заалайского хребта с высотами 5,800 м, на его южном склоне к долине р. Маркансу. Можно считать также, что эпицентр располагается на восточном склоне северного окончания Сарыкольского хребта в 10–20 км восточнее места его сочленения с Заалайским хребтом, отмеченного пиком Заря Востока (свыше 6300 м).

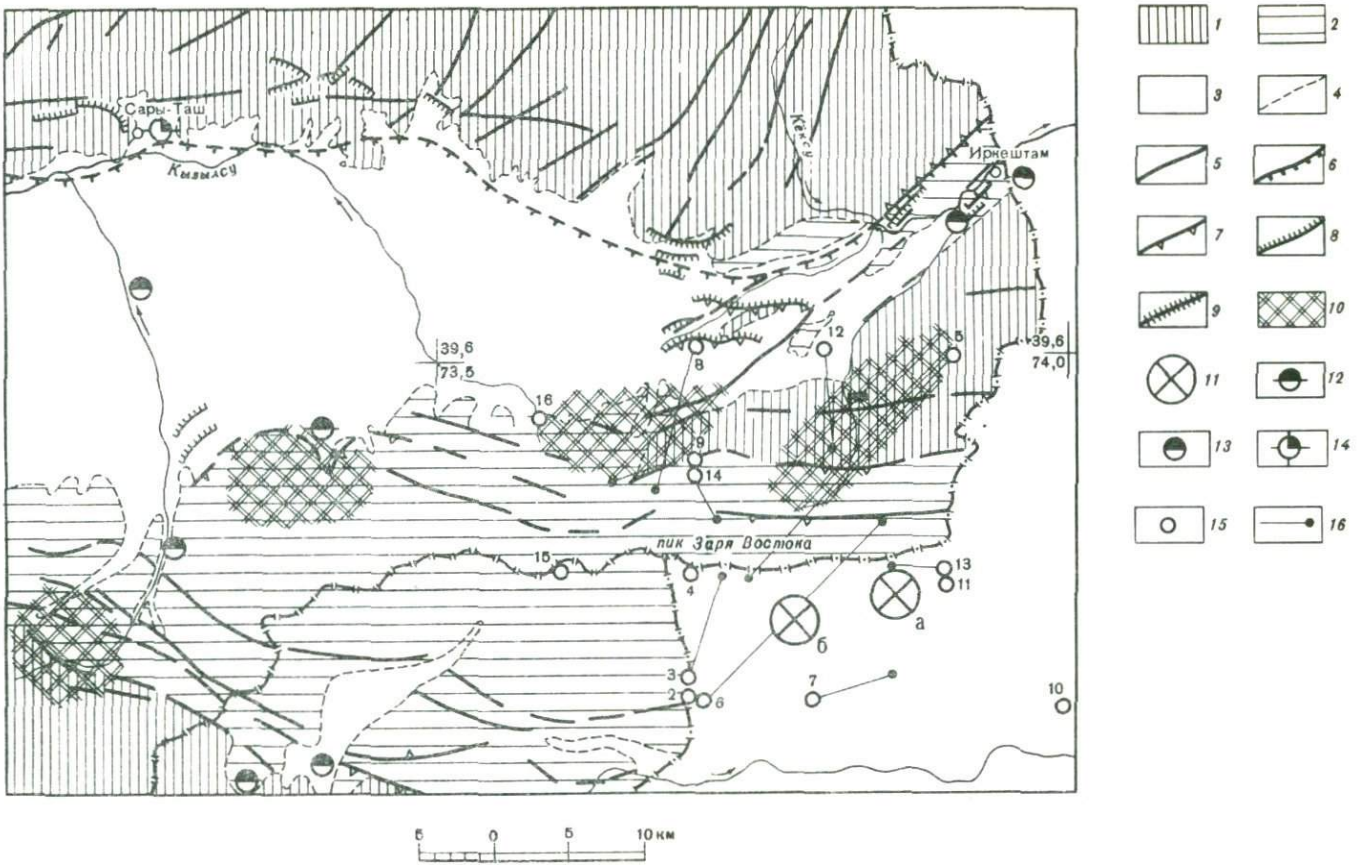
Землетрясение ощущалось на расстоянии 570 км, хотя в эпицентральной зоне не отмечено колебаний интенсивностью свыше 6–7 баллов в одном пункте [115]. Предшествующая сейсмичность района и участка рассмотрена выше. Определения эпицентра и глубины очага нельзя считать точными (точнее 25 км) ввиду одностороннего расположения и значительного удаления (Δ= 70–140–170 км) ближайших станций, а также слабых знаний о строении коры. Эпицентральная область располагается на высокогорной территории, недоступной по условиям рельефа и оледенения, постоянное население в окрестностях очень малочисленно. С этим связаны невозможность определения эпицентра по макросейсмическим данным и изучения деформаций в очаговой области, отсутствие достаточных материалов для уверенного проведения изосейст высоких баллов и выявления макросейсмического поля, трудность сопоставления параметров очага с конкретной геологической структурой.

В условиях недостаточности макросейсмических данных (восемь пунктов в 7-балльной и один – в 6–7-балльной зонах) проведение изосейст в ближней зоне допускает различные варианты и не может считаться надежным. Т.К.Аманкулов и Н.В.Шебалин вытягивают изосейсты к северо-востоку и считают возможным проведение изосейсты 7 баллов, между тем как В.К.Иодко, Т.А.Киняпина и другие ограничивают эпицентральную зону изосейстой 6 баллов и признают субширотную вытянутость очага [115]. Наличие только одного пункта с сотрясением 6–7 баллов ставит

под сомнение правомочность проведения изосейсты 7 баллов. Из 8 пунктов с сотрясением 6 баллов лишь один выходит за пределы широтного Заалайского хребта. Это пос. Кызыл-Курган на северном склоне Алайского хребта, который отделен от основного поля 6-балльных сотрясений в Заалайском хребте тремя пунктами с интенсивностью сотрясения 5–6 баллов. Включение одиночного пункта Кызыл-Кургана в 6-балльную зону, с нашей точки зрения, не оправдано, поскольку локальное усиление сотрясений в этом пункте легко объясняется его близостью к новейшему Гульчинскому разлому и расположением на рыхлых красноцветных отложениях, пораженных оползневыми явлениями. Поэтому макросейсмические данные не представляют, по нашему мнению, оснований для вытягивания очаговой зоны в субмеридиональном направлении.

Обратимся к рассмотрению поля афтершоков. За основным землетрясением последовало большое количество афтершоков [115, 164, 361, 379], в том числе два с $M \geqslant 6$ и с $M \geqslant 5$ (см. Приложение, табл. 7, рис. 49). По данным [115], область афтершоков вытянута субширотно примерно на 50 км и значительное их число отмечено вокруг основного толчка: 3 из 8 землетрясений $K = 14$, 5 из 22 $K = 13$ и 12 из 56 $K = 12$. Согласно [247, 361], афтершоки сосредоточены на сравнительно изометричной в плане площади примерно 35 х 35 км, а эпицентр главного толчка определен в восточной части облака афтершоков. Существует мнение, что афтершоки сгущаются в "три главные плоскости" и сопоставляются с "Зулумарт-Кызылдагской зоной глубинных разломов и Дарваз-Каракульским разломом", а плоскость III предполагается связанной либо с вновь родившимся, либо с Северо-Сарыкольским разломом [4, с. 10]. Наиболее полные и, по-видимому, точные материалы относительно положения афтершоков приведены в [379]. Локализация принимается с точностью более 5 км в любом направлении, расхождения между этими данными и [247] в положении основных афтершоков находятся в большинстве случаев в пределах 4–6 км, но два толчка 5 и 6 в табл. 7 обнаруживают расхождения в 20 и 16 км. По данным телеметрической расположенной более равномерно по странам света сети станций большинство афтершоков северной части поля оказывается южнее, а южной части – северо-восточнее, чем по данным отечественных станций [247].

Если руководствоваться положением эпицентров афтершоков по [379] (см. 2 в табл. 7), то из 14 сильных афтершоков 5 оказываются на южном склоне Заалайского хребта (но и они на 8–10 км севернее плоскости собственно Дарваз-Каракульского разлома), 4 – в его гребневой части и остальные – на северном склоне. В этом варианте распределения можно сгруппировать афтершоки по 3–7 толчков в ортогональную (север–юг, запад–восток, но не северо-запад–юго-восток, северо-восток–юго-запад) сетку. Однако это группирование, по-видимому, отражает только степень точности и способ определения координат. По данным телеметрической сети, афтершоки сгруппировались так, что позволили [379, 386] наметить две линии – одну меридионального (по 4 эпицентрам) и другую северо-западного (по 8 эпицентрам) простираний, исходящих из местоположения главного толчка в северных румбах. Эти линии, проходящие на территории СССР, сочтены отражением правосдвиговых смещений, параллельных крупному Памиро-Каракорумскому сдвигу. Однако в реальной геологической


Сары-Таш
Кызылсу
Иркештам
39,6
73,5
39,6
74,0
пик Заря Востока
а
б
в
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
0
5
10 км

структуре эпицентральной области линий меридионального и северо-западного простираний мы не знаем (см. рис. 49). Между тем группирование афтершоков по тем же данным легко провести и по двум широтным линиям (полосы в 2–4 км шириной) – северной (4–5 эпицентров) и тянущейся в 5–8 км к югу от нее вдоль гребня хребта южной (7 эпицентров). Эти линии полосы согласуются с простиранием и местоположением известных крупных разрывов (см. рис. 49). Смещение широтных полос эпицентров в плане на 2–5 км к югу от выходов на поверхность плоскостей разрывов согласуется с их взбросо-надвиговым (падение плоскостей к югу) характером.

Следовательно, предлагаемый нами вариант сопоставления афтершоков с известными субширотными разрывами, хотя и не может быть доказан из-за недостаточно точной локализации эпицентров и гипоцентров, должен рассматриваться как равноправный вариант. Во всяком случае, в отличие от [379, 386] мы не находим группирование афтершоков по плоскостям северо-западного и меридионального простираний столь определенным, чтобы подтверждать таким способом представления о соответственно направленных активных плоскостях.

Как видим, данные о пространственном распределении афтершоков не согласуются между собой и не позволяют однозначно использовать их для определения очаговой зоны землетрясения (для выбора одного из конкурирующих вариантов).

Что касается механизмов очагов, то и здесь картина оказывается достаточно сложной и несогласованной. При главном событии, по [361], в очаге можно предполагать либо левосдвиговые смещения по близмеридиональной (азимут 22–32°), круто наклоненной к западу–северо-западу плоскости, либо правосдвиговые – по близширотной (азимут 110–120°), круто падающей к юго–юго-западу. Другие авторы [90] дают простирание наиболее вероятной плоскости разрыва в очаге 80–96° и падение к югу под углом 53–55°. Они полагают, что при землетрясении по Каракульскому разлому произошел взброс к северу с небольшим правосторонним сдвигом. Группа авторов [379] считают наиболее вероятным, что землетрясение проявилось множеством разрывов, и допускает три возможных варианта подвижки во время главного толчка: чистый сдвиг по плоскости северо-западного простирания, преимущественно взброс и пологий надвиг к северу. Заметим, что о плоскостях северо-северо-восточного простирания и сбросовых подвижках здесь нет и речи. Ввиду неопределенности первых вступле-

---

Р и с. 49. Сейсмотектоническая карта эпицентральной области Маркансуйского землетрясения 1974 г.

Выходы на поверхность основных структурных этажей: 1 – палеозойского, 2 – мезокайнозойского, *3* – четвертичные отложения; *4* – геологические границы; основные разрывы, главным образом новейшие: *5* – с неустановленным типом смещения, *6* – сбросы, *7* – взбросы и надвиги, *8* – разрывы позднечетвертичные и голоценовые, в том числе палеосейсмодислокации (штрихи в сторону опущенного крыла); дислокации, возникшие при землетрясении 1974 г.: *9* – трещина-разрыв в палеозойских породах, *10* – участки развития гравитационных нарушений (преимущественно снежно-фирновых лавин); *11* – эпицентр землетрясений 11 августа 1974 г.: *а* – по [337], *б* – по [379]; макросейсмический эффект землетрясения: *12* – 6–7 баллов, *13* – 6 баллов, *14* – 5–6 баллов; *15* – эпицентры афтершоков, по [337], *16* – то же по [379] (номера соответствуют номерам табл. 7)

ний волн и неоднозначности установления механизма, эти авторы отдают предпочтение варианту сдвиговой подвижки (скорее по геологическим данным), допуская, что вслед за первым разрывом сразу последовал второй с другим трендом. Поперечный сдвиг с надвиганием допускает и Й. Ни [386].

Отдельно изучался механизм афтершоков. В [361] серия повторных толчков разбита на две основные группы: с преобладанием сдвиговых подвижек и сдвиго-сбросовых (правосторонне по плоскостям северо-западного простирания) и с преобладанием взбросо-надвиговых подвижек по плоскостям северо-северо-восточного или широтного простирания.

Группа авторов [379] выделяют среди афтершоков по механизму три группы, причем три сильнейшие отнесены к разным группам и отличаются также и от главного толчка. Сильнейшие толчки 8 и 9 (см. табл. 7) и некоторые другие характеризуются взбросовыми подвижками.

По [90], сильные афтершоки 8 и 12 (см. табл. 7) предположительно обусловлены подвижками к северу по надвигам субширотного простирания, наклоненным к югу под углом 30° на северном склоне Заалайского хребта, а афтершок 9, возможно, связан со сбросом по Иркештамскому разрыву северо-восточного простирания с крутым падением к юго-востоку.

Следовательно, и определения механизмов очагов различны и не дают основания сколько-нибудь уверенно говорить о секущих меридиональных разрывах и сдвигах по ним. Главное заключается в том, что механизмы основного толчка и афтершоков различаются, при основном толчке и афтершоках могли активизироваться плоскости разного направления, что отвечает расположению эпицентральной зоны на пересечении крупных структур широтного и северо-западного простираний.

При неопределенности решения вопроса о структурном положении очага и характере смещений в очаге на основе сейсмологических данных особое значение приобретают материалы по геологическому строению и поверхностным нарушениям эпицентральной зоны.

Поверхностные нарушения. При характеристике нами использованы собственные наблюдения летом 1975 и 1979 гг. на двух участках северного склона Заалая (бассейны рек Нуры и Кичкесу) и одном – на южном склоне (левые притоки р. Маркансу и ее долина), а также опубликованные материалы [70, 115] и устные сообщения участников обследования 1974 г. (В.И.Халтурин, военнослужащие).

На южном склоне хребта вблизи пер. Кызыларт, по левобережью рек Маркансу и Уйсу и в долине р. Машале, летом 1975 г. значительных поверхностных нарушений, которые можно было бы соотнести с землетрясением 1974 г., не было обнаружено. Отмечены только небольшие ледопады и камнепады.

На северном склоне хребта нарушения проявились отчетливо и отличались всеми наблюдателями. Наиболее распространенными и отмечавшимися всеми исследователями, в том числе при аэровизуальных маршрутах, оказались снежно-фирновые лавины и трещины в ледниках. Самым западным из пунктов, откуда имеются сведения о мощных лавинах, является ледник Корженевского [115]. Восточнее лавины и трещины в ледниках отмечались в верховьях рек Кичкесу, Кызылсу-восточной, Нуры. На ледниках Кичкесу и Пограничников поверхность голоценовой и современной (над

мертвым льдом) морен еще в 1979 г. была нарушена отрывами и оползнями, но уже с заплывшими трещинами. Подобные явления получили массовое развитие и при землетрясении 1978 г. на ледниках Джипаксу, Комансу, Баральмос и других (см. гл. 8). Свежие срывы снега и фирна и массовый сход лавин после землетрясения установлены восточнее Памирского тракта на северном склоне пика Пограничников и к югу от пос. Иркештама [115].

На крайнем востоке северного склона Заалайского хребта южнее и юго-западнее пос. Нуры на висячих и долинных ледниках и покрывающих их моренах А.А.Никонов (1975 г.) видел свежие трещины и уступы субширотного простирания. По левой составляющей ущелья Тагачар (в самых верховьях р. Нуры) свежие субширотные трещины в леднике частично проникали в покрывающую лед современную морену и боковую более древнюю морену, что позволяет отнести ее за счет сейсмического, а не гляциодинамического воздействия. Как сообщается в [70], здесь произошло перемещение ледяной массы примерно на 300–400 м вниз.

По обоим бортам р. Нуры отмечены камнепады из обломков палеозойских пород.

На крутом правом борту долины р. Нуры, в 7 км севернее гребня хребта, в толще палеозойских песчаников и сланцев, наклоненных под углом 70° к югу, в 1975 г. была обнаружена свежая трещина по контакту двух плотных пластов с тем же наклоном. Эта межпластовая трещина (возможно, со смещением по падению в 10–30 см) является единственной обнаруженной сейсмотектонической дислокацией вблизи практически недоступной для непосредственного обследования эпицентральной области. В верховьях долины р. Кызылсу-восточной, у северного подножия хребта, участники аэровизуального обследования последствий землетрясения в августе 1974 г. обнаружили крупный провал на поверхности. Западнее, в верховьях долины р. Кичкесу, на правом крутом борту ее левой составляющей, отмечены оплывы грунта и смещения по склону. В теле одной из оплывин у подножия склона образовалась серия субмеридиональных трещин общей длиной 50–70 м. Эти явления возникли на участке, пораженном более ранними срывами и оползнями, являющимися более древними сейсмодислокациями. В разных частях северных склонов Заалайского хребта восточнее Памирского тракта при землетрясении наблюдались также камнепады.

Если судить по распространению и характеру поверхностных нарушений, хотя они известны неравномерно по площади, то участок наибольших сотрясений можно наметить в верховьях р. Нуры, т.е. в крайней восточной пригребневой части Заалайского хребта. При сопоставлении с макросейсмическими данными [115] устанавливается, что отмеченные нарушения не выходят за пределы области 6-бальных сотрясений (см. рис. 49).

Общая широтная вытянутость области выявленных поверхностных нарушений на протяжении 60–70 км только в пределах СССР в соответствии с главными структурами района, а также развитие именно субширотных линейных дислокаций, в том числе трещин в палеозойских породах, – эти признаки позволяют связывать землетрясение с подвижкой субширотного протяжения. Исключительное развитие нарушений на северном склоне хребта (значительно более крутом и высоком, чем южный) при гос-

подстве в структуре хребта крутых взбросов к северу больше согласуется с допущением взбросовой к северу подвижки в очаге землетрясения.

Все это склоняет нас к признанию того варианта проведения изосейст, который отражает субширотную вытянутость длинной оси изосейст и очага [115].

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА И ПОЛОЖЕНИЕ ОЧАГА

Общая структура восточной части Заалайского хребта и Алайской впадины на востоке заметно отличается от более западных частей [292, 126]. Зона Дарваз-Каракульского разлома, отчетливо выраженная взбрасыванием среднепалеозойских пород на верхнепалеозойские, несколькими взбросовыми чешуями в верхнепалеозойских породах и, наконец, взбрасыванием последних (P + T) на сильно и согласно дислоцированную толщу отложений от верхнемеловых до неогеновых включительно [292], – вся эта зона еще западнее пер. Кызыларт поворачивает к востоку–юго-востоку, на южный склон Заалая в долину р. Маркансу, по которой далее тянется широтно, между тем как гребень хребта поворачивает к северо-востоку и затем также протягивается широтно.

Кайнозойский предгорный прогиб с сильнодислоцированными отложениями, обрамляющий северный склон Заалая на большей части его протяжения, на востоке смещается к югу в пределы Северного Памира, между тем как морфологически резко выраженный северный склон хребта и образующая его зона активных надвиговых дислокаций, не меняя простирания, продолжаются к востоку. Иными словами, на меридиане горного массива Ледяной мыс и восточнее, так же как на западе хребта у меридиана Алтындары, происходит дивергенция сближенных (до наложения друг на друга) в центральной части хребта двух крупных тектонических зон – Дарваз-Каракульской и Заалайской.

Алайская впадина на рассматриваемом восточном участке в современной структуре и морфологии почти замыкается. Это происходит в результате отклонения к югу предгорий Алайского хребта, сложенных палеозойскими породами, а также появления в южной части впадины поднятого массива палеозойских пород (Мальтабарский горный массив), возможно являющегося западным окончанием Улугчатского блока фундамента. Здесь отчетливо выражено сочленение под острым углом новейших субширотных структур Заалая и северо-восточных структур восточной части Алайского хребта. Первые характеризуются взбросо-надвиговым типом дислокаций с преобладанием взбросов, т.е. крутых разрывов при приближении к серединному блоку палеозоя, вторые являют преимущественно блоковый характер тектоники, хотя тоже с преобладанием взбрасывания и козырькового надвигания к северо-западу. Фактическое обоснование этих соотношений можно найти в целом ряде работ [190, 191, 300, 302, 292] и на среднемасштабных неотектонических картах [121, 122].

Никаких реальных меридиональных или субмеридиональных структур крупного масштаба или мелких на данном участке Заалайского хребта и Алайской впадины ни предшествующими исследованиями, ни нами не обнаружено. Северо-восточные разрывы в пределах палеозоя восточной части Алайского хребта не несут явных следов обновления в четвертичное время между долинам рек Гульчи и Коксу. В отличие от гребневой

части Заалайского хребта и его южного склона, где разрывы неизвестны, на северном склоне Заалая восточнее Памирского тракта установлена серия параллельных новейших разрывов, исключительно широтного с отклонениями на 10–20° простирания. Разрывы представлены крутыми взбросами и надвигами внутри осадочной толщи мезокайнозоя. Южные крылья, сложенные преимущественно верхнемеловыми породами, взброшены к северу на породы палеогена и неогена. Только на крайнем юго-востоке, в верховьях р. Нуры, вся осадочная толща взброшена на палеозойские образования. В долине р. Нуры с севера на юг описано следующее соотношение пород.

Палеозойские породы на обоих бортах долины р. Нуры у подножия хребта представлены на севере силурийскими сланцами, а южнее, вблизи контакта, – песчаниками и пестрыми алевролитами с общим крутым (около 70°) наклоном к югу. Южнее обнажен блок палеогеновых и миоценовых отложений, также круто наклоненных к югу, возможно, в опрокинутом к северу залегании. Южнее выделяется еще один блок верхнемеловых-палеогеновых пород. По круто наклоненным к югу тектоническим контактам, блоки (пластины) зажаты между массивом палеозоя на севере и верхнемеловой толщей на юге. Амплитуды смещений могут составлять 1 км. В самом южном блоке, южнее широтного протяжения верховьев р. Нуры (ущелье Тагачар), в нижней части склона обнажаются слоистые отложения нижнего и верхнего мела, наклоненные к югу под углом 25–30°, местами смятые в мелкие складки, частью разорванные так, что висячие крылья надвинуты к северу. Самое южное обнажение мезозойских пород находится всего в 2–2,5 км от ледяного гребня Заалайского хребта. Гребень хребта здесь, как и восточнее, по-видимому, сложен палеогеновыми породами [126, 191].

Все это заставляет представить гребневую часть хребта в виде крупной надвиговой (с юга на север) пластины восток–северо-восточного простирания. Это согласуется с материалами геологов Таджикско-Памирской экспедиции [36, 292] и наблюдениями в восточной части хребта [312], свидетельствующими скорее о надвиговом строении Заалайской зоны, чем о вертикально-блоковом [126]. Последнее, возможно, справедливо по отношению к палеозойскому блоку в бассейне р. Нуры, вероятно, представляющему западную оконечность Улугчатского массива, но этот блок расположен заведомо севернее эпицентральной зоны.

Вероятно, на востоке Заалайского хребта, как и в более западных частях, структура представляет собой серию чешуй-блоков, ограниченных разрывами, веером расходящимися вверх и к северу, более крупными из-за упора палеозойского блока в осевой части Алайской впадины; на глубине разрывы, скорее всего, соединяются (под гребнем Заалая), образуя широтный крупный Заалайский разлом в 15–20 км севернее Дарваз-Каракульского.

Следы подвижек позднечетвертичного и голоценового возраста по разрыву на южном ограничении палеозойского блока отсутствуют, судя по ровному, без деформаций протяжению по долине среднеплейстоценовой, на юге и голоценовой морен. Это не исключает возможных смещений по южному разлому вдоль широтного протяжения верховьев р. Нуры и межпластовых подвижек. По северному ограничению палеозойского блока в

долинах рек Кызылсу-восточной и Нуры в пределах Алайской долины нами обнаружены средне- и позднеплейстоценовые разрывы северо-восточного простирания и вытянутые на 7–8 км широтно сейсмотектонические дислокации голоценового возраста с признаками надвиговых к северу подвижек (14, 15 табл. 5; рис. 42, 49).

Иными словами, признаками активности в четвертичное время, в том числе в голоцене, на данном участке обладают структуры широтного и восток–северо-восточного простирания. Никакой связи очага землетрясения с поперечной Зулумарт-Кызылдагской (Памиро-Гималайской) зоной глубинных разломов с преобладанием сбросовой подвижки по ней во время землетрясения [26, 143], как, впрочем, и признаков самой зоны в рассматриваемом районе, мы не обнаружили.

Север–северо-восточное простирание длинной оси изосейст, как отмечено выше, не обосновывается ни имеющимся макросейсмическим материалом, ни формой облака афтершоков. Мы не находим также согласования этого варианта с механизмом очага, поскольку группа геологов сторонников выделения поперечного Памирского разлома [143] рассматривает его как зону глубинного правостороннего сдвига, а при землетрясении, в варианте близмеридионального простирания разрыва, получено левосдвиговое смещение [361, 379].

С учетом изложенных геологических материалов и наблюдавшихся поверхностных эффектов землетрясения 1974 г. нужно прийти к выводу о связи очага землетрясения с зоной Заалайского разлома широтного протяжения, по которому наиболее вероятны перемещения взбросо-надвигового типа в северных румбах. Если принять, что Заалайский надвиг, фронт которого выходит на поверхность в 2–3 км севернее гребня хребта, в широтном протяжении верховьев долины р. Нуры, с глубиной переходит в крутой взброс, то инструментальное определение эпицентра (в 2–4 км южнее гребня) проецируется на плоскость этого разрыва на глубине свыше 5–10 км. Напомним, что глубина очага по инструментальным данным составляет H = 18 (6–55) км [247] и H = 23 ± 3 км [379]. Таким образом, по нашим данным, геологическая позиция очага отвечает представлению о субширотном взбросо-надвиге к северу, что, как мы видели, соответствует палеосейсмологическим материалам и не исключается сейсмологическими данными.

По всей вероятности, подвижки в очаге были множественными. Часть сильных афтершоков северной части облака со взбросо-надвиговыми подвижками по плоскостям широтным или восток–северо-восточного простирания может быть связана с системой установленных разрывов позднечетвертичного и голоценового возраста. Правосторонние сдвиговые и сдвиго-сбросовые (взбросовые) подвижки в очаге в геологической структуре могут найти объяснение как отражение и развитие на северо-запад крупных сдвигов на восточном фронте Памира или как результат сколовых дислокаций в условиях преобладающего субмеридионального сжатия [249, 230, 386, 361].

ГЛАВА 8

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 1 НОЯБРЯ 1978 г. (АЛАЙСКОЕ)

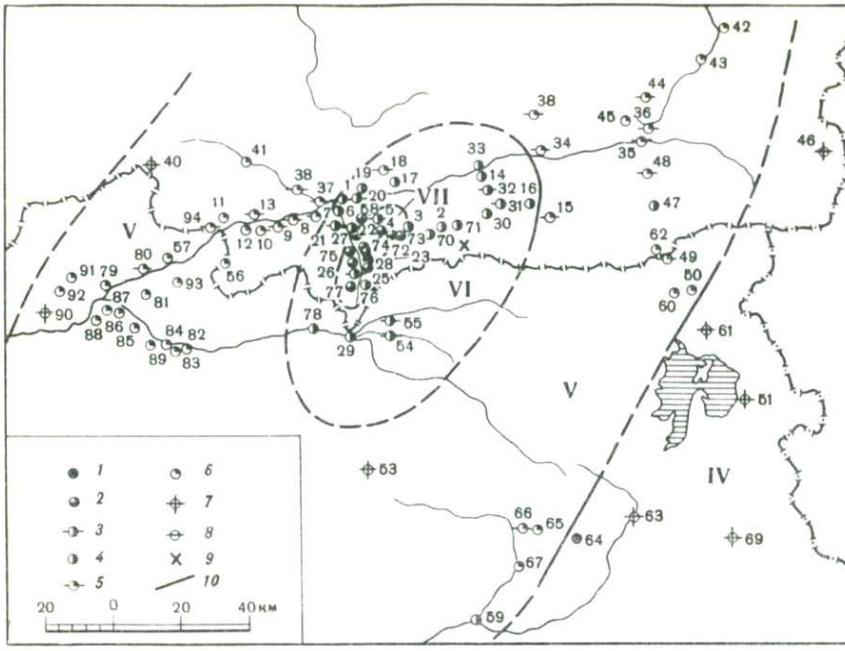
Рассматриваемое сильное землетрясение (M = 6,8 ± 0,1) произошло в относительно малонаселенной горной области и не принесло человеческих жертв. Тем не менее оно имеет высокий научный интерес благодаря тому, что предварялось прогнозными ожиданиями (см. гл. 9), произошло в области длительного сейсмического спокойствия, в сложных структурных условиях, сопровождалось массовыми поверхностными нарушениями, характеризовалось сложными подвижками в очаге. Как и для Маркансуйского землетрясения 1974 г., для Алайского землетрясения поле изосейст и сейсмотектоническая позиция очага реконструируются и интерпретируются по-разному [89, 90, 200, 243].

Часть материала по землетрясению нами уже опубликована [243]. Ниже более полно и последовательно даются общая характеристика главного толчка и афтершоков, результаты макросейсмического обследования, характеристика поверхностных деформаций сейсмодислокаций, их соотношение с рельефом, тектоническим строением и макросейсмическим полем и, наконец, делается попытка характеристики очага.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ЗЕМЛЕТРЯСЕНИИ

Землетрясение произошло в ночь с 1 на 2 ноября 1978 г (01 ч 48 мин 25 с местного времени), имело магнитуду 6,8, его эпицентр по инструментальным данным располагался в пункте с координатами 39,40° с.ш. и 72,60° в.д. [115]. По макросейсмическим данным эпицентр располагался в 25 км западнее [243]. Землетрясение ощущалось на огромной территории Средней Азии (рис. 50 см. вкл.) В южных и восточных румбах колебания уходили за пределы государственной границы, на запад дошли до Самарканда (4 балла) и Навои (3 балла), на севере слабо ощущались во Фрунзе и в Алма-Ате (2–3 балла). Пострадали поселки и кишлаки вдоль северного борта Алайской долины (Дараут-Курган, Кашкасу, Сарыкмогол) и животноводческие строения вдоль южного борта долины. Небольшие повреждения отмечены на участке Памирского тракта от пер. Чигирчик до пер. Кызыларт, а также в части построек г. Ош, где землетрясение ощущалось интенсивностью 5–6 баллов.

Главный толчок произошел внезапно, он не предварялся заметным усилением сейсмической активности в будущей эпицентральной зоне и ощутимыми форшоками. Форшоком можно считать толчок 20. IX 1978 г. в 10 ч 09 мин 53,6 с местного времени с M = 4,5, эпицентр которого располагался в 20–30 км к востоку от макросейсмического эпицентра основного землетрясения. Опрошенные нами жители, в том числе в пунктах на расстоянии 20–30 км от эпицентра сентябрьского толчка, не отметили его, хотя афтершоки с такой же магнитудой M = 4,4–4,7 отмечали и на тех же эпицентральных расстояниях, и в удалении до 70–80 км. Нигде в плейстосейстовой области местные жители и альпинисты не отмечали предшествующих толчков в течение лета и осени 1978 г. По инструментальным данным в [200] в отличие от [115] отмечены форшоки K = 9–12,8 в 10–15 км восточнее



Р и с. 51. Результаты макросейсмического обследования

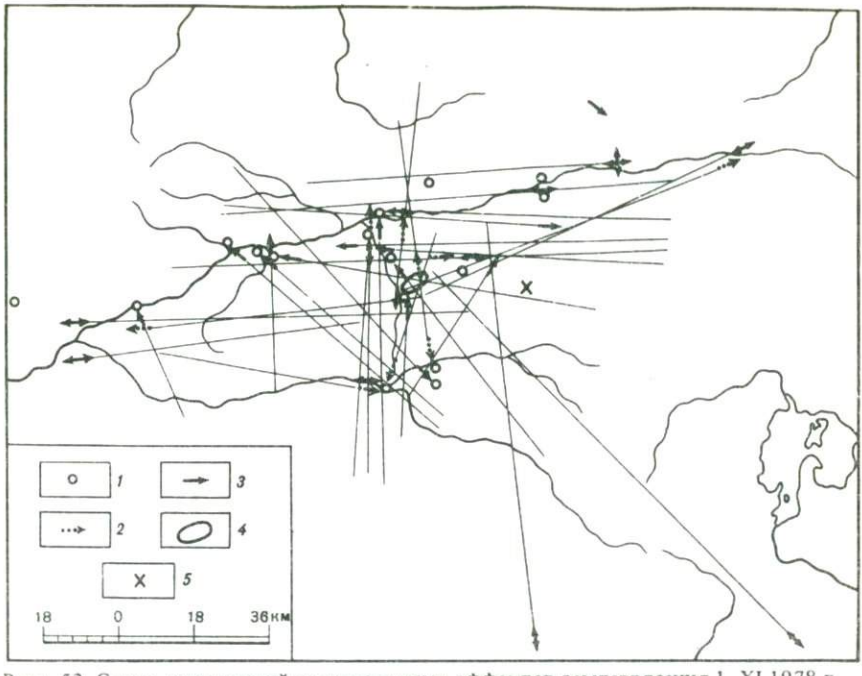
Пункты макросейсмического обследования, где наблюдалась интенсивность в баллах: *1* – 8; *2* – 7; *3* – 6–7; *4* – 6; *5* – 5–6; *6* – 5; *7* – 4–5; *8* – 4; *9* – эпицентр по инструментальным данным; *10* – изосейсты

инструментально определенного эпицентра (35–40 км восточнее макросейсмического эпицентра).

В серии толчков в ночь с 1 на 2 ноября первый толчок всеми отмечался как наиболее сильный. Только в ближайшем к эпицентру пункте (рис. 51, пункт *72*) жители ощущали сначала слабое встряхивание, а самым сильным назвали второй толчок. Вероятно, в эпицентре главному толчку предшествовали слабые толчки за короткое время. Толчки в этом пункте ощущались до утра.

В пос. Дараут-Кургане (рис. 51, *1*, Δ = 15–20 км) главный толчок предварялся гулом с юга, один из бодрствовавших жителей видел перед толчком зарево (окно было обращено на запад). Свечение на юге видел другой наблюдатель перед вторым толчком. Гул со стороны Заалайского хребта перед вторым толчком слышали и в других местах Алайской долины, например в Сынарджаре (*70*), Джекенды (*13*), устье р. Текелика (*41*), долине р. Сарыкмогола (*34* и *39*). Направления, откуда слышался гул перед первым толчком, показаны на рис. 52. Второй толчок вскоре после первого ощущали жители г. Ош на эпицентральном расстоянии около 120 км.

О сильном толчке примерно через 10 мин после первого говорили жители пос. Ляхша и ближайшего к нему с востока кшл. Мукур. В кшл. Шве, в 30 км западнее эпицентра, в ночь с 1 на 2 ноября насчитали 8 толчков, а днем 2-го – 6. В пос. Дараут-Кургане за ночь отметили 6 сильных толчков, включая главный. Западнее пос. Дараут-Кургана, в долине р. Кёксу у слия-



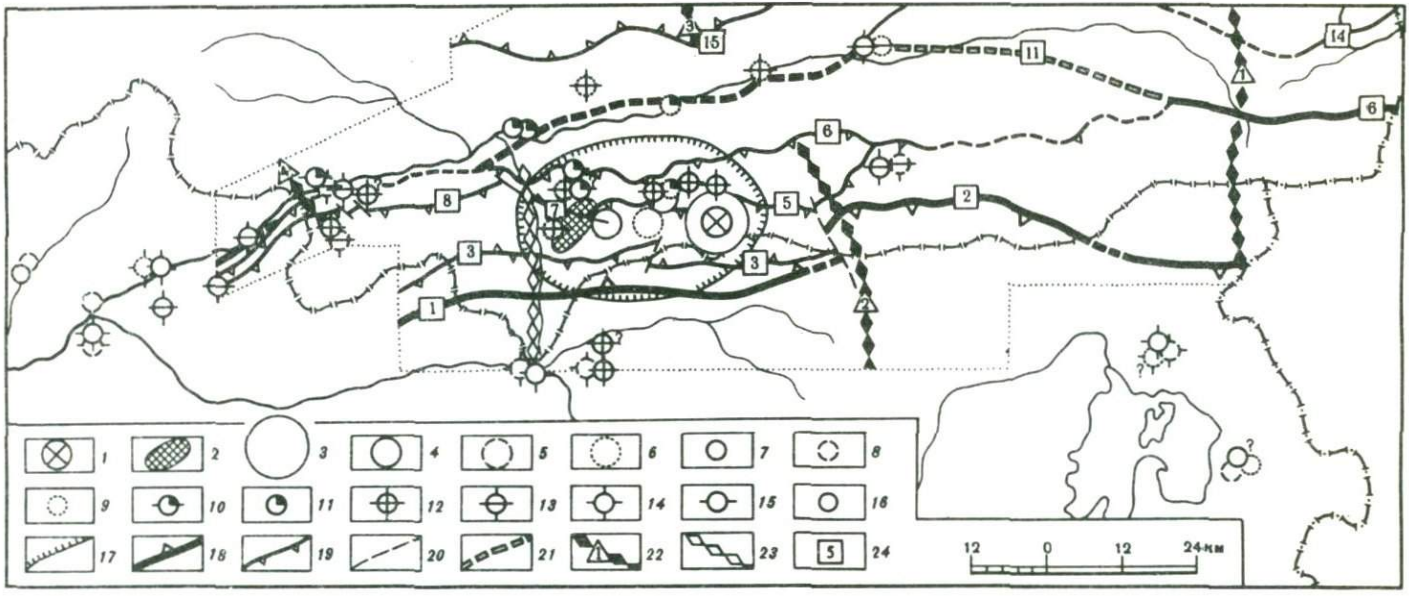
Р и с. 52. Схема направлений поверхностных эффектов землетрясения 1. XI 1978 г.
1 – пункты, где основной толчок ощущался вертикально; *2* – направления, откуда слышался гул при главном толчке; *3* – направления качания предметов; *4* – эпицентральная область; *5* – инструментальный эпицентр

ния с р. Текеликом (*41* Δ = 35 км), геологи ощущали три вертикальных толчка, первый из которых был самый сильный и продолжительный (свыше 30 с). В 12 км севернее пос. Сарыкмогола в пункте *39* (Δ = 60 км) другая группа геологов ощутила четыре толчка. Первый был самым сильным, продолжался около 30 с – сначала с колебаниями широкими, размашистыми, затем частыми и резкими, второй – значительно слабее первого, третий – сильнее второго, но опять-таки слабее первого, четвертый – совсем слабый. Все толчки ощущались в этом пункте как горизонтальные.

По нескольку (до 5) толчков ночью отметили в Алтынмазаре (Δ = 25 км), в кшл. Карамык (Δ = 40–45 км), в кшл. Ляхш (Δ = 70 км), кшл. Дарчачол (Δ = 80 км) и Сары-Таше (Δ = 85 км). По инструментальным данным первые афтершоки имели магнитуду M = 4,7 K = 11–13 [115].

АФТЕРШОКОВАЯ АКТИВНОСТЬ

Наиболее сильные афтершоки произошли позднее – 2 ноября, в 12 ч 24 мин местного времени с M = 5,5 и 17 ч 15 мин с M_{LH} = 5,3 и 8 ноября в 6 ч 57 мин с M_{LH} = 5,1. Все эти толчки замечены на значительных расстояниях. Самый сильный из них отмечен в г. Оше (Δ = 120–130 км к северо-востоку) и в Кударе (Δ = 120 км к юго-востоку), и в долине р. Питаукуля (Δ = 90 км к западу-юго-западу), и в низовьях р. Исфайрамсая (Δ = 80 к



Р и с. 53. Результаты макросейсмического обследования главных афтершоков землетрясений 1. XI 1978 г.

1 – инструментальный эпицентр; *2* – эпицентральная область по поверхностным нарушениям и макросейсмическим данным; основные афтершоки по инструментальным данным, их даты и время: *3* – 1. XI; *4* – 2. XI, 06.24.09,6; *5* – 2. XI, 11.15.34, 5; *6* – 8.XI; пункты, где определена балльность: *7* – второго афтершока, *8* – третьего афтершока, *9* – четвертого афтершока; интенсивность в баллах: *10* – 5–6; *11* – 5; *12* – 4–5; *13* – 4; *14* – 3–4; *15* – 3; *16* – 2–3; *17* – область эпицентров афтершоков с 10. XI по 1. XII 1978 г. Элементы тектоники. Новейшие разрывы: *18* – границы тектонических зон (указано направление падения поверхности сместителя), предполагаемые по геолого-геофизическим данным показаны пунктиром; *19* – границы теконических подзон (указано направление падения поверхности сместителя); *20* – прочие разрывы, предполагаемые; *21* – доновейшие границы тектонических зон, предполагаемые; *22* – поперечные поднятия: *1* – Сарыкольское, *2* – Зулумартское; *3* – Кызылункурское, *4* – хребта Академии наук; *23* – установленный поперечный прогиб; *24* – номера разрывов (соответствуют номерам рис. 2)

северу). В пунктах Ош, Ачиксу (Δ = 25 км) и Ачикташ (Δ = 55 км) этот афтершок сопровождался гулом.

Авторы попали в эпицентральную область после последнего из крупных афтершоков. Поэтому при макросейсмическом обследовании строений, как правило, не удалось отделить эффект воздействия афтершоков от эффектов главного толчка, и суждение об интенсивности повторных толчков основывается на ощущениях местных жителей и их поведении. Наиболее сильный афтершок с M = 5,5 в одном из пунктов отмечен силой 5–6 баллов, в других не превышал 4–5 баллов. Следующий крупный афтершок в тот же день отмечен с интенсивностью только 4–5 баллов, а афтершок 8 ноября в одном пункте оценивается как достигший 5 баллов. Пункты, где отмечены эти афтершоки, показаны на рис. 53.

Слабые толчки в ноябре ощущались в долине р. Алтындары в пункте *23*, но не ощущались в пос. Дараут-Кургане на расстоянии 15–20 км. В этот период афтершоки были сосредоточены на участке размером 20х40 км у северного подножия Заалайского хребта к востоку от долины р. Алтындары. В дальнейшем площадь облака афтершоков, возможно, расширилась. В долине р. Ачикташа, при ее выходе из гор, землетрясение интенсивностью до 5 баллов ощущалось 25 декабря 1978 г. В Алтынмазаре (*29*, Δ = 25 км) сотрясение ощущались до февраля 1979 г. По словам сотрудников метеостанции, каждый раз гул слышался снизу по долине р. Муксу, т.е. с запада, где раздавались как бы взрывы, напоминающие разрывы снарядов.

Отдельные толчки продолжались и летом 1979 г. во время наших полевых работ. 16 июля около 9 ч утра и 22 июля слабые толчки ощущались в пос. Ачиксу (*2*). В июле и августе слабые толчки отмечены местными жителями в Алтынмазаре и в долине р. Алтындары южнее Мазар-Измаила (3 или 4 июля). Между 8 и 12, затем 26 (± 1 день) и 30 августа были вертикальные толчки в пункте *72* в эпицентральной зоне. Последний из названных толчков чувствовался в 11 км к западу–юго-западу, но не чувствовался в 18 км к юго-западу. Отмеченные толчки концентрируются вблизи эпицентральной зоны главного толчка.

Таким образом, наибольшая сейсмическая активность проявилась в первые сутки, затем убывала, но в общем ощутимая активность участка сохранялась не менее 10 месяцев.

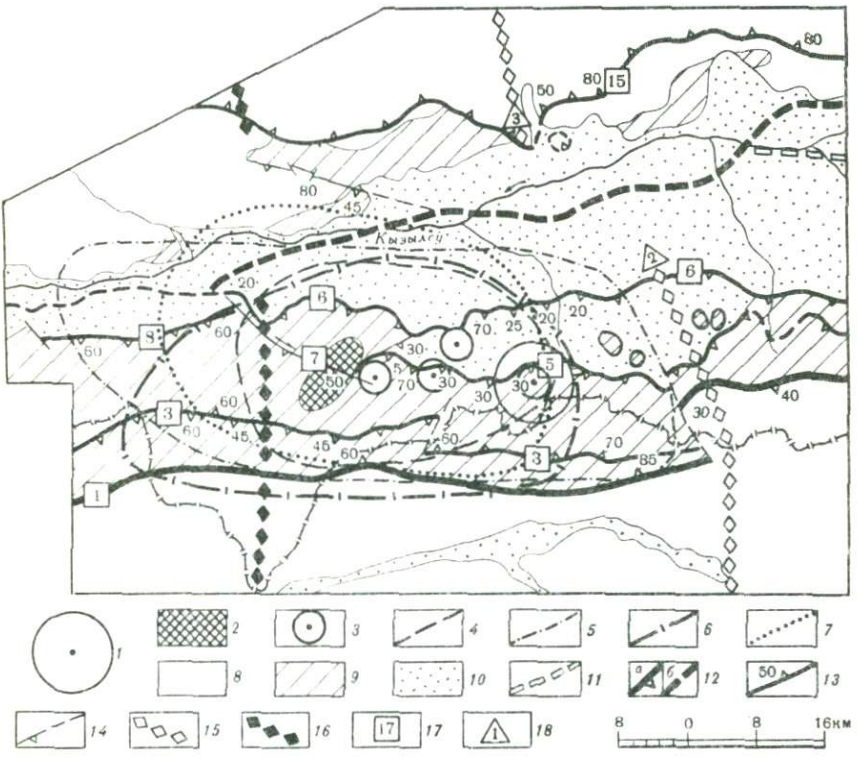
Сильный отдаленный афтершок произошел 3 марта 1981 г. с M_{LH} = 5,5. Разосланные нами опросные листы показали, что толчок ощущался с наибольшей интенсивностью 5–6 баллов в пос. Ачиксу в предгорьях Заалайского хребта. Здесь были три толчка в течение 30 с с боковыми колебаниями и гулом с юго-запада, с горах падали камни и снежные обвалы. Примерно с той же интенсивностью это землетрясение отмечено в пос. Кызылэшме и с меньшей – в пос. Кашкасуу (4–5 баллов) и Дараут-Кургане (4 балла). В Джиргатале и в Фергане *ощущались 3-балльные сотрясения*.

По инструментальным данным в согласии с приведенными макросейсмическими эпицентр афтершока располагается несколькими километрами восточнее инструментально определенного эпицентра главного толчка, в 30 км восточнее макросейсмического эпицентра главного толчка.

В первые дни после главного толчка афтершоки были сосредоточены вблизи эпицентра главного события со смещением максимума облака

к востоку на 15 км от эпицентра, определенного авторами, и находились между этим эпицентром и эпицентром, определенным инструментально [115]. Вся область облака афтершоков невелика и составляет 35–20 км, вытянута с востока на запад. Значительно количество толчков $K \geqslant 11$ (рис. 54, 55).

В течение второй недели и до конца месяца область афтершоков растягивалась к западу и востоку, причем характерно, что к западу от эпицентра афтершоки маркируют зону Арамкунгейского взбросо-сдвига, простирающегося в запад–северо-западном направлении к устью р. Кёксу. Появляются толчки к востоку в Заалайском хребте, но их еще мало; наблюдается вспышка активности в восточной части Заалайского хребта к северу от эпицентра Маркансуйского землетрясения 1974 г. Количество афтершоков в эпицентральной области значительно меньше, почти исчезают толчки $K \geqslant 11$.



Р и с. 54. Афтершоковая активность при землетрясении 1. XI 1978 г.

1 – эпицентр главного толчка, определенный инструментально; *2* – эпицентральная область по макросейсмическим данным; *3* – эпицентры основных афтершоков; область распространения афтершоков: *4* – с 1 по 8. XI 1978 г; *5* – с 8.XI по 30. XI 1978 г; *6* – с 1. XII 1978 по 1. III 1979г; *7* – с 1. III по 31. XII 1979; *8* – палеозойские образования; отложения: *9* – мезозойские, *10* – кайнозойские; *11* – доновейшие дизъюнктивные границы зон; *12* – границы тектонических зон: *а* – достоверные, *б* – предполагаемые по геофизическим данным; *13* – границы тектонических подзон, надвиги и взбросы; *14* – прочие разрывы; *15* – оси поперечных поднятий; *16* – ось поперечного прогиба; *17* – номера разрывов, соответствуют номерам рис. 2; *18* – номера поперечных поднятий, соответствуют номерам рис. 2

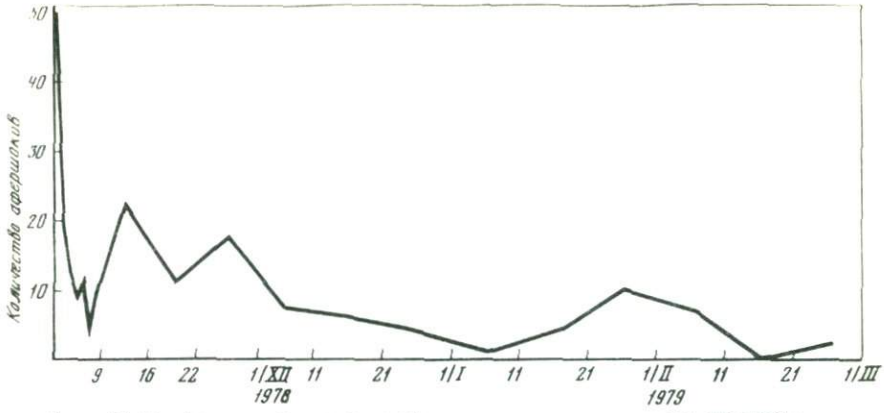


Рис. 55. График изменения числа афтершоков землетрясений 1. XI 1978 г.

В декабре количество афтершоков продолжает уменьшаться, хотя еще заметно преобладание слабых толчков в эпицентральной области по сравнению с соседними участками хребта. В это время территория вблизи эпицентральной области, на которой проявляется афтершоковая активность, значительно больше первоначальной – 50x25 км.

В январе 1979 г., т.е. в течение третьего месяца после главного толчка, по слабым толчкам все еще заметно выделение эпицентральной области основного события, но уже в феврале и особенно в марте слабые землетрясения распределяются почти равномерно вдоль всей Заалайской зоны. С марта 1979 г. пустое пространство между эпицентральными зонами землетрясений 1974 и 1978 гг. начинает заполняться эпицентрами слабых толчков.

Таким образом, заметная на общем фоне афтершоковая активность после землетрясения 1 ноября 1978 г. в его эпицентральной области отмечена в течение 3 месяцев после основного толчка, в феврале 1979 г. аномалия в этом районе почти исчезает, хотя общая активность на этом участке Заалайского хребта продолжает быть повышенной относительно предыдущих лет.

Было выполнено специальное исследование последовательности афтершоков раздельно по классам энергии и времени [200]. Облако афтершоков определено как широтно вытянутый эллипс, длинная ось которого составляет для событий разных классов: 84 км ($K = 9$), 63 км ($K = 10$), 56 км ($K \doteq 11$) и 42 км ($K \geqslant 12$). Установлено увеличение площади эллипса во времени, главным образом за счет распространения эпицентров афтершоков к западу, при сохранении простирания оси наибольшей плотности эпицентров. Суммарная энергия всех афтершоков за 2 года составляет всего 2,6% от энергии основного толчка, причем на долю сильнейших афтершоков 2 и 8 ноября 1978 г. приходится 2,4%. Поэтому положение эпицентров именно этих афтершоков важно для реконструкции очага, тем более что длина оси эллипса сильнейших афтершоков почти совпадает со средним размером очага для землетрясений такой энергии, как энергия главного толчка.

Независимо обработанные нами и Р.С.Михайловой [200] данные по афтершокам согласно показывают (см. рис. 54) широтную вытянутость длинной оси облака афтершоков. Макросейсмический эпицентр располагается почти в центре эллипса афтершоков. Длинная ось эллипса, как и сильнейшие афтершоки 2 и 8 ноября 1978 г. и 3 марта 1981 г., даже если их эпицентры в действительности располагаются западнее, приходятся на фронтальную часть Коккиикского надвига, но не на зону Дарваз-Каракульского разлома [200].

РЕЗУЛЬТАТЫ МАКРОСЕЙСМИЧЕСКОГО ОБСЛЕДОВАНИЯ

В результате полевого макросейсмического обследования в ноябре 1978 г. группой авторов (Никонов А.А., Исмаилахунов К.Х., Веселов И.А. и Аманкулов ТК) была составлена предварительная карта изосейст в пределах Алайской долины и Заалайского хребта. Она основывалась на обследовании всего около 30 пунктов и опросных сведениях еще из 10 пунктов в Алайской долине. На этой предварительной карте были проведены изосейсты 6 и 7 баллов, 8-балльная зона не показана. Размеры 7-балльной изосейсты по осям достигали 100х35 км, а 6-балльной – свыше 150х70 км. Изосейсты вытягивались в широтном направлении вдоль Заалайского хребта, в осевой части которого предварительно и помещался инструментально определенный эпицентр.

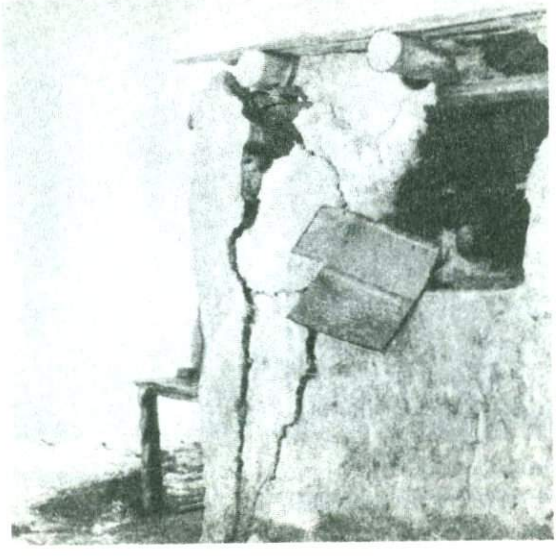
После полевых работ 1979 и 1980 гг. мы располагаем данными о балльности более чем в 120 пунктах (см. Приложение, табл. 8; рис. 51), 90 из которых обследованы непосредственно. В наиболее пострадавшей зоне постоянные населенные пункты отсутствуют, в 4 пунктах здесь во время землетрясения жили пастухи и сторожа (Ишан-Ата, *5;* Сайтака, *72*; Суркунгей, *23*; Кызылкунгей, *28*), которые были подробно расспрошены и жилища которых обследованы. Эти и другие пункты обследования в эпицентральной зоне представляли собой дома, сараи и загоны для скота, большей частью глинобитные, каркасные, реже кирпичные, бетонные сараи для зимовки скота, мусульманские кладбища с надмогильными глинобитными постройками-мазарами (рис. 56–61).

В ближайшей к эпицентру области были обследованы все населенные пункты и все отдельные строения. Бóльшая часть населенных пунктов сосредоточена в Алайской долине, по ее северному обрамлению. К югу от эпицентральной зоны имеется только один населенный пункт Алтынмазар, тщательно обследованный в 1979 г. Подробно расспрашивались охотники, бывшие во время землетрясения к югу от Заалайского хребта в долинах рек Сауксая и Каинды (опрос проведен с помощью К.Х.Исмаилахунова и Т.К.Аманкулова).

Основные пункты по Памирскому тракту, в долинах рек Кокуйбеля, Мургаба, Кудари обследованы, использованы также данные опроса шоферов, находившихся на трассе. Наконец, использованы сведения, поступившие по специальному запросу с метеостанций Каракуль, Ирхт, Мургаб, Ледник Федченко, Ледник Абрамова.

Оценка балльности производилась по шкале MSK-64 с использованием двух групп данных – повреждения построек в зависимости от их типа и реакции и поведения людей. При зимнем обследовании каждый из четырех

Р и с. 56. Разрушение построек в эпицентральной зоне землетрясения 1. XI 1978 г., № 28 – здесь и далее номера рис. 51 (пункт Кызылкунгей, 8 б)

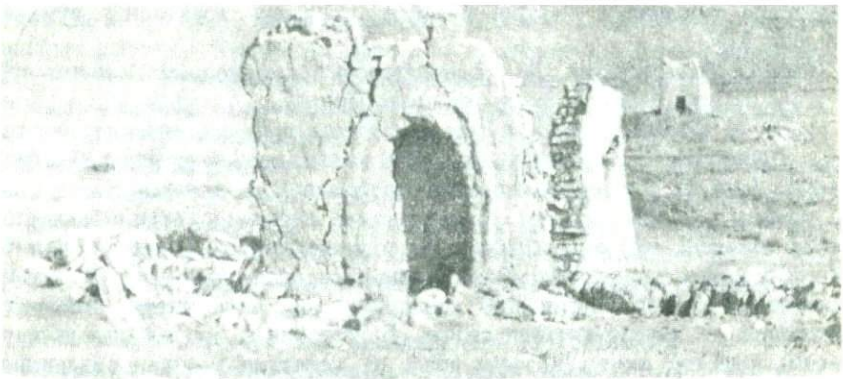


Р и с. 57. Характер повреждений в каркасном глинобитном строении, № 23 (пункт Суркунгей, 7 б)

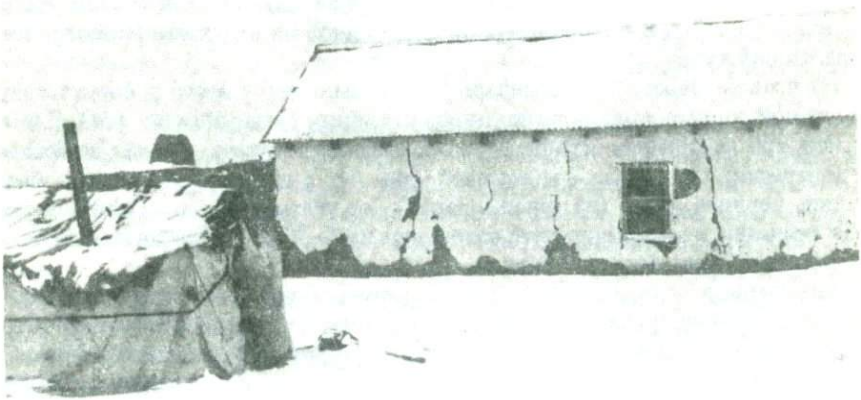
Р и с. 58. Повреждения глинобитного надмогильного сооружения, № 116 (Алайская долина, правый берег р. Ачиксу при выходе из предгорий, 7 б)

Р и с. 59. Разрушения глинобитной кладки на бетонном основании, № 31 (Алайская долина, в 25 км к югу от пос. Кашкасуу, 6–7 б)

вышепоименованных сотрудников оценивал балльность обследуемого пункта независимо от других, после чего выводилось среднее значение балльности для данного пункта или по согласованию принималось более обоснованное фактическими наблюдениями. Таким образом установлена интенсивность сотрясений 34 пунктов в Алайской долине и в долине р. Ал-



Р и с. 60. Разрушение могильника в урочище Бахмыр, № 59 (долина р. Алтындары, 6–7 б)



Р и с. 61. Трещины в домах пос. Кашкасуу, № 33 (6 б)

тындары. Балльность в остальных пунктах (см. Приложение, табл. 8) определена по наблюдениям только первого автора.

При оценке балльности не учитывалась третья группа признаков шкалы MSK-64 – нарушения рельефа и другие поверхностные проявления. Это сделано сознательно, так как, по нашему мнению, эта группа призна-

ков для Средней Азии пока не дает возможности надежно определять балльность. Наблюдения за поверхностными деформациями использованы для независимого анализа интенсивности сотрясений и сопоставления с картой изосейст, составленной только по первым двум группам данных.

Результаты обследования отражены в табл. 9. Ниже даются описания повреждения строений и реакций людей в отдельных характерных пунктах (см. рис. 51).

Зимовье Кызылкунгей (*28*) располагалось примерно в 20 км к юго-юго-востоку от пос. Дараут-Кургана, на правобережье р. Алтындары в 1 км от ее русла, на моренной гряде и террасе правого притока. Здесь стояли три дома, глинобитных с деревянным каркасом и глиняной крышей, без фундамента (тип А). Все три дома полностью развалились, причем стены и крыши упали к югу (см. рис. 56). Семья пастуха в одном из домов была полностью завалена, сам он выброшен (?) толчком наружу и ночью сумел откопать близких из-под обломков. Рядом находился сарай глинобитный на деревянном каркасе, вытянутый меридионально. Глинобитные стены его вывалились, а каркас остался стоять. Близлежащая глинобитная кошара (загон) высотой около 1,5 м и навес на железных стойках обвалились частично.

На низкой террасе на правом берегу р. Кызылкунгея загоны, сложенные из бутового камня и валунов без крепления и цемента, обвалились сверху (0,5 м) местами (преимущественно широтно направленные стенки). Здесь же находится бетонированная яма, вытянутая меридионально на 10 м, глубиной 1,5 м, шириной 0,7 м (тип В). Она получила повреждения в виде единичных направленных вертикально или к северу под углом 60° миллиметровых трещин. По разрушению и повреждению построек сила удара оценивается здесь в 8 баллов. На обследованной площади это наиболее пострадавший пункт.

На правом берегу р. Алтындары, от Кызылкунгея всего в 2 км, к югу на ровной террасе расположено старое кладбище **Мазар-Измаил** (*24*). Здесь стояли три могильные ограды из необожженого кирпича, каждая по 3х2 м в поперечнике и до 1,5–2 м высотой (тип А). У двух из трех могил обвалились верхние части (на север и запад), по углам появились сантиметровые трещины и местами стенки разошлись на 3–10 см. Здесь интенсивность сотрясения оценивается в 7 баллов.

Алтынмазар – это комплекс зданий метеостанции и маленького кишлака, расположенных на обширной ровной террасе правобережья р. Муксу (*29*). Основной дом метеостанции из сырцового кирпича на цементном фундаменте (тип А) не несет повреждений, кроме слабых трещин по углам и отслаивания мелких кусков штукатурки внутри, небольших трещин под окном и на западной стене снаружи. В соседнем жилом здании из бутового камня на цементе видны тонкие трещины по углам. В обоих домах трубы целы. В соседнем кишлаке имелось 7 каркасных глинобитных домов. 2 из них пострадали серьезно, в них появились крупные трещины по углам и в стенах, вывалился кусок стены над дверью, на западной стороне крыша осела и обвалилась, в остальных домах и кошарах появились трещины, в том числе крупные, в основном по углам. Жители проснулись от гула, выскакивали или выходили из домов, кое-где падала посуда. 6–7 баллов.

Ввиду единичности пунктов к югу от эпицентра приведем сведения, полученные от охотников, находившихся в долинах р. Каинды и р. Сауксая. **В долине р. Каинды** (*54*), приблизительно в 30 км от Алтынмазара, лагерь охотников располагался на покатости левого берега в 2 км от русла. Здесь было 5 человек, один из которых не спал. По его словам, он слышал сильный шум со стороны Алтынмазара в течение 1–1,5 мин, затем последовал толчок вертикальный, но людей не подбросило, последующие толчки были не очень сильными, горизонтальными. С гор сыпались камни, в том числе крупные и со льдом. Спавшие проснулись от гула.

Охотники **в долине Сауксая** располагались на левом берегу на выровненной площадке примерно в 200–300 м от реки на расстоянии около 20 км от Алтынмазара (*55*). Они не спали и услышали сильный гул с севера. Через несколько секунд земля под ними наклонилась на юг, после чего последовали вертикальные толчки. От земли сидящих не подбросило и не свалило набок, а только качало.

В обоих пунктах сотрясение оценивается в 6–7 баллов.

Зимовье в Сайтаке, у северных предгорий Заалайского хребта (*72*), – одно из самых пострадавших. Здесь имелись три глинобитных на деревянных каркасах, скрепленных железными скобами, дома, потолки деревянные, крыши шиферные (тип А). Длинной стороной дома ориентированы к северо-востоку 30°. Северо-восточная сторона крайнего к северу дома и чердак сильно повреждены, на северо-восточном углу другого дома появилась крупная трещина, балки перекрытия отошли от стен, часть печки обвалилась, под потолком возникли крупные трещины и вывалы кусков стен. Крыша сарая, покоившаяся на тонких балках, частью обвалилась, восточная сторона сарая вывалилась. Семья пастуха при землетрясении выскочила из дома, в доме с полки упала посуда и труба железной печки. 7 баллов.

В пункте *74* дом из сырцового кирпича на каменном фундаменте с деревянным каркасом получил крупные трещины по углам, части зданий на стыках разошлись, выпали две стены на соединении с сараями, и в этом месте обвалилась крыша. У сарая отошла стена от крыши, северо-западный угол вывалился. Обвалилась верхняя часть глинобитного дувала. 7 баллов.

Дом пастуха около могилы Ишан-Ата (*5*) каменный на глиняном растворе (тип А) получил серьезные повреждения, печка разрушилась, на крыше ломался шифер. Рядом стоявшие кухня и мельница рассыпались. Пастух был в доме один, проснулся от падения штукатурки на лицо, услышал гул, ощутил качание дома и выскочил на улицу. 6–7 баллов.

В 11–12 км к юго-юго-востоку от пос. Кашкасуу располагаются постройки ветеринарного пункта на обширной пролювиальной равнине и пологих моренных холмах (*31*). Бетонный дом (тип В) на бетонном фундаменте получил миллиметровые трещины около окон и над дверями, местами отпала штукатурка вокруг стояков и дверных косяков, единичные волосные трещины появились в фундаменте и стенах. Рядом загон (кошара), внизу (0,7 м) бетонная, выше глинобитная. Глинобитная часть местами (на восточной стенке) обвалилась, в бетонной части появились миллиметровые трещины (см. рис. 59). В другой стене высотой 2 м, целиком бетонной, видны несколько трещин, внизу нитевидных, вверху до 0,5 см.

Кошара-навес, деревянно-каркасная с глиняным заполнителем с высотой стен 1,5–2 м (тип Б), получила трещины до 1–2 см, а у стояков – до 3–4 см, стояки отошли от стен, особенно вверху, так что каркас отклонился от вертикального положения к востоку на 5°. 6–7 баллов.

Пункт *71* располагается на ровной слабо наклоненной поверхности конуса выноса, сложенной галечником и мелкообломочным материалом. В бетонном сарае (тип В) свежих трещин не обнаружено. Дом из жженого кирпича на каменно-бетонном фундаменте с цементной штукатуркой сверху (тип Б) имеет отдельные миллиметровые трещины в штукатурке и, возможно, в стенах. Кое-где трещины под окнами. Пристройка (в один слой кирпича) отошла от основного здания, получила трещины под окнами, штукатурка местами, особенно около окон, нарушена небольшими участками. 6 баллов.

В пос. Ачиксу (свх. Кызылсу) (*2*), который стоит на галечной, сверху покрытой суглинком, террасе, все дома глинобитные, новые. В некоторых домах появились небольшие трещины. В глинобитном здании школы на углах трещины 0,3–1 см шириной, местами отслоилась или выпала штукатурка. Северная пристройка отошла от основного здания. Один дом, стоявший в 25–30 м от обрыва над молодым надвигом, разрушен. У него отвалился угол, вывалилась часть стены и обвалилась часть крыши. Жители поселка все проснулись, но из домов выбежали не все, с полок падали вещи и посуда. 6 баллов.

В пос. Дараут-Кургане (*1*), стоящем на высокой речной террасе под подошвой склона Алайского хребта, в глинобитных домах и кибитках местами появлялись трещины, нередко миллиметровые, единично сантиметровые, местами – трещины в фундаментах. Один глинобитный дом, стоявший у обрыва галечной террасы, развалился. В здании почты из жженого кирпича на глиняном растворе (тип Б) видны трещины под потолком и в верхней части стены, а также в фундаменте. В нескольких домах треснули и частично обвалились трубы. Жители проснулись и выскакивали из домов, лишь некоторые не проснулись. Стены домов качались, некоторые предметы подпрыгивали, падала посуда, картины, отмечены случаи сдвигания легкой мебели. 6 баллов.

Некоторые сведения получены по свежим следам **в г. Оше**. Жители ощутили сначала слабое землетрясение, а затем сильный толчок; толчок разбудил спящих, многие выскакивали из домов. На 4-м этаже панельного дома все проснулись, люстра сильно качалась, на 3-м этаже кирпичного дома под потолком образовались горизонтальные трещины, из шкафа падала посуда, на 2-м этаже кирпичного дома слышался треск, в ванне возникла трещина. На южной окраине города, в поселке геологов в одноэтажных домах разной постройки в 15 квартирах замечены трещины в стенах, местами до 3–5 см шириной, так что отошли наружные стены. В здании управления, двухэтажном, кирпичном с сейсмостойким поясом, на 2-м этаже между потолком и южной стеной появились видимые трещины с мелким отслоением штукатурки. В саманной кибитке северная стена отошла на 1,5 см. 5–6 баллов.

В кшл. Кудара на Памире (52) жители проснулись с испугом, дома качались и скрипели, в единичных случаях падала посуда. В каменных и глинобитных домах (тип А) никаких повреждений не возникло. 5 баллов.

В пос. **Ляхше**, у слияния рек Кызылсу и Муксу (*81*), в некоторых старых домах осыпалась штукатурка и появились небольшие трещины. Гул слышался со стороны Алайской долины, колебания горизонтальные, большинство людей проснулись, в домах посуда не падала, лампочки качались. 5 баллов.

Вся обследованная область располагается в горах, где преобладают щебнистые, галечные и мелкообломочные отложения на поверхности, покров мелкозема или лессовидных грунтов не превышает там, где он вообще имеется, первых метров. Землетрясение произошло в такое время года, когда в данной местности устойчивы отрицательные температуры воздуха и почвы. К тому же предшествующие лето и осень были сверх обычного теплыми и сухими. Поэтому грунтовые воды стояли низко и не оказали заметного влияния на интенсивность сотрясений в разных пунктах. Все обследованные пункты находились на ровных, горизонтальных или слабонаклонных поверхностях в долинах разного порядка, за исключением нескольких пунктов на перевалах (*46, 49*) и в высокогорье (*40, 53*).

Все это позволяет считать, что подавляющее большинство обследованных пунктов находятся в сходных грунтово-геологических и геоморфологических условиях, и принять их средними для данного региона. Именно с этим можно связывать отсутствие резких изменений балльности от пункта к пункту или несоответствий. Вместе с тем можно обратить внимание на то, что два пункта в высокогорье вблизи крупных ледниковых массивов (*40* – ледник Абрамова в Алайском хребте и *53* – ледник Федченко в хр. Академии наук) показывают пониженные по сравнению с близлежащими пунктами значения балльности, а некоторые другие вблизи разломов (*44* и *80*), наоборот, повышенные. В первом случае объяснение можно видеть в значительном поглощении колебаний ледниковыми массивами, а во втором – в их усилении в зонах интенсивного дробления пород – Гульчинской и Гиссаро-Кокшаальской. Локальное усиление колебаний на 0,5 балла особенно явно вдоль зоны Гиссаро-Кокшаальского разлома.

Несмотря на увеличение числа обследованных пунктов с 30–40 в 1978 г. до 90–116 в 1980 г., их количество недостаточно для уверенного проведения изосейст высоких баллов. Совсем не обеспечены южные от эпицентра румбы, северный фланг севернее Алайской долины (см. рис. 51).

Сотрясение в 8 (более 7) баллов установлено только в одном пункте, поэтому проведение 8-балльной изосейсты гипотетично и основано на данных по сейсмотектонике и сейсмодислокациям. Простирание изосейст 7 и 6 баллов обосновано на отдельных участках (сплошные линии). На макросейсмических материалах преимущественное распространение колебаний к северо-востоку, кроме простирания участков изосейст высоких баллов, доказывается тем, что сотрясения 5–6 баллов отмечены на расстоянии 130–150 км к северо-востоку (города Ош и Андижан), но только на 40–50 км к западу и 80–90 км к востоку и юго-востоку. Известные авторам макросейсмические данные по удаленным пунктам не противоречат преимущественной вытянутости изосейст к северо-востоку (см. рис. 50).

Собранные нами сведения об интенсивности и распространении колебаний при главных афтершоках, хотя они и не многочисленны и не везде

достаточно надежны (см. рис. 53), не противоречат картине преимущественного распространения колебаний к северо-востоку. Так, дневной толчок 2. XI к западу и востоку ощущался на расстоянии до 90–100 км, а к югу (кшл. Кудара) – свыше 120 км от пункта максимальной из отмеченных интенсивности. Вечерний толчок того же числа к северо-востоку ощущался на расстоянии 130 км (в г. Оше), а к западу-юго-западу – не далее 80 км и к востоку–юго-востоку – 100–110 км; утренний толчок 8. XI заметили в г. Оше (130 км), но не заметили на восточном берегу оз. Каракуль и западнее пос. Ляхша (90–100 км).

Формально по макросейсмическим данным возможно проведение изосейст высоких баллов так, чтобы длинная ось вытягивалась в субширотном направлении, что и произошло в предварительном варианте. Но в этом случае картина оказывается менее закономерной, и при этом отсутствует согласование с поверхностными нарушениями.

ХАРАКТЕРИСТИКА ПОВЕРХНОСТНЫХ НАРУШЕНИЙ

В результате землетрясения возникли многочисленные и разнообразные поверхностные нарушения – сейсмодислокации. Они представлены трещинами в коренных и рыхлых породах, обвалами коренных и рыхлых пород, оползнями, отрывами и срывами грунтов и поверхностных отложений, камнепадами и осыпями, трещинами в ледниках, ледопадами, снежными и снего-каменными лавинами (осыпями). Нарушения проявились, хотя и в разной степени, на значительной площади (рис. 62), но в основном концентрируются на северном склоне Заалайского хребта между долинами рек Алтындары и Коккиика на участке площадью примерно 200–250 км^2.

Значительному развитию поверхностных нарушений способствовали такие факторы, как чрезвычайно крутосклонный (30–50–80°) рельеф на большой площади, широкое развитие в предгорьях и низкогорьях покрова рыхлых отложений и интенсивная, особенно местами, раздробленность пород. Приуроченность подавляющей массы поверхностных нарушений к горному рельефу легко устанавливается при сравнении карты распространения сейсмодислокаций с гипсометрией. В пределах 7- и 6-балльной зон дислокации исчезают или резко сокращаются в числе сразу за границей низкогорного рельефа. Они совершенно не развиты в широкой полосе предгорной аллювиально-пролювиальной равнины с моренными холмами (на левобережье р. Кызылсу), за исключением нескольких обвалов галечных бортов террас вдоль русла реки. В то же время широкое развитие снего-каменных лавин было замечено вдоль гребня Заалайского хребта на участке в несколько раз большей длины, чем область наибольших сотрясений, оцениваемая по макросейсмическим данным в долинах. Многочисленным нарушениям снежного покрова благоприятствовало появление к ноябрю свежего снежного покрова в горах.

Гидродинамические явления в грунтах нами не обнаружены, по-видимому, они отсутствовали ввиду весьма сухого и теплого летне-осеннего сезона и пониженного даже против обычного в осенне-зимний сезон уровня стояния грунтовых вод.

Ниже кратко рассмотрены характерные примеры сейсмодислокаций, начиная с наиболее существенных и ближайших к эпицентральной зоне,

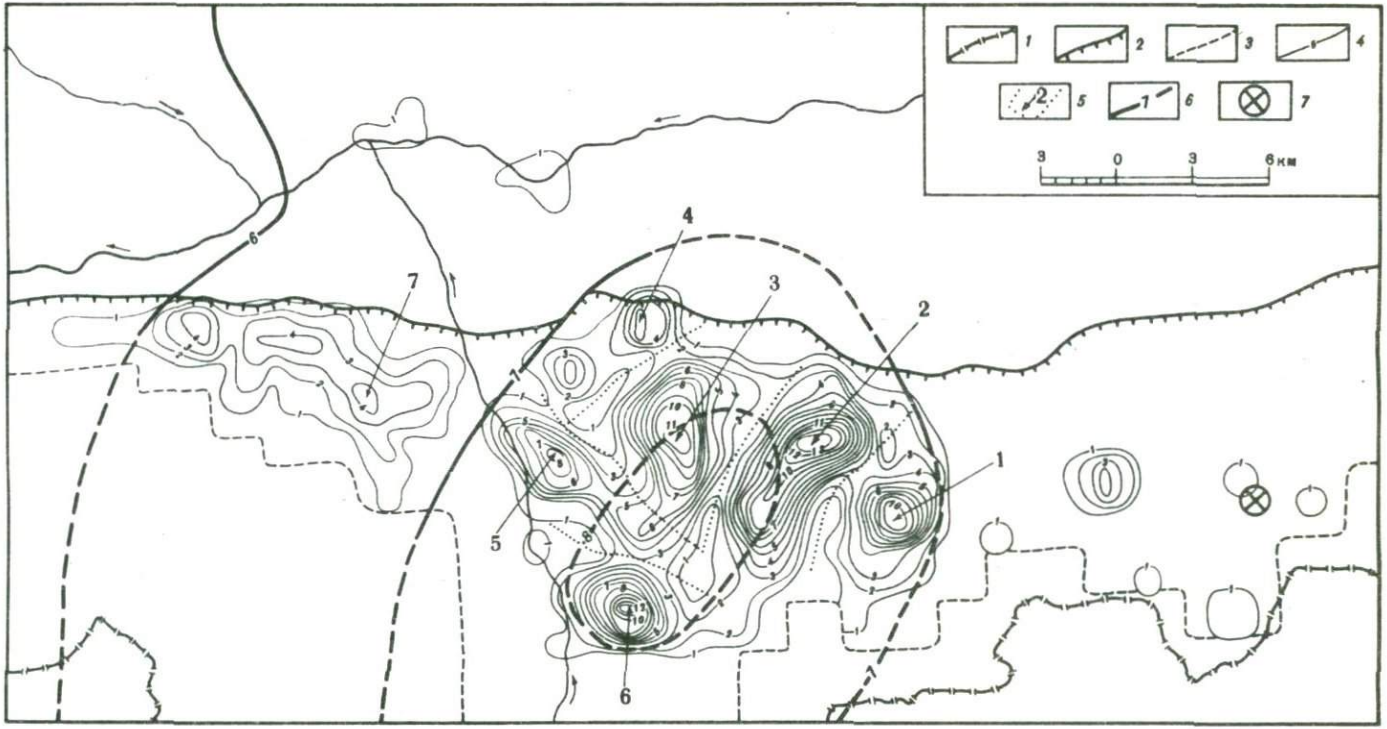
а затем проведен анализ их площадного распространения и ориентировки в связи с гидросетью, тектоническими структурами и интенсивностью сотрясений.

Необходимо оговориться, что афтершоки с $M = 5{,}1–5{,}5$ при неглубоких очагах вполне могли породить, а особенно увеличить в размерах некоторые дислокации. По рассказам местных жителей нам известно, что в ряде пунктов в хребтах Заалайском и Академии наук при повторных толчках возникали камнепады, осыпи, снеговые и снего-каменные лавины. Поскольку других наблюдений в период между основным толчком и летом 1979 г. не было произведено, мы вынуждены принимать, что все основные дислокации возникли и получили отмеченные летом 1979 г. размеры в связи с главным толчком. Составленная крупномасштабная карта сейсмодислокаций по техническим причинам не приводится, ее синтез см. на рис. 62.

Наибольшая концентрация (густота) и наиболее крупные сейсмодислокации находятся в среднем и верхнем течении р. Сайтаки, примерно в 20–25 км к юго-востоку от пос. Дараут-Кургана. Из-за относительно мелкого масштаба использованной карты отразить концентрацию нарушений на этом участке в полной мере не удалось.

Вдоль правого борта р. Сайтаки тянется четко выраженная полоса свежих нарушений северо-восточного простирания 50–60°. Полоса нарушений совпадает с выходом на поверхность плоскости Коккиикского надвига со следами подвижек среднеплейстоценового возраста. В этой полосе на протяжении около 4,5 км видны трещины, срывы, крупный камнепад. Нарушения заведомо возникли при землетрясении 1978 г., что подтверждено местными жителями. Большая часть трещин относится к трещинам отрыва, они протягиваются на десятки метров каждая, развиты кулисообразно на склонах, сложенных алевролитами палеогена и толщей суглинков позднеплейстоценового возраста, но также и на моренных склонах. Совпадая с основным направлением долины и фронта надвига на данном участке, они местами простираются наискосок к второстепенным склонам и моренным формам рельефа.

Основная трещина располагается в гипсах на правом борту р. Сайтаки *выше по течению от крупного левого притока. Внизу обнажаются сильно* передробленные малиново-бурые песчаники и алевролиты нижнего мела, а над ними – пестрые алевролиты и гипсы, по-видимому, палеогенового или верхнемелового возраста. Трещина проходит наискосок по склону долины на протяжении около 150 м, спускаясь вверх по течению речки к ее руслу. В юго-западной обнаженной крутой (40–50°) части склона на протяжении 30 м трещина расширяется до 0,5–1,0 м. По-видимому, она отражает послойное смещение пород в висячем крыле надвига так, что юго-восточный ее борт приподнят на 10–30 см над северо-западным. К северо-востоку моренный гребень сильно растрескан, так что многочисленные блоки дерна отделены друг от друга трещинами-провалами глубиной 1 м и более и шириной 20–80 см. К северо-востоку, за поперечной долинкой, на крутом правом склоне р. Сайтаки с выходами верхнемеловых известняков также видны трещины северо-восточного простирания, а у подножия склона – камнепад-осыпь 1978 г. Общая длина зоны свежих трещин достигает 0,5 км. Эту зону трещин мы рассматриваем как сейсмотектоническую в



Р и с. 62. Схема плотности поверхностных нарушений

1 – граница ТаджССР и КиргССР; *2* – линия, маркирующая подножье Заалайского хребта; *3* – граница изученной области; *4* – изолинии плотности нарушений; *5* – места сгущений нарушений и их номера; *6* – изосейсты в баллах; *7* – инструментальный эпицентр

основе дислокацию, отражающую смещение по надвигу в его фронтальной приповерхностной части.

Активизация тектонического нарушения северо-восточного простирания подтверждается и другими фактами. Одним из них является господствующее простирание линейных поверхностных нарушений на этом участке вне выхода на поверхность плоскости надвига.

На продолжении линии надвига к юго-западу в пределах соседнего тектонического блока с гребня Заалайского хребта сошли крупные снего-каменные лавины. Около пика Свердлова на площади около 6 км^2 нами отмечены 4 крупных лавины, три из которых сошли к северу (южные и юго-восточные склоны остались недоступными для обследования). Северные лавины сорвались с основного гребня хребта крутизной 45–60°, изрезанного эрозионными ложбинами, не несущего здесь ледников. Наиболее крупная снего-каменная лавина прошла по основной эрозионной ложбине главной составляющей долины Сайтаки путь 3,5–4 км от гребня и в виде снего-каменной массы легла в долину поверх поймы, 3–4 метровой террасы и прилежащих склонов (1–8 сентября 1979 г. эта масса еще не растаяла и была хорошо видна как на земле, так и с воздуха; она сохранялась и летом 1980 г.). Ручей протекал под ней. Соседние с востока не столь крупные лавины, прошедшие путь только 0,5–1,5 км, к этому времени уже растаяли и выделялись только по свежим навалам обломков на травяном покрове. Связь отмеченных образований с землетрясением 1978 г. потдверждена местными пастухами.

Еще далее к юго-западу, западнее пика Свердлова, на правобережье р. Кызылкунгея, в 0,5 км от развалин одноименного зимовья к северо-востоку, на крутом коренном склоне, в ноябре 1978 г. мы видели серию из нескольких свежих трещин. Эти трещины рассекали меловые массивные песчаники наискосок к их слоистости, протягиваясь по азимуту 50–60° на 100–200 м. Летом 1979 г. их можно было заметить с трудом.

Поблизости на правом берегу той же речки у впадения в нее крупного правого притока отмечен небольшой обвал скального выступа плотных пелитоморфных верхнемеловых известняков (40x15x10 м). Известняки образуют здесь скальное обнажение высотой около 100 м, залегают почти вертикально (азимут падения 190°, угол 70–80°). Обвал произошел по напластованию известняков, обвальная масса объемом порядка 6 тыс. м^3 свалилась к западу на тело более раннего и крупного (25 тыс. м^3) обвала (см. гл. 5).

В бассейне р. Кызылкунгея отмечены многочисленные трещины и отрывы в моренном грунте, а также на ледниках в верховьях, осыпи и камнепады по склонам.

Другой скальный обвал верхнемеловых песчаников, также с послойным отрывом при пологом угле наклона пластов к северу под углом 30°, но меньшего объема, обнаружен в верховьях левого крупного притока р. Сайтаки. Других соизмеримых скальных обвалов во всей обследованной области обнаружить не удалось.

Рассмотренные дислокации и множество более мелких образуют овальную площадь, вытянутую к северо-востоку примерно на 10 км. Поскольку нигде в других местах эпицентральной и плейстосейстовой областей нет трещин в коренных породах, сейсмотектонических дислокаций, обвалов

скальных пород и такой концентрации поверхностных нарушений, в том числе крупных снего-каменных лавин, мы приходим к выводу о том, что указанная площадь соответствует собственно эпицентральной зоне землетрясения 1978 г. Единственный пункт с постройками (*28*), где сотрясения по макросейсмическим данным достигли 8 баллов, находится на ее юго-западном конце, на остальной ее площади какие-либо строения отсутствуют.

Относительно крупные и многочисленные, хотя и рассредоточенные, поверхностные нарушения прослежены и далее к юго-западу, в долине р. Алтындары. На правом борту этой реки ниже устья левого притока р. Минтеке, где река течет в сужении глубиной 50–60 м сквозь морену среднечетвертичного возраста, вблизи отвесного обрыва к руслу на склоне крутизной 40–60° возникли продольные меридиональные трещины. Их общая длина до 70 м, ширина 10–30 см, глубина 50–80 см. Западный приречный блок осел по трещинам на 15–20 см, а в одном месте частично свалился к руслу в виде осыпи-обвала. Небольшие срывы, оплывания грунта, внизу с валами выдавливания, обвалы-камнепады и снежные лавины с гребней хребтов отмечены и выше по течению р. Алтындары к юго-юго-западу. Снежно-ледовые лавины и камнепады, а также крупные трещины в висячих ледниках хорошо были видны на северных склонах хр. Академии наук, камнепады в пригребневой части Заалайского хребта – западнее долин рек Алтындары и Терсагара.

Кроме рассмотренной выше полосы нарушений северо-восточного направления на юго-западе и западе подвергшейся нарушениям области, выделяются участки развития дислокаций северо-западного простирания. Один из них приурочен к нижнему течению р. Кызылкунгея, по обоим бортам которой в моренах появились трещины. По гребню моренной гряды, вытянутой вдоль правого борта над зимовьем, трещины запад–северо-западного простирания тянутся на 50 м при ширине 3–5–10 см и глубине около 25 см. На противоположном склоне появились срывы к северу почвенно-дернового покрова и грунта с уступчиками высотой до 0,5 м. Аналогичные срывы грунта также к северу длиной не менее 100 м отмечены на крутом склоне древней морены соседней к югу долины.

Другой, гораздо более крупный и важный участок нарушений протягивается севернее. На водоразделе рек Алтындары и Арамкунгея на месте старых дислокаций вдоль Арамкунгейского правостороннего взбросо-сдвига запад–северо-западного простирания (см. рис. 2, *7*) отчетливо проявились трещины в среднечетвертичной морене и, вероятно, в близко к поверхности залегающих меловых породах. Полоса трещин тянется примерно на 1,5 км к северо-западу по водоразделу и верхним частям склонов северо-восточной экспозиции. Длина отдельных трещин 40–60 м, ширина 5–10–20 см, северо-восточные борта нередко опущены на 10–20 см. Местами трещины проходят вдоль обращенного к северо-востоку уступа высотой около 1 м – более древней сейсмодислокации. По смещению микроизгибов трещин на противоположных бортах устанавливается правостороннее смещение на 10–15 см; на отдельных более мелких параллельных трещинах можно видеть противоположные смещения. Количество и размеры отдельных трещин в рассматриваемой полосе уменьшаются к северо-западному концу, где преобладающими становятся гравитационные

нарушения типа отрывов с частями склонов, опущенными к северо-востоку, в долину р. Арамкунгея. Все эти наблюдения можно расценивать как указание на унаследованное взбросо-правосдвиговое смещение по Арамкунгейскому разрыву в связи с землетрясением 1 ноября 1978 г.

На продолжении полосы нарушений и разрыва к западу—северо-западу на левобережном обрыве к руслу р. Алтындары в ноябре 1978 г. были видны вертикальные трещины длиной 10 м, глубиной несколько метров, шириной несколько сантиметров в меловых песчаниках и покрывающих их террасовых отложениях. Арамкунгейская полоса нарушений, уже только в виде гравитационных образований, проходит по левобережью р. Алтындары и затем поворачивает к западу вдоль низкогорий северного склона Заалайского хребта, сложенных сравнительно рыхлыми и пластичными миоценовыми алевролитами и песчаниками. Мелкие нарушения прослежены на запад до левобережья р. Гуломы.

Отмеченные полосы ограничивают область наибольших поверхностных нарушений, образуя открытый на север, близкий к прямому угол. Внутри этого угла дислокации также многочисленны. В качестве примера приведем описание дислокаций на правобережье р. Кызылджара. Склоны северо-западной и западной экспозиции крутизной 35—40° подверглись серпообразным или дугообразным, выпуклостью вверх по склонам, разрывам (рис. 63). Поверхностные трещины в верхних частях крутых участков склонов имеют длину по 50—100 м, глубину до 0,5—1 м, ширину до 0,5 м. Изгибаясь вниз по склонам, они уменьшают размеры и зияние к концам дуг. Сместившиеся блоки делювиального покрова внизу ограничены валами выдавливания высотой 0,2—0,5 м из дерна и грунта. Размеры каждого тела отрыва по 100—200 м, на склоне их насчитывается не менее 4. Фактически это не реализовавшиеся полностью срывы-оползни. В пригребневой части склона видны прямые трещины северо-северо-восточного простирания (рис. 64).

Весьма важной и показательной представляется самая северная группа поверхностных нарушений в области их наибольшего развития. Около урочищ Ишан-Ата и Кырчин нарушения представлены почти исключительно трещинами, развитыми в нижних и средних частях внешнего склона предгорий, непосредственно к югу от границы с предгорной равниной. Внешняя часть склона крутизной 20—40° с выходами меловых известняков и брекчий соответствует здесь лобовой части (фронту) Предзаалайского надвига. Каждая серия трещин состоит из нескольких (3—5—8) почти параллельных, нередко кулисных трещин шириной по 2—5—10 см. Над урочищем Кырчин южные борта трещин в грунтах приподняты над северными на 5—10 до 25 см, вдоль бровки склона трещины образуют микрограбен. Здесь же отмечены трещины, пересекающие гребни склонов и опускающиеся в долины к югу, т.е. отражающие взброшенные к северу блоки. Над урочищем Ишан-Ата трещины-отрывы, каждая глубиной по 5—10—15 см, длиной по 20—50—70 м, имеют серпообразную в плане форму с выпуклостью к юго-востоку (рис. 65).

На обоих участках имеются также трещины на пологих склонах и холмах, где они простираются по азимуту 10—30°. В каждом из двух мест длина отдельных серий трещин составляет 100—150 м, а длина участков развития трещин — по 1—1,5 км; общее их простирание близко к простиранию

Р и с. 63. Серповидные трещины, обращенные к западу, правый борт долины р. Кызылджара (7 б)

Р и с. 64. Трещина на поверхности, возникшая при землетрясении 1. XI 1978 г. на водоразделе Кызылджара и Сайтаки (7 б)

фронта надвига на данном участке. Часть трещин в том и другом месте проходит по коренным меловым породам (брекчированным известнякам) (рис. 66).

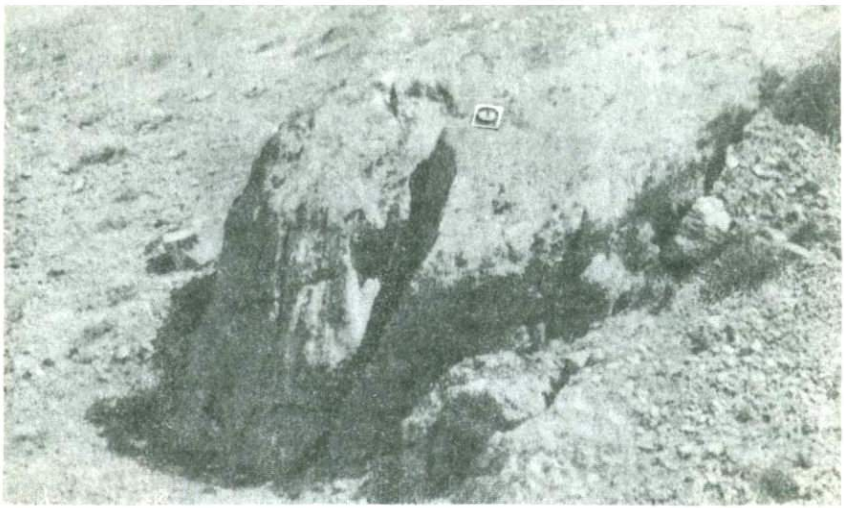
По всей видимости, здесь, во фронтальной части надвига, мы имеем дело с сейсмотектоническими трещинами, возникшими в результате поверхностного растяжения при взбросе к северо-северо-западу.

Р и с. 65. Трещина субширотного простирания, возникшая при землетрясении 1. XI 1978 г., к востоку от могилы Ишан-Ата, № 5 (6–7 б)

Область наибольшего развития поверхностных нарушений в междуречье Алтындары и Коккиика входит в пределы 7-балльной зоны (см. рис. 62). Полученный по этой области первичный материал позволяет провести и простейший количественный анализ (с. 173–176).

За пределами 7-балльной изосейсты поверхностные нарушения развиты несравненно реже, нигде не образуют плотных скоплений, представлены гравитационными образовниями меньших размеров – трещинами отседания и расседания, обрушениями склонов, камнепадами, лавинами.

В 6-балльной зоне камнепады с крутых склонов замечены жителями, а их следы – нами, например, на западной окраине пос. Дараут-Кургана, в 7 км к востоку от пос. Кашкасуу, в долинах рек Карамыка и Кызылэшме в Алайском хребте, в долине р. Муксу около Алтынмазара, в долинах рек Сауксая и Каинды на южном склоне Заалайского хребта. В долине р. Сауксая обрушения каменно-земляных масс происходили с обоих склонов, так что близ устья правобережного притока Сассыктеке на реке образовалась запруда, за которой возникло небольшое озеро. Охотники видели его в 7 ч утра 2 ноября 1978 г. Вниз по долине р. Кызылсу камнепады от-



Р и с. 66. Глыба, расколотая землетрясением, восточнее могилы Ишан-Ата, № 5 (6–7 б)

мечались на эпицентральном расстоянии 50–90 км, в том числе в 5-балльной зоне. По левому берегу реки в 6-балльной зоне против поселков Дараут-Кургана, Сарыкмогола и у кшл. Шве произошли обвалы галечных бортов террас.

Отдельные небольшие поверхностные нарушения, связанные, по всей вероятности, с рассматриваемым землетрясением, обнаружены и на значительных эпицентральных расстояниях. Они представлены трещинами, осовами, срывами на крутых склонах, в рыхлых, сильно раздробленных, водонасыщенных породах, нередко среди старого оползневого рельефа. Длина их находится в пределах десятков метров, ширина не более 1 м. Подобные нарушения обнаружены нами в июле–сентябре 1979 г. в бассейне р. Кокуйбеля на Памире (Δ = 105 км), в бассейне оз. Каракуль близ пер. Уйбулак (Δ = 70 км), у оз. Куруккуль (Δ = 110 км), на левом борту долины Кызылларта (Δ = 90 км), на левом борту долины р. Кызылсу в ущелье близ кшл. Кичиккарамык (Δ = 70 км). Самый удаленный пункт, где зафиксировано заведомо связанное с землетрясением возникновение свежих трещин – в рыхлом оползневом теле на склоне искусственной выемки, – это долина р. Гульчи выше пос. Суфикургана (Δ = 120 км).

Небольшие камнепады и снежные обвалы после землетрясения наблюдались нами в ноябре 1978 г. в Алайском хребте около пер. Талдык (Δ = 70–80 км). Отдельные камни или небольшие камнепады попадались утром 2 ноября на Памирском тракте от Хорога до Ванча, от Хорога до пос. Джиланды и к северо-востоку от кшл. Лянгар (Ишкашимский), камнепады были также около пос. Кудары на Памире. Все эти пункты находятся в пределах 5–6- и 5-балльных зон, и только один из них, пункт у оз. Куруккуль, попадает в 4–5-балльную зону.

Особой разновидностью поверхностных нарушений можно считать трещины и осовы (оплывины) среди свежего холмисто-моренного рельефа в верховьях долин северного склона Заалайского хребта. Эти морены отличаются свежим обликом, незадернованностью, рыхлым сложением и водонасыщенностью, в ряде случаев они заключают линзы погребенного мертвого льда. К западу–юго-западу от эпицентра множество свежих трещин и срывов удалось наблюдать в сентябре 1979 г. на мокрых и крутых свежих моренных нагромождениях на теле современного ледника Баральмос на северном склоне хр. Петра I (Δ = 100–110 км). К востоку от эпицентра распространение подобных нарушений в основном ограничивается меридианом долины р. Ачикташа (Δ = 40–50 км), но отдельные явления типа мелких срывов дерна при аэровизуальном обследовании наблюдались и на расстоянии 70 км в верховьях ледников северного склона гребня Ледяной мыс.

Во время и после основного землетрясения местные жители видели, как с северного склона хр. Академии наук против Алтынмазара сходили лавины. Следы их хорошо видны были в ноябре 1978 г. с пер. Терсагар в виде черных на белом фоне полос, спускающихся с гребня вниз по склонам. Следы лавины отмечены нами с воздуха в сентябре 1979 г. в устье одной из очень крутых долин, спускающихся с северо-восточного склона хр. Академии наук. На висячих ледниках северного склона хребта в ноябре 1978 г. (в отличие от конца сентября того же года) мы видели свежие крупные горизонтальные трещины и ледопады. Камнепады со снегом и обломками льда охотники отмечали в крутосклонных долинах рек Сауксая и Каинды, в их нижних течениях. В частности, в верхней от русла части долины р. Каинды на ее левом борту выше ущелья Коргонкол произошли каменно-снего-земляные обвалы и лавины. В течение нескольких дней реки Сауксай, Каинды, Алтындара и правый приток последней Кызылкунгей были очень мутными.

Свежие следы камнепадов, лавин и ледопадов наблюдались нами 19 ноября 1978 г. (в сравнении с концом сентября того же года) вдоль пригребневой части Заалайского хребта на протяжении от верховьев р. Шве на западе до пика Заря Востока на востоке, т.е. на протяжении свыше 100 км. На ледниках, к этому времени засыпанных свежим снегом во время сильных снегопадов 3–17 ноября, были видны трещины и отколы льда, особенно около пиков Дзержинского и Свердлова, в верховьях рек Минжара и Сынарджара. К этому времени в цирках и на склонах северной и северо-восточной экспозиции в пригребневой части хребта сохранялись темные конусы и вертикальные полосы лавин и камнепадов. В массовом количестве они виднелись около пика Цюрупы и западнее.

В сентябре 1979 г. при аэровизуальных обследованиях следы снего-каменных лавин виднелись в верховьях р. Каттабешика, западнее пика Цюрупы и в верховьях долины р. Ачиксу, где отрыв ледникового языка отмечен местными жителями при землетрясении. В полосе от пика Свердлова до пика Дзержинского они распространены почти сплошь. Размеры отдельных лавин колеблются от 0,2x0,5 до 0,5x1 км. Наибольшая концентрация и большие размеры снего-каменных лавин имели место в окрестностях пика Свердлова, т.е. в непосредственной близости от участка наибольшей густоты нарушений на поверхности земли.

Факты камнепадов и каменно-снеговых лавин в связи с афтершоками приводили наблюдатели, находившиеся 2 ноября в долинах рек Ачикташа около альплагеря, верховьях р. Шве, в долине р. Муксу около Алтынмазара, по рекам Терсагару, Сауксаю, Каинды. 3 ноября охотники в долине р. Алтындары, между Терсагаром и Минтеке, видели недавно упавшие камни до 0,5 м в поперечнике. Сторож альпинистского лагеря наблюдал в долине р. Ачикташа камнепады со склонов западной и восточной экспозиции, снеговые и ледяные лавины с северного склона пика Ленина 2 ноября около 12 и 17 ч, т.е. явно в связи с сильными афтершоками (здесь примерно 4–5 баллов).

Таким образом, в условиях общего крутосклонного рельефа в 6-балльной зоне возникали значительные и далеко не единичные трещины, около русел обваливались борта галечных террас. Даже в зоне 5- и 4–5-балльных сотрясений отмечались трещины протяженностью в десятки метров и шириной во многие сантиметры, срывы в рыхлых грунтах, камнепады и лавины на крутых склонах. Так, в 5-балльной зоне в верховьях долины р.Гуломы (Δ = 60 км) на левом крутом борту на старом оползневом теле возникло несколько свежих серпообразных трещин (наблюдения 1981 г.). Они захватывают дерн и почву на глубину 0,2–0,4 м. На склоне крутизной 40° имеются также две более крупные трещины длиной по 50 м, шириной по 0,2–0,4 м.

Некоторые данные об изменении дебита источников получены со слов местных жителей. Источник Шорбулак у подножия Заалайского хребта (см. рис. 51, 58) в зоне Предзаалайского разлома в течение 10 лет до землетрясения был известен как капающий ("овец трудно было напоить"), но после землетрясения он дал хороший водоток. При обследовании 26 июля 1979 г. (совместно с Н.Аматовой) несколько устий давали воду по 0,2 л/с каждое. Источник Ишан-Ата, так же как источник, расположенный в долине р. Кызалджара, находящийся в той же тектонической зоне несколькими километрами восточнее, увеличил дебит незначительно. Увеличили дебит после землетрясения источник Сассыкбулак и источник в долине р. Алтындары у могилы Бахмыр. Все они находятся в пределах 7-балльной зоны. После землетрясения увеличили дебит и родники в долине р. Терсагара в 800 м выше по вертикали от метеостанции Алтынмазар. Никаких изменений в дебите источников не было вблизи пос. МЖС (см. рис. 51, *17*) и в кшл. Джербаши (*7*), где сотрясения составили соответственно 6 и 5–6 баллов.

Таким образом, основные изменения (увеличение дебита) источников после землетрясения отмечены только в пределах 7-балльной зоны, наибольшие они у одного из источников восходящего типа, что естественно связывать с раскрытием водоподводящих каналов в зоне Предзаалайского разлома после снятия предшествующих напряжений.

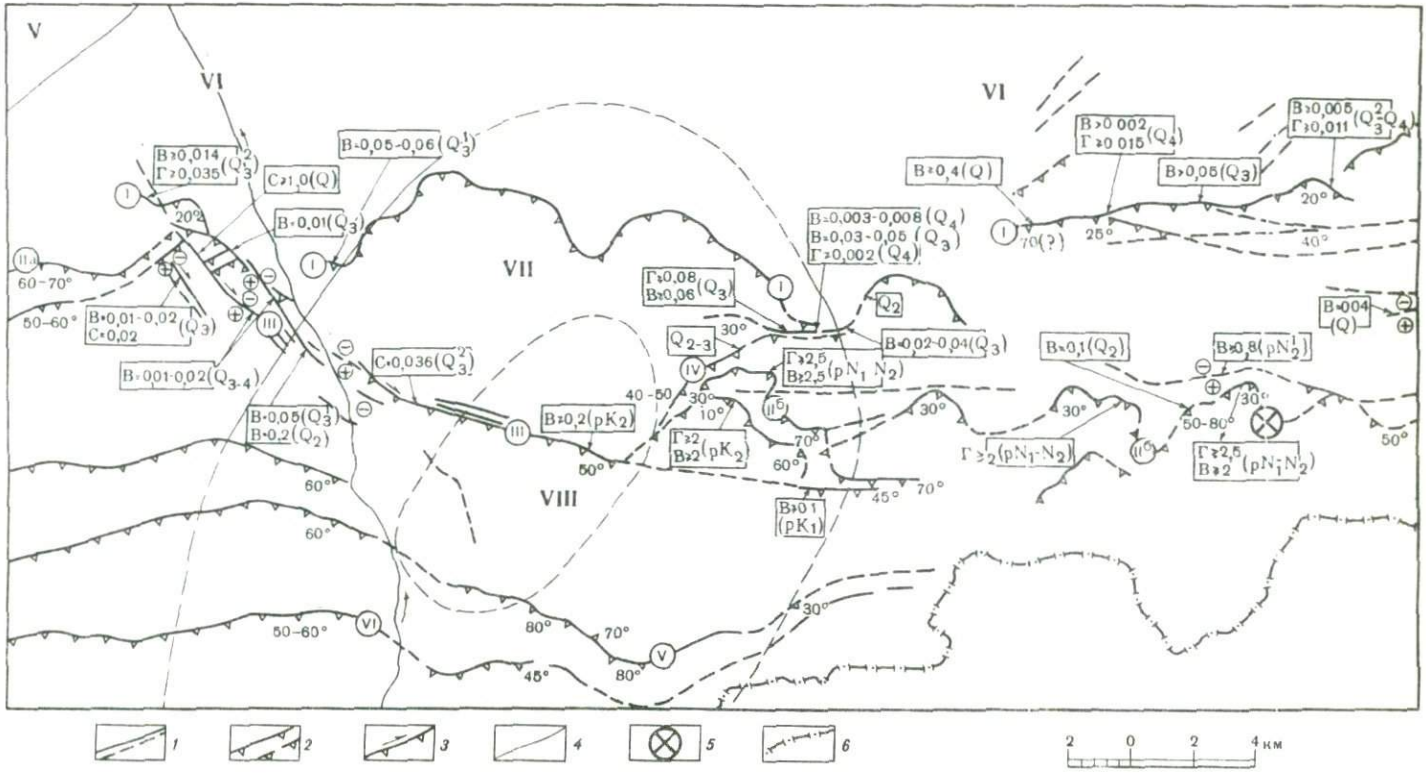
Сведения о типах и распределении поверхностных нарушений в зонах различной балльности обобщены нами в табл. 9 (см. Приложение). Из таблицы следует, что единичные крупные трещины со смещениями в коренных породах и твердых грунтах типа моренных развивались в 7-балльной зоне, разнообразные гравитационные дислокации присущи зоне 6-балльных сотрясений, а на крутых склонах и на участках древних оползней много гравитационных нарушений было в 5-балльной зоне, в том числе с трещи-

нами отрыва; даже при 4- и 4–5-балльных сотрясениях отмечались камнепады на крутых склонах. Все это не согласуется с указаниями шкалы MSK-64, согласно которой "в немногих случаях в сырых грунтах возможны трещины шириной до 1 см" только начиная с 6 баллов, "отдельные случаи оползней на берегах рек" появляются при 7 баллах, а "небольшие оползни на крутых откосах выемок, трещины в грунтах до нескольких сантиметров" – только при 8 баллах. Как показывают приведенные данные по землетрясениям 1974 и 1978 гг. (с афтершоками), соответствующие поверхностные нарушения возникают при колебаниях, на 1–2 балла более слабых, чем отмечено в шкале MSK-64.

АНАЛИЗ ПОВЕРХНОСТНЫХ ДИСЛОКАЦИЙ

Исходным материалом послужила полевая крупномасштабная карта сейсмодислокаций, на которой показывались новообразования, возникшие в результате главного толчка и, вероятно, основных афтершоков землетрясения. Дислокации, обнаруженные на изучаемой территории, образуют две группы. В число гравитационных сейсмодислокаций входят обвалы, камнепады, осыпи, лавины, ледопады и т.д. Вторую группу образуют линейные гравитационно-сейсмотектонические формы: трещины в коренных породах и рыхлых толщах, уступы. Анализировалась центральная часть карты с массовым развитием сейсмодислокаций – северный склон Заалайского хребта между долинами рек Тараши и Ачиксу.

Рассмотрим плотность сейсмодислокаций. Исследуемая площадь была разбита на квадраты с сторонами 2x2 км. Выбор размера квадрата диктовался масштабом исходной карты (1:100 000), геологических материалов и сравниваемых элементов рельефа. Увеличение размера квадрата существенно огрубило бы картину площадных структур плотности. Использование квадрата меньшего размера значительно увеличило бы объем измерений и было бы неправомочно ввиду внемасштабности сейсмодислокаций на карте. При подсчетах значений плотности (рассматривались как гравитационные, так и линейные дислокации) использовался метод "скользящего окна" для устранения граничных эффектов. Перекрытие 1 км по вертикали и горизонтали. После получения поля точек были построены изолинии плотности (см. рис. 62). Плотность сейсмодислокаций резко изменяется на площади исследований, ее значения достигают 10–13 в районах максимумов (фактически, например, по Сайтаке плотность еще выше, но в данном масштабе показать все отдельные сейсмодислокации не представлялось возможным). Наибольшее их число сосредоточено на небольшой территории размером 15x15 км, образуя четыре ярко выраженных сгущения. Сопоставляя схему плотности сейсмодислокаций со схемой разрывных нарушений (рис. 67), удалось установить приуроченность большинства скоплений к зонам разрывов. Исключение представляет максимум со значением 11, который расположен внутри треугольного в плане блока меловых пород, который, по-видимому, испытал тектоническое воздействие с юга, юго-запада и юго-востока по обрамляющим его зонам нарушений. Некоторое увеличение плотности сейсмодислокаций на западе района объясняется, на наш взгляд, выходами палеогеновых и неогеновых глин и конгломератов, прочность которых существенно ниже, чем меловых пород.


V
VI
VII
VIII
VI
B≥0,014 Г≥0,035 (Q_3^2)
C≥1,0 (Q)
B=0,05-0,06 (Q_3^1)
B=0,01 (Q_3)
B=0,01-0,02 C=0,02 (Q_3)
B=0,001-0,02 (Q_{3-4})
C=0,036 (Q_3^2)
B=0,05 (Q_3^1) B=0,2 (Q_2)
B≥0,2 (pK_2)
Г≥2 B≥2 (pK_2)
B≥0,1 (pK_1)
Г≥0,08 B≥0,06 (Q_3)
Q_{2-3}
Г≥2,5 B≥2,5 ($pN_1 N_2$)
B=0,003-0,008 (Q_4) B=0,03-0,05 (Q_3) Г≥0,002 (Q_4)
Q_2
B=0,02-0,04 (Q_3)
B≥0,4 (Q)
B≥0,002 Г≥0,015 (Q_4)
B≥0,005 Г≥0,011 (Q_{3-4}^2)
B≥0,05 (Q_3)
B≥0,1 (Q_2)
B≥0,8 (pN_2^1)
B=0,04 (Q)
Г≥2 ($pN_1 N_2$)
Г≥2,5 B≥2 ($pN_1^1 N_2$)
60-70°
50-60°
20°
40-50°
30°
10°
60°
70°
45°
80°
25°
70(?)
40°
50-80°
1
2
3
4
5
6
2 0 2 4 км

Вторым фактором является высокая тектоническая раздробленность этого района.

Для количественной оценки ориентировки линейных сейсмодислокаций, их связи с основными элементами разрывной тектоники и орогидрографией территории были построены диаграммы простирания дислокаций. При помощи метода "скользящего окна" были подсчитаны направления в каждом квадрате, а затем составлены суммарные диаграммы для отдельных участков (рис. 68). Диаграммы строились в северной полуплоскости по шести основным румбам с интервалом 30°. Количество использованных при построении и подсчетах направлений диктовалось точностью карты сейсмодислокаций и необходимым количественным объемом данных для выявления закономерностей. Границы участков были проведены на схеме плотности как ограничения сгущений дислокаций. Центры диаграмм находятся в местах максимумов дислокаций каждого участка.

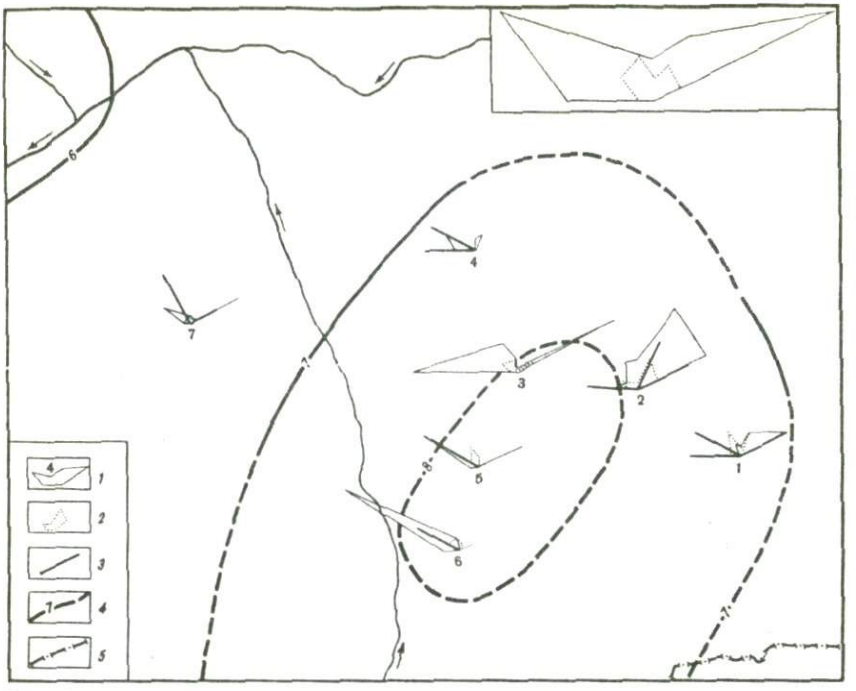
Аналогичным образом были построены диаграммы основных простираний гидросети. При их составлении учитывались прямолинейные отрезки водотоков длиной свыше 1 км в пределах измеряемого квадрата. Если водоток не пересекал квадрат, а начинался на его площади, то он при измерениях не учитывался. Измеряя ориентировку водотоков, мы исходили из того факта, что на северном склоне Заалайского хребта в условиях горного рельефа значительные по протяженности отрезки водотоков полностью соответствуют простиранию всей долины на данном участке. При сопоставлении суммарных диаграмм простираний сейсмодислокаций и гидросети (см. рис. 68) можно прийти к выводу о несовпадении их максимумов. Аналогичный вывод можно получить по большинству диаграмм отдельных участков. Таким образом, доказывается факт отсутствия обусловленности ориентировки дислокаций рельефом.

Вторым этапом анализа ориентировки линейных сейсмодислокаций явилось сопоставление с разломной тектоникой территории. Для этого на диаграммы были нанесены основные тектонические направления в пределах каждого участка. Почти на всех участках преобладающие простирания дислокаций соответствуют и обусловлены главными тектоническими направлениями. Исключение представляет участок *5*, где основное простирание дислокаций восток-северо-восточное, а разрывов запад-северо-западное. Поскольку простирание дислокаций на участке согласуется с простиранием разрывов на более северном участке *2*, мы приходим к выводу, что дислокации на участке *5* отражают вспарывание на глубине разрыва

Р и с. 67. Карта разрывов в эпицентральной области землетрясения 1. XI 1978 г.

Разрывные нарушения: *1* – близвертикальные разрывы, достоверные и предполагаемые (+ обозначено поднятое крыло, – опущенное крыло); *2* – взбросы и надвиги, достоверные и предполагаемые; *3* – взбросо-сдвиги (стрелка вдоль разрыва указывает направление сдвигания). Цифрами в кружках обозначены разрывы: *I* – Предзаалайский, *IIа* – Кызылсуйский, *IIб* – Коккиикский, *III* – Арамкунгейский, *IV* – Такинский, *V* – Кызылкунгейский, *VI* – Каракульский

Треугольники на линиях разрывов и цифры около них указывают направления и углы падения их сместителей. В рамках приведены величины смещений, в км: по вертикали (*в*), по горизонтали в случае надвигания (*г*) и сдвигания (*с*), за геологические промежутки времени (даны общепринятыми индексами); *4* – изосейсты; *5* – эпицентр по инструментальным данным; *6* – водораздельная линия Заалайского хребта



Р и с. 68. Розы-диаграммы ориентировок линейных сейсмодислокаций

1 – суммарные диаграммы по участкам и их номера; *2* – диаграмма ориентировок элементов гидросети; *3* – направления разрывных тектонических нарушений; *4* – изосейсты; *5* – граница республик. Вверху справа сводная диаграмма

северо-восточной ориентировки далее на юго-запад, вглубь Заалайского хребта. Этот разрыв обнаружен на участке *2* на поверхности.

Используя диаграммы простираний сейсмодислокаций, можно установить, что при описываемом сейсмическом событии активизировались разрывы восток-северо-восточного и запад-северо-западного направлений.

О ПОЛОЖЕНИИ ЭПИЦЕНТРА И ОЧАГЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Для суждения о положении эпицентра мы располагаем теперь несколькими независимо полученными группами данных, включающих инструментальные определения эпицентров главного толчка и афтершоков, расположение, ориентировку и характер поверхностных нарушений, результаты макросейсмического обследования, сведения о направлении удара в плейстосейстовой области.

Согласно приведенным в [115] координатам φ = 39,4° с.ш. и λ= 72,6° в.д., эпицентр попадает на северный склон Заалайского хребта в верховья р. Сынарджара, примерно деля пополам расстояние между пиком Ленина и долиной р. Алтындары (см. рис. 44, 51). Однако, приняв это положение эпицентра за истинное, придется констатировать расхождение со всеми остальными данными. Действительно, верховья р. Сынарджара находятся в пределах 6-балльной зоны (см. рис. 51), в стороне от участка пересечения

направлений сейсмического удара главного толчка (см. рис. 52), далеко за пределами области максимального развития поверхностных нарушений (см. рис. 62), на восточном краю облака афтершоков (см. рис. 54).

Как показано выше, максимальное развитие плотности поверхностных нарушений приурочено к участку около 250 км^2, хорошо оконтуриваемому изосейстой 7 баллов, проведенной по независимым данным. Зона вероятных сотрясений 8 баллов внутри этого участка проведена нами так, что охватывает наиболее крупные гравитационные и включает сейсмотектонические дислокации, в частности вскрывшийся на поверхности участок разлома, с простиранием которого согласуется. Расположение эпицентра фиксируется также по ориентировке нарушений относительно форм рельефа. В долине р. Алтындары все нарушения типа трещин, отрывов (кроме камнепадов) произошли только на восточном борту. Севернее, в долинах рек Кызылджара и Сайтаки, многочисленные крупные трещины и гравитационные нарушения развиты преимущественно на склонах северо-западной экспозиции. Но, уже начиная с соседней к востоку долины р. Коккиика аналогичные нарушения распространены главным образом на склонах северо-восточной и восточной экспозиции. Такое распределение, по-видимому, надо расценивать как указание на расположение эпицентральной области (очаговой области излучения) где-то между отмеченными долинами и на ее близкое к меридиональному простирание. С этим согласуются и картина направления колебаний предметов и распространение гула при главном толчке, и макросейсмические данные (см. рис. 51).

Геометрический центр эллипса, ограничивающего область наибольших поверхностных нарушений, попадает в пункт с координатами $\varphi = 39{,}34^\circ$ с.ш. и $\lambda = 72{,}32^\circ$ в.д. с возможным отклонением не свыше $0{,}03^\circ$. Эта точка удалена от инструментально определенного эпицентра землетрясения на 25 км к западу, что находится в пределах точности инструментальных определений.

Для уточнения положения эпицентра дополнительно можно привлечь сведения об афтершоках. Макросейсмические данные по трем основным афтершокам (см. рис. 53) показывают, что выявленные пункты наибольшего сотрясения при каждом из них близки (в пределах 10–20 км) к эпицентральной зоне, определенной по поверхностным эффектам. Самый сильный из афтершоков проявился с наибольшей силой (5–6 баллов) заведомо не к востоку, а в непосредственной близости или к северу от области наибольших поверхностных нарушений. С этой же областью совпадает положение облака афтершоков в период с 10 по 18 ноября 1978 г., определенное по записям передвижных сейсмических станций Института сейсмологии АН Киргизской ССР в пос. Дараут-Кургане и Кашкасуу (сообщение Т.К.Аманкулова). Между тем, по данным сети сейсмических станций [115], эпицентры всех трех афтершоков (как и эпицентр главного толчка по тем же данным) располагаются в 15–25 км к востоку от определенной нами области наибольших сотрясений при главном толчке. Макросейсмический эпицентр главного толчка располагается почти в центре облака афтершоков, а инструментальный – на восточном краю (см. рис. 54). Все это наводит на мысль о систематической ошибке при определении эпицентров главного толчка и основных афтершоков, возможно, из-за использования записей станций, расположенных только на западе и севере.

Таким образом, положение эпицентра по инструментальным данным, с нашей точки зрения, менее точно, чем определенное нами по поверхностным эффектам. Положение эпицентральной зоны определено нами на основе характера и плотности поверхностных дислокаций, нахождения на поверхности сейсмотектонического разрыва вдоль конкретной разрывной структуры, распределения дислокаций в плане по склонам разной ориентировки и в соответствии с макросейсмическими данными по главному толчку и афтершокам. Все это позволяет помещать эпицентральную зону в верховьях р. Сайтаки, в нижней части подножия северного склона Заалайского хребта. Эта зона, вытянутая с северо-восточном направлении, ограничена – в значительной мере условно – 8-балльной изосейстой.

Размеры длинных осей изосейст нами определяются так: 8 баллов – 11x5,7 – 35x15,(6 – 100x60, 5 – (?)x150 км. Исходя их этих величин, при I_0=8 и ν = 3,5 для Средней Азии по стандартной номограмме [357, 247] получаем глубину очага в пределах 12–17 км. По уравнению макросейсмического поля глубина очага получается около 30 км.

Расчеты горизонтальной протяженности очага по формулам Н.В. Шебалина дают следующие значения: по формуле $l_x = d_{1\max} - d_{1\min}$ (1) –6 км; по формуле $l_x = (d_{1\max} - d_{1\min})/2 + (d_{2\max} - d_{2\min})/2$ (2) –13 км. Максимальная горизонтальная протяженность очага по формуле $\lg l_{\max} = 0{,}7\,M - 2{,}8$ (3) составляет около 70 км. Вертикальная протяженность очага по формуле $\lg l_z = 0{,}3\,M - 0{,}8$ (4) составляет примерно 17 км.

Если считать, что полоса наиболее отчетливых линейных нарушений, включая сейсмотектонический разрыв на правобережье р. Сайтаки, отражает выход очаговой зоны к поверхности, то по этим нарушениям горизонтальную протяженность очага в приповерхностной части можно оценить в 4,5 км, максимально до 11 км. Эти значения, как видим, не намного отличаются от значений, получаемых по формулам (1) и (2). Предположение о подходе очага к поверхности на основании геолого-геоморфологических данных не противоречит определению глубины очага по стандартной номограмме и вертикальной протяженности очага по формуле (4).

Имеющиеся данные позволяют пытаться определить сейсмический момент данного землетрясения $M_0 = \mu SD$. Такая попытка проведена в двух вариантах. При принятии минимальной длины приповерхностного разрыва $L_{\min}$ = 4,5 км, проникновения его на глубину h = 12 км и величины подвижки D = 10 см, как дают наблюдения у выхода надвига на поверхность, получаем $M_0 = 1{,}6 \cdot 10^{24}$ дин/см. При принятии максимальных из основанных на наблюдениях величин – соответственно $L_{\max}$ = 11 км, D=25 см и h = 17 км – получаем $M_0 = 1{,}4 \cdot 10^{26}$ дин/см. Последняя величина близко соответствует известному соотношению величины сейсмического момента M_0 и магнитуды землетрясения M по общемировым данным (см. [4]). Поэтому большие из полученных значений размеров очага, а именно 6–13 км в горизонтальной плоскости и около 17 км в вертикальной, возможно, ближе к действительности. Меньшая длина зоны основных поверхностных нарушений в таком случае может быть объяснена уменьшением горизонтальной длины разрыва в верхней, приповерхностной, части очага.

При сопоставлении очага землетрясения с геологической структурой и определении подвижки в очаге по инструментальным данным мы исходим из следующих фактов. Положение и протяжение эпицентральной зоны

по облаку афтершоков соответствуют в общем Коккиикскому надвигу (см. рис. 54). Если ограничивать эпицентральную зону по поверхностным эффектам, то более конкретно ее можно сопоставлять с Такинским надвигом северо-восточного простирания и Арамкунгейским взбросо-сдвигом запад-северо-западного простирания (см. рис. 54, 67). Простирание основного разрыва и полосы максимальных дислокаций почти совпадают с фронтом Такинского надвига, а подвижка на поверхности – с направлением перемещения крыльев, а именно висячего крыла к северо-западу и вверх. Правосторонние сдвиговые подвижки при землетрясении на Арамкунгейском взбросо-сдвиге также согласуются с его простиранием и кинематикой. Все это позволяет поверхностные подвижки считать отражением подвижек в очаге.

В Заалайском хребте в большинстве случаев мы наблюдали козырьковый характер надвигов, т.е. плоскости надвигов с глубиной становятся круче (до 50–60° и даже 80°). Нет оснований надвиг в долине р. Сайтаки считать исключением. Как и другие козырьковые надвиги, на глубине первых километров его, видимо, можно считать взбросом. О крутом наклоне плоскости разрыва в очаге свидетельствует и ассиметрия расстояний между изосейстой высшего балла и изосейстами более слабых по короткой оси изосейст: к юго-востоку расстояния до изосейст соответствующего номера больше, чем к северо-западу.

Для определения подвижки в очаге первостепенное значение имеет также тот факт, что в эпицентральной области и на большей части 6-балльной зоны очевидцы ощутили главный толчок как вертикальный. При глубине очага 12–17 км и среднем наклоне плоскости подвижки 60° проекция расстояния между эпицентром и гипоцентром составит 4–6 км, так что при неглубоком (вероятно, 1 км) положении подошвы мезозойских отложений в этом поднятом блоке гипоцентр и бóльшая часть очага должны располагаться в консолидированных породах палеозойского структурного этажа.

Таким образом, в свете имеющихся материалов наиболее вероятным механизмом очага представляется взброс юго-восточного крыла к северо-западу по крутой (порядка 60–80°) в глубине и пологой (20–30°) у поверхности плоскости северо-восточного простирания в верхней части земной коры. Исходя из выведенных выше размеров очага, мы можем представить последний в виде некоего удлиненного объема, наибольшая плоскость сечения которого (плоскость подвижки) круто наклонена к юго-востоку. Однако, судя по поверхностным нарушениям и частично по облаку афтершоков, можно представить, что при землетрясении активизировался блок, ограниченный с юго-востока указанным взбросо-надвигом, а с запада-юго-запада Арамкунгейским правосторонним сдвигом и с севера Предзаалайским взбросо-надвигом. Возможно, что очаг представлял собой неправильный объем вокруг скрещивающихся плоскостей с обращенным к югу углом. С таким представлением согласуются и выступы к северо-западу и северо-востоку изосейст низких баллов (см. рис. 51).

Если считать очаг сложным и подвижки по разноориентированным плоскостям неоднозначными, одновременными или последовательными, то можно в первом приближении согласовать противоречивые представления сейсмологов о механизме очага [90, 200]. Взброс к северо-северо-западу по наклонной под углом 40–45° к юго-юго-востоку плоскости [90] может

соответствовать главной первоначальной подвижке по надвигу северо-восточного простирания в долине р. Сайтаки. Правый сдвиг по вертикальной плоскости близширотного простирания [200] может отвечать реальной правосторонней подвижке по Арамкунгейскому сдвигу (на поверхности – взбросо-сдвигу) запад-северо-западного простирания, возможно, происшедшей при одном из толчков, последовавших непосредственно за первым. Заметим, что наши основанные на реальных структурах и поверхностных дислокациях выводы о сложном характере очага сделаны независимо и до появления в печати выводов сейсмологов относительно механизма очага. В отличие от общих представлений сейсмологов [89, 90, 200], мы еще более определенно, чем раньше [243], должны подчеркнуть, что очаг землетрясения 1978 г. не может сопоставляться с Дарваз-Каракульской зоной разломов. Этот вывод делается независимо от расхождения в определениях эпицентров главного толчка и афтершоков по инструментальным и макросейсмическим данным, от несоответствия простирания длинной оси очага по поверхностным нарушениям и по облаку афтершоков. По положению эпицентров главного толчка и основных афтершоков, осевой части облака афтершоков, по направлениям колебаний, плотности и характеру поверхностных нарушений очаг расположен в 7–15 км севернее выхода на поверхность плоскости Дарваз-Каракульского разлома, имеющей на данном отрезке близкое к вертикальному положение (см. рис. 44, 45, 54, 62). Сопоставление очага с поперечными структурами первого порядка (узлами) [278] при обращении к реальной сеймотектонической ситуации (см. рис. 54), с нашей точки зрения, является натяжкой. По пространственному положению и характеру подвижек очаг Алайского землетрясения 1978 г. сопоставляется с Заалайской мобильной зоной, а в ее пределах, по-видимому, с Коккиикским разрывом в месте его пересечения (подставления) Арамкунгейским разрывом.

Изложенные представления о положении и механизме очага согласуются, как и в случае Маркансуйского землетрясения 1974 г., с геологическими, сейсмологическими и тектонофизическими определениями субгоризонтального и субмеридионального расположения оси наибольшего регионального сжатия [249, 230, 386, 359, 361, 249, 385, 393, 394, 200].

ГЛАВА 9

ВОПРОСЫ СЕЙСМОТЕКТОНИКИ И ДОЛГОСРОЧНОГО ПРОГНОЗА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

ВОПРОСЫ СЕЙСМОТЕКТОНИКИ

На основании анализа и синтеза данных по геологическому строению, в первую очередь структуре региона, его геологической истории и динамике движений в новейшее время, материалов по палеосейсмодислокациям и палеосейсмичности и с учетом текущих сейсмических проявлений сформулируем основные сейсмотектонические выводы применительно к рассматриваемому региону.

Отнесение голоцена и настоящего времени к единой текущей фазе тектонической активности (в масштабе десятков – первых сотен тысяч лет)

дает надежную основу и ограничивает пределы актуалистического использования сейсмотектонических заключений и в первую очередь обеспечивает правомочность использования палеосейсмогеологического метода.

На картах общего сейсмического районирования СР-68 [307] и СР-78 [308] вся область отнесена к 9-балльной. В области сближения Памира и Тянь-Шаня мы выделяем не две, как обычно, а три главные сейсмогенные зоны, совпадающие с главными продольными зонами тектонических нарушений: с юга на севёр это зона Дарваз-Каракульского разлома, Заалайская мобильная зона и зона Гиссаро-Кокшаальского разлома. Разделяющую две последние зоны Алайскую впадину (подзону Алайской долины) считать сейсмогенной нет оснований. Названнные сейсмогенные зоны, необычно сближенные в регионе, отвечают глубинным разломам древнего заложения и длительного развития. Соответствие промежуточной Заалайской мобильной зоны зоне глубинного Петровско-Заалайского (Гиссаро-Алайского) разлома может считаться пока только предположительным.

Гиссаро-Кокшаальская и Дарваз-Каракульская зоны, как ограничивающие крупные поднятия фундамента и развивающиеся в консолидированных породах, способные длительно накапливать напряжения и испытывать деформации в крупных объемах, могут рассматриваться как сходно (одинаково) сейсмически опасные, способные порождать землетрясения высоких энергий, хотя таковые в них пока не зарегистрированы. Этот вывод, согласующийся с более ранними представлениями геологов [11, 12, 84, 86, 88, 307], в настоящей работе подтверждается палеосейсмогеологическим методом. По палеосейсмогеологическим данным (см. гл. 5; Приложение, табл. 4, 5), как и по сейсмологическим [196, 308], в каждой из двух названных зон могут возникать землетрясения с $M = 7{,}3 \pm 0{,}3$ (по-видимому, $M_{max} = 8$).

Мы не видим оснований считать отличия в истории развития зон (унаследованное по расположению и знаку развитие в течение мезозоя и кайнозоя Дарваз-Каракульской и частично унаследованное, частично с переработкой древних структур в новейшее время Гиссаро-Кокшаальской) существенными с точки зрения сейсмического потенциала – предельно возможных магнитуд и частоты сильных землетрясений в зонах. Значительно более важными для принятия большей частоты и, возможно, энергии землетрясений в Гиссаро-Кокшаальской зоне могут оказаться ее бóльшая ширина, т.е. объем деформируемых и концентрирующих напряжения масс, и большая раздробленность субстрата по сравнению с узколинейной Дарваз-Каракульской зоной.

Обе зоны, как и весь регион, развиваются в условиях господствующего субгоризонального близмеридионального регионального и мегарегионального сжатия, но для Гиссаро-Кокшаальской зоны характерны взбросовые и сбросовые (к югу) подвижки, а для Дарваз-Каракульской – взбросовые (к северу) и, возможно, поперечные и диагональные сбросо-сдвиговые.

В пределах рассматриваемого региона с Дарваз-Каракульской и Гиссаро-Кокшаальской зонами за последние 50–60 лет можно соотносить по одному землетрясению с $M = 6–6{,}3$, $K = 15$ (1943 и 1944 гг.) и по 7 землетрясений с $M = 5–5{,}9$, $K = 13–14$ (см. рис. 44; Приложение, табл. 6).

В расчете на 1 тыс. км^2 получаем средний интервал повторения землетрясений $K = 13–14$ 1,7–2,3 года, т.е. для южной зоны чаще, чем в [196].

Землетрясения $K=15$ повторяются в среднем в Гиссаро-Кокшаальской зоне через 200–240 лет (P_{15} ≈0,004–0,005), а в Дарваз-Каракульской – через 150–180 лет (P_{15} = 0,0055–0,0066). При сейсмологических расчетах для более обширной территории и более раннего периода (1895–1954 гг.) с включением сильных землетрясений 30–40-х годов и без столь точного, как сделанное нами, ограничения названных сейсмогенных зон периоды повторения землетрясений $K=15$ оказались 140 лет (P_{15} =0,007) для северной и 214 лет (P_{15} = 0,0047) для южной зон на площади 1 тыс. км^2 [196]. Принимая наши расчеты как более строгие, во всяком случае с сейсмотектонических позиций, можно считать, что и более сильные землетрясения в рассматриваемых зонах имеют среднюю на 1 тыс. км^2 повторяемость не P_{16} =0,0025 и P_{17} =0,0009 в северной и P_{16} =0,0016 и P_{17} = 0,00053 в южной зоне [196], но меньшую в северной и большую в южной. Минимальная повторяемость землетрясений по палеосейсмогеологическим данным (см. гл. 5) составляет для всего региона $P_{16} \geqslant 0{,}0003$, $P_{17} \geqslant 0{,}0003$ и $P \geqslant 0{,}00007$. Согласно гипотезе миграции очагов сильных землетрясений [227, 230, 387], сильные ($M \geqslant 6{,}5$) землетрясения могут повторяться в зонах через 200–300 лет, т.е. иметь $P_{16\text{-}17} \simeq 0{,}0033$–$0{,}005$.

Особо должна рассматриваться не выделявшаяся прежде в качестве самостоятельной сейсмогенной зоны широкая Заалайская мобильная зона, тесно смыкающаяся с Дарваз-Каракульской в наиболее выпуклой к северу части последней и отходящая от нее на западном и восточном флангах. Характерные для зоны чешуйчатая взбросо-надвиговая структура, большие амплитуды новейших и четвертичных движений, их резкая контрастность и дробность, продолжающаяся современная тектоническая активность (см. гл. 3, 4) – все эти признаки достаточны для отнесения ее к зонам первого порядка по сейсмической опасности. Это подтверждается и палеосеймогеологическими данными (см. гл. 5; Приложение, табл. 4, 5).

Практически не отличаясь от рассмотренных выше зон в отношении предельной магнитуды возможных землетрясений, Заалайская зона может выделяться повышенной частотой сильных и умеренных землетрясений. Причиной этого можно считать ее резко повышенную мобильность и возможный поэтому быстрый рост напряжений (лишь частично снимаемый, как показывают наблюдения над молодыми разрывами, криповыми движениями), повышенная раздробленность верхних частей земной коры в ее пределах. Особо выделяются молодой активностью Коккиикский и Предзаалайский разрывы (см. рис. 2, 44, 67). В новейшее и четвертичное время зона испытывает последовательно с юга на север смену знака вертикальных движений и увеличение подвижности чешуй. Возможно, именно этим обусловлено массовое, почти непрерывное, распространение палеосейсмодислокаций последних 10 тыс. лет вдоль самого северного из разрывов зоны – Предзаалайского.

Подобно примыкающей с юга зоне Дарваз-Каракульского разлома, в рассматриваемой зоне при землетрясениях должны реализоваться преимущественно взбросовые и надвиговые подвижки южных крыльев к северу и сдвиговые (взбросо-сдвиговые) по косым разрывам (как это, по-видимому, и происходило при сильных землетрясениях 1974 и 1978 гг.). Но в отличие от северной и южной зон из-за расположения зоны в области развития мощных неконсолидированных мезозойских пород и, вероятно, интен-

сивно раздробленного и переработанного фундамента здесь следует ожидать при землетрясениях значительной доли длиннопериодного "мягкого" излучения (что и имело место при Маркансуйском землетрясении 1974 г. с $M = 7{,}3$ и $I_0 = 7$).

Оценивая роль крупных поперечных структур в распределении землетрясений региона, можно констатировать тяготение эпицентров сильных и умеренных землетрясений в поперечным поднятиям – Сарыкольскому, Зулумартскому и Кызылунгурскому, что уже отмечалось на более раннем уровне обобщений [298]. Однако столь сильное землетрясение, как Алайское 1978 г., невозможно соотнести с поперечной структурой первого порядка (см. рис. 44), как и очень многие палеоземлетрясения (см.рис. 43). Поэтому трудно разделить распространенную точку зрения об обязательной приуроченности сильных землетрясений к "узлам", или пересечениям, продольных и поперечных структур [63, 101, 278]. Следовательно, нельзя ограничивать таким образом сейсмогенерирующие участки и только на этой основе строить прогноз мест сильных землетрясений. Повышенной сейсмичностью, возможно, характеризуются сочленения разнонаправленных структур разного порядка (например, участок сочленения Коккиикского и Арамкунгейского разрывов с очагом Алайского землетрясения 1978 г. и палеоземлетрясений или участок сочленения Алайского и Гульчинского разрывов с концентрацией палеоземлетрясений).

ОЦЕНКИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ И ПРОГНОЗ ДО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 1 НОЯБРЯ 1978 г.

Длительное сейсмическое спокойствие региона при господстве представлений о постоянстве сейсмического режима послужило основанием для вывода [161, 302] о том, что сильные землетрясения в районе вообще не происходят. Наиболее отчетливо такое представление выразил Н.Н. Леонов [161], который писал: "В пределах Памиро-Алайской зоны выделяется западная Гармская область, наиболее сеймоактивная, с большим количеством землетрясений первого порядка ($\geqslant$ 8 баллов) и наибольшим числом толчков второго порядка (6–7 баллов).

Центральная часть – Алайская впадина с ее горным обрамлением – характеризуется отсутствием землетрясений первого порядка и наименьшим количеством толчков второго порядка.

И восточный, Аксуйско-Кашгарский, участок, где известен ряд катастрофических землетрясений и сравнительно большое количество более слабых толчков" [161, с. 146].

"В Центральном районе (Алайская впадина и ее горное обрамление), поднимающемся единым блоком, нет зон глубинных разломов и отсутствуют резкие контрастные движения. Интенсивность тектонических движений в настоящее время уменьшилась по сравнению с начальным этапом четвертичного поднятия этого района. Сейчас здесь наблюдается спад активности тектонических движений. Мезокайнозойские складки развиваются согласно древним структурным направлениям, т.е. почти широтно.

Всем этим и обусловливается ее слабая сейсмическая активность. Таким образом, пониженная сейсмичность Алайской впадины согласуется с особенностями ее геологического строения" [161, с. 150].

О.П. Сапов [302] указывал, что по южному ограничению Алайской долины не могут возникать землетрясения выше 14-го энергетического класса ($M \geqslant 5{,}5$), хотя такие землетрясения уже были к этому времени известны на этой территории (1943, 1974 гг.).

Как показано в соответствующих главах настоящей работы, детальные сеймотектонические исследования не подтвердили представления о слабой тектонической активности Алайской впадины и ее горного обрамления. Слабая сейсмическая активность оказалась явлением временным, продолжавшимся только до начала 70-х годов, после чего район вступил в фазу сейсмической активности. Предположение о временном отсутствии сильных землетрясений в зоне Дарваз-Каракульского (Каракульско-Момукского) разлома в пределах Заалайского хребта было сформулировано И.Е. Губиным в 1960 г. Он писал: "Не исключено, что вследствие неравномерности тектонических движений сейсмическая активность Каракульско-Момукского разрыва находится во временном спаде. В какой-то срок, нам не известный, она может смениться периодом высокой активности" [84, с. 429]. И.Е. Губин допускал по этому разлому возможность землетрясений с $M \geqslant 6{-}7{,}5$, $I \geqslant 9$ с частотой в среднем 1–2 события за 50 лет. Однако этот автор ожидал землетрясения совсем в других районах: "Толчки значительной силы следует ожидать в долинах нижнего течения р. Кызылсу, нижнего течения р. Сурхоба и верхнего течения р. Вахша... В ближайшее время землетрясения наиболее вероятны в Варзобском и Обигармском районах" [84, с. 399]. За последующие 22 года эти предсказания не оправдались.

Позднее тот же исследователь [86], исходя из представления о линейно перемещающемся распределении сильных землетрясений, ожидал примерно 4 события интенсивностью 9 баллов в течение 70–100 лет в пределах Гиссаро-Кокшаальской зоны, между пос. Каратагом и Джиргиталем.

Период сейсмической ативности начался сильным Маркансуйским землетрясением 11 августа 1974 г. в пределах Заалайского хребта, подтвердив правильность не конкретных указаний, а общих представлений И.Е. Губина о потенциале региона. Утверждение этого автора о том, что "началась предсказанная сейсмическая активность Каракульско-Момукского разрыва" [86, с. 671], не точно, так как его предшествующие высказывания об опасности Каракульского разлома были предположительны, время не указывалось и эпицентры землетрясений 1974 и 1978 гг. расположились на 10–20 км севернее выхода плоскости указанного разрыва на поверхность (и еще дальше от проекции глубинных частей этого взброса на поверхность). Как показано в настоящей работе, сильные землетрясения 1974 и 1978 гг. реализовались подвижками по более северным, чем Дарваз-Каракульский разлом, разрывам, хотя и находились, по-видимому, в зоне воздействия активизации Дарваз-Каракульской зоны разломов.

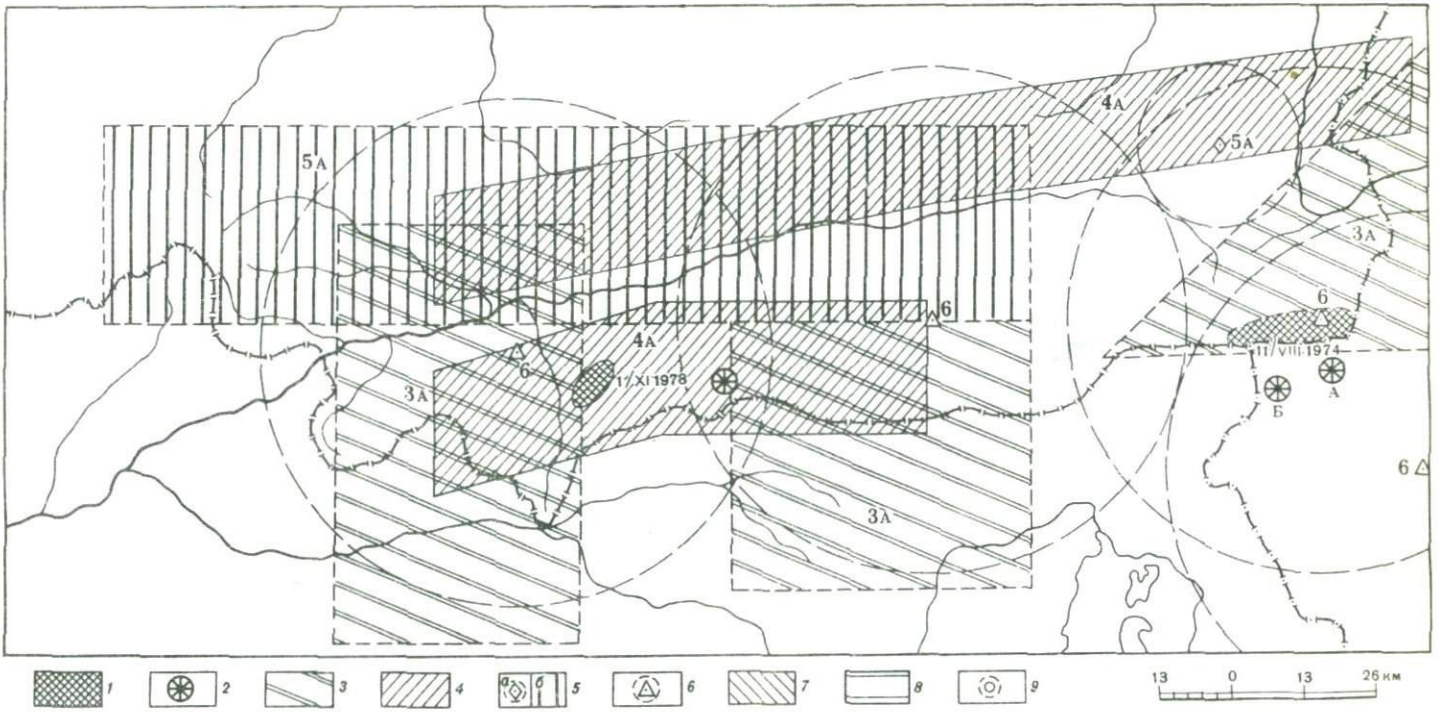
Перед началом фазы сейсмической активизации в рассматриваемом регионе опубликованы результаты выделения мест возможных сильных землетрясений ($M \geqslant 6{,}5$) в пределах всего Памира и Тянь-Шаня, полученные путем распознавания образов [63]. В основу положена морфоструктурная схема, на которой в пределах рассматриваемого нами региона выделены, сначала условно [63], а зетем уверенно [278], Гиссаро-Кокшаальский первого порядка и Дарваз-Каракульский второго порядка про-

дольные линеаменты. В качестве поперечных структур приняты разломы третьего порядка на месте выделявшихся ранее меридиональных поперечных поднятий. Один из них проведен к северу от хр. Академии наук, по долине р. Алтындары, которая, как показано в настоящей работе, соответствует поперечному прогибу. Другой попадает на Сарыкольский хребет и пик Ленина в Заалайском хребте.

На пересечении линеаментов разного порядка выделены морфоструктурные узлы, среди которых сделана попытка выделить сейсмически опасные (В) и неопасные (Н) в будущем. Принцип выделения В-узлов, еще не проявившихся землетрясениями за известный отрезок времени, состоит в машинном сопоставлении ряда морфологических признаков в этих узлах с признаками узлов заведомо сейсмогенных. Из шести узлов, признанных в результате исследования высокосейсмичными и опасными в будущем (без указания сроков), два располагаются в пределах интересующего нас региона. Эти узлы – Алайский (*23*) и Заалайский (*31*) – показаны на рис. 69–70, а их координаты приведены в табл. 10 (см. Приложение). Восточно-Куньлуньский (*30*) отнесен к Н-узлам [63]. В работе [63] узлы связаны с Дарваз-Каракульским линеаментом второго порядка, а в более поздних публикациях (после землетрясения 1978 г.) узлы занимают уже значительно большую, чем первоначально, площадь за счет вытянутости по долготе и некоторого расширения по широте; соответственно в этом варианте они захватывают и Гиссаро-Кокшаальский линеамент. Если рассматривать узлы в первом варианте, опубликованном до землетрясений 1974 и 1978 гг. [63], то легко обнаружить, что эпицентр землетрясения 11 августа 1974 г. попадает в пределы узла *30*, признанного вначале Н-узлом, а землетрясение 1 ноября 1978 г. на (и за) восточное ограничение Алайского узла (В-узла) *23* (по уточненному нами положению эпицентральной зоны), хотя в [63] оно показано в пределах В-узла *30*. Однако Е.Я. Ранцман считает [278, с. 58], что оба землетрясения 1974 и 1978 гг. произошли в В-узлах, т.е. предсказаны по месту.

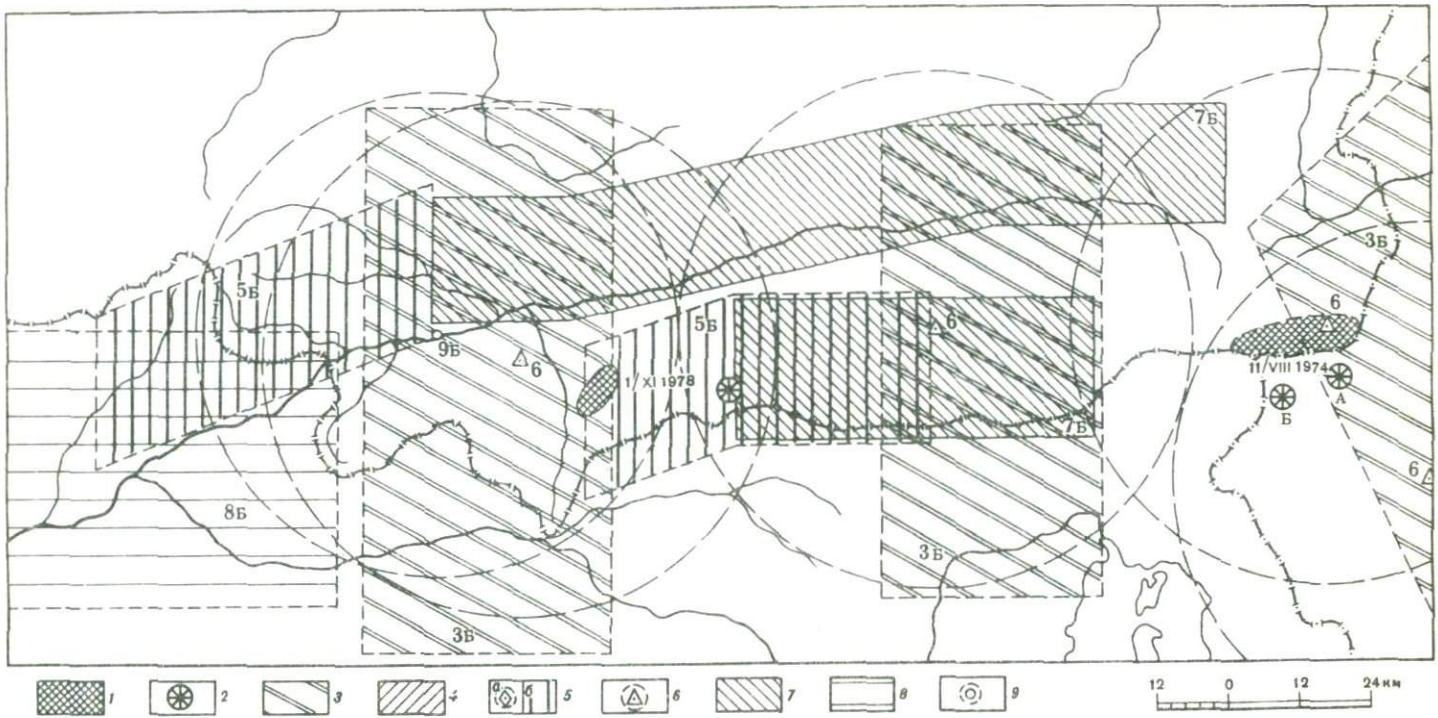
Развитием метода распознавания образов применительно к выделению мест возможного возникновения сильных землетрясения явилась работа [101], выполненная до землетрясения 1978 г. В ней приведена уточненная схема морфоструктурного районирования Средней Азии в соответствии с системой формализованных геоморфологических определений и в качестве объектов распознавания использованы не узлы, а только пересечения линеаментов. В пределах рассматриваемого нами региона схема линеаментов не претерпела изменений по сравнению с [63, 278]. В основном варианте распознавания в этой работе [101] высокосейсмичными признаны все три пересечения вдоль Гиссаро-Кокшаальского линеамента первого порядка и одно восточное пересечение *30–0* на Дарваз-Каракульском линеаменте. Маркансуйское землетрясение 1974 г. произошло в окрестностях В-пересечения *30–0*, но не на Дарваз-Каракульском линеаменте, а землетрясение 1978 г. – вблизи Н-пересечения *23–2*, тогда как В-пересечением было признано пересечение *23–1* на Гиссаро-Кокшаальском линеаменте (из-за неточного нанесения линеаментов создается впечатление о близком совпадении В-пересечения *23–1* с реальной эпицентральной областью).

В 1976 г. появилась публикация К.М. Мирзоева [196], где потенциально опасным (без точного указания магнитуд) признаны участки Гиссаро-



Р и с. 69. Схема долгосрочного прогноза сильных землетрясений до землетрясения 1. XI 1978 г.

1 – эпицентральные области по макросейсмическим данным; *2* – по инструментальным определениям, в том числе для Маркансуйского землетрясения: *А* – по [337], *Б* – по [379]. Авторы прогноза и годы публикации: $3_А$ – Гельфанд И.М. и др., 1973; $3_Б$ – Ранцман Е.Я., 1979; $4_А$ – Никонов А.А., 1975–1977; $5_А$ – *Мирзоев* К.М., 1976; $5_Б$ – *Лунев* А.А. *и др.*, 1979; *6* – *Жидков* М.П., *Кособоков* В.Г., 1976; $7_Б$ – Никонов А.А., 1980; $8_Б$ – Меламуд А.С., Михайлова Р.С., 1980; $9_Б$ – Кристи М., Симпсон Д., 1980 (см. также табл. 10)



Р и с . 70. Схема долгосрочного прогноза сильных землетрясений после 1978 г. Обозначения см. рис. 69

Кокшаальской и Дарваз-Каракульской зон разломов на меридианах западного и восточного окончания Алайской долины: "Наиболее вероятным участком проявления сильного землетрясения в ближайшее время нам представляется район с координатами 71,3–72,9° восточной долготы ... и район с координатой 73,6°...". Во второй из названных зон "потенциально опасными участками возникновения следующих сильных землетрясений являются районы с координатами 73,7–74,6 и 72,3–72,9° восточной долготы" [196, с. 129] (см. Приложение, табл. 10; рис. 69). Такое заключение, следуя идее С.А. Федотова о сейсмических циклах [307], основывалось на предположении о том, что сильные землетрясения должны происходить в промежутках между очагами ранее возникших в зоне крупных землетрясений, т.е. опасны участки дефицита выделенной (в течении срока инструментальных наблюдений) сейсмической энергии. Из четырех признанных опасными в отношении сильных землетрясений участков на одном прогноз можно считать оправдавшимся землетрясением 1978 г. [176], хотя и в данном случае землетрясение произошло не в Дарваз-Каракульской зоне, как ожидалось, а севернее и "сработал" не "наиболее вероятный участок" Гиссаро-Кокшаальской зоны.

В целом можно сказать, что подтвердились представления тех авторов [63, 84, 101, 196], которые считали зону сочленения Памира и Тянь-Шаня сейсмически опасной. Однако ввиду рассмотрения ими региона в мелком масштабе, не вполне точного определения геологических структур и морфоструктур, расширения (после происшедших землетрясений) границ узлов и неточностей в определении и нанесении эпицентров соотнесение реальных эпицентров с определенными продольными структурами и узлами оказалось в ряде случаев перепутанным. Это, конечно, снижает прикладную значимость и надежность рассмотренных разработок вопреки оптимистическим оценкам их авторов после происшедших событий [86, 278]. Подходы указанных исследователей не могли обеспечить предсказание опасного периода, т.е. долгосрочного прогноза.

Нужна была разработка других способов прогноза. Одно из основных и перспективных направлений в современной сейсмологии – анализ пространственно-временного хода сейсмичности – было применено к региону в прогностических целях. При том огромном количестве землетрясений, которые ежегодно случаются в горах Средней Азии, успех на этом пути может быть обеспечен только в случае правильной классификации событий и четкого определения граничных условий рассматриваемых групп событий.

Проще всего ограничиться самыми сильными землетрясениями, хотя при этом невозможно осуществить статистическую обработку материала из-за относительной малочисленности сильных толчков за период инструментальных наблюдений. С точки зрения сейсмологов, такое ограничение, само по себе приемлемое, лишает последующие выводы необходимой степени доверия. Однако, с другой стороны, при таком подходе появляется возможность освободиться от "сейсмического шума" и обнаружить главные, ведущие черты сейсмотектонического процесса на мегарегиональном уровне. С этих позиций одним из авторов настоящей книги в 1975 г. была предложена гипотеза миграции сильных землетрясений вдоль основных зон разломов [227]. Автор ограничился землетрясениями в пределах земной коры (т.е. до глубины 40–60 км), имеющими магнитуду не менее 6,5.

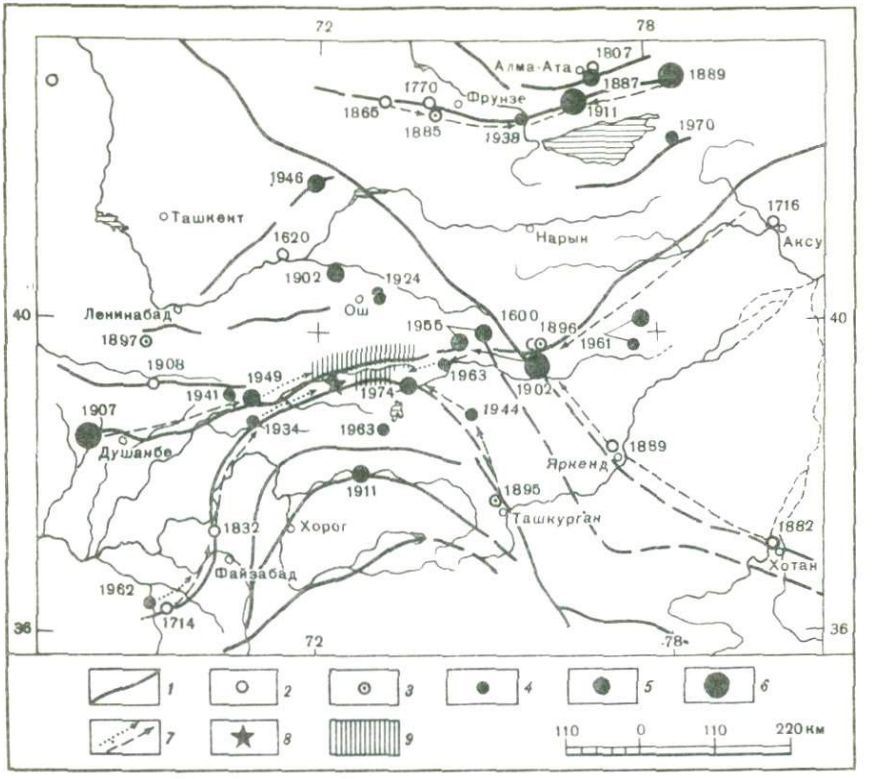
Далее только они считались сильными. Такое ограничение обусловлено тем, что землетрясения с $M \geqslant 6{,}5$ имеют соизмеримые с мощностью земной коры размеры очага и потому должны быть связаны с общекоровыми тектоническими процессами.

Кроме хорошо известных землетрясений, зарегистрированных инструментальными методами, в рассмотрение были включены известные и малоизвестные по историческим сведениям землетрясения XVIII и XIX веков, хотя их манитуды определяются со значительно меньшей точностью.

Нанесение эпицентров всех таких землетрясений на тектоническую карту Средней Азии позволило убедиться в справедливости представления о том, что подавляющее большинство сильных землетрясений приурочено к крупнейшим региональным зонам разломов. Для южной части Средней Азии подобные попытки пространственно-временного распределения сильных землетрясений делались раньше И.Е. Губиным [84] и В.И. Бунэ [40]. При этом, однако, принимался другой предел магнитуды, рассмотрение не было достаточно дифференцированным по тектоническим зонам и не учитывались крупные сейсмические события исторического времени. Вероятно, именно поэтому возникло представление о линейно-перемежающемся распределении сильных землетрясений вдоль сейсмогенных зон.

После нанесения эпицентров сильных землетрясений на схему главных разломов юга Средней Азии обнаружилось последовательное во времени их перемещение вдоль разломов – от периферии к некоей субмеридиональной осевой линии (рис. 71). Эта воображаемая линия (полоса) примерно пополам рассекала Памир, грубо говоря, как ось симметрии памирских тектонических дуг. Был построен график (рис. 72), по оси абсцисс которого откладывались расстояния от упомянутой оси симметрии вдоль протяжения каждой из зон разломов, а по оси ординат – время от начала XVIII в. до 2000 г. Нанеся на этот график пространственно-временное положение эпицентров разными значками для различных зон, мы получили график миграции сильных землетрясений с очагами в земной коре. Миграция очагов отчетливо проявилась вдоль крупнейших зон – Гиссаро-Кокшаальской и Дарваз-Каракульской. Хотя по каждой из них за последние примерно 250 лет известно только 6–9 сильных землетрясений и, следовательно, ни о какой статистике говорить нельзя, миграция от флангов зон разломов к меридиональной полосе перегиба памирских дуг вполне отчетлива. Ни одного случая ее нарушения (при выбранных параметрах) не обнаружено.

Наметились как бы волны сейсмической (тектонической) активности, идущие вдоль определенных линий в определенных направлениях с определенной скоростью. Средняя скорость миграции оказалась в пределах 2–5 км/год. Данные о миграции эпицентров (очагов) укладываются в представления о цикличности импульсов тектонических движений и разрядки напряжений. Можно полагать, что последовательность распространения эпицентров вдоль каждой зоны разломов циклически повторяется. Один цикл миграции по западной части Гундукуш-Дарваз-Каракульской зоны можно оценить в 265 лет (1714–1978), по восточной – не менее 85–100 лет (до 1895 – после 1982), по Гиссаро-Кокшаальской зоне – соответственно более 75 (до 1907–после 1982) и более 265 (1716 – после 1982). Отсюда появилась возможность прогноза места и периода возможного возникновения

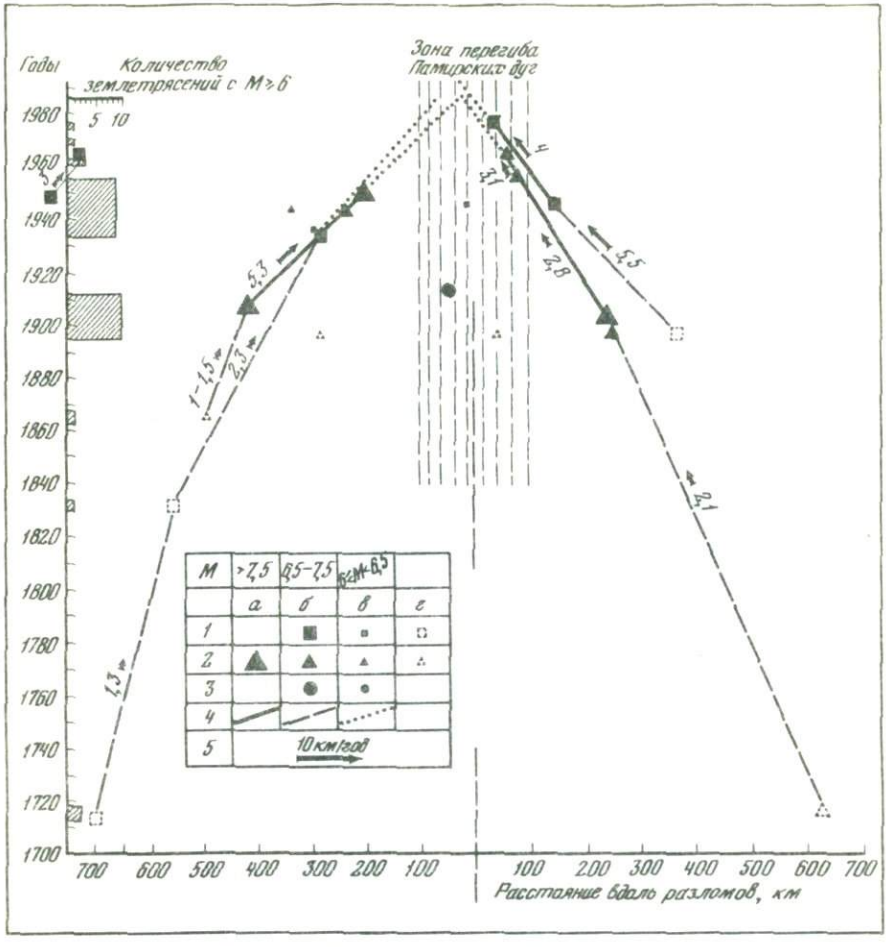


Р и с. 71. Сильные землетрясения Средней Азии и прилежащих территорий с гипоцентрами в земной коре

1 – главные зоны разломов в земной коре, активные в *новейшее время*; *2* – сильные (VIII–IX баллов) землетрясения по историческим данным, без надежного положения эпицентра; *3* – *то же*, эпицентр определен по макросейсмическим данным; эпицентры инструментально зарегистрированных землетрясений с $M \approx 6{,}5$ (*4*), $6{,}5 < M < 7{,}5$ (*5*) и $M \geqslant 7{,}5$ (*6*); *7* – миграции сильных землетрясений вдоль зон разломов, в том числе вероятная в настоящее время (*пунктир*); цифры около эпицентров – год землетрясения; *8* – эпицентр землетрясения 1. XI 1978 г.; *9* – участки вероятного *возникновения* сильных землетрясений до 1995 г. Схема впервые опубликована в 1975 г. (227), пункты 8–9 нанесены дополнительно в 1979 г.

сильных землетрясений в зоне сочленения Памира и Тянь-Шаня [227, 230, 387].

Наиболее опасными *представлялись* участки Гиссаро-Кокшаальской и Дарваз-Каракульской зон разломов на долготе Алайской долины. Нетрудно было подсчитать, что при сохранении известной скорости миграции участок можно рассматривать как опасный с 1975 г.: "Можно ожидать сильные ($M \geqslant 6{,}5$) землетрясения в следующих местах: в Дарваз-Каракульской зоне на северном склоне Заалайского хребта около пика Ленина или западнее; еще более вероятно будущее землетрясение в Гиссаро-Кокшаальской зоне разломов в пределах Алайской долины (см. таже [63]). Если принять известные скорости миграции эпицентров последних землетрясений, то будущее землетрясение можно отнести к 1980^{+5}_{-10} г. ...в назван-

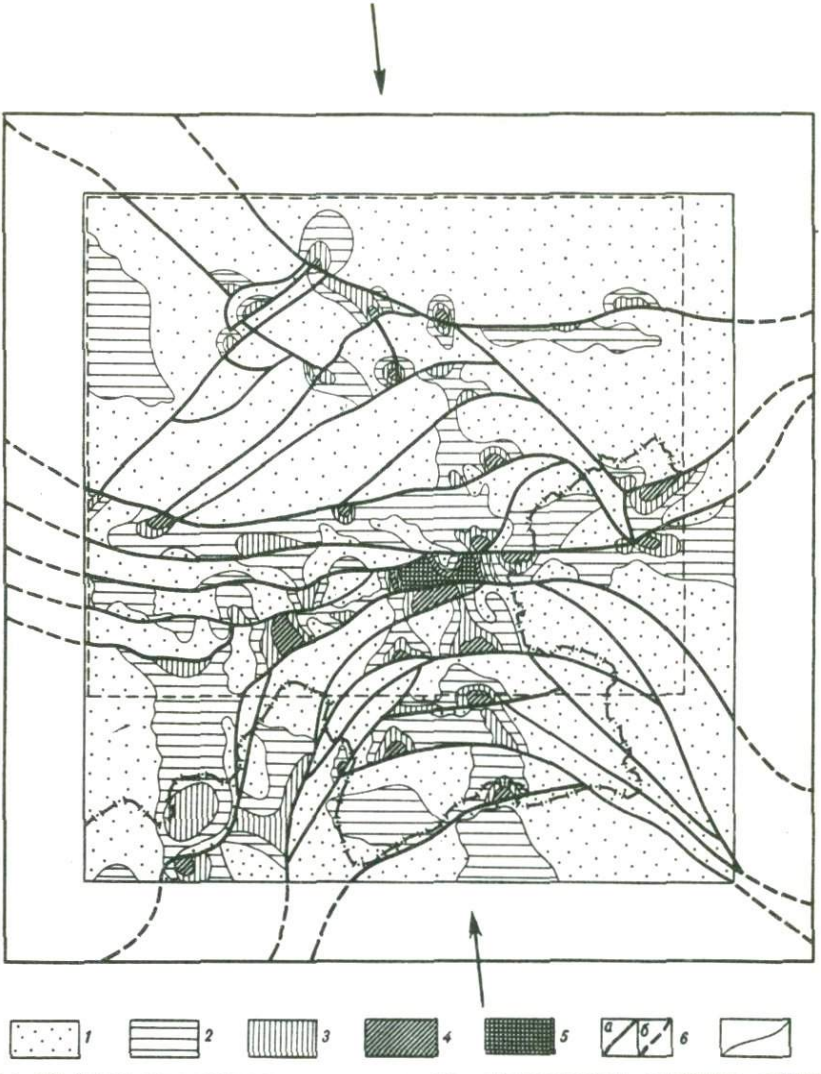


Р и с. 72. График миграции сильных землетрясений с очагами в земной коре вдоль основных зон разломов юга Средней Азии

Землетрясения в зонах разломов: *1* – Гиндукуш-Дарваз-Каракульской, *2* – Гиссаро-Кокшаальской, *3* – Рушано-Пшартской; $M \geqslant 7{,}5$ (*а*), $7{,}5 < M \geqslant 6{,}5$ (*б*), $6{,}5 > M \geqslant 6$ (*в*); *г* – разрушительные землетрясения по историческим данным и макросейсмическим данным; *4* – миграция землетрясений: *а* – надежная, *б* – менее уверенная, *в* – предполагаемая в будущем; *5* – направленность и скорость миграции

ных местах, особенно в центральной части Алайской долины, рекомендуется постановка целенаправленных исследований, в том числе сейсмологических, геофизических, с целью наблюдения за динамикой процессов и разработки методики выявления непосредственных предвестников землетрясений" [230, с. 209] (см. Приложение, табл. 10; рис. 69).

Представление о высокой сейсмической опасности участка сочленения Памира и Тянь-Шаря в вершине Памирских дуг получило дополнительное подтверждение при модельных экспериментах в Лаборатории тектонофизики Института физики Земли АН СССР [249]. Локальное поле напряжений



Р и с. 73. Схема локального поля τ_{max} в модели. Имитированы основные разломы Памира и Тянь-Шаня ($\varphi = -5°$)

Понижение τ_{max}: *1* – от 50 (и выше) до 20%; *2* – от 0 до 20%; повышение τ_{max}: *3* – от 0 до 20%; *4* – от 20 до 80%; *5* – от 80 до 100%; *6* – разломы; *7* – границы областей с различными величинами напряжений τ_{max} [249]

в плоской упругой модели, имитирующей основные тектонические разрывы Средней Азии в условиях субмеридионального сжатия, оказалось максимальным именно на участке сочленения Памира и Тянь-Шаня на долготе Алайской долины (рис. 73).

Помимо публикаций 1975–1977 годов в нескольких научных докладах А.А. Никоновым [234] весной 1976 и 1977 годов в частности указывалось:

"По мнению автора, дело представляется достаточно серьезным, чтобы ограничиваться научными докладами, частными обсуждениями или даже отдельными мероприятиями. При таком ограничении мы рискуем по меньшей мере упустить возможность проверить и усовершенствовать существующие критерии оценки сейсмической опасности и намечающиеся способы прогноза землетрясений... Упустить такую возможность было бы непростительным промахом".

25 мая 1978 г., т.е. за 5 месяцев до землетрясения в Институте сейсмологии АН Киргизской ССР и г. Фрунзе состоялся доклад А.А. Никонова "Об ожидаемом сильном землетрясении в Алайской долине"

Землетрясение 1 ноября 1978 г. произошло в соответствии с долгосрочным прогнозом А.А. Никонова по магнитуде, месту и времени, хотя эпицентр его располагался не на самом Дарваз-Каракульском разломе, а в 10–15 км севернее.

КРАТКОСРОЧНЫЕ ПРЕДВЕСТНИКИ И ПРОГНОЗ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ 1974 И 1978 гг.

Хотя нас здесь интересуют в основном вопросы долгосрочного прогнозирования , целесообразно вкратце отметить признаки, которые могут рассматриваться в качестве средне- и краткосрочных предвестников. Среднесрочные признаки подготовки землетрясений рассмотрены выше (см. гл. 6). Бо́льшая часть приводимых сведений получена ретроспективно, хотя ряд их был обнаружен заблаговременно, что и послужило основанием для узбекских сеймологов дать предупреждение о готовящемся землетрясении за шесть часов до события.

Для землетрясения 11 августа 1974 г. известны три группы предвестниковых явлений. Имеются сведения о том, что за несколько дней до землетрясения в нескольких источниках Карамуринской группы уменьшился дебит воды, а некоторые из них перестали изливаться; восстановился дебит только через 3–4 месяца после землетрясения [178]. В скважине Ходжа-абад в 20 км к юго-востоку от г. Андижана (Δ = 190 км), откачивающей воду с глубины 0,3 км из верхнемеловых слоев, с середины июля проводились измерения содержания радона. 26–29 июля содержание радона постепенно увеличивалось, оно резко упало 30 июля, с 7 августа снова росло, а 10 августа, т.е. накануне землетрясения, резко понизилось [178]. За день до землетрясения температура вод в скважинах увеличилась на 0,7–1°С.

Как предвестник землетрясения 11 августа 1974 г. [179] рассматриваются аномальные изменения горизонтального угла между тремя наземными станциями (на 10″), измеренные астрономическими методами в конце июля 1974 г. (по сравнению с началом июля и концом августа) на астрономическом пункте Каракуль в Узбекистане (Δ = 450 км).

К электромагнитным предвестникам можно отнести резкую аномалию (увеличение частоты появления импульсов электромагнитного излучения 4–8 августа), перешедшую в минимум за несколько дней до землетрясения, что отмечено на эпицентральном расстоянии 415 км [см. 178, 370]. Само землетрясение 11 августа 1974 г., как и его афтершоки, никакими ожиданиями не предварялось.

Значительно более определенные и многочисленные предвестниковые явления и ожидания предваряли землетрясение 1 ноября 1978 г. [178–180, 181, 235].

Г.Ю. Азизов обнаружил изменения гидрохимических показателей в скважинах Восточной Ферганы (Δ = 150–160 км) [178, 180]. Уменьшение содержания ряда газовых компонентов проявлялось на разных глубинах еще в сентябре и октябре. В отдельных скважинах менялся расход воды и ее температура. 26 октября во многих скважинах уменьшилось избыточное давление, на 1,7–2,4° уменьшилась температура воды, перестали функционировать самоизливающаяся скважина Ходжаабад и некоторые родники Восточной Ферганы. Отмечено дальнейшее снижение содержания газовых компонентов, в том числе резкое снижение содержания радона в водах источника Гульча (Δ = 140 км). Но с 31 октября все эти показатели снова обнаружили повышение, скважина Ходжаабад начала изливаться и увеличивала дебит с каждым часом, росли содержания радона и углекислого газа в водах наблюдавшихся скважин. Отклонения от средних значений были сильнее в юго-восточном направлении: в Ходжаабаде – около 50%, в Джелалабаде – 60%, в Гульче – 75–80%. По этим данным Г.Ю. Азизов предупредил Институт сейсмологии АН УзбССР об ожидании до утра 2 ноября сильного землетрясения в юго-юго-восточной части Ферганского полигона [178].

Дополнительным признаком готовящегося землетрясения и стимулом к выпуску В.И. Уломовым предупреждения (за 6 часов) послужила аномалия в ходе разности напряженности магнитного поля в пунктах Андижан и Ташкент, возникшая 26–27 октября и достигшая максимума 30 октября (2–10 ноября разность вернулась к исходному уровню). Определенность ожидания землетрясения во времени не сопровождалась, однако, точной локализацией предстоящего толчка, так как он предполагался к юго-востоку от г. Андижана (в пределах Ферганы), а произошел в 160 км к югу в Заалайском хребте. Поэтому, отдавая должное узбекским исследователям, нельзя все же говорить о том, что "предположение оправдалось полностью" ... "землетрясение произошло в указанном районе" [178, с. 125].

Ряд предвестниковых явлений обнаружился постфактум. Наиболее интересным из них, с многочисленными данными, является аномальное поведение животных [181, 235, 237]. Не повторяя опубликованных данных, отметим, что этот предвестник отмечен в 18 пунктах на эпицентральном расстоянии не более 70 км, и распределение пунктов в Алайской впадине таково, что позволяет предполагать субширотную, в соответствии с главными геологическими структурами, ориентировку области непосредственной подготовки (рис. 74, см. вкл.).

Можно упомянуть также о предшествовавших землетрясению изменениях знака движений земной коры, зафиксированных в Южной Фергане (Δ = 110–120 км). Нивелирование через зону Южно-Ферганского разлома в августе 1977 г., апреле и августе 1978 г. показало устойчивое поднятие всех реперов на 40–90мм на 15-километровом профиле, но в октябре 1978 г. два репера из 4 испытали опускание (на 5–12 мм) [178]. Установлены аномальные вариации геомагнитного поля [18].

Таким образом, можно отметить, что среднесрочные и краткосрочные предвестниковые явления перед обоими землетрясениями были: 1) доста-

точно многочисленны и определенны (по 3–5 видов); 2) большинство из них проявилось за несколько суток и в течение последних перед землетрясением суток, хотя гидрологические, деформационные и биопредвестники стали проявляться (но выявлены ретроспективно) в течение предшествующих 4–5 недель; 3) обнаруживались на эпицентральных расстояниях: биопредвестники – до 70 км, гидродинамические, гидрохимические, деформационные и магнитные – до 160–200 км, а электромагнитные и, возможно, некоторые деформационные – до 400–450 км.

Несмотря на отдельные удачные разработки и предвидения землетрясения 1 ноября 1978 г., в целом последовательный и точный по основным параметрам, т.е. практически значимый, прогноз осуществить не удалось.

ПРОГНОЗ КРУПНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ ПОСЛЕ 1978 г.

После сильных землетрясений 1974 и 1978 гг. стало ясно, что рассматриваемый регион вступил в фазу сейсмической активности. Ряд исследователей считают, что здесь предстоят и другие крупные землетрясения, причем это мнение основывается на использовании различных подходов и методов. Не разбирая исходные методы и материалы, отметим сначала основные показатели прогноза в тех разработках, которые охарактеризованы выше (см. Приложение, табл. 10; рис. 70).

Согласно результатам использования метода распознавания образов, если исправить неверную локализацию землетрясения 1978 г. в узле *31* (вместо *23*) [278], опасной в неопределенном времени, вероятно, попрежнему признается меридиональная полоса между Памирским трактом и меридианом пика Ленина и западный участок южного склона Алайского хребта [63, 278] или западный, центральный и восточный участки того же склона Алайского хребта, но ни один из участков Заалайского [101]. Время возможного землетрясения не указывается.

Исходя из длительного отсутствия сильных землетрясений и среднего периода их повторяемости по инструментальным данным 20–40 лет для К=16 и 50–130 лет для К=17, группа сейсмологов [176] ожидает сильные ($M \geqslant 6$) землетрясения в Гиссаро-Кокшаальской зоне западнее г. Гарма, на западе Алайского хребта, в Дарваз-Каракульской зоне на месте очага землетрясения 1978 г. и восточнее, а также около р. Пянджа.

При использовании модифицированной методики подсчета высвобожденной вдоль зон сейсмической энергии места возможных будущих землетрясений $K \geqslant 14$ без указания сроков выделены западнее обсуждаемого региона около пос. Джиргиталя и на крайнем востоке Алайского хребта [198]. Анализ пространственно-временного распределения слабых и умеренных землетрясений в зоне сочленения Памира и Тянь-Шаня (без дифференциации по тектоническим зонам) и выявление динамики сейсмических затиший привели [198] к выделению долгосрочно опасных участков в отношении землетрясений $K \geqslant 14$ в Гиссаро-Кокшаальской зоне западнее границы Киргизии и Таджикистана и восточнее государственной границы, а по Дарваз-Каракульской зоне только западнее устья р. Муксу, т.е. за пределами рассматриваемого региона.

На основе представления о линейно-перемежающемся распределении сильных землетрясений в зонах разлома в качестве возможных мест будущих землетрясений с $M \simeq 7$ признаются "сейсмические окна" в зоне Дарваз-Каракульского разлома [86], т.е. по-видимому, участки между эпицентрами землетрясений 1974 и 1978 гг. и западнее последнего.

Наконец, отметим публикацию американских авторов [379], в которой утверждается, что семь сильных землетрясений советской Средней Азии предварялись за несколько лет близко расположенными менее сильными землетрясениями. Выводится даже корреляция между магнитудой предваряющих и основных землетрясений, магнитудой основного и длиной промежуточного периода. На этой основе определено ожидание в течение нескольких лет после землетрясения 1978 г. более сильного ($M \geqslant 7$) землетрясения в зоне Гиссаро-Кокшаальского разлома вблизи 72° восточной долготы (см. Приложение, табл. 10; рис. 70). Ввиду выборочного *рассмотрения сильных землетрясений и отсутствия четких принципов* их группирования выводы названных авторов не производят впечатления надежных. К тому же срок выданного предсказания истек, а землетрясения не произошло.

При рассмотрении отмеченных прогностических разработок для указанного региона обращают на себя внимание элементы как сходства, так и расхождения. Большинство исследователей сходятся в признании региона в целом опасным в отношении будущих (предстоящих) сильных землетрясений. Все исследователи признают опасными две зоны разломов – Гиссаро-Кокшаальскую и Дарваз-Каракульскую, хотя только некоторые [83, 86, 230, 234] обосновывают это представление конкретными сейсмогеологическими данными. Время возможных событий не указывается, за исключением [379], где землетрясение ожидалось в 1980–1981 гг.

Расхождения между авторами прогностических указаний состоят в определении нижнего предела магнитуды и локализации опасных участков. Нижний предел магнитуды колеблется от $\simeq 5{,}5$ ($K \geqslant 14$) [198] до 6,5–7 [63, 379, 278]. M_{max} не определяется. Некоторые авторы признают опасными северный и (или) южный борта Алайской впадины [63, 101, 278, 178, 86], тогда как другие – участки западнее Алайской впадины [198, 178, 379].

Обратимся теперь снова к гипотезе миграции. Рассматривая возможность будущих сильных землетрясений в регионе с этой точки зрения [234, 242], мы учитываем также приведенные выше материалы о палеоземлетрясениях (см. гл. 5) и о режиме слабых и умеренных толчков (см. гл. 6).

Рассмотрим сначала южное ограничение Алайской впадины. Уточняя прежние представления, мы должны предположить, что на юге миграция происходит параллельно по двум зонам – Заалайской (Петровско-Заалайской) и Дарваз-Каракульской. Их сближенность в северо-памирском секторе до 10–20 км позволяет предполагать в условиях единой системы напряжений синхронное развитие в обеих зонах процессов концентрации и разрядки аномальных напряжений или по крайней мере влияние процессов в одной зоне на процессы в соседней. Зоны, возможно, "живут" в сходном пространственно-временном режиме. С этой точки зрения появление очаговых областей сильных землетрясений 1974 и 1978 гг. в Заалайской зоне можно рассматривать как развитие процесса миграции волн тектонических напряжений и вдоль Дарваз-Каракульской зоны.

Разрядка напряжений на западном и восточном участках Заалайской зоны (не Дарваз-Каракульской, как обычно считали, в том числе и авторы) землетрясениями 1974 и 1978 гг. не снимает опасности промежуточного по простиранию участка не только Заалайской зоны, но и Дарваз-Каракульского разлома.

Расстояние между эпицентрами рассматриваемых землетрясений составляет примерно 125 км, а расстояние между ближайшими ограничениями их очагов – около 75 км. Считая, что скорость миграции эпицентров (фронта волны активизации) составляет в одном направлении 3–5 км/год [227, 230], т.е. длина промежуточного участка ежегодно сокращается на 6–10 км, получаем, что с 1982 г. участок может считаться опасным в течение 10±2 лет, или округленно до 1995 г.

Согласно формуле $\lg l_{max} = 0{,}7\ M - 2{,}8$ [357], участок длиной 75 км является максимальным для очага землетрясения с $M = 6{,}7$. Землетрясения с *такой и большей магнитудой могут иметь очаги и гораздо меньшей протяженности* (порядка 10–15 км). Поэтому нельзя считать, что до конца указанного периода потенциальная возможность сильных землетрясений здесь уменьшится.

Возможность будущих сильных землетрясений на рассматриваемом участке вытекает из нахождения в его пределах массовых следов сильных землетрясений прошлого, в том числе возрастом в несколько тысяч – несколько сотен лет (см. гл. 5). Надо учитывать также, что в северной части Дарваз-Каракульской сейсмогенной зоны со средней повторяемостью сильных землетрясений 2–3 раза в тысячу лет их не было свыше 110 лет. Естественно, остается возможность реализации упругих напряжений на рассматриваемом участке в виде серии или роя умеренных землетрясений; возможно также снятие напряжений путем криповых подвижек по разрывам Заалайской зоны.

Рассматривая более опасный вариант, мы признаем потенциально опасной полосу шириной 15–20 км вдоль Дарваз-Каракульской зоны разломов к северу от нее (между гребнем и северным подножием Заалайского хребта) на участке длиной 70–80 км с центром вблизи пика Ленина, т.е. примерно с координатами 39,5° с.ш. и 73,0° в.д. (см. рис. 70). Дарваз-Каракульский разлом может порождать относительно редкие и глубокие высокомагнитудные землетрясения преимущественно с "жестким" типом излучения, взбросовыми подвижками в очаге и большим количеством афтершоков (гиссарский тип землетрясений И.Е. Губина). В более северной Заалайской мобильной зоне скорее могут происходить менее глубокие, но более частые землетрясения со значительными подвижками взбросо-надвигового и сдвигового характера и "мягким" типом излучения, без значительного количества афтершоков.

На северном ограничении Алайской впадины по Гиссаро-Кокшаальской зоне согласно гипотезе миграции движение фронта сейсмической активности также идет с запада и с востока вдоль южных склонов Алайского хребта от его периферии к центру. Принимая скорость миграции по 3–5 км/год с каждой стороны, получаем, что с запада, от эпицентра Хаитского землетрясения 1949 г., фронт должен был продвинуться на 90–115 км, а с востока, от эпицентра землетрясения 29 августа 1963 г., – на 50–95 км. В этом случае в конце 70-х годов *сейсмическая активность должна была проявить-*

ся примерно в бассейне р. Кёксу-западной и восточнее и в бассейне р. Кёксу-восточной и западнее, что и имело место (см. гл. 6). Поэтому представляются более верными меньшие из приведенных выше значений продвижения фронтов активности. В таком случае положение фронтов активности к началу 80-х годов можно локализовать в бассейне р. Кёксу-западной на западе и восточнее пер. Талдык на востоке, а длину промежуточного участка, еще не вступившего в активную фазу, оценивать величиной около 150 км; он может считаться опасным в течение последующих 30–50 лет. Если же фронты активности продвинулись значительно ближе друг к другу и расстояние между ними составляет ныне около 50 км, то опасность сохраняется в течение ближайших 10–15 лет, т.е. до конца века.

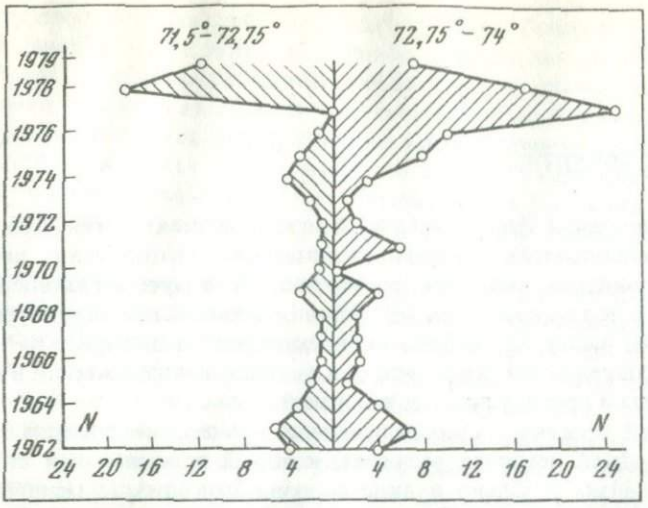
Сильные землетрясения несомненно происходили здесь в прошлом многократно (см. гл. 5; Приложение, табл. 5; рис. 43) с возможной частотой несколько раз в тысячелетие. Известные сведения о сильных землетрясениях на дальних флангах Гиссаро-Кокшаальской зоны разломов (Кашгарское 1902 г. с M = 8,1±0,2 и Хаитское 1949 г. с M=7,4±0,1), как и палеосейсмогеологические материалы, делают вероятным допущение столь же сильных землетрясений на рассматриваемом участке зоны. Размеры промежуточного между фронтами активности участка, даже в варианте его минимальной длины – около 50 км, позволяют допускать здесь землетрясения с $M \geqslant 6{,}5$.

По сумме имеющихся данных южный склон Алайского хребта между меридианами 71,8 и 73,6° в.д. представляется опасным в ближайшие десятилетия в отношении сильных ($6{,}5 \leqslant M \leqslant 8$) землетрясений. В течение 1982–1997 гг. наиболее опасными представляются два участка южного склона Алайского хребта между меридианами 71,8–72,5 и 73,1–73,6° в.д. В дальнейшем более опасным можно считать промежуточный участок.

Необходимо обратить внимание на заметное усиление сейсмической активности по числу слабых толчков в пределах южных склонов Алайского хребта в 1977–1978 гг. ([235, 242], рис. 75), что может отражать начавшуюся концентрацию напряжений в Гиссаро-Кокшаальской зоне. Сейсмические события в зоне могут ограничиться роем слабых землетрясений или серией умеренных. Нельзя исключить возможность возникновения сильного землетрясения и в более северных частях Алайского хребта на центральном участке его протяжения.

Гипотеза миграции сильных землетрясений вдоль крупных зон разломов не допускает возникновения аналогичных по магнитуде толчков в очагах известных землетрясений ранее чем через 200–250 лет. В этом отношении наши выводы близки к заключениям тех исследователей, что признают теперь опасными места вне очагов происшедших сильных землетрясений. Но в отличие от других подходов гипотеза миграции не предполагает возникновения коровых землетрясений с $M \geqslant 6{,}5$ на внешних флангах зон, откуда идет миграция. Согласно гипотезе миграции мы, в отличие от других авторов [176, 196, 198, 88], не ожидаем в ближайшие десятилетия землетрясений с $M \geqslant 6{,}5$ по Гиссаро-Кокшаальской зоне западнее 71,8 и восточнее 73,6° в.д., а по Дарваз-Каракульской и Заалайской зонам – западнее меридиана 72,3°.

В пределах южного склона Алайского хребта по разрывам Гиссаро-Кокшаальской зоны разломов можно ожидать сильные землетрясения только



Р и с. 75. Изменение годовых сумм землетрясений ($K \geqslant 9$) в южной части Алайского хребта западнее и восточнее меридиана 72, 75° в.д.

гиссарского типа – со взбросовыми (к югу) подвижками. Опасность сильных землетрясений этой зоны состоит и в типе толчков (значительная площадь сотрясения, большая магнитуда, жесткий тип излучения, множество афтершоков и их длительность), и в сравнительной близости (70–100 км) к густонаселенным регионам Южной Ферганы. В случае возникновения в рассматриваемой зоне землетрясения с $M \geqslant 6{,}5$ интенсивностью 8–9 баллов населенная часть Алайской долины может подвергнуться 8-балльным сотрясениям, а Южная Фергана – 6–7-балльным. При землетрясении с $M = 7{,}5–8$ и $I_0 \approx 9–10$ баллов нужно быть готовым к 8–9 балльным сотрясениям в Алайской долине и 7–8-балльными в Южной Фергане.

В предвидении отмеченной выше опасности или даже в ожидании серии толчков умеренной силы необходимо безотлагательно организовать в намеченных в качестве опасных местах комплексные и систематические прогностические исследования для уточнения критериев, разработки методики и попытки конкретного прогнозирования. На такую необходимость неоднократно, но без реальных результатов указывается с 1975 г. [234, 242].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Область сочленения Памира и Тянь-Шаня многие десятилетия служит объектом противоположных и взаимоисключающих тектонических представлений. Большинство геологов рассматривали вопрос о границе Памира и Тянь-Шаня с точки зрения палеозойской и мезозойской структуры и истории. Авторы настоящей работы сконцентрировали внимание на новейшей истории и современной структуре, что дало новые возможности в интерпретации данных и преодолении противоречий.

Новейший орогенез – это наложенный процесс, не связанный прямо с предшествующей историей развития, который в одинаковой степени охватил Тянь-Шань и Памир в виде сводово-блоковых движений. Область сочленения Памира и Тянь-Шаня в рассматриваемом сегменте представляет собой новейшую межгорную впадину, которая развивалась в процесе послеплатформенного орогенеза унаследованно на месте мезозойского прогиба. Антиклинории Северного Памира и Южного Тянь-Шаня (Алая) унаследованно воздымались в новейшее время – с конца олигоцена и начала–середины миоцена соответственно.

Собственно Заалайский хребет развивался как поднятие с конца олигоцена в большей своей части на месте мезозойского и частично раннекайнозойского прогиба на северном ограничении Памира, являя собой мобильную зону чешуйчатых взбросов и надвигов к северу. Будучи в центральной части протяжения тесно причлененным с севера к Северо-Памирскому поднятию фундамента, Заалайский хребет образует в общем структуру выжимания, ограниченную с севера и юга серией наклоненных под него и более крутых с глубиной разрывов.

Различия в суждениях ряда исследователей о структуре и кинематике северного ограничения Памира в значительной мере вызваны тем, что речь шла о разных (но в северо-памирском секторе весьма сближенных) зонах разломов. Дарваз-Каракульский древний глубинный разлом имеет близвертикальное заложение на глубине и в верхней части представлен веером расходящихся вверх разрывов. В отличие от него Заалайская зона, возможно, развивающаяся на месте Петровско-Заалайского глубинного разлома, представляет типичную чешуйчатую надвиговую структуру. В центральной части региона (в вершине Памирской дуги) зоны очень сближены и параллельны друг к другу, но к западу и востоку, по мере отклонения зоны Дарваз-Каракульского разлома к юго-востоку на восточном фланге и к юго-западу на западном, и при сохранении субширотного протяжения Заалайской зоны, расстояние между ними увеличивается, так что их самостоятельность уже не вызывает сомнения.

После проведенных исследований можно считать доказанным существование и Гиссаро-Кокшаальской зоны новейших разломов на северном борту Алайской впадины с близвертикальным или наклонным под Алайский хребет положением сместителей разрывов, переходящих на отдель-

ных участках в надвиговые (в южных румбах). Северные разрывы, в том числе надвиги, более активны главным образом до плиоцена, после чего преобладали деформации изгиба, между тем как южные разрывы обнаруживают признаки активности и в четвертичное время. Расширение обрамляющих областей поднятия и сужение промежуточной Алайской впадины происходили не только и не столько за счет вертикальных блоковых движений, но в значительной мере за счет сближения Тянь-Шаньского и Памирского блоков консолидированного герцинской складчатостью фундамента.

Новейшее надвигание края Алайского антиклинория к югу составляет не более 6–8 км, между тем как суммарное перемещение антиклинория Северного Памира к северу (считая по нескольким взбросо-надвиговым чешуям в мезокайнозойских толщах Заалайской зоны) оценивается величиной не менее первых десятков километров. Таким образом, Алайская впадина, как и многие другие новейшие впадины среднеазиатского орогена, представляет собой асимметричный рамп и вместе с горным обрамлением должна рассматриваться как область сближения Памира и Тянь-Шаня.

Величины новейших вертикальных поднятий достигают 5 км в Алайском и 6–7 км в Заалайском хребтах, а размах движений по фундаменту во впадине и прилежащих хребтах – 9–12 км, что дает среднюю скорость 0,3–0,8 мм/год. Суммарное сокращение расстояний между палеозойскими блоками Северного Памира и Южного Тянь-Шаня оценивается нами за новейшее время как минимум в 25–30 км, т.е. происходило со скоростью $\geqslant$ 1–2 мм/год в среднем.

Вдвигание ("вжимание") Северо-Памирской зоны дугообразно к северу в Заалайскую, чешуйчато-надвиговая структура последней с наиболее интенсивными дислокациями и крупными горизонтальными перемещениями именно против вершинной части Северо-Памирской дуги, большие в несколько раз величины перемещения к северу на южном борту Алайской впадины по сравнению с величинами южных перемещений на северном борту, более постоянная и длительная в пределах новейшего этапа активность южного борта сравнительно с северным, смещение активности в пределах Заалайской зоны в течение новейшего этапа с юга на север, более раннее начало и бóльшая величина поднятия Заалайского хребта по сравнению с Алайским – все эти явления согласуются с мобилистическими представлениями об общем перемещении Памирской глыбы к северу.

Многочисленные и яркие примеры позднеплейстоценовых и голоценовых надвигов и взбросов к северу у северного подножия Заалайского хребта в отличие от южных подножий Алайского вполне подтверждают этот вывод для настоящего времени.

Кроме продольных тектонических зон – областей новейшего поднятия и разделяющей их Алайской впадины, устанавливаются новейшие поперечные поднятия и прогибы, часть из которых совпадает с выделенными ранее. Амплитуда поперечных вертикальных движений в 5–6 раз меньше амплитуды продольных и достигает за весь период новейшего орогенеза максимума в Заалайском хребте – 1,5–2,0 км, 0,5–0,8 км из которых приходятся на последние примерно 0,5 млн. лет. В пределах главных поперечных прогибов южного борта впадины (Алтындаринского и Гуломин-

ского) отмечается наибольшее продвижение к северу (в послемиоценовое время) надвиговых пластин. При гравитационном "разваливании" хребтов надвигание должно было бы усиливаться в зонах поперечных поднятий. Развитие поперечных структур происходило одновременно с развитием продольных, так что нет оснований принимать структурную перестройку в течение новейшего времени.

Тектоническая активность в течение новейшего времени проявлялась не равномерно, но характеризовалась периодическими усилениями и спадами. Фазы тектонической активности и горообразования приходятся на поздний олигоцен, вторую половину миоцена, средний плиоцен (2,5–3 млн. лет назад), средний плейстоцен (0,4–0,2 млн. лет назад). Две последние фазы были весьма интенсивны и в основном сформировали современную структуру и рельеф региона.

Типы смещений по разрывам в голоцене и в настоящее время соответствуют фиксируемой для новейшего и четвертичного времени кинематике перемещений в каждой из рассмотренных зон.

Уточненные и новые материалы по тектонике и неотектонике позволяют в значительной мере усовершенствовать сейсмотектонические представления и прогноз сейсмической опасности. Особое значение приобрело использование палеосейсмогеологического метода после того, как он был разработан для условий Средней Азии настолько, что стало возможным определение эпицентральных зон, магнитуды и времени, т.е. основных параметров палеоземлетрясений. Изученный регион стал первым в Средней Азии, для которого удалось таким способом составить карту сильных палеоземлетрясений за последние 10 тыс. лет.

Как и многие исследователи ранее, мы признаем общую высокую сейсмическую опасность зон Дарваз-Каракульского и Гиссаро-Кокшаальского разломов, несмотря на отсутствие исторических и инструментальных данных о возникших в них сильных землетрясениях в течение последнего столетия. Сейсмотектонические и палеосейсмогеологические признаки не оставляют сомнений в их высоком сейсмическом потенциале, в частности, в возможности возникновения в их пределах землетрясений с $M_{max} = 7{,}5–8$. Во всей изученной области в расчете на 1 тыс. км^2 может происходить не менее 7 сильных землетрясений за 10 тыс. лет, (0,7 за 1 тыс. лет), а вдоль каждой из названных зон может возникать несколько сильных землетрясений в тысячелетие.

Особо необходимо обратить внимание на высокую сейсмическую опасность прежде не выделявшейся Заалайской мобильной зоны. Это заключение следует из ее самой высокой тектонической активности, развития сплошных палеосейсмодислокаций взбросо-надвигового, реже сдвигового, типа вдоль Коккиикского и Предзаалайского разрывов и приуроченности именно к этой зоне очагов сильных землетрясений – Маркансуйского 11 августа 1974 г. и Алайского 1 ноября 1978 г.

Структурные элементы разного порядка в пределах региона, морфологические и кинематические характеристики молодых разрывов и палеосейсмодислокаций свидетельствуют, в согласии с сейсмологическими определениями механизмов очагов, о том, что регион находится в условиях господства общего субмеридионального сжатия, явно унаследованно развивающегося в течение всего новейшего этапа. Этим определяется преобладающий

тип подвижек в очагах и характер излучения в очагах будущих сильных землетрясений разных выделенных зон.

Сильные землетрясения 1974 и 1978 гг. являются закономерным проявлением высокого сейсмического потенциала региона и знаменуют начало фазы сейсмической активности. Очаг землетрясения 1974 г. соотносится с субширотной взбросовой зоной Заалайского разлома. Очаг землетрясения 1978 г. имеет сложный характер, будучи связан с подвижками по двум сочленяющимся косым разрывам Заалайской зоны; эти разрывы образуют обращенный к югу тупой угол, причем по основному разрыву северо-восточного простирания преобладает взбросовая (к северо-западу) подвижка, по разрыву северо-западного простирания (Арамкунгейский правосторонний взбросо-сдвиг) – правостороннее сдвигание, а по Предзаалайскому разлому на севере – взбрасывание в северных румбах.

Землетрясение 1978 г. можно рассматривать как реализацию первого долгосрочного прогноза (по месту, магнитуде и времени) сильного землетрясения Средней Азии в рамках гипотезы линейной миграции очагов вдоль крупнейших зон разломов.

Согласно этой гипотезе по южному ограничению Алайской впадины в районе пика Ленина можно ждать сильного $M \geqslant 6{,}5$ землетрясения в период до 1995 г. Не менее вероятны сильные землетрясения с $M \geqslant 6{,}5$ (максимально с $M \simeq 8$) по северному ограничению впадины до 1997 г. по периферии, а позднее – в центральной части протяжения Алайского хребта. Сейсмическая активность региона может проявиться и в серии землетрясений умеренной силы.

Структура региона и характер деформаций таковы, что заставляют ожидать в очагах преимущественно взбросо-надвиговые подвижки со смещениями висячих крыльев на севере к югу, а на юге – к северу. Реже могут проявляться сдвиговые и взбросо-сдвиговые подвижки в очагах с правосторонними смещениями по косым разрывам северо-западного простирания и левосторонними по разрывам северо-восточного простирания. Алайская впадина может подвергнуться при этом 8–10-балльным сотрясениям, а Южная Фергана – 7–8-балльным. В этих условиях необходима организация в рассматриваемом регионе комплексных прогностических исследований в целях выявления конкретных предвестников.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Агаханянц О.Е., Никонов А.А., Пахомов М.М.* и др. О древнем оледенении Памира. – Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1981, № 4, с. 123–134.
2. *Алиев С.А., Беляевский Н.А., Буговская Е.М.* и др. Сейсмические исследования земной коры Памира и Южного Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. 67 с.
3. *Аманкулов Т.К.* Параметры очагов Сарыкамышского 5 июня 1970 г. и Маркансуйского 11 августа 1974 г. землетрясений, определенные по комплексу данных. – В кн.: Традиционные и новые вопросы сейсмологии и сейсмостойкого строительства: Всесоюз. конф. молодых ученых. Душанбе: Дониш, 1978, с. 1–5.
4. *Аманкулов Т.К.* Модели и параметры очагов сильных землетрясений Средней Азии и Казахстана по комплексу данных: Автореф. дис. . . . канд. физ.-мат. наук. М.: ИФЗ АН СССР, 1980. 23 с.
5. *Арган А.* Тектоника Азии. М.; Л.: ОНТИ, 1935. 192 с.
6. *Архипов И.В.* Морфология и генезис складчатых структур восточной окраины Таджикской депрессии. – Изв. вузов. Геология и разведка, 1970, № 3, с. 19–26.
7. *Архипов И.В., Никонов А.А.* Структура и геологическая история Гиндукуш-Дарваз-Каракульской зоны разломов. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1974, т. 49, вып. 5, с. 36–49.
8. Атлас Таджикской ССР. Душанбе; Москва: ГУГК, 1968. 200 с.
9. *Афанасьева Н.С., Фараджев В.А.* Сочленение Южного Тянь-Шаня, Таримской платформы и Памира по данным дешифрирования космических снимков. – Изв. вузов. Геология и разведка, 1978, № 10, с. 68–73.
10. *Бабаев А.М.* Новейший тектогенез зоны сочленения Гиссаро-Алая и Таджикской депрессии (район Файзабада–Обигарма). Душанбе: Дониш, 1975, 151 с.
11. *Бабаев А.М.* Важнейшие сейсмогенные разломы Таджикистана. – В кн.: Сейсмотектоника некоторых районов юга СССР. М.: Наука, 1976, с. 91–105.
12. *Бабаев А.М., Мирзоев К.М.* Сейсмогенные зоны Таджикистана. – Там же, с. 105–118.
13. *Базовкина И.Г., Люстих Т.Е., Резанов И.А.* Строение земной коры континентов по сейсмическим данным. – В кн.: Общая геология: Итоги науки и техники. М.: ВИНИТИ, 1972, т. 4, с. 133.
14. *Баратов Р.Б., Захаров С.А.* К вопросу о взаимоотношении Памира и Южного Тянь-Шаня. – Изв. АН ТаджССР. Отд. естеств. наук, 1956, № 14, с. 3–11.
15. *Бархатов Б.П.* Схема структурно-тектонического районирования Памира. – Учен. зап. ЛГУ. Сер. геол. наук, 1959, вып. 10, № 268, с. 220–247.
16. *Бархатов Б.П.* Тектоника Памира. Л.: Изд-во ЛГУ, 1963. 241 с.
17. *Бархатов Б.П., Бархатова Н.Н.* Развитие взглядов на тектонику Памира. – Тр. Геол. музея АН СССР, 1962, № 13, с. 51.
18. *Безуглая Л.С., Сковородкин Ю.П.* Длиннопериодные геомагнитные вариации перед Алайским землетрясением 1978 г. – ДАН СССР, 1980, т. 254, № 5, с. 1099–1101.
19. *Беккер Я.А.* Муксуйский шарьяж в хребтах Петра I и Заалайском. – Докл. АН ТаджССР, 1975, т. 18, № 3, с. 42–45.
20. *Белоусов В.В.* Некоторые общие проблемы строения и развития земного шара. – В кн.: Деформация пород и тектоника. М.: Наука, 1964, с. 7–21.
21. *Белоусов В.В.* Явления тектонической активизации в развитии земной коры. – В кн.: Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. М.: Наука, 1964, с. 7–13.

22. *Белоусов В.В.* Земная кора и верхняя мантия материков. М.: Наука, 1966, 123 с.
23. *Белоусов В.В.* Геотектоника. М.: Изд-во МГУ, 1976. 333 с.
24. *Белоусов В.В.* Эндогенные режимы материков. М.: Недра, 1978. 232 с.
25. *Белоусов В.В., Беляевский Н.А., Борисов А.А.* и др. Строение литосферы по профилю глубинного сейсмического зондирования Тянь-Шань–Памир– Каракорум – Гималаи. – Сов. геология, 1979, № 1, с. 11–28.
26. *Белоусов Т.П.* Тектонические движения Памира в плейстоцене–голоцене и сейсмичность. М.: Наука, 1976, 119 с.
27. *Белоусов Т.П., Рогожин Е.А.* Опыт количественного сопоставления новейших и древних тектонических движений применительно к решению палеотектонических задач (на примере Алайского хребта). – Геотектоника, 1981, № 2, с. 58–67.
28. *Бельский В.А.* Новейшая тектоника зоны сочленения Северного Памира и Таджикской депрессии. Душанбе: Дониш, 1978. 254 с.
29. *Бельский В.А.* О возрасте верхнего яруса рельефа Памира и Гиссаро-Алая. – Докл. АН ТаджССР, 1979, т. XXII, № 10, с. 611–614.
30. *Беляевский Н.А.* О третичных отложениях высокогорных районов Западного Куэнь-Луня. – ДАН СССР, 1947, т. 48, № 6, с. 1103–1105.
3 . *Беляевский Н.А.* Мезокайнозойские отложения южных склонов восточного Тянь-Шаня. – ДАН СССР, 1948, т. 61, № 1, с. 99–102.
32. *Бернштам А.Н.* Историко-археологические очерки Центрального Тянь-Шаня и Памиро-Алая. – В кн.: Материалы и исследования по археологии СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1952, № 26, с. 347.
33. *Богданович К.И.* Геологические исследования в восточном Туркестане. – В кн.: Тр. Тибетской экспедиции. СПб.: 1892, ч. 2, 168 с.
34. *Борисов Б.А., Минина Е.А., Мохов В.В.* История четвертичного оледенения Алайской долины. – Изв. Всесоюз. геогр. об-ва, 1980, т. 112, вып. 5, с. 431–436.
35. *Борнеман Б.А.* Северный склон Заалайского хребта. – В кн.: Таджикско-Памирская экспедиция 1934 г. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1935, с. 329–340.
36. *Борнеман Б.А., Овчинников С.К.* Геология Заалайского хребта (северной склон центральной части). – В кн.: Тр. Таджикско-Памирской экспедиции. Л.: Госхимиздат, 1936, вып. 65, с. 63.
37. *Босов В.Д.* О некоторых особенностях палеогеографии южного склона Гиссарского хребта в олигоцен-миоценовое время. – Докл. АН ТаджССР, 1969, т. 12, № 2, с. 51–54.
38. *Босов В.Д.* Третичные континентальные отложения Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1972. 166 с.
39. *Булин Н.К.* О мощности земной коры на Памире. – ДАН СССР, 1972, т. 204, № 1, с. 167–170.
40. *Бунэ В.И.* Проблема прогноза места и времени сильного землетрясения в Южно-Тянь-Шанской зоне. – В кн.: Физические основания поисков методов прогноза землетрясений. М.: Наука, 1970, с. 64.
41. *Бурачек А.Р.* Геоморфология Южно-Таджикской депрессии. – В кн.: Геология центрального и южного Таджикистана. Л.: ОНТИ–Госхимтехиздат, 1933, вып. 4, (Тр. ТКЭ 1932 г.), с. 61–100.
42. *Бурачек А.Р.* Золотоносные конгломераты Дарваза. – Там же, с. 353–366.
43. *Бурачек А.Р.* Третичные континентальные отложения Юго-Западного Таджикистана. – Там же, с. 40–60.
44. *Буров В.П., Глушко Е.В.* Интерпретация современных ландшафтов Алайской долины по космическим снимкам с "Союза-22". – Исследования Земли из космоса, 1980, № 5, с. 40.
45. *Буртман В.С.* О складчатых шарьяжах в Южном Тянь-Шане. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968. № 9, с. 55–68.
46. *Буртман В.С., Гурарий Г.З.* О природе складчатых дуг Памира и Тянь-Шаня (по палеомагнитным данным). – Геотектоника, 1973, № 2, с. 62–67.
47. *Буртман В.С., Пейве А.В., Руженцов С.В.* Главные сдвиги Тянь-Шаня и Памира. – В кн.: Разломы и горизонтальные перемещения земной коры. М.: Наука, 1963, с. 152–172. (Тр. ГИН АН СССР; Т. 80).

48. *Бутомо С.В., Ранов В.А., Сидоров Л.Ф., Шилкина И.А.* Палеогеографические результаты изучения высокогорной стоянки каменного века на Памире. – ДАН СССР, 1962, т. 145, № 6, с. 1380–1382.
49. *Васильев В.А.* Кайнозой Памира. Душанбе: Дониш, 1966. 221 с.
50. *Васильчиков М.В.* О главных тектонических движениях, сформировавших современную структуру Афгано-Таджикской депрессии и сопредельных территорий. – В кн.: Проблемы нефтегазоносности Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1972, сб. 4, с. 73–81. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 133).
51. *Вебер В.Н.* Геологические исследования в Сырдарьинской области в 1904 г. (предварительный отчет). – Изв. геол. ком-та, 1905, т. 24, № 7/8, с. 347–399.
52. *Винниченко Г.П.* О возрасте поперечных структур Зеравшанско-Гиссарской горной области. – Докл. АН ТаджССР, 1964, т. 7, № 10, с. 30–32.
53. *Власов Н.Г.* Основные черты доюрской истории Юго-Западного Дарваза. – В кн.: Геология Средней Азии. Л.: ЛГУ, 1961, с. 82–109.
54. *Власов Н.Г.* О тектоническом положении Северного Памира (по поводу статьи М.В. Муратова, И.В. Архипова и Б.А. Петрушевского). – Вестн. ЛГУ, Сер. геол. и геогр., 1962, вып. 2, № 12, с. 126–130.
55. *Вонгаз Л.Б.* К стратиграфиии и вулканизму меловых и третичных отложений Тоюнской депрессии. – Тр. Всесоюз. аэрогеол. треста, 1956, вып. 2, с. 98–109.
56. *Вонгаз Л.Б.* О палеозойских структурно-фациальных подзонах Туркестано-Алайской горной системы (Южный Тянь-Шань). – Изв. АН СССР, Сер. геол., 1958, № 8, с. 65–75.
57. *Вялов О.С.* Схема деления третичных отложений Ферганы. – ДАН СССР. Новая сер., 1935, т. II (VII), № 3/4, с. 278–281.
58. *Вялов О.С.* Стратиграфия палеогена Таджикской депрессии. – Тр. НГРИ, Сер. А, 1939, вып. 129, с. 35.
59. *Вялов О.С.* О взаимоотношениях Памира и Алая. Сталинабад: Изд-во Тадж. ФАН СССР, 1943, с. 163–170.
60. *Вялов О.С.* Новые данные по стратиграфии третичных отложений Алайского хребта. – ДАН СССР, 1944, т. 45, вып. 5, с. 213–216.
61. *Вялов О.С.* Палеоген Бордобы (Заалайский хребет). – ДАН СССР, 1944, т. 44, вып. 5, с. 213–216.
62. *Гвоздецкий Н.А.* Древнее оледенение Заалайского хребта. – Природа, 1957, № 6, с. 80–84.
63. *Гельфанд И.М., Губерман Ш.А., Извекова М.Л.* и др. Распознавание мест возможного возникновения сильных землетрясений. – В кн.: Вычислительные и статистические методы интерпретации сейсмических данных. М.: Наука, 1973, с. 107.
64. Геология СССР. Киргизская ССР. М.: Недра, 1972, т. XXV, ч. 1.
65. Геология СССР. Узбекская ССР. М.: Недра, 1972, т. XXIII ч. I. 718 с.
66. *Герасимов И.П., Ранцман Е.Я.* Неотектоника сейсмических районов Тянь-Шаня и Памиро-Алая по данным геоморфологического анализа. – В кн.: Активизированные зоны земной коры. М.: Наука, 1964, с. 146–152.
67. *Герасимов И.П., Ренгартен В.П.* Южные складчатые цепи Советского Союза и Альпийская система. – В кн.: Доклады в ЦНИГРИ французской научной делегации в СССР. М.; Л.: ОНТИ–Горгеонефтеиздат, 1934, с. 40–47.
68. *Гзовский М.В., Крестников В.Н., Леонов Н.Н.* и др. Карта новейших тектонических движений Средней Азии. – Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1960, № 8, с. 1168–1172.
69. *Гзовский М.В., Крестников В.Н., Нерсесов И.Л., Рейснер Г.И.* Сопоставление тектоники с сейсмичностью Гармского района Таджикской ССР. – Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1958, № 8, с. 959–976; № 12, с. 1425–1441.
70. Гидрогеохимические особенности некоторых сейсмоактивных зон Средней Азии. Ташкент: Фан, 1977. 145 с.
71. *Гилярова М.А.* Район пестроцветных низкогорий Юго-Западного Таджикистана. – В кн.: Материалы Таджикско-Памирской экспедиции 1933 г. Л.: Госхимтехиздат, 1936, вып. 23, с. 311–380.

72. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР. Л.: Гостоптехиздат, 1962. 495 с.
73. *Горшков Г.П.* Землетрясения Туркмении. – Тр. Сейсмол. ин-та АН СССР, 1947, вып. 122, с. 63.
74. *Горшков Г.П.* Вопросы сейсмотектоники и сейсмическое районирование территории Китайской Народной Республики. – Бюл. Совета по сейсмологии АН СССР, 1960, № 7, с. 55.
75. *Горшков Г.П.* К вопросу о природе землетрясений. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1967, т. 42, вып. 3, с. 149–150.
76. *Горшков Г.П., Макаров В.И., Расцветаев Л.М., Щукин Ю.К.* Напряженное состояние земной коры и сейсмотектоника складчатых областей юга СССР и прилежащих территорий. – В кн.: Геофизические исследования в сейсмоопасных зонах. М.: ВНИИгеофизика, 1971, с. 48–50.
77. *Григина О.М.* Лесные спорово-пыльцевые спектры в экстрагляциальных и перигляциальных областях Тянь-Шаня и их интерпретация. – В кн.: Палинология плейстоцена и плиоцена. М.: Наука, 1973. с. 115.
78. *Григорьев А.В.* О тектонических структурах и особенностях геологического развития Алая и Памира. – Изв. Тадж. ФАН СССР, 1946, № 11, с. 57–67.
79. *Григорьев А.В.* К нижнемезозойской истории Памиро-Алайской тектонической зоны. – Тр. Всесоюз. аэрогеол. треста, 1958, т. 76, вып. 4, с. 47–58.
80. *Грин В.П.* О сейсмичности Кокшаала. Фрунзе: Изд-во АН КиргССР, 1958, 139 с.
81. *Губин И.Е.* Геологическая граница между Памиром и Алаем. М.; Л.: Госгеолтехиздат, 1940. 48 с.
82. *Губин И.Е.* Памир и сопредельные страны. – Изв. Тадж. ФАН СССР, 1943, № 2, с. 101–117.
83. *Губин И.Е.* Сейсмотектонический метод сейсмического районирования. – Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, 1950, № 13 (140), с. 1–53.
84. *Губин И.Е.* Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 464 с.
85. *Губин И.Е.* Памир как северная часть Пенджабского синтаксиса. В кн.: Гималайский и альпийский орогенез. М.: Недра, 1964, с. 202–214.
86. *Губин И.Е.* Сейсмогенные разрывы и их значение для сейсморайонирования. – Геотектоника, 1974, № 6, с. 29–40.
87. *Губин И.Е.* О путях нового сейсмического районирования. – В кн.: Тр. координац. совещ. по гидротехнике. Л.: Энергия, 1974, вып. 94, с. 62–71.
88. *Губин И.Е.* О картах сейсмического районирования с сейсмогенными (очаговыми) зонами. – В кн.: Сейсмотектоника некоторых районов юга СССР. М.: Наука, 1976, с. 6–25.
89. *Губин И.Е.* Три предсказанных землетрясения. – ДАН СССР, 1980, т. 253, № 3, с. 670–673.
90. *Губин И.Е., Балакина Л.М.* Механизм очагов землетрясений Заалайского хребта. – ДАН СССР, 1981, т. 261, № 5, с. 1186–1189.
91. *Гумбольдт А.* Центральная Азия. М.: Типолит. Кушнарев и К°, 1915. Т. I. 350 с.
92. *Дедова Е.В.* О видах остаточных деформаций грунтов, проявляющихся при землетрясениях. – В кн.: Вопросы инженерной сейсмологии. М.: Наука, 1965, вып. 10, с. 119.
93. *Джалилов М.Р., Андреев Ю.Н., Хакимов Ф.К., Гольтман Э.В.* Меловые отложения Центрального Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1971. 210 с.
94. *Джанузаков К.Д.* Землетрясения Киргизии и сейсмическое районирование ее территории. Фрунзе: Илим, 1964. 116 с.
95. *Дингельштедт Н.Н.* Коренные месторождения южного склона Заалайского хребта. – В кн.: Сб. ТКЭ 1932 г. Л.: Госхимтехиздат, 1933, с. 249–255.
96. *Дингельштедт Н.Н.* О геологии и рудообразовании Сауксайского золотоносного района на Северном Памире. – В кн.: Тр. Таджикско-Памирской экспедиции 1932 г. Л.: ОНТИ–Госхимтехиздат, 1934, вып. 1, с. 83–122.
97. *Дингельштедт Н.Н.* Геологический очерк Северо-Каракульского района на Восточном Памире. – В кн.: Тр. Таджикско-Памирской экспедиции 1933 г. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1936, вып. 33, 110 с.
98. *Дуткевич Г.А., Калмыкова М.Л.* Новые данные по стратиграфии верх-

него палеозоя Северного Памира и Дарваза (краткий предварительный очерк). – В кн.: Таджикско-Памирская экспедиция 1935 г. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1937, с. 801–831.

99. *Ержанов Ж.С., Курскеев А.К., Рудина М.П.* и др. Методика исследования сейсмомагнитного эффекта на Алма-Атинском полигоне и предварительные результаты. – Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1979, № 6, с. 77–81.
100. *Ермилин В.И., Чигарев Н.В.* Горообразование и сейсмичность Памиро-Алая. М.: Наука, 1981. 128 с.
101. *Жидков М.П., Кособоков В.Г.* Распознавание мест возможного возникновения сильных землетрясений. – В кн.: Вычислительная сейсмология. М.: Наука, 1978, вып. 11, с. 48–71.
102. *Захаров С.А.* О широтных сдвигах в южных предгорьях Гиссарского хребта. – Сообщ. Тадж. ФАН СССР, 1948, № 5, с. 3–5.
103. *Захаров С.А.* О соотношении Таджикской депрессии и Гиссарского хребта. – Изв. Отд. естеств. наук АН ТаджССР, 1955, № 9, с. 15–19.
104. *Захаров С.А.* Условия формирования структур Таджикской депрессии. – Изв. Отд. естеств. наук АН ТаджССР, 1955, № 9, с. 3–13.
105. *Захаров С.А.* Распределение по вертикали тектонических усилий в Таджикской депрессии. – Тр. Ин-та геологии АН ТаджССР, 1956, т. 58, вып. 1, с. 107–120.
106. *Захаров С.А.* Стратоструктуры мезокайнозоя Таджикской депрессии. – Тр. Ин-та геологии АН ТаджССР, 1958, т. 95. 226 с.
107. *Захаров С.А.* Тектоническое районирование и структурная схема Таджикской депрессии. – Тр. Ин-та геологии АН ТаджССР, 1962, т. 5, с. 4–72.
108. *Захаров С.А.* Кардинальный вопрос тектогенеза в связи с направлением поисков нефти и газа в Таджикской депрессии и основами сейсмотектонического районирования Южного Таджикистана. – В кн.: Проблемы геологии Таджикистана. Душанбе: Изд-во АН ТаджССР, 1964, с. 33–73.
109. *Захаров С.А.* Спорные вопросы тектогенеза на примере тектоники Таджикской депрессии. – Геотектоника, 1967, № 3, с. 55–62.
110. *Захаров С.А.* О характерных чертах неотектоники Таджикской депрессии. – В кн.: Неотектоника и сейсмотектоника Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1969, с. 3–19.
111. *Захаров С.А.* Развитие тектонических представлений в Таджикистане и гипотеза зонного тектогенеза. Душанбе: Дониш, 1970. 370 с.
112. *Захаров С.А.* Тергальный период развития подвижных поясов. – ДоклАН ТаджССР, 1970, т. 13. № 4, с. 38–41.
113. *Захаров С.А.* Генезис покровной складчатости. Душанбе: Дониш, 1979, 166 с.
114. *Захаров С.А., Ачилов Г.Ш., Бельский В.А.* О тектоническом развитии западной части Центральной Азии (области Памирского скучивания). – В кн.: Гималайский и альпийский орогенез. М.: Недра, 1964, с. 191–201.
115. Землетрясения в СССР. Ежегодники за 1962–1980 гг. М.: Наука, 1964–1982.
116. *Ибрагимов Р.Н.* Сейсмотектоника Ферганской впадины. Ташкент: Фан 1970. 162 с.
117. *Иванова М.Ф.* О динамике горных обвалов в Алайском и Чаткальском хребтах. – Вестн. МГУ. Сер. геол., 1968, № 1, с. 92–104.
118. *Иванова М.Ф., Макаров В.И., Макарова Н.В., Соловьева Л.И.* Предорогенная поверхность выравнивания в Тянь-Шане. – В кн.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М.: Изд-во МГУ, 1973, сб. 5, с. 112–121.
119. *Казанский К.К.* Вблизи Памиров. Ташкент, 1895. 203 с.
120. *Карапетов С.С., Сонин И.И., Хаин В.Е.* О некоторых важнейших особенностях строения и развития Афгано-Памирского сегмента Альпийского складчатого пояса Евразии. – Вестн. МГУ. Сер. геол., 1975, № 3, с. 38–46
121. Карта новейшей тектоники СССР. М-б 1:5 000 000/Под. ред. Н.И.Николаева, С.С. Шульца. М.: ГУГК,1959.
122. Карта новейшей тектоники Юга СССР. М-б 1:1 000 000/Под ред. Л.П. Полкановой. Л.: ГУГК, Картфабрика ВАГТ, 1972.
123. Карта разломов территории СССР и сопредельных стран. М-б 1:2 500 000 /Под. ред. А.В. Сидоренко. М.: Мингео СССР, 1980.

124. *Кафарский А.Х., Пыжьянов И.В.* К вопросу о расчленении отложений "минтекинской" свиты Северного Памира. – В кн.: Материалы по геологии Памира. Душанбе: Изд-во АН ТаджССР, 1963, с. 53–64.
125. *Кнауф В.И.* О связи между региональными сейсмическими зонами и домезозойскими структурами Тянь-Шаня. – Изв. АН СССР. Физика Земли, 1973, № 7, с. 35–45.
126. *Козлов В.В.* О блоковом строении Памиро-Алайской зоны глубинных разломов. – Геол. сб. Львов. геол. о-ва, 1965, № 9, с. 145–150.
127. *Корженевский Н.Л.* Устройство поверхности Таджикистана. – В кн.: Таджикистан. Ташкент, 1925, с. 9–30.
128. *Корженевский Н.Л.* Алайская долина. – Тр. Таджикско-Памирской экспедиции 1928 г. Л.: Госхимтехиздат, 1930, вып. 3, с. 1–62.
129. *Корженевский Н.Л.* Озеро Кара-Куль (физико-географический очерк). – Тр. Таджикско-Памирской экспедиции 1934 г. Л.: Изд-во АН СССР, 1936, вып. 42, с. 112.
130. *Корженевский Н.Л.* Исфайрамсай. Орогидрография и оледенение. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1936. 96 с.
131. *Корженевский Н.Л.* Средняя Азия. Краткий физико-географический очерк. Ташкент: Изд-во Упр. подготовки учителей Среднеаз. гос. ун-та, 1941. 140 с.
132. *Корженевский Н.Л.* О морфологии и гипсометрии хребта Академии наук СССР. – Тр. Ин-та геологии АН УзбССР, вып. 2. Ташкент: Изд-во АН УзбССР, 1948, 230 с.
133. *Корженевский Н.Л.* Геоморфология и оледенение Памиро-Алая. Ташкент: Фан, 1979. 175 с.
134. *Коробка В.С., Корчагин В.И., Трофимов О.В.* Строение меловых отложений центральной части Каратегина. – В кн.: Проблемы нефтегазоносности Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1974, сб. 6, с. 187–190. (тр. ВНИГНИ; Вып. 159).
135. *Косминская И.П., Михота Г.Г., Тулина Ю.В.* Строение земной коры в Памиро-Алайской зоне по данным глубинного сейсмического зондирования. – Изв. АН СССР, Сер. геофиз., 1958, № 10, с. 1162–1180.
136. *Костенко Н.П.* Главнейшие черты неотектоники Гиссаро-Алая, Памира и Таджикской депрессии. – В кн.: Сб. тр. геол. ф-та МГУ. М.: МГУ, 1961, с. 111–135.
137. *Костенко Н.П.* Геоморфологический анализ новейшего развития складок с большим радиусом кривизны и региональных разломов (на примере горных районов юга Средней Азии). – В кн.: Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. М.: Наука, 1964, с. 183–198.
138. *Костенко Н.П.* Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельефе. М.: Недра, 1972. 320 с.
139. *Костенко Н.П.* Четвертичные отложения горных стран. М.: Недра, 1975. 213 с.
140. *Кравченко К.Н., Смирнов Л.Н.* О пересечении различных структурных элементов в Тянь-Шане. – Вестн. МГУ, Сер. биол., почвовед., геол., геогр., 1957, № 1, с. 199–208.
141. *Крейденков Г.П., Распопин В.А., Фроленкова А.Я.* Новые данные по стратиграфии мезокайнозойских отложений Северного и Центрального Памира. – Сов. геология, 1970, № 7, с. 71–79.
142. *Крестников В.Н.* История развития колебательных движений земной коры Памира и сопредельных частей Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 179 с.
143. *Крестников В.Н., Штанге Д.В.* О зоне Памиро-Гималайского глубинного разлома. – Изв. АН СССР. Физика Земли, 1977, № 7, с. 16–26.
144. *Кузнецов Ю.Я.* Геологическое строение и происхождение рельефа Юго-Восточной Ферганы. Львов: Изд-во гос. ун-та, 1960. 182 с.
145. *Кулагин В.К., Кулагина М.В., Топор Е.Г.* О глубинном строении зон сочленения Таджикской депрессии с Южным Тянь-Шанем и Памиром. – В кн.: Вопросы сейсмического районирования территории Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1976, с. 84–107.
146. *Кулагина М.В.* Особенности рельефа поверхности Мохоровичича в пределах Афгано-Таджикской депрессии, Памира и Южного Тянь-Шаня. – Докл. АН ТаджССР, 1971, т. 14, № 8, с. 18–21.
147. *Кулагина М.В., Лукк А.А., Кулагин В.К.* Блоковое строение земной коры Таджикистана. – В кн.: По-

иски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М.: Наука, 1974, с. 70–84.
148. *Курдюков К.В.* Древние обвалы в Алайском хребте. – Вопр. географии, 1951, вып. 21, с. 191–204.
149. *Курдюков К.В.* Новейшие тектонические движения и следы крупнейших сейсмических толчков на северном склоне Заалайского хребта. – В кн.: Активизированные зоны земной коры. М.: Наука, 1964, с. 153–159.
150. *Кухтиков М.М.* О так называемой границе между Памиром и Тянь-Шанем. – Учен. зап. Тадж. ун-та. Тр. ф-та естеств. наук, 1955, т. 6, вып. 1, с. 5–12.
151. *Кухтиков М.М.* Краевые разломы Памира и Дарваза. – Там же, 1956, вып. 2, с. 3–16.
152. *Кухтиков М.М.* Тектоническое районирование Памира в альпийской структуре. – Там же, 1958, вып. 3, с. 99–123.
153. *Кухтиков М.М.* Тектоническая зональность складчатой области Гиссаро-Алая (Южный Тянь-Шань) в герцинской структуре. – В кн.: Тектоника Памира и Тянь-Шаня. М.: Наука, 1964, с. 174–191.
154. *Кухтиков М.М.* О шарьяжах Памира (к проблеме приоритета горизонтальных или вертикальных тектонических движений). – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1981, т. 56, вып. 1, с. 3–15.
155. *Кучай В.К.* Особенности максимального сейсмического воздействия по палеосейсмогеологическим данным. – Геология и геофизика, 1972, № 12, с. 85.
156. *Кучай В.К.* Палеосейсмодислокации Центрального Таджикистана. – Докл. АН ТаджССР, 1976, т. XIX, № 2, с. 26–29.
157. *Кучай В.К.* Зонный орогенез и сейсмичность. М.: Наука, 1981. 160 с.
158. *Леглер В.А., Пржиялговская И.А.* Взаимодействие Индийской и Азиатской литосферных плит и тектоника Таджикской депрессии. – В кн.: Строение литосферных плит. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1979, с. 125–188.
159. *Леонов Н.Н.* Улугчатское землетрясение 1955 г. – Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1959, № 11, с. 1708–1713.
160. *Леонов Н.Н.* Хаитское землетрясение 1949 г. и геологические условия его возникновения. – Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1960, № 3, с. 409–424.
161. *Леонов Н.Н.* Тектоника и сейсмичность Памиро-Алайской зоны. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 163 с.
162. *Леонов Ю.Г.* Механизм формирования структуры осадочного чехла и характер современных деформаций коры Афгано-Таджикской депрессии в свете некоторых данных геологии и геофизики. – Бюл. МОИП, Новая сер., отд. геол., 1966, т. 41, вып. 4, с. 30–40.
163. *Леонов Ю.Г.* Тектоническая эволюция Афгано-Таджикской впадины и Северного Памира. – Бюл. МОИП, Отд. геол., 1967, т. 42, № 4, с. 5–22.
164. *Леонов Ю.Г.* Соотношение Памиро-Каракумских структур со структурами южных районов Средней Азии, Северного Ирана и Афганистана в позднем палеозое и раннем мезозое. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1970, № 4, с. 132–148.
165. *Леонов Ю.Г.* Новейшая активизация и альпийский орогенез. – Геотектоника, 1972, № 2, с. 3–14.
166. *Леонов Ю.Г.* Эпохи орогенеза и вопрос о тектонических циклах. – В кн.: Проблемы стратиграфии и исторической геологии. М.: МГУ, 1978, с. 89–103.
167. *Лозиев В.П.* Некоторые особенности современной структуры Афгано-Таджикского нефтегазоносного бассейна и их практическое значение. – В кн.: Проблемы нефтегазоносности Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1974, сб. 6, с. 12–20. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 159).
168. *Лоскутов В.В.* О третичных отложениях Памира. – В кн.: Материалы по геологии Памира. Душанбе. Изд-во АН ТаджССР, 1964, вып. 2, с. 84–100.
169. *Лоскутов В.В., Меламед Я.Р., Рафиев А.* и др. О возрасте кулябской свиты Таджикской депрессии. – Докл. АН ТаджССР, 1965, т. 8, № 4, с. 28–30.
170. *Лоскутов В.В., Трофимов А.К.* Древнее оледенение Северного Памира. – В кн.: Новые данные по геологии Таджикистана. Душанбе: Изд-во Тадж. ун-та, 1971, вып. 1, с. 13–74.
171. *Лукина Н.В.* О деформированности поверхности палеозойского фундамента восточного Каратегина и Западного Алая. – Геотектоника, 1973, № 2, с. 68–71.

172. *Лукина Н.В.* Карта поверхности палеозойского основания Южного Тянь-Шаня и Северного Памира. М.: ГИН АН СССР, 1973.
173. *Лукина Н.В.* Об одной особенности новейших деформаций поверхности палеозойского фундамента основания Северного Памира. – Геотектоника, 1977, № 3, с. 116–120.
174. *Лукк А.А., Винник Л.П.* Тектоническая интерпретация глубинной структуры Памира. – Геотектоника, 1975, № 5, с. 73–80.
175. *Лукьянов А.В.* Горизонтальные движения по разломам при современных катастрофических землетрясениях. – В кн.: Активизированные зоны земной коры. М.: Наука, 1964, с. 160–171.
176. *Лунев А.А., Матиссен Р., Мирзоев К.М.* и др. Принципы оптимального размещения сети станций регистрации сильных землетрясений в зонах их ожидаемого возникновения. – В кн.: Сб. сов.-амер. работ по прогнозу землетрясений. Душанбе: Дониш, 1979, т. 2, ч. 1, с. 148–153.
177. *Лучников В.С., Полянский Б.П.* Типы разрезов триасово-юрских отложений Дарвазского хребта. – В кн.: Проблемы нефтегазоносности Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1974, сб. 6, с. 208–216. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 159).
178. *Мавлянов Г.А., Ганиев К.Г.* Многолетний режим грунтовых вод орошаемых территорий в бассейне Аральского моря. Ташкент: Фан, 1980. 136 с.
179. *Мавлянов Г.А., Ишмухамедов Ш.Н.* Деформации земной коры в горизонтальной плоскости – предвестники землетрясений. – Узб. геол. журн., 1981, № 3, с. 3–7.
180. *Мавлянов Г.А., Султанходжаев А.Н., Азизов Г.Ю.* и др. Аномальные вариации гидрогеохимических параметров подземных вод Восточной Ферганы – предвестник Алайского землетрясения 2/XI 1978 г. – Там же, № 2, с. 9–13.
181. *Мавлянов Г.А., Уломов В.И., Абдуллабеков К.Н.* и др. Аномальные вариации геомагнитного поля в Восточной Фергане – предвестник Алайского землетрясения 2/XI 1978 г. – ДАН СССР, 1979, т. 246, № 2,с. 294–297.
182. *Маламуд А.С., Михайлова Р.С.* Карта прогнозируемых мест возникновения сильных землетрясений в Таджикистане. – Докл. АН ТаджССР, 1980, т. XXIII, № 11, с. 643–647.
183. *Макаров В.И.* Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. 171 с.
184. *Макаров В.И., Скобелев С.Ф., Трифонов В.Г.* и др. Глубинная структура земной коры на космических изображениях. – В кн.: Исследование природной среды космическими средствами. М.: ВИНИТИ, 1974, т. 2. Геология и геоморфология, с. 9–42.
185. *Макаров В.И., Соловьева Л.И.* Неотектонические поперечные структуры Тянь-Шаня и их выражение на космических снимках. – Изв. вузов. Геология и разведка, 1975, № 20, с. 10–18.
186. *Марков К.К.* Геоморфологический очерк Памира. – Тр. Ин-та физ. географии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1935, вып. 17, 66 с.
187. *Марков К.К.* История рельефа и оледенения Памира. Пять лет по Памиру. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1935, 251 с.
188. *Марков К.К.* Геоморфологический очерк Северного Памира и Вахии по наблюдениям 1932–1933 гг. – В кн.: Памир. Л.: Изд-во Тадж.-Памир. экспедиции, 1936, 267 с.
189. *Марковский А.П.* О некоторой закономерности распределения тектонических элементов Памиро-Алая. – В кн.: Таджикско-Памирская экспедиция 1932 г. Л.: ОНТИ–Госхимтехиздат, 1934, вып. 2, с. 43–63.
190. *Марковский А.П.* Южные склоны Алайского хребта. – В кн.: Таджикско-Памирская экспедиция 1934 г. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1935, с. 313–328.
191. *Марковский А.П.* О взаимоотношении Памира и Тянь-Шаня. – В кн.: Научные итоги Таджикско-Памирской экспедиции. М.: Изд-во АН СССР, 1936, с. 218–280.
192. *Меламед Я.Р.* Типы разрезов и стратиграфия неогеновых отложений Южного Таджикистана. – Изв. вузов. Геология и разведка, 1966, № 5, с. 10–19.
193. *Меламед Я.Р.* Афгано-Таджикская депрессия в неогеновом периоде (палеогеографический очерк). –

В кн.: Проблемы нефтегазоносности Таджикистана. Душанбе: Ирфон, 1969, вып. 2, ч. 2, с. 134–191.

194. *Мелькаковицкий И.М.* Глубинное геологическое строение советской части Тянь-Шаня по геофизическим данным. – В кн.: Геологические результаты прикладной геофизики: 22-я сессия МГК. Докл. сов. геологов, проблема 2. М.: Наука, 1965, с. 15–25.
195. *Мирзаев К.М.* Древнее оледенение северного склона восточной части Заалайского хребта. – Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1959, № 6, с. 112.
196. *Мирзоев К.М.* Основные характеристики сейсмичности сейсмогенных зон Таджикистана. – В кн.: Сейсмотектоника некоторых районов юга СССР. М.: Наука, 1976, с. 118–129.
197. *Мирзоев К.М., Маламуд А.С., Рура Г.М.* и др. Поиск пространственно-временных закономерностей изменения параметров, предваряющих сильные землетрясения. – В кн.: Поиски предвестников землетрясений. Ташкент: Фан, 1976, с. 241–250.
198. *Михайлова Р.С.* Динамика развития областей сейсмических затиший и прогноз сильных землетрясений. – Изв. АН СССР. Физика Земли, 1980, № 10, с. 12–22.
199. *Михайлова Р.С.* О сейсмическом режиме перед Алайским землетрясением 1978 г. – В кн.: Землетрясения Средней Азии и Казахстана, 1980. Душанбе: Дониш, 1982, с. 25–45.
200. *Михайлова Р.С.* Характеристика последовательности афтершоков Алайского землетрясения. Редкол. Изв. АН ТаджССР, Отд. физ.-мат., хим. и геол. наук. Душанбе, 27.10.1981. Рукопись деп. в ВИНИТИ 27.10.81 № 2204–81 Деп.
201. *Муратов В.М.* Современное и древнее оледенение в бассейне верхнего Сурхоба. – Землеведение, 1969, т. VIII, с. 159–165.
202. *Муратов М.В., Архипов И.В.* О тектоническом положении Памира в системе складчатых горных сооружений Юго-Западной и Центральной Азии. – Бюл. МОИП, 1961, т. 36, № 4, с. 97–120.
203. *Мушкетов Д.И.* Оледенение восточной части Алайского хребта. – Изв. Рус. геогр. о-ва, 1915, т. 49, с. 23.
204. *Мушкетов Д.И.* Оледенение Восточной Ферганы и Алая. – Там же, 1917, т. 53, с. 83.
205. *Мушкетов Д.И.* О связи Тянь-Шаня с Памиро-Алаем. – В кн.: Материалы по общей и прикладной геологии, вып. 10. Пг.: Изд-во Геол. ком., 1919, с. 34.
206. *Мушкетов Д.И.* Современные представления о тектонике Средней Азии. – Зап. Горн. ин-та, 1934, т. 8, с. 1–16.
207. *Мушкетов Д.И.* Тектоника Средней Азии. Ташкент: Госиздат УзССР, 1936, с. 133.
208. *Мушкетов И.В.* Туркестан. СПб., 1906. Т. 1. 542 с.; 1915. Т. 2. 348 с.
209. *Наливкин Д.В.* Очерк геологии Туркестана. Ташкент; Москва: Туркпечать, 1926. 184 с.
210. *Наливкин Д.В.* Обзор геологии Памира и Бадахшана. – В кн.: Тр. Всесоюз. геол.-развед. объединения НКТП СССР. М.; Л.: Георазведгиз, 1932, вып. 182, с. 46–71.
211. *Наливкин Д.В.* Тектоника Памира. – В кн.: Тр. XVII сессии МГК, М.; 1939, т. 2, с. 473–479.
212. *Наливкин Д.В.* Геология СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1962. 813 с.
213. *Наливкин Д.В.* Очерки по геологии СССР. Л.: Недра, 1980. 150 с.
214. *Несмеянов С.А.* Количественная оценка новейших движений и неотектоническое районирование горной области. М.: Недра, 1971. 140 с.
215. *Несмеянов С.А.* Корреляция континентальных толщ. М.: Недра, 1977. 197 с.
216. *Несмеянов С.А., Бархатов И.И.* Новейшие и сейсмогенерирующие структуры Западного Гиссаро-Алая. М.: Наука, 1978. 119 с.
217. *Несмеянов С.А., Макаров В.И.* Корреляция новейших отложений Тянь-Шаня. – Бюл. КИЧП, 1974, № 41, с. 82–98.
218. *Несмеянов С.А., Макаров В.И.* Корреляция верхнетретичных моласс Тянь-Шаня. – В кн.: Жизнь Земли. М.: МГУ, 1974, с. 74–81.
219. *Николаев В.А.* К вопросу о характере альпийских движений в северных дугах Тянь-Шаня. – Геол. вестник, 1928. т. 6, № 4/6, с. 18–23.
220. *Николаев В.А.* К стратиграфии и тектонике северных цепей Тянь-Шаня. – В кн.: Тр. III Всесоюз. съезда

геологов. Ташкент: Изд-во Среднеаз. отд. Геолкома, 1929, вып. 1, с. 107–121.

221. *Николаев В.А.* Очерк магматической геологии Памира и Дарваза. В кн.: Научные итоги Таджикско-Памирской экспедиции. М.: Изд-во АН СССР, 1936, с. 330–392.

222. *Никонов А.А.* Закономерности развития речных долин юга Средней Азии. – Геоморфология, 1972, № 1, с. 85.

223. *Никонов А.А.* Определение скорости врезания рек. – Геоморфология, 1973, № 1, с. 24.

224. *Никонов А.А.* Современные и голоценовые сейсмотектонические дислокации в Южно-Тянь-шаньской сейсмоактивной зоне (Таджикистан) – Изв. АН СССР, Физика Земли,1974, № 12, с. 71–76.

225. *Никонов А.А.* Анализ тектонических движений по Гиндукуш-Дарваз-Каракульской зоне разломов в позднем плиоцене и четвертичное время. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, т. 50, вып. 2, с. 5–23.

226. *Никонов А.А.* Современные сейсмотектонические дислокации в горных районах Средней Азии. – ДАН СССР, 1975, т. 222, № 1, с. 79–82.

227. *Никонов А.А.* Миграция сильных землетрясений вдоль основных зон разломов Средней Азии. – ДАН СССР, 1975, т. 225, № 2, с. 306–309.

228. *Никонов А.А.* Новые находки следов каменного века на Памире. – Природа, 1976, № 5, с. 130–131.

229. *Никонов А.А.* Сейсмотектонические дислокации южного Таджикистана и их значение для сейсмического районирования. – В кн.: Современные сейсмодислокации и их значение для сейсмического микрорайонирования. М.: МГУ, 1977, с. 68–80.

230. *Никонов А.А.* Голоценовые и современные движения земной коры. М.: Наука, 1977. 240 с.

231. *Никонов А.А.* Древнеледниковые отложения Памира и вопросы их корреляции с отложениями внеледниковых зон Средней Азии. – В кн.: Междунар. симпоз. по пробл.: Граница неогена и четвертичной системы: Тез. докл. М.: Наука, 1977, с. 17.

232. *Никонов А.А.* К оценке времени и размеров области проявления предвестников по аномальному поведению животных перед землетрясением 2.XI 1978 г. в Средней Азии. – Изв. АН СССР. Физика Земли, 1980, № 8, с. 108–111.

233. *Никонов А.А.* Определение магнитуд и повторяемости сильных землетрясений прошлого по сейсмодислокациям (на примере зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня). – ДАН СССР, 1980, т. 250, № 2, с. 336.

234. *Никонов А.А.* О возможности сильных землетрясений в зоне сочленения Памира и Тянь-Шаня. – Бюл. МСССС, М., 1980, № 5, 13 с.

235. *Никонов А.А.* Успехи и просчеты прогноза землетрясения в Алайской долине. – Природа, 1980, № 10, с. 83–90.

236. *Никонов А.А.* Датирование сейсмотектонических подвижек и древних землетрясений с помощью радиоуглеродного анализа и археологических данных (на примере гор Средней Азии). – ДАН СССР, 1981, т. 257, № 2, с. 440.

237. *Никонов А.А.* Аномальное поведение животных как предвестник землетрясений. – ИФЗ АН СССР. М., 1981. 48 с. Рукопись деп. в ВИНИТИ 2.09.81, № 4316–81 Деп.

238. *Никонов А.А.* Геолого-геоморфологическая оценка характера и скорости молодых смещений по Вахшскому надвигу. – В кн.: Современные движения земной коры на геодинамических полигонах. М.: Радио и связь, 1981, с. 30–34.

239. *Никонов А.А.* Развитие палеосейсмогеологического метода в комплексе работ по оценке сейсмической опасности Средней Азии. – В кн.: Геолого-геофизические методы исследований в сейсмоопасных зонах. Фрунзе: Илим, 1981, с. 72–74.

240. *Никонов А.А.* Использование радиоуглеродного датирования для определения возраста древних землетрясений в горах юга Средней Азии. – Изв. АН СССР. Физика Земли, 1981, № 6, с 70–74.

241. *Никонов А.А.* Об абсолютном возрасте последнего оледенения в горах Средней Азии. – В кн.: Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982, с. 54–59.

242. *Никонов А.А., Веселов И.А.* О сейсмическом режиме перед сильными

землетрясениями 1974 и 1978 гг. в Заалайском хребте. – Изв. АН СССР. Физика Земли, 1980, № 6, с. 83–90.
243. *Никонов А.А., Веселов И.А., Ваков А.В.* Результаты обследования плейстосейстовой области землетрясения 2(1) ноября 1978 г. в Алайской долине. – В кн.: Эффект сильных землетрясений. М.: Наука, 1982, с. 77–97. (Вопросы инженерной сейсмологии; № 22).
244. *Никонов А.А., Пахомов М.М.* Основные черты и тенденции развития природы Памира. – В кн.: Международная география, I. М.: Наука, 1976, с. 343.
245. *Никонов А.А., Пеньков А.В.* К геохронологии Средней Азии и Южного Казахстана в плиоцене и раннем плейстоцене. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 10, с. 14.
246. *Никонов А.А., Шебалина Т.Ю.* Новый способ определения возраста сейсмодислокаций (на примере эпицентральной зоны Хаитского землетрясения 1949 г.). – ДАН СССР, 1978, т. 242, № 4, с. 808.
247. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука, 1977. 535 с.
248. *Овчинников С.К.* Южно-Гиссарская структурно-фациальная зона и Гиссарский глубинный разлом. – Изв. отд. геол.-хим. и техн. наук АН ТаджССР, 1959, вып. 1, с. 113–122.
249. *Осокина Д.Н., Гущенко О.И., Лыков В.И., Цветкова Н.Ю.* Моделирование локальных полей тектонических напряжений, обусловленных системами глубинных разломов (на примере двух районов Средней Азии). – В кн.: Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979, с. 185–203.
250. *Павлов Р.И.* О системе и геологических признаках региональных поперечных структур западной части Южного Тянь-Шаня. – Сов. геология, 1972, № 10, с. 80–94.
251. Палеосейсмогеология Большого Кавказа. М.: Наука, 1979, 188 с.
252. *Паффенгольц К.Н., Шабалкин М.И.* Геологический очерк бассейнов ледника Федченко и р. Танымас. – В кн.: Таджикско-Памирская экспедиция 1934 г. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1935, с. 341–356.
253. *Пахомов М.М., Никонов А.А.* О плиоценовом оледенении и кокбайском межледниковье Памира. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 8, с. 126.
254. *Пахомов М.М., Никонов А.А., Шумова Г.М.* Первые данные по палинологии морен Памира. – ДАН СССР, 1978, т. 238, № 3, с. 670.
255. *Пейве А.В.* Схема тектоники Западного Тянь-Шаня. – Изв. АН СССР, Сер. геол., 1938, № 5/6, с. 709–735.
256. *Пейве А.В.* Глубинные разломы в геосинклинальных областях. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1945, № 5, с. 23–46.
257. *Пейве А.В., Буртман В.С., Руженцов С.В., Суворов А.И.* Тектоника Памиро-Гималайского сектора Азии. – В кн.: Гималайский и альпийский орогенез. М.: Недра, 1964, с. 156–172.
258. *Пеньков А.В.* Региональная палеомагнитная корреляция континентальных толщ (на примере кайнозойских моласс Южного Таджикистана): Автореф. дис. . . . канд. геол.-минер. наук. М.: ГИН АН СССР, 1974. 23 с.
259. *Пеньков А.В., Никонов А.А., Пахомов М.М.* Первые данные по палеомагнитной характеристике плиоценовых и четвертичных отложений Памира. – ДАН СССР, 1976, т. 229, № 3, с. 691.
260. *Петровский Н.В.* Донесение о происходивших в августе и сентябре 1902 г. землетрясениях. – Изв. Российской Академии наук, 1902, т. 17, с. 3–5.
261. *Петрушевский Б.А.* Палеогеография и тектоника Афганистана и Таджикистана. – Тр. ГИН АН СССР. Сер. геол., 1940, вып. 8, № 3, с. 69.
262. *Петрушевский Б.А.* Строение третичных отложений Тянь-Шаня. – Бюл. МОИП. Новая сер., 1948, т. 53 (XXIII), вып. 1, с. 53–91.
263. *Петрушевский Б.А.* Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 552 с.
264. *Петрушевский Б.А.* Значение геологических явлений при сейсмическом районировании. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 60 с.
265. *Петрушевский Б.А.* Некоторые особенности тектоники Памира. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1961, т. 36, № 4, с. 122–153.
266. *Петрушевский Б.А.* Новейшие тектонические движения континенталь-

ной Азии и сейсмогеологическая обстановка их проявления. – В кн.: Активизированные зоны земной коры, новейшие движения и сейсмичность. М.: 1964, с. 45–51.

267. *Петрушевский Б.А.* О принципе унаследованности развития, вертикальных движениях и проблеме крупных горизонтальных перемещений. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1964, т. 39, № 1, с. 3–9.

268. *ПетрушевскийБ.А.* Индо-Памирская зона – один из величайших поперечных линеаментов Азии. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977, т. 52, вып. 4, с. 11–41.

269. *Попов В.И.* Материалы по истории древнего оледенения Памира, Бадахшана и Дарваза. – В кн.: Тр. Всесоюз. геол-развед. объединения. Л.: Гостоптехиздат, 1932, вып. 242, с. 53.

270. *Попов В.И.* Южные склоны Дарвазского хребта. – В кн.: Тр. ТКЭ 1932 г. Л.: Госхимтехиздат, 1933, с. 323–349.

271. *Попов В.В., Резанов И.А.* О неотектонике Тянь-Шаня в связи с его сейсмичностью. – В кн.: Вопросы геологии Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1955, т. 2, с. 408–437.

272. *Поршняков Г.С.* Региональные тектонические разрывы северных склонов Алайского и части Туркестанского хребтов. – Вестн. ЛГУ. Сер. геол. и геогр., 1962, № 6, с. 68–81.

273. *Поршняков Г.С.* Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня. Л.: ЛГУ, 1973. 215 с.

274. Глубинные разломы Южного Тянь-Шаня /Под ред. Д.П. Резвого. Львов: Изд-во гос. ун-та, 1973. 163 с. (Проблемы тектоники и магматизма глубинных разломов; Т. 1).

275. *Пшенин Г.Н.* Некторые закономерности распространения и образования обвалов Ферганского и Алайского хребтов. – Геогр. сообщ., 1966, вып. 3, с. 37–40.

276. *Ранов В.А.* Находки каменного века в Алайской долине. – Тр. Ин-та истории АН КиргССР, 1958, вып. IV, с. 103–110.

277. *Ранцман Е.Я.* К вопросу о несовпадении альпийских и неотектонических структур в Заалайском хребте. – Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1958, № 2, с. 73–75.

278. *Ранцман Е.Я.* Места землетрясений и морфоструктура горных стран. М.: Наука, 1979. 171 с.

279. *Расцветаев Л.М.* Альпийская структура юга Средней Азии и смежных областей. – В кн.: Тектоника Средиземноморского пояса. М.: Наука, 1980, с. 105–122.

280. Расчленение стратифицированных и интрузивных образований Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1976. 268 с.

281. *Резвой Д.П.* К характеристике тектонической границы между Тянь-Шанем и Памиром. – ДАН СССР, 1955, т. 101, № 4, с. 747–749.

282. *Резвой Д.П.* Новейшие движения Туркестано-Алайской горной системы и графическое изображение их результатов. – В кн.: Вопросы геологии Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1955, т. 2, с. 438–447.

283. *Резвой Д.П.* Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы. Львов: Изд-во гос. ун-та, 1959. 370 с.

284. *Резвой Д.П.* О великом георазделе Азиатского материка. – В кн.: Гималайский и альпийский орогенез. М.: Недра, 1964, с. 173–186.

285. *Резвой Д.П.* К проблеме глубинных разломов Южного Тянь-Шаня. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1972, № 1, с. 23–41.

286. *Рейман В.М., Бабаев А.М., Винниченко Г.П.* Сейсмотектоника и поперечные структуры Центрального и Юго-Западного Таджикистана. – В кн.: Неотектоника и сейсмотектоника Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1969, с. 97–114.

287. *Рейнгард А.* Четвертично-геологические исследования в Восточной Фергане 1929–1930 гг. – Тр. Всесоюз. геол.-развед. объединения, 1934, вып. 344, с. 39.

288. *Рейснер Г.И.* Новейшие тектонические движения Алайской впадины и ее горного обрамления. – ДАН СССР, 1958, т. 123, № 6, с. 1104–1107.

289. *Рейснер Г.И.* Зона четвертичных депрессий в области сочленения Памира и Тянь-Шаня. – Сов. геология, 1963, № 10, с. 104–108.

290. *Рейснер Г.И.* Геологические методы оценки сейсмической опасности. М.: Недра, 1980. 173 с.

291. *Ренгартен В.П.* Мезозой Восточного Памира. – В кн.: Таджикская комплексная экспедиция 1932 г. Л.: Госхимтехиздат, 1933, с. 85–90.
292. *Ренгартен В.П.* Заалайский хребет. – В кн.: Таджикская комплексная экспедиция 1932 г. Л.: ОНТИ–Госхимтехиздат, 1934, вып. 2, с. 1–42.
293. *Ризниченко Ю.В.* Сейсмическая активность и энергия максимальных землетрясений. – В кн.: Проблемы геофизики Средней Азии и Казахстана. М.: Наука, 1967, с. 36.
294. *Руженцов С.В., Поспелов П.И., Сухов А.Н.* Тектоника Калайхумб-Сауксайской зоны Северного Памира. – Геотектоника, 1977, № 4, с. 68–80.
295. *Сапов О.П.* Поперечные структуры на Памире. – Докл. АН ТаджССР, 1968, т. XI, № 9, с. 42–44.
296. *Сапов О.П.* Альпийская тектоника зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня. – Изв. АН ТаджССР, 1968, № 4, с. 73–88.
297. *Сапов О.П.* Палеогеографическое значение новейших угловых деформаций древних эрозионных уровней Заалайского хребта. – Изв. Всесоюз. геогр. о-ва, 1969, № 5, с. 456–458.
298. *Сапов О.П.* Основные структуры восточной части Памиро-Алайской зоны в связи с их сейсмичностью. – В кн.: Неотектоника и сейсмотектоника Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1969, с. 115–139.
299. *Сапов О.П.* О Северо-Памирском краевом разломе. Альпийская тектоника зоны сочленения Памира и Тянь-Шаня. – Изв. АН ТаджССР, 1969, № 1, с. 58–67.
300. *Сапов О.П.* О механизме формирования разрывных структур Северного Памира. – В кн.: Тектоника юго-востока Средней Азии. Душанбе: Дониш, 1972, с. 80–94.
301. *Сапов О.П.* К палеогеографии четвертичного периода Северного Памира. – В кн.: Страны и народы Востока. М.: Наука, 1975, вып. XVI, с. 94.
302. *Сапов О.П.* Строение и динамика Северо-Памирского краевого разлома. – В кн.: Вопросы сейсмического районирования территории Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1976, с. 208.
303. *Сапов О.П.* Лучевые разломы Памира. – ДАН СССР, 1981, т. 256, № 1, с. 156–160.
304. *Сапов О.П., Сидоров Л.Ф.* Долинные перевалы и особенности развития рельефа Памира в плейстоцене. – Изв. Всесоюз. геогр. о-ва, 1972, № 4, с. 298–300.
305. *Сваричевская З.А.* О меридиональных хребтах Памира. – Вестн. ЛГУ, Сер. геол. и геогр., 1958, вып. 4, № 24, с. 112–113.
306. Сейсмическое районирование Киргизской ССР/Под ред. К.Е. Калмурзаева. Фрунзе: Илим, 1977. 54 с.
307. Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968. 476 с.
308. Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1980. 307 с.
309. *Семенов П.Г., Семенова В.А.* Каталог землетрясений, ощущавшихся на территории Таджикистана за период 1865–1940 и 1941–1952 гг. – Тр. Ин-та сейсмологии АН ТаджССР, 1958, т. 86, вып. 3, 137 с.
310. *Симаков С.Н.* Меловые отложения Бухаро-Таджикской области. – Тр. ВНИГРИ, Новая сер., 1952, вып. 2, 222 с.
311. *Синицын В.М.* О геологической границе куэньлуньских и тяньшанских структур в Памиро-Алайском сближении. – Изв. АН СССР, Сер. геол., 1945, № 6, с. 19–32.
312. *Синицын Н.М.* Северо-западная часть Таримского бассейна. Геологический очерк. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 249 с.
313. *Синицын Н.М.* Схема тектоники Тянь-Шаня. – Вестн. ЛГУ, Сер. геол. и геогр., 1957, вып. 2, № 12, с. 5–25.
314. *Синицын Н.М.* Северо-Памирский краевой разлом (о северной геологической границе Памира). – Уч. зап. ЛГУ, Сер. геол. наук, 1959, вып. 10, № 268, с. 85–101.
315. *Синицын Н.М.* Тектоника горного обрамления Ферганы. Л.: Изд-во ЛГУ, 1960. 219 с.
316. *Скобелев С.Ф.* Горизонтальное сжатие и развитие складок на хребте Петра I. – Геотектоника, 1977, № 2, с. 105–119.
317. *Скобелев С.Ф., Флоренский П.В.* Голоценовые тектонические деформации и оползни в Вахшской надвиговой зоне. – Геотектоника, 1974, № 5, с. 104–107.

318. Современные сейсмодислокации и их значение для сейсмического микрорайонирования/ Под. ред. Г.П. Горшкова. М.: Изд-во МГУ, 1977, с. 158.
319. *Соловьева Л.И.* Рельеф и новейшая тектоника Туркестано-Алая (Южный Тянь-Шань) : Автореф. дис. . . . канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1971. 22 с.
320. *Соловьева М.Н., Казьмин Ю.Б., Козлов В.В.* Геологическое строение и стратиграфия палеозойских отложений Заалайского хребта и Северного Памира. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 2, с. 64.
321. *Солоненко В.П.* Определение эпицентральных зон землетрясений по геологическим признакам. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 11, с. 58.
322. *Солоненко В.П.* Землетрясения и рельеф. – Геоморфология, 1978, № 4, с. 8.
323. *Солоненко В.П.* Палеосейсмология. – Изв. АН СССР. Физика Земли, 1973, № 9, с. 3.
324. *Степанов В.В.* Морфологическая характеристика и количественная оценка палеодеформаций западной части Внешней зоны Памиро-Куньлуня. – В кн.: Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979, с. 78–96.
325. *Суворов А.И.* Главные разломы Казахстана и Средней Азии. – В кн.: Разломы и горизонтальные движения земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 173–237. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 80).
326. *Суворов А.И.* Закономерности строения и формирования глубинных разломов. М.: Наука, 1968. 316 с.
327. *Суслов В.Ф.* К вопросу о древнем оледенении бассейна р. Коксу. – Тр. САНИГМИ, 1972, вып. 65 (80), с. 96–101.
328. *Суслов В.Ф.* Некоторые особенности оледенения Алайской горной системы. – В кн.: Гляциогидроклиматология горных стран. М.: Наука, 1973, № 25, с. 97–104.
329. *Тарасенко А.Т.* Гиссарский глубинный разлом по новейшим данным. – В кн.: Вопросы геологии Средней Азии. 1970, т. 168, с. 10–27. (Тр. ВСЕГЕИ, Новая сер.).
330. *Трифонов В.Г.* Позднечетвертичные разрывные нарушения Западной и Центральной Азии по данным дешифрирования аэро-космических снимков и наземным наблюдениям. – Изв. вузов. Геология и разведка, 1976, № 11, с. 54–64.
331. *Трофимов А.К.* Площадь распространения и основные этапы развития четвертичного оледенения Памира и Гиссаро-Алая. – Изв. Всесоюз. геогр. о-ва, 1968, № 6, с. 503–512.
332. *Трофимов А.К.* О режиме ледников Памира в голоцене. – Изв. Всесоюз. геогр. о-ва, 1969, т. 101, № 2, с. 118.
333. *Трофимов А.К.* Основные этапы развития гор Средней Азии. – В кн.: Закономерности геологического развития Тянь-Шаня в кайнозое. Фрунзе: Илим, 1973, с. 98–115.
334. *Трофимов А.К.* Ярусность рельефа гор Средней Азии и проблема коррелятных отложений. – Тр. САНИГМИ, 1972, вып. 65 (80), с. 116–127.
335. *Трофимов А.К., Чедия О.К.* О четвертичном оледенении Алая. – Изв. АН КиргССР, 1969, № 4, с. 29–36.
336. *Турбин Л.И., Конюхов А.Г.* Основы неотектоники Тянь-Шаня. – В кн.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М.: Недра, 1967, с. 336–342.
337. *Уломов В.И., Фадина Р.П., Каток А.П.* и др. Землетрясения в Средней Азии. – В кн.: Землетрясения в СССР в 1974 г. М.: Наука, 1977, с. 44.
338. *Уткина Н.Г.* История геологического развития в позднем кайнозое Юго-Восточной Ферганы и Алая. – Изв. АН КиргССР, 1968, № 4, с. 37–45.
339. *Фараджев В.А.* Основные черты тектоники Аксу-Кашгарского района Южного Тянь-Шаня (КНР). – Геол. сб. Львов. геол. о-ва, 1958, № 5/6, с. 346–366.
340. *Федченко А.П.* Путешествие в Туркестан. СПб., 1875, Т. 1. Ч. 2. 160 с.
341. *Флоренсов Н.А.* Очерки структурной геоморфологии. М.: Наука, 1978. 238 с.
342. *Чедия О.К.* Оби-Мазарский шарьяж в Дарвазе. – Тр. ИГ АН ТаджССР, 1956, т. 58, вып. 1, с. 145–149.
343. *Чедия О.К.* К характеристике альпийской структуре Южного Дарваза. – Тр. ИГ АН ТаджССР, 1957, т. 77, вып. 2, с. 63–81.

344. *Чедия О.К.* Позднечетвертичные поперечные поднятия в Дарвазе. – ДАН СССР, 1957, т. 112, № 4, с. 739–742.
345. *Чедия О.К.* К методике составления карт новейшей тектоники для среднеазиатских гор. – В кн.: Материалы по геологии Памира. Душанбе: Упр. геол. и охраны недр, 1963, вып. 1, с. 181–188.
346. *Чедия О.К.* Новейшие поперечные поднятия, их типы и практическое значение. – В кн.: Материалы по геологии Памира. Душанбе, 1964, вып. 2, с. 138–173.
347. *Чедия О.К.* Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования. Фрунзе: Илим, 1971. Кн. 1. 328 с.
348. *Чедия О.К.* Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования. Фрунзе: Илим, 1972, Кн. 2. 223 с.
349. *Чедия О.К.* Новейшая тектоника Киргизии и сейсмогенные структурные формы. – В кн.: Сейсмотектоника некоторых районов юга СССР. М.: Наука, 1976, с. 157–162.
350. *Чедия О.К., Васильев В.А.* О характере и возрасте древнего оледенения северного склона хребта Петра I. – Тр. Тадж. гос. ун-та, 1960, т. XXVIII, вып. 1, с. 101–117.
351. *Чедия О.К., Пшенин Г.Н.* Памиро-Алай. – В кн.: Морфоструктурный анализ речной сети. М.: Наука, 1979, с. 117–131.
352. *Чедия О.К., Трофимов А.К.* Особенности новейшего развития структурных форм Таджикистана. – В кн.: Новейший этап геологического развития территории Таджикистана. Душанбе: Полиграфкомбинат, 1962, с. 215–251.
353. *Чедия О.К., Уткина Н.Г.* Новейшие структурные формы восточной части Алайского хребта. – Изв. АН КиргССР, 1967, № 5, с. 5–14.
354. *Чедия О.К., Уткина Н.Г.* Принцип определения величины регионального тангенциального сжатия в новейших эпиплатформенных орогенах. – В кн.: Структурная геоморфология горных стран. М.: Наука, 1975, с. 73–82.
355. Четвертичная тектоника Памира и Тянь-Шаня. М.: Наука, 1979. 115 с.
356. *Шабалкин М.И.* Хребет Зулумарт. – В кн.: Таджикско-Памирская экспедиция 1935 г. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1937, с. 777–798.
357. *Шебалин Н.В.* Очаги сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука, 1974. 54 с.
358. *Шебалин П.Н., Шебалина Т.Ю., Никонов А.А.* Лихенометрический метод определения возраста поверхностных сейсмогенных образований. – ИФЗ АН СССР. М. 65 с. Рукопись деп. в ВИНИТИ 8.06.81, № 2784–81. Деп.
359. *Широкова Е.И.* Детальное изучение напряжений и разрывов в очагах землетрясений Средней Азии. – Изв. АН СССР. Физика Земли, 1974, № 11, с. 22–36.
360. *Широкова Е.И.* Особенности механизма очагов землетрясений Средней Азии. – Изв. АН СССР. Физика Земли, 1979, № 10, с. 44–57.
361. *Широкова Е.И.* Механизм Маркансуйского землетрясения 1974 г. и его афтершоков. – Изв. АН СССР. Физика Земли, 1981, № 1, с. 72–80.
362. *Шугин В.А.* Тектонические структуры западной части области сближения Памира и Тянь-Шаня. – Геотектоника, 1976, № 1, с. 103–110.
363. *Шульц С.С.* Наблюдения над новейшей тектоникой Тянь-Шаня. – В кн.: Таджикско-Памирская экспедиция 1934 г. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1935, с. 465–476.
364. *Шульц С.С.* О новейшей тектонике Тянь-Шаня. – В кн.: Международной геологический конгресс. М.: ГОНТИ, т. 2, 1937, с. 629–635. (Тр. XVII сессии).
365. *Шульц С.С.* О гравитационных (массовых) движениях в Тянь-Шане. – Изв. Кирг. ФАН СССР, 1947, вып. 6, с. 85–96.
366. *Шульц С.С.* Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М.: Географгиз, 1948, 223 с.
367. *Шульц С.С.* Горные области Средней Азии. – В кн.: Геологическое строение СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1958, т. 3, с. 355–357.
368. *Шульц С.С.* Тектоника земной коры. Л.: Недра, 1979. 272 с.
369. *Щерба И.Г.* Олистостромы в неогеновой молассе северного борта Афгано-Таджикской впадины. – Геотектоника, 1979, № 3, с. 89–96.
370. Электромагнитные предвестники землетрясений. М.: Наука, 1982. 88 с.
371. *Юрьев А.А.* О результатах изучения

древнеледниковых отложений в долине р. Муксу (Северо-Западный Памир). – В кн.: Гляциологическая экспедиция на ледник Федченко. Ташкент: Изд-во АН УзбССР, 1960, с. 59.
372. Тектоническая карта Евразии /Под ред. А.Л. Яншина. М.: ГУГК; Наука, 1964.
373. *Ярмухамедов А.Р., Якубов Д.Х., Саттаров А.С.* Современная геодинамика восточного Узбекистана. Ташкент: Фан, 1979. 111 с.
374. *Chen W.P., Molnar P.* Seismic movements of major earthquakes and the average rate of slip in Central Asia. – J. Geophys. Res., vol. 82, N 20, p. 2945.
375. Explorations in Turkestan. Expedition of 1904/Ed. by R. Pumpelly. Wash., 1908. Vol. 2. 494 p.
376. *Friderichsen M.* Forschungsreise im den Zentralen Tien-Shan und Dsungarischen Ala-tau. – Mitt. Geogr. Ges Humburg, 1904, Bd. 20.
377. *Grober P.* Der Südliche Tian-Schan. – Pencks. Geogr. Abh. 1914, Bd. 10, H. 1.
378. *Hungtington E.* A geologic and physiographic reconnaissance in Central Turkestan. Explorations in Turkestan in expedition of 1903, under direction of R. Pumpelly. Wash.: Carnegie Inst. Publ., 1905, p. 157–216.
379. *Jackson J., Molnar P., Patton H., Fitch T.* Seismotectonic aspects of the Markansu valley, Tadjikistan, earthquake of August 11, 1974. – J. Geophys. Res., 1979, vol. 84, N B11, p. 6157.
380. *Klebelsberg R.* Beitrag zur Geologie Westturkestan. Ergebnisse der Expedition des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins im Jahr 1913. Insbruck: Wagner, 1922. 488 S.
381. *Kober L.* Der Bau der Erde. B.: Borntraeger, 1921. 324 S.
382. *Kristy M.S., Simpson D.W.* Seismicity changes preceeding two recent Central Asian earthquakes. – J. Geophys. Res., 1980, vol. 85, N B9, p. 4829–4837.
383. *Leuchs K.* Zentralasien. – In: Handbuch der regionalen Geologie. Heidelberg, 1916, H. 19. 139 S.
384. *Machatschek F.* Landeskunde von Russischen Turkestan. Stuttgart: Engelhorus, nachf., 1921. 348 S.
385. *Molnar P., Tapponnier P.* Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision. – Science, 1975, vol. 189, p. 419–426.
386. *Ni J.* Contemporary tectonics in the Tien-Shan region. – Earth and Planet Lett., 1978, vol. 41, p. 347–354.
387. *Nikonov A.A.* Migration of large earthquakes along the great fault zone in Middle Asia. – Tectonophysics, 1975, vol. 31, N 4, p. T55–T60.
388. *Nikonov A.A., Schebalina T.Yu.* Lichenometry and earthquake age determination in Central Asia. – Nature, 1979, vol. 280, p. 675.
389. *Nöth L.* Geologische Untersuchungen im Nordwestlichen Pamirgebiet und Mittleren Transalai. – In: Wiss. Ergebnisse der Alai-Pamir Expedition 1928. T. II. B.: Dietrich Reimer-Ernst Vohsen, 1932, Bd. I. 130 S.; Bd. 2. 211 S.
390. *Pumpelly R.W.* Physiographic observations between the Syr Darya and lake Kara-Kul, on the Pamir in 1903. – In: Explorations in Turkestan. Wash.: Carnegie Inst. Publ., 1905, p. 123–155.
391. *Richtgofen F.* China. Ergebnisse eigener Reisen und darauf gegründeter Studien. B.: Reimer, 1877. Bd. 1. 758 S.
392. *Suess E.* Das Antlitz der Erde. Prag etc., 1883–1909. Bd. 1. 778 S.; Bd. 2. 703 S. Bd. 3. H. 1. 508 S.; H. 2. 789 S.
393. *Tapponnier P.* Active faulting and cenozoic tectonics of the Tein-Shan, Mongolia, and Baycal regions. – J. Geophys. Res., 1979, vol. 84, N B7, p. 3425.
394. *Tapponnier P., Molnar P.* Slip-line field theory and large scale continental tectonics. – Nature, 1976, vol. 264, N 25, p. 319–324.
395. *Terra de H.* Geologische Forschungen im Westlichen Kun-Lun und Karakorum–Himalaya. B.: Vohsen, 1932. 196 S.
396. *Wegener A.* Die Entstehung der Kontinent und Ozeane. 3 gänzl. umgearb. Aufl. Braunschweig: Vieweg, 1922. 144 S.

ПРИЛОЖЕНИЕ

ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ ПО НОВЕЙШЕЙ ТЕКТОНИКЕ, ОСНОВНЫМ ПАРАМЕТРАМ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ, ПАЛЕОСЕЙСМОДИСЛОКАЦИЯМ, МАКРОСЕЙСМИЧЕСКОМУ ЭФФЕКТУ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ПРОГНОЗНЫМ ОЦЕНКАМ

Таблица 1

Величины вертикальных ($A_В$) и горизонтальных ($A_Г$) перемещений (км) по разрывам Заалайского и южного склона Алайского поднятий вдоль поперечных разрезов за мезокайнозойское время

Субширотные структуры		Субмеридиональные структуры	
		Восточное крыло Алтындаринского поперечного прогиба (разрез АБВГ)	
Новейшие поднятия	Разрывы	$A_В$	$A_Г$
Поднятие Заалайского хребта	Камансуйский	$4 \geqslant A \geqslant 3$	?
	Маркансуйский	–	–
	Каракульский	$3 \geqslant A > 1{,}3$	$3 \geqslant A > 1{,}5$
	Коккиикский	$4{,}5 \geqslant A > 3$	$5{,}5 \geqslant A > 4$
	Западно-Заалайский	$1{,}5 \geqslant A \geqslant 1$	$1 \geqslant A > 0{,}6$
	Предзаалайский	$1 \geqslant A > 0{,}3$	$0{,}6 \geqslant A > 0{,}2$
	Прочие	$1{,}7 \geqslant A > 0{,}6$	$3 > A \geqslant 1{,}5$
		$15{,}7 \geqslant \Sigma A_В > 8{,}7$	$13{,}1 > \Sigma A_Г > 7{,}8$
Поднятие Алайского хребта	Кызылсуйский	$A \geqslant 1{,}5$	?
	Алайский	$1{,}5 \geqslant A \geqslant 1$	$1 \geqslant A > 0{,}8$
	Другие	$-1{,}5 \geqslant A > -1$	?
		$\Sigma A_В \geqslant 1{,}5$	$1 \geqslant \Sigma A_Г > 0{,}8$
			$14{,}1 > \Sigma\Sigma A_Г > 8{,}4$

Примечание. 1. Разрезы см. на рис. 9, 10, 11, линии разрезов – на рис. 2. 2. Величины вертикальных перемещений по Камансуйскому и Маркансуйскому разрывам приводятся за позднепалеозойское–кайнозойское время. 3. Величина вертикальных перемещений по разрывам южного склона Алайского хребта с поднятыми южными крыльями условно считается отрицательной.

Таблица 1 (продолжение)

Субширотные структуры		Субмеридиональные структуры	
		Зулумартское поперечное поднятие (разрез ИКЛ)	
Новейшие поднятия	Разрывы	$A_в$	$A_г$
Поднятие Заалайского хребта	Камансуйский	–	–
	Маркансуйский	$6 \geqslant A > 4{,}5$	$5 \geqslant A > 3{,}5$
	Каракульский	–	–
	Коккиикский	$3 \geqslant A > 2{,}5$	$5{,}5 \geqslant A > 3$
	Западно-Заалайский	–	–
	Предзаалайский	$0{,}5 \geqslant A > 0{,}2$	$0{,}5 \geqslant A > 0{,}2$
	Прочие	$A \geqslant 0{,}3$	$2 \geqslant A > 0{,}3$
		$\Sigma A_в > 7{,}5$	$13 \geqslant \Sigma A_г > 7$
Поднятие Алайского хребта	Кызылсуйский	$2{,}5 > A \geqslant 1$	?
	Алайский	$A \geqslant 0{,}5$	?
	Другие	$0{,}8 \geqslant A > 0{,}3$	?
		$\Sigma A_в \geqslant 1{,}8$	$13 \geqslant \Sigma\Sigma A_г > 7$

Таблица 1 (окончание)

Субширотные структуры		Субмеридиональные структуры	
		Западное крыло Зулумартского поперечного поднятия, восточное крыло Кызылунгурского поперечного поднятия (разрез ДЕЖЗ)	
Новейшие поднятия	Разрывы	$A_в$	$A_г$
Поднятие Заалайского хребта	Камансуйский	$3{,}5 \geqslant A > 1{,}5$	?
	Маркансуйский	–	–
	Каракульский	$1{,}5 \geqslant A > 0{,}5$	?
	Коккиикский	$4 \geqslant A > 2{,}5$	$6{,}5 \geqslant A > 4$
	Западно-Заалайский	–	–
	Предзаалайский	$0{,}5 \geqslant A > 0{,}2$	$0{,}4 \geqslant A > 0{,}2$
	Прочие	$4 > A > 2$	?
		$13{,}5 > \Sigma A_в > 6{,}7$	$6{,}9 \geqslant \Sigma\Sigma A_г > 4{,}2$
Поднятие Алайского хребта	Кызылсуйский	$A \geqslant 1$	?
	Алайский	$A \geqslant 1$	$6{,}5 \geqslant A > 5$
	Другие	$0{,}6 \geqslant A > 0{,}2$	?
		$\Sigma A_в > 2{,}2$	$6{,}5 \geqslant \Sigma A_г > 5$
			$13{,}4 \geqslant \Sigma\Sigma A_г > 9{,}2$

Таблица 2

Минимальные субмеридиональные укорочения широтных мегаструктур за мезо-кайнозойское время, км

Субширотные мегаструктуры	Субмеридиональные мегаструктуры		
	Восточное крыло поперечного Алтындаринского прогиба (разрез АБВГ)	Западное крыло Зулумартского поперечного поднятия, восточное крыло Кызылункурского поперечного поднятия (разрез ДЕЖЗ)	Зулумартское поперечное поднятие (разрез ИКЛ)
	Укорочение за счет пликативных дислокаций		
Северный склон Заалайского хребта	~10	~4,5	~8,3
Южный склон Алайского хребта	~2	~1,0	~1,5
Алайская долина (межгорная впадина)	~0	~0	~1
Общее укорочение	~12	~5,5	~10,8
	Суммарное укорочение за счет пликативных и дизъюнктивных дислокаций ($У_с$)		
Заалайский хребет	$23 \geqslant У_с > 17,82$	$11,4 \geqslant У_с > 8,7$	$20,3 \geqslant У_с > 15,3$
Южный склон Алайского хребта	$3 \geqslant У_с > 2,5$	$7,5 \geqslant У_с > 6,0$	$У_с \geqslant 1,5$
Алайская долина (межгорная впадина)	$У_с \sim 0$	$У_с \sim 0$	$У_с \sim 1$
Общее суммарное укорочение ($У_{об}$)	$26,0 \geqslant У_{об} > 20,32$	$19,1 \geqslant У_{об} > 14,7$	$20,3 \geqslant У_{об} > 17,8$

Таблица 3

Амплитуды поперечных деформаций ($А_в$) продольные мегаструктур в области сближения Памира и Тянь-Шаня

Поперечные поднятия и прогибы	Заалайский хребет			
	Водораздел*		Северный склон	
			подошва $g\,Q_1$ (~1 млн. лет)	
	абс. выс., м	$А_в$, м	абс. выс., м	$А_в$, м
Сарыкольское поднятие	~6700	1700	~3600	300
Кызылартская седловина	~5000	2200	~3300	300
Зулумартское поднятие	~7200	2000	~3600	300
Алтындаринский прогиб	~5200	1100	~3300	
Академии наук поднятие	~6300			

*Геоморфологические профили линий измерений и их расположение см. на рис. 3, 29–33.

**Величина деформации раннеплейстоценовой долины р. Кызылсу на восточном крыле поперечного поднятия Академии наук завышена, вероятно, за счет прохождения долины в разных продольных новейших структурах.

Таблица 3 (окончание)

Поперечные поднятия и прогибы	Алайский хребет					
	Водораздел		Южный склон, древние продольные долины			
			Северная N_2 (3 млн. лет)		Южная Q_1 (1 млн. лет)	
	абс. выс., м	$A_в$, м	абс. выс., м	$A_в$, м	абс. выс., м	$A_в$, м
Сарыкольское поднятие	~4700	850				
Талдыкский прогиб	~3900	1300	~3800	250		
Кызылункурское поднятие	~5200	1000	~4050	400		
Тенгизбайский прогиб	~4200		~3650		~2250	900**
Академии наук поднятие					~3150	

Таблица 4

Оценка магнитуды палеоземлетрясений юга Средней Азии по размерам сейсмодислокаций

№	Местоположение	Тип сейсмодислокаций	Размеры палеосейсмодислокаций				
			l, км	L, км	D, м	b, м	h, м
1	Хр. Петра I Левобережье р. Муксу около устья р. Сугран	Рвы в коренных и рыхлых породах	0,1	–	1,5	–	–
1а	Там же, другая генерация	То же	–	1,5	3,5	6	2
2	Алайский хребет Западнее пер. Тойдара	Ров	–	4	–	–	(1)
3	Водораздел рек Сарыкмогола и Курумды	"	–	2,5	–	–	10
4	Пер. Талдык	"	–	2	–	–	2
5	Правобережье р. Калмаксу	Ров-уступ (северный)	–	3	2	–	–
6	Правобережье р. Калмаксу	Ров-ложбина (южный)	–	4	0,5	–	–
7	Левобережье р. Кызылсу	Ложбина-ров	–	10	2	5	–

Таблица 4 (окончание)

№	Местоположение	M по формулам А.А. Никонова [233]	M по формулам В.С. Хромовских [251]
1	Хр. Петра I Левобережье р. Муксу около устья р. Сугран	$M_1 = 6,9 \pm 0,6$ $M_3 = 7,2 \pm 0,4$	$M_7 = 7,1 \pm 0,2$
		$M = 7,1 \pm 0,5$	$M = 7,1 \pm 0,2$
1а	Там же, другая генерация	$M_2 = 6,7 \pm 0,4$ $M_3 = 7,5 \pm 0,4$ $M_4 = 7,3 \pm 0,5$ $M_5 = 6,6 \pm 0,6$	$M_7 = 7,3 \pm 0,2$ $M_{11} = 6,1 \pm 0,5$
		$M = 7,1 \pm 0,5$	$M = 6,7 \pm 0,3$
2	Алайский хребет Западнее пер. Тойдара	$M_2 = 7,0 \pm 0,4$ $M_5 = 6,4 \pm 0,4$	$M_{11} = 6,5 \pm 0,5$ $M_{12} = 6,4 \pm 0,3$
		$M = 6,8 \pm 0,4$	$M = 6,5 \pm 0,4$
3	Водораздел рек Сарыкмогола и Курумды	$M_2 = 6,9 \pm 0,4$ $M_5 = 7,6 \pm 0,6$	$M_{11} = 6,3 \pm 0,5$ $M_{12} = 6,2 \pm 0,3$
		$M = 7,2 \pm 0,4$	$M = 6,5 \pm 0,4$
4	Пер. Талдык	$M_2 = 6,8 \pm 0,4$ $M_5 = 6,8 \pm 0,6$	$M_{11} = 6,2 \pm 0,5$ $M_{12} = 6,2 \pm 0,3$
		$M = 6,8 \pm 0,5$	$M = 6,2 \pm 0,4$
5	Правобережье р. Калмаксу	$M_2 = 6,9 \pm 0,4$ $M_3 = 7,3 \pm 0,4$	$M_7 = 7,2 \pm 0,2$ $M_{11} = 6,4 \pm 0,5$ $M_{12} = 6,3 \pm 0,3$
		$M = 7,1 \pm 0,4$	$M = 6,6 \pm 0,2$
6	Правобережье р. Калмаксу	$M_2 = 7,0 \pm 0,4$ $M_3 = 6,9 \pm 0,4$	$M_{11} = 6,5 \pm 0,5$ $M_{12} = 6,8 \pm 0,2$
		$M = 6,9 \pm 0,4$	$M = 6,7 \pm 0,4$
7	Левобережье р. Кызылсу	$M_2 = 7,2 \pm 0,4$ $M_3 = 7,3 \pm 0,4$ $M_4 = 7,3 \pm 0,5$	$M_7 = 7,2 \pm 0,2$ $M_{11} = 6,8 \pm 0,5$
		$M = 7,3 \pm 0,4$	$M = 7,0 \pm 0,4$

Таблица 5

Характеристика сейсмотектонических (линейных) палеосейсмодислокаций

№	Местоположение	Вид дислокации	Размеры дислокаций, м	M	Возраст	Примечания
1	2	3	4	5	6	7
			Алайский хребет			
1	Западнее пер. Тойдара	Ров	$L = 4 \cdot 10^3$; $h = (1)$	$6,8 \pm 0,5$	1640^{+40}_{-60} (л)	Возраст по обвалу в верховьях р. Бель
2	Пер. Тойдара	"	$L = 1 \cdot 10^3$; $h = 0,5$	$6,5 \pm 0,5$	1080 ± 440 (л)	Возраст по соседнему камнепаду
3	Правый борт долины Иергетал	Уступ	$L = 1,5 \cdot 10^3$; $D = 5$	$7,2 \pm 0,4$	< 10 тыс. (о)	Возможно, объединено несколько подвижек

Таблица 5 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
4	Правобережье р. Кызылсу западнее устья р. Карамыка	Ров	$L = 1 \cdot 10^3$; $h = 2$	6,7 ± 0,5	10 тыс. (о)	Дислокация выделена неуверенно
5	К югу от нижнего течения р. Текелика	Ров	$L = 6 \cdot 10^3$; $h = (1)$	6,9 ± 0,5	10 тыс. (о) (1835^{+25}_{-30} (л)	Дислокация выделена неуверенно. Возраст по камнепаду в долине р. Текелика
6	Водораздел рек Сарыкмогола и Курумды	"	$L = 2{,}5 \cdot 10^3$; $h = 10$	7,2 ± 0,4	До 1200 (р)	Возраст по подпрудным отложениям за оползнем в эпицентральной зоне
7	Пер. Талдык	"	$L = 2 \cdot 10^3$; $h = 2$	6,8 ± 0,5	1680^{+85}_{-125} (л)	
8	Около пос. Акбосаги	Погребенный уступ	$D = 2$	7,3 ± 0,4	1000–1700 (а, р)	Возраст моложе первоначально недеформированных слоев (760 ± ± 70) и древнее перекрывающих, оставшихся недеформированными слоев со средневековой керамикой
9	Западнее пос. Сары-Таша	Ров-ложбина	$L = 3 \cdot 10^3$; $D = (1)$; $h = 1\,(2)$	6,7 ± 0,4	> 2 тыс. (о)	
10а	Там же	"	$L = 8 \cdot 10^3$; $D = (1)$; $h = (2)$	7,0 ± 0,3		Вариант
10	Правобережье р. Калмаксу	Ров-уступ северный	$L = 3 \cdot 10^3$; $D = 2$	7,1 ± 0,4	1500 ± 100 (р)	Возраст по прекращению торфонакопления на поднятом крыле
11	Там же	Ров-ложбина южный	$L = 4 \cdot 10^3$; $D = 0{,}5$	6,9 ± 0,4	до 1500 (р) (до 1100 ± 60) (р). Позднее 1500 (р) (после 1100 ± ± 60)	Может быть, одновременно с событием 1500 ± ± 100 лет
12	У пер. Демей	Ров-ложбина	$L = 1 \cdot 10^3$; $h = 1$	6,6 ± 0,5	До 1800–1700 (о) 1410^{+170}_{-760} (л)	Относительно более старая дислокация. Возраст по камнепаду в 0,2 км
13	У пер. Демей	Ров-ложбина	$L = 0{,}6 \cdot 10^3$; $h = 1$	6,5 ± 0,5		Относительно более молодая
13а	"	"	$L = 8 \cdot 10^3$; $D = 2$; $h = 1$	7,0 ± 0,3	1500 ± 100 (р,л)	Вариант
14	Левобережье р. Кызылсу-восточной, восточнее перевала Таунмурун	Ложбина-ров	$L = 10 \cdot 10^3$; $D = 2$; $b = 5$	7,3 ± 0,4	> 2 (4) тыс. (о) < 10 (7) тыс. (о)	
14а	Там же	"	$L = 5 \cdot 10^3$; $D = 1$	7,0 ± 0,5	"	Вариант

Таблица 5 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
14б	"	"	$L = 4 \cdot 10^3$; $D = 2$; $b = 5$	7,2 ± 0,4	"	"
15	"	"	$L = 1{,}5 \cdot 10^3$; $D = 4$; $b = 5$	7,0 ± 0,5	"	Южнее предыдущей
			Заалайский хребет			
16	г. Бахмыр на правом берегу р. Алтындары	Уступы, микрограбены	$l = 0{,}25 \cdot 10^3$; $L = 1 \cdot 10^3$; $D = 1$	6,9 ± 0,3	(1740^{+40}_{-60}) (л)	Серия сейсмодислокаций. Возраст двух камнепадов определен без корреляции с конкретными сейсмодислокациями
17	Там же	Уступы	$l = 0{,}5 \cdot 10^3$; $D = 1$	7,0 ± 0,4	6,9 тыс. (р)	
17а	"	Уступы-рвы	$l = 0{,}25 \cdot 10^3$; $D = 3$	7,3 ± 0,4	6,9 тыс. (р)	Вариант
18	Около зимовья Кырчин	Ложбины-микрограбены	$l = 0{,}3 \cdot 10^3$; $b = 0{,}5$	6,9 ± 0,4	(1800) (о)	Расположение дислокаций не может точно указывать на положение эпицентра
19	Долина р. Коккиика при выходе из предгорий	Уступы	$L = 2 \cdot 10^3$; $D = 8$	7,3 ± 0,3	7–2 тыс. (о)	Возможно, результат нескольких событий
20	Там же	Уступ	$L = 1{,}5 \cdot 10^3$; $D = 0{,}5$	6,8 ± 0,3	6360 ± 100 (р)	
21	"	Уступ и деформация слоев	$D = 1$	7,1 ± 0,4	7680 ± 150 (р)	Возраст определен по камнепадам в Сайтаке
22	Правобережье долины р. Ктайсаза	Серповидные ложбины, рвы	$l = 0{,}2 \cdot 10^3$; $L = 0{,}7 \cdot 10^3$	6,8 ± 0,4	(До 1500 г.) (о). До 1880 г. (л)	Возраст по трещинам в развалах коренных глыб
23	Долина р. Ачиксу около поселка	Уступ с надвиговой подвижкой	$L = 3 \cdot 10^3$; $D = 5$	7,3 ± 0,3	(5–10 тыс.) (о)	Возможно, результат нескольких событий
24	Водораздел р. Сынарджара и Ачиксу	Уступ-вал	$L = 0{,}5 \cdot 10^3$; $D = 4$	7,0 ± 0,3	2–7 тыс. (о)	
25	Долина р. Сынарджара при выходе из предгорий	Уступ с надвиговой подвижкой	$l = 1 \cdot 10^3$; $D = 15$	7,6 ± 0,4	< 5100 (р)	С учетом горизонтальной подвижки
25а	Там же	То же	$D = 4$	7,6 ± 0,4	< 5100 (р)	Вариант с учетом вертикальной подвижки
26	Долина р. Кокбулака (Кичик-курбулак)	Перегиб дна долины	$D = 1{,}5$	7,2 ± 0,4	До 1000–1500 (о)	Возможна принадлежность дислокаций к одному событию
26а	Там же	Серпообразные уступы	$L = 1 \cdot 10^3$	6,6 ± 0,4	До 1800 < 3 тыс. (а)	
27	Междуречье рек Кичикбешика и Минжара	Уступ с надвиговой подвижкой	$L = 1{,}5 \cdot 10^3$; $D = 4$	7,2 ± 0,3	До 1000–1500 (а, о)	
28	Долина р. Минжара	Уступ с надвиговой подвижкой	$L = 1{,}5 \cdot 10^3$; $D = 1$	6,9 ± 0,3	< 5 тыс.; > 5 тыс. (о)	С учетом вертикальной подвижки

Таблица 5 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
28а	Там же	То же	$D = 10$	7,9 ± 0,4	<50 тыс. (о)	Возможно, результат нескольких событий
29	Западнее долины р. Комансу у ее выхода из предгорий	Перегибы склона	$D = 4$	7,6 ± 0,4	До 1800 (о) После 1000	Две разновозрастных деформации определены по изгибанию каналов
29а	Там же	То же	$D = 4$	7,6 ± 0,4	(<1600) (а)	
30	Долина р. Комансу у выхода из предгорий	Уступ с надвиговой подвижкой	$L = 3 \cdot 10^3$; $D = 5$	7,3 ± 0,3	<7 тыс. (а)	С учетом вертикальной составляющей; возможно, результат нескольких событий.
31	Долина р. Атджилги у выхода из предгорий	Ложбина	$L = 0,5 \cdot 10^3$	6,5 ± 0,4	<7 тыс. (о)	
32	Левый борт долины р. Ташкунгея у слияния двух истоков	Уступ с надвиговой подвижкой	$L = 2 \cdot 10^3$; $D = 5$	7,2 ± 0,4	<5 тыс. (о)	
33	Долина р. Ташкунгея у выхода из предгорий	То же	$D = 1,5$ $D = 5$	7,6 ± 0,4	<7 тыс. (о)	
34	Долина р. Джипаксу выше слияния двух составляющих	Уступ-ложбина-ров	$L = 0,3 \cdot 10^3$; $h = 1,5$	6,5 ± 0,4	<3 тыс. (о)	
35	Долина р. Джипаксу, верхнее течение правой составляющей	Ложбины и трещины	$l = 0,1 \cdot 10^3$	6,9 ± 0,6	<6 тыс. (о)	
36	Там же	Ложбины	$L = 0,2 \cdot 10^3$; $b = 0,2$	6,4 ± 0,5	⩽7 тыс. До 1500 (о)	Две генерации перекрещивающихся направлений
37	Правобережье р. Ачикташа при выходе из предгорий	Ложбина-ров	$L = (2 \cdot 10^3)$; $h = 1$	6,6 ± 0,5	<10 тыс. (о)	
38	Левобережье долины р. Туюксу	Ложбина-уступ с надвиговой подвижкой	$L = 3$; $D = 0,5$	6,5 ± 0,3	До или около 1300–1700 (р)	
39	Там же	Уступ	$l = 0,6 \cdot 10^3$ $D = 2$	7,3 ± 0,4	<7 тыс. (о)	
40	Правобережье долины р. Туюксу у выхода из предгорий	Ложбина-уступ	$L = 2 \cdot 10^3$ $h = 0,5$	6,4 ± 0,4	<10 тыс. (о)	
41	Там же	Уступы	$D = 7$	7,7 ± 0,4	До или около 1500-(в)	Возможно, несколько событий с такой характеристикой
42	"	Уступ	$L = 2 \cdot 10^3$ $D = 3$	7,1 ± 0,3	⩾10 тыс. (о)	Возможно, результат нескольких событий
43	Долина р. Кичкесу, правый берег у выхода из предгорий	Ложбина	$L = 1,5 \cdot 10^3$	6,7 ± 0,4	⩽10 тыс. (о)	

Таблица 5 (окончание)

1	2	3	5	4	6	7
44	Там же	"	$L = 0{,}4 \cdot 10^3$	6,4 ± 0,4	⩾10 тыс. (о)	
45	Правобережье левого притока р. Кичкесу у выхода из гор	Зона срывов и оплывин	$L = 1 \cdot 10^3$	6,6 ± 0,4	<10 тыс. (о)	
46	Долина р. Кызылсу-восточной в 15–20 км к ЗЮЗ *от устья* р. Нуры	Ложбина	$L = 2 \cdot 10^3$ $D = 1{,}5$; $h = 1$	6,9 ± 0,5	<10 тыс. (о)	
47	Там же	Ложбина-ров	$L = 4 \cdot 10^3$	7,0 ± 0,4	<10 тыс. (о)	
46–47	"	"	$L = 8 \cdot 10^3$ $D = 2$; $h = 1$	7,1 ± 0,5	<10 тыс. (о)	Вариант вместо двух предыдущих
48	"	Ров	$L = 1 \cdot 10^3$ $h = 1$	6,6 ± 0,4	Около 1700 (о)	
48а	"	"	$L = 9 \cdot 10^3$ $D = 0{,}5$; $h = 1$	6,9 ± 0,5	<10 тыс. (о)	Вариант
49	Правый берег р. Кызылсу-восточной	"	$L = 8 \cdot 10^3$ $D = 1{,}5$	7,2 ± 0,5	<7 тыс. (о)	

Примечания. 1. Местоположение дислокаций по порядку номеров: *Алайский хребет:* 1–5 – запад, 6 – центр, 7–15 – восток; *Заалайский хребет:* 16–18 – запад, 19–42 – центр, 43–49 – восток. 2. Размеры дислокаций: l – длина отдельных дислокаций, L – длина зоны разрывов, D – величина смещений по разрыву, b – ширина дислокаций, h – глубина. 3. Возраст дислокаций дан двояко: в пределах нашей эры как год события (например, 1640^{+40}_{-60} или до 800), для событий более чем 2-тысячелетней давности как возраст в тысячах лет от наших дней (например, < 10 тыс. или 7630 ± 100); точка с запятой разделяет значения возраста двух разных событий. Возраст определен: (л) – лихенометрическим методом, (р) – по радиоуглеродным данным, (в) – по скорости врезания рек, (а) – по археологическим данным, (о) – по общим признакам.

Таблица 6

Сильные землетрясения (с $M \geqslant 5$) Алайской впадины и ее обрамления с 1891 по 1979 г.

Год	Дата	Время, ч, мин, с	Координаты $\varphi^\circ N$ $\lambda^\circ E$	Глубина, H, км	Магнитуда M, m_b	Интенсивность I, баллы	Источник, примечания
1	2	3	4	5	6	7	8
1891	29.VIII	10 ± 2 ч	(39,6 72,5) ± 2	–	–	(5–6) ± ± 0,5	[119], слабый афтершок утром 30.VIII
1895	18.XII	13 04 ± ± 10 мин	40,0 73,0 ± 1,0	(35) 17–70	6,0 ± 1,0	6–7 ± 2	[247], *Розова, Грин,* 1958; уточнения А.А. Никонова
1896	27.IX	16 27 ± ± 1 ч	39,6 73,6 ± 0,5	18 9–36	5,6 ± 0,7	7 ± 0,5	[247]; газ. "Турк. вед", № 83, 1896 г.
1923	20.XII	15 13 24	39,5 72,0 ± 1,0	(15) 7–30	5,6 ± 0,5	0	[247]
1926	2.V	10 00 50	39,5 72,0 ± 2,0	(10) 5–20	5,8 ± 0,3	0	[247]
1926	26.VIII	10 30 02	39,0 73,0 ± 1,0	(20) 10–40	5,0 ± 0,5	0	[247]

Таблица 6 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8
1932	29.X	11 08 50	39,2 72,2 ± 0,5	(10) 8–20	5,9 ± 0,2	6 ± 0,5	[247], Каталог земл. на территории СССР. 1941; уточнения А.А. Никонова *в Ишан-ате 4–5б*; 6–4-5–30(1)
1935	29.VII	2ɔ 16 36	39,5 73,5 ± 1,0	(20) 10–40	5,7 ± 0,2	0	[247]; газ. "Коммунист Таджикистана" № 187, 1935 г.
1935	31.VII	09 58 29	39,5 73,5 ± 1,0	(20) 10–40	5,8 ± 0,2	0	[247]
1937	13.XI		39,3 73,0 ± 1,0	30–45	5,6 ± 0,4	(5–6)	[309]; уточнения А.А. Никонова 4–5–70(2)
1943	5.IV	01 56 01	39,3 73,0 ± 1,0	20 10–40	6,3 ± 0,3	0	[247]
1944	15.III	05 03 58	39,8 72,5 ± 0,5	(20) 10–40	6,0 ± 0,3	(7) ± 0,5	[247]; [309]; уточнения А.А. Никонова в пос. Майдане – 6 б; 6–3–300(1)
1944	15.III	05 50 00	39,7 72,5 ± 0,5	(20) 10–40	5,1 ± 0,5	0	[247]
1944	15.III	06 17 21	39,7 72,5 ± 0,5	(20) 10–40	5,4 ± 0,5	0	[247]
1957	30.VIII	16 18 01	39,37 72,93 ± 0,1	46 (38–55)	5,5 ± 0,2	5–6 ± 0,5	[247]
1961	7.IV	21 17 48	39,64 72,89 ± 0,1	26 17–40	5,5 ± 0,2	6 ± 0,5	[247]
1964	13.II	13 53 19	39,4 73,0 ± 0,5	44 (29–66)	5,1 ± 0,2	5 ± 1	[247]; координаты приведены по [115]
1966	28.I	08 52 05	39,3 73,0 ± 0,2	42 ± 20	5,0 ± 0,2	0	То же
1967	5.I	10 08 03	39,3 72,6 ± 0,5	36 (30–43)	5,5	5–6 ± 0,5	[247]; координаты и *M* приведены по [115]
1969	28.VIII	03 58 34	39,1 73,4	10 ± 10	5,4	0	"
1973	3.I	14 31 01	39,2 71,8 ± 0,2	10 ± 10	5,6	(6) ± 0,5	"
1974	11.VIII	01 13 55	39,39 73,86 ± 0,1	18 (6–55)	7,3 ± 0,2	7–8 ± 1	[247]
1976	1.XII	09 01 41	39,6 73,4 ± 0,2	–	5,0	–	[115]
1977	30.I	10 36 02	39,5 73,2 ± 0,5	–	5,0	–	[115]
1977	30.IX	19 17 09	39,5 73,3 ± 0,2	–	5,0	–	[115]
1978	8.X	14 20 00	39,6 74,07 ± 0,5	–	6,1	–	[115]
1978	1.XI	19 48 23	39,4 72,6 ± 0,02	–	6,7	–	[115]

Примечание. Сведения об афтершоках Маркансуйского землетрясения 11.VIII 1974 г. см. в табл. 7; Алайского 1.XI 1978 г. [243].

Таблица 7

Основные параметры Маркансуйского землетрясения и его афтершоков

№№	Дата, 1974 г.	Время в очаге, ч, мин, с	M, m_b	Координаты эпицентра		H, км	Источник [247] – 1 [379] – 2
				$\varphi^\circ N$	$\lambda^\circ E$		
1	11.VIII	01 13 55	7,3	39,39	73,86	18	1
			6,4	39,38	73,81	23	2
2		04 28 48	4,9	39,3	73,7	34	1
3		05 12 30	5,2	39,3	73,7	15	1
		05 12 33	5,4	39,40	73,71	34	2
4		05 19 32	5,2	39,4	73,7	15	1
5		05 23 54	5,3	39,6	73,9	15	1
		05 23 52	5,6	39,40	73,75	20	2
6		07 02 06	5,3	39,3	73,7	15	1
		07 02 08	5,2	39,45	73,85	(15)	2
7		09 08 57	5,0	39,3	73,8	15	1
		09 08 58	5,1	39,33	73,86	31	2
8		20 05 27	5,8	39,6	73,7	15	1
		20 05 36	5,8	39,47	73,66	23	2
9		21 21 34	6,3	39,5	73,7	15	1
		21 21 33	5,9	39,49	73,64	28	2
10	12	21 17 47	5,0	39,3	74,0	20	1
11	17	17 23 50	4,9	39,4	73,9	15	1
12	27	12 54 00	6,0	39,6	73,8	15	1
		12 56 03	5,8	(39,52	73,82)	(19)	2
13		17 33 56	5,1	39,4	73,9	15	1
		17 33 58	5,3	39,41	73,85	17	2
14	3.IX	19 41 17	5,0	39,5	73,7	15	1
		19 41 19	5,4	39,46	73,71	19	2
15	6	15 23 57	5,0	39,4	73,6	15	1
16	16	16 45 57	5,0	39,53	73,58	16	2

Таблица 8

Интенсивность сотрясений в различных пунктах плейстосейстовой области Алайского землетрясения

№	Название пункта	Использованные показатели шкалы MSK-64	Балльность
1	2	3	4
1	Пос. Дараут-Курган	1А, 1Б, 1В, 2	VI
2	Пос. Ачиксу (свх. Кызылсу)	1А, 2	VI
3	Кошара в урочище Така	1Б, 2	VI
4	Кошара Кырчин	1Б, 1В, 2	VII
5	Кошара и могила Ишан-ата	1А, 1Б, 2	VI–VII
6	Кшл. Карашевак	1А, 2	VI
7	Кшл. Джербаши	1А, 1Б, 2	V–VI
8	Кошара Бекссу	1А, 2	V–VI
9	Кошара Шиндыма	1А, 1Б, 2	V–VI
10	Кшл. Шве	1А, 1Б, 2	V–VI

Таблица 8 (продолжение)

1	2	3	4
11	Кшл. Карамык	1А, 2	V–VI
12	Кошара западнее Шве	1А, 2	VI(VII)
13	Кшл. Джекенды	1А, Б	V–VI
14	Кошара в 3 км к юго-западу от пос. Кашкасуу	1А, 2	VI
15	Дома альплагеря в долине Ачикташа	1Б	VI(V–VI)
16	Кошара в 6 км северо-западнее п. 15	1Б	VI
17	Пос. Алайской МЖС	1А, 1Б, 2	VI
18	Кошара в 7 км к север-северо-западу	1А, 2	V–VI
19	Кшл. Кызылэшме	1А, 1Б, 2	VI
20	Кишлак в 2 км к юго-востоку от Дараут-Кургана	1А	VI
21	Дом на пер. Бель	1А	VII
22	Кошара Каравекдуш	1А, 1Б	VI–VII
23	Кошара Суркунгей	1А, 2	VII
24	Кладбище Мазар-Измаил	1А	VII
25	Кошара в 1,5 км к юго-западу от п. 24	1А	VI–VII
26	Дом против устья р. Кызылкунгея	1Б	VII
27	Кошара на междуречье Арамкунгея и Алтындары	1А	VII
28	Кошара Кызылкунгей	1А, 1Б, 1В, 2	VIII
29	Пос. Метеостанции и кшл. Алтынмазар	1А, 1Б, 2	VI–VII
30	Кладбище в 14 км к югу от пос. Кашкасуу	1А	VI
31	Кошара и дом в 25 км к югу от пос. Кашкасу	1А, 1Б	VI–VII
32	Кошара в 6 км к югу от пос. Кашкасуу	1А	V–VI
33	Пос. Кашкасуу	1А, 2	VI
34	Пос. Сарыкмогол	1А, 1Б, 1В, 2	V–VI
35	Пос. в 2 км к юго-западу от кшл. Сары-Таш	1Б, 2	V–VI
36	Кшл. Сары-Таш	1А, 1Б, 2	V–VI
37	Кшл. Чак	1А	V–VI
38	Кшл. Кочкорчу	1А	V–VI
39	Дом в 12 км севернее пос. Сарыкмогола	1Б, 2	V(V–VI)
40	Дома метеостанции на леднике Абрамова	1Б, 2	IV–V
41	Дом у слияния рек Текелика и Коксу	1Б, 2	V
42	Пос. Гульча	1А, 1Б, 2	V
43	Пос. Суфи-Курган	1А, 1Б, 2	V
44	Пос. Акбосага	1А	V–VI
45	Памятник на пер. Талдык	1В	V(?)
46	Пос. на р. Коксу-восточной выше устья р. Нуры	1Б, 2	IV–V

Таблица 8 (продолжение)

1	2	3	4
47	Дома на 210 км Памирского тракта (Бордобо)	1А, 1Б	VI(V–VI)
48	Дома на 197 км Памирского тракта (южнее Сары-Таша)	1Б	V–VI
49	Памятник на пер. Кызыларт	1В	V–VI
50	Дом в долине р. Маркансу, восточнее Памирского тракта	1Б	V
51	Пос. Каракуль	1А, 1Б, 2	IV–V
52	Кшл. Кудара	1А, 2	V
53	Дома метеостанции на леднике Федченко	1Б, 2	IV–V
54	Лагерь охотников в долине р. Каинды	2	VI–VII(?)
55	Лагерь охотников в долине р. Сауксая	2	VI–VII(?)
56	Кошары в 15–20 км к юго-западу от кшл. Шве	1А, 2	V–VI
57	Кшл. Дувана	1А, 2	V
58	Кошара Шорбулак	1Б, 1В	VI
59	Кладбище Бахмыр	1А	VI–VII(?)
60	Дома на Памирском тракте в долине р. Маркансу	1Б	V
61	Дом дорожного мастера на 215 км Памирского тракта, пер. Уйбулак	1Б, 2	IV–V
62	Дом дорожного мастера на 226 км Памирского тракта, севернее пер. Кызыларт	1Б	V
63	Кошары на правом берегу р. Кокуйбеля	1А	IV–V(?)
64	Дом в долине р. Аильутека	1А	VI(?)
65	Дом у слияния рек Шуралысу и Кокджара	1А	V
66	Кошара на р. Кокджаре	1А	V–VI
67	Дом на р. Танымасе	1А	V
68	Дома на р. Мугабе в местечке Мадиан	1А, 2	IV
69	Дома дорожного мастера на р. Акбайтале к северо-востоку от одноименного перевала	1Б, 2	IV–V
70	Кошара на р. Сынарджаре	1А, 2	VI
71	Кошара в устье р. Каттакурбулака	1Б, 1В	VI
72	Кошары в среднем течение Сайтаки	1А, 2	VII
73	Кошара у могилы Айдар	1А	VII
74	Дом в долине Кызылджара (Кырчин)	1А	VII
75	Дом на левом берегу р. Алтындары против могилы Бахмыр	1А	VII
76	Кошара в долине р. Алтындары против р. Минтеке	1А	VI–VII(?)
77	Кошара на правом берегу р. Минтеке около устья	1А	VII

Таблица 8 (продолжение)

1	2	3	4
78	Дома в кшл. Дорадек	1А	VI
79	Кшл. Домбрачи	1А, 2	V
80	Кшл. Аксай на правом берегу р. Кызылсу	1А, 2	V–VI
81	Кшл. Ляхш	1А, 2	V
82	Дома в кшл. Кандау	1А	V
83	Дома в кшл. Иргет	1А	V
84	Кшл. Девшар	1А, 2	V
85	Кшл. Минбулак	1А, 2	V
86	Кшл. Хоштегермен	1А, 2	V
87	Кшл. Джалбулак	2	V
88	Кшл. Дарчачол	2	V
89	Кшл. Мук	1А, 2	V
90	Пос. Джиргаталь	1А, 1Б, 2	IV–V
91	Кшл. Акджар на р. Питаукуле	1А, 2	V
92	Кшл. Балх на р. Питаукуле	2	V
93	Кшл. Мукур	2	V
94	Кшл. Кичиккарамык	2	V
95	Кшл. Майдан	1А, 2	VI
96	Кшл. Чаувай	1А, 2	V–VI
97	Пос. Учкурган	1А	V–VI
98	Развалины на широтном отрезке долины Исфайрамсая	1А	V–VI
99	Дом и скотный двор в той же долине, восточнее	1А, 1Б	VI
100	Развалины в той же долине в 1 км выше от кшл. Лянгар	1А	V–VI
101	Кшл. Лянгар в долине р. Исфайрамсая	1А	V–VI
102	Там же, в 2 км севернее	1А, 2	V–VI
103	Долина р. Сурметаша	1А, 2	(IV)–V
104	Там же, в 2 км западнее	1А	(IV)–V
105	Кшл. Аустан	2	IV(IV–V)
106	Кшл. Киргиз-Ата	2	IV–V
107	Кошары в 6 км севернее пос. Кашкасуу	1А, 2	VI(VI–VII)
108	Кошара в долине р. Кызыл-ункура	1А, 1В	VI–VII
109	Кошара в верховьях р. Кавыка	1А	VI–VII
110	Дом в верховьях р. Кызылэшме	1А, 1Б	VI(VI–VII)
111	Кошара у перевала Шиманбель	1А	VI–VII
112	Дом в 5 км к востоку от кшл. Кызылэшме	1А	VI
113	Кошары в верховьях р. Кырчина	1А	VII
114	Кошары в 2 км к западу-юго-западу от пер. Газ	1А, 2	VI(VI–VII)
115	Дом в долине р. Киракутока при выходе из гор	1А	VI
116	Кладбище Мулла-Умурзак при выходе р. Ачиксу из предгорий	1А	VII

Таблица 8 (окончание)

1	2	3	4
117	Г. Ош	1А, 1Б, 2	V–VI
118	Клх. Кызылбайрак Ошской области	2	V
119	Пос. Мургаб	1А, 1Б, 2	V
120	Г. Хорог	1А, 1Б, 2	IV–V
121	Пос. Лянгар Ишкашимский	2	IV
122	Г. Гарм	1Б, 2	IV–V

Таблица 9

Сейсмодислокации (нарушения), возникшие при землетрясении 1.XI 1978 г. в зонах различной балльности*

Описание поверхностных нарушений	Местоположение и условия рельефа	Обобщенная характеристика нарушений в зоне
1	2	3
	8-балльная зона	
Трещины в меловых породах, длина по 100–200 м, простирание СВ; поперек к крутому склону скальный обвал у подножья крутого склона, объем 6 тыс. $м^3$. Срывы почвенно-дернового покрова с высотой ступени 0,3–0,5 м на крутых склонах На моренных грядах трещины длиной от нескольких метров до 50 м, шириной от нескольких мм до 3–10 см, глубиной до 25 см	Долина р. Кызылкунгея (правый приток р. Алтындары), крутые скальные и делювиальные склоны, внизу моренные накопления	Трещины в коренных породах, в моренах, делювии, вытянутые к северо-востоку, без согласования с рельефом, обвал скальных пород, несколько снего-каменных лавин, камнепады, трещины отрыва на склонах и в ледниках до 1 м шириной и глубиной
Снего-каменные лавины камнепады-осыпи, крупные трещины в ледниках	Верховья долины р. Кызылкунгея, крутосклонный рельеф и долинные ледники	
Снего-каменные лавины с гребня крутизной 45–60°, прошли путь 0,5–1,5 км мелкие, до 4 км большие	Долина Сайтаки, верховья в Заалайском хребте	
Серия трещин северо-восточного простирания в гипсах и дерновом покрове наискосок к склону долины на протяжении 150 м, ширина до 0,5–1,0 м, вертикальное смещение бортов первые десятки сантиметров	Склон долины	Общая длина зоны свежих трещин 0,3–0,5 км, общая длина полосы наибольших нарушений около 4,5 км

*Балльность определена по поведению людей и повреждениям построек.

Таблица 9 (продолжение)

1	2	3
На продолжении моренный гребень разбит на блоки крупными трещинами шириной в десятки см, глубиной 1 м и более Многочисленные трещины на склонах, камнепады		
	7–8-балльная зона	
Серпообразные трещины глубиной до 0,1–1 м, шириной до 0,5 м, длиной по 50–100 м. Трещины ограничивают несколько тел отрыва (сползания) на склоне размером по 100 × 200 м каждое. Внизу видны валы выдавливания грунта высотой по 20–50 см	Правый борт долины р. Кызылджара, склон крутизной 35–40°	Срывы на крутых склонах, камнепады, трещины в грунте длиной до 100 м, глубиной до 1 м, шириной до 0,5 м
Снего-каменный обвал, обвал-камнепад,	Левый приток Сайтаки, склон крутизной 25–35° под гребнем	
Вертикальная трещина северо-западного простирания в коренных породах (по Арамкунгейскому взбросо-сдвигу) видимой длиной 10 м, глубиной несколько метров, шириной несколько см	Долина р. Алтындары с крутыми склонами, левый берег ущелья при выходе из гор	
	7-бальная зона	
На продолжении серия трещин в моренном покрове длиной по 40–60 м, шириной 5–20 см, с опусканием одного борта на 10–20 см и правосторонним смещением на 10–15 см	Водораздельная гряда с долиной р. Арамкунгея	Единичные трещины в коренных породах, серия трещин в морене (вдоль разлома) общей протяженностью около 1,5 км, длина трещин порядка 50 м, ширина до 20 см, смещение борто 10–20 см
Трещины отседания в аллювии общей длиной 70 м, шириной до 10–30 см, глубиной 50–80 см	Борт галечной террасы в сужении долины	
Срывы в моренных и делювиальных грунтах длиной порядка 100 м, вверху трещины отрыва, внизу валики выдавливания, камнепады	Крутые склоны долины	Трещины отседания в рыхлых и плотных породах длиной во многие десятки метров, шириной и глубиной в десятки см, смещение бортов первые десятки см.
Трещины, отрывы, снего-каменные лавины	Высокие гребни в хребте	Над зоной надвига серии заколов и фестончатых трещин по 3–8 штук, длиной до 100–150 м в зоне длиной до 1,5 км

Таблица 9 (продолжение)

1	2	3
В дерново-делювиальном покрове и коренных породах (в зоне надвига) серпообразные трещины длиной по 20–70 м, шириной по 10, 20, 40 см, глубиной до 10–15 см, отседание бортов трещин по склону до 10–20 см, камнепады и срывы грунта	Северное подножие Заалайского хребта западнее могилы Ишан-ата, склоны крутизной 20–30°	Срывы в рыхлых грунтах на крутых склонах
Серпообразные и фестончатые трещины расседания, микрограбены	На вершине холма	Снего-каменные лавины, камнепады
Трещины на краях болотистых низин	Подножия склонов	
	6–7-балльная зона	
Снего-ледовые и снего-каменные лавины, небольшие ледопады, трещины в ледниках Камнепады	Гребень и высокие северные склоны Заалайского хребта между пиками Дзержинского и Свердлова. Северные склоны гребней Заалайского хребта в бассейне р. Алтындары	Лавины и камнепады на крутых гребнях высокого хребта
	6-балльная зона	
Камнепады, осыпи, снего-ледяные лавины (размером примерно 0,5 × 0,2 км) трещины в висячих ледниках	Вершинные части гребней Заалайского хребта (Ачиксу, Каттабешик) и хр. Академии наук (Музкол), очень крутые склоны	На крутых скальных гребнях высоких хребтов снего-каменные лавины, ледопады, камнепады, осыпи, в долинных ледниках трещины, на покрывающих мертвый лед моренах срывы, оседания, оплывания
Отрывы (обвалы) ледяных масс, снего-ледяная лавина, продольные трещины в ледниках	Концы ледников в долинах северного склона Заалайского хребта (Комансу, Ачиксу)	
В четвертичных и глинистых неогеновых породах серпообразные трещины отрыва, оседание по склону на десятки см, возможно до 1–2 м, трещины, срывы на моренах, покрывающих омертвевшие концы ледников	Верховья долин северного склона Заалайского хребта (Комансу, Минжар)	На склонах камнепады, срывы почвенно-дернового покрова, оживление старых оползней
Снего-каменные обвалы, камнепады, обваливание на протяжении 1–2 км (?)	Крутые склоны долин рек Каинды и Сауксая	
Оползень (оживление старого), подпрудивший реку на 6–8 ч	Правый крутой берег долины р. Сауксая в 12 км восточнее Алтынмазара	

Таблица 9 (продолжение)

1	2	3
Оживление старого оползня на крутом борту долины	Правый берег р. Тараши у северного подножья Заалайского хребта	
Срывы почвенно-дернового покрова длиной по 20–50 м, с захватом грунта на 2–5 м, по глубине	Северное подножье Заалайского хребта (Ачиксу, Тараша)	Обваливание вертикальных незадернованных бортов галечных террас
Камнепады, осыпи		
Камнепады на крутых коренных склонах	Южные подножья Алайского хребта (Дараут-Курган, Коксу, пер. Газ)	
Камнепады	Центральная часть Алайского хребта (долина р. Исфайрамсая)	
Обваливание незадернованных вертикальных бортов галечных террас в трех–пяти местах	Долина р. Кызылсу от Дараут-Кургана до Сарыкмогола	
	5–6-балльная зона	
Камнепады, осыпи, срывы в склоновых отложениях и на моренах	Крутые склоны Заалайского хребта (западнее долины р. Алтындары до бассейна р. Шве)	На крутых склонах хребтов камнепады, осыпи, срывы в рыхлых отложениях
Камнепады	Крутые склоны Алайского хребта (бассейн рек Исфайрамсая, Коксу)	
На поверхности рыхлой свежей морены с остатками погребенного льда Срывы, оплывины, трещины (в том числе во льду) глубиной первые десятки см, до 1,5 м, длиной по 3–10–20 м, шириной по 3–30 см, опускание бортов на 5–20 см; трещины простираются в двух направлениях, как и разрывы в коренных породах, местами обновлены старые трещины	Верховье долины р. Джипаксу (вблизи ледника Ленина), ледниковый рельеф вблизи конца современного ледника	В ледниковой долине вблизи конца современного ледника в рыхлых моренах и мертвом льде, системы трещин отрыва (наследующих разрывы и прежние трещины), в полосах шириной 30–50 м, длиной до 1–1,2 км
	5-балльная зона	
Камнепады, падение отдельных камней	Крутые склоны Заалайского хребта (около пика Ленина, на западном окончании около пер. Кызыларт)	На крутых склонах высоких хребтов местами камнепады, снего-каменные лавины, смещение снежного покрова
Снего-каменные лавины с гребней; оплывины, срывы на крутых склонах в водонасыщенных глинистых породах		

Таблица 9 (окончание)

1	2	3
Оседания, осовы с трещинами отрыва вдоль склонов длиной десятки метров, смещением 1–2 м в рыхлом водонасыщенном моренном материале в леднике и в самом льду	Нижняя часть ледника Ленина в Заалайском хребте, нижняя часть ледника Баральмос в хр. Петра I	На крутых склонах долин в рыхлых водонасыщенных грунтах, преимущественно в пределах древних оползней, оседания, срывы, оползание грунта. В отдельных случаях трещины отрыва вдоль склонов достигают длины в десятки метров.
Мелкие срывы дерна на древних моренах	Хр. Ледяной мыс (Заалайский хр.)	
Падение камней, срывы снежного покрова на крутых гребнях	Алайский хр. (долина р. Кызылсу в ущелье ниже пос. *Карамыка около* слияния с р. Муксу). Пер. Талдык, долина р. Питаукуля	
Срывы и оползания блока на оползневых склонах	Крутые склоны на борту долины р. Кокджара и бассейн р. Танымаса	
Срывы и небольшие оплывины на крутом дорожном откосе (в пределах древнего оползня)	Долина р. Гульчи	
	4–5-балльная зона	
Падение камней на крутых склонах	Долина р. Сурметаша (бассейн р. Исфайрамсая)	Падение камней на крутых склонах и осыпях
Падение камней на осыпи	Долина р. Кёксу (бассейн р. Кызылсу-восточной	

Таблица 10

Долгосрочный прогноз сильных землетрясений в области сочленения Памира и Тянь-Шаня

Элементы прогноза			Примечание
Координаты $\varphi^\circ N$; $\lambda^\circ E$	Магнитуда или класс	Период	
	ЗА, Б*. Гельфанд И.М. и др., 1973 [63]		
а) 39,0–39,6° 71,8–72,3°			Землетрясение 1.XI 1978 г., M =
б) 39,1–39,5° 72,6–73,2°	⩾ 6,5	–	= 6, 8 с эпицентром φ = 39°, 40 λ = 72°,33
в) 39,45°; 74,00°			(по макросейсмическим данным)
г) 39,45°; 73,35°			
д) 40,15°; 74,50°			

Таблица 10 (окончание)

Элементы прогноза			Примечание
Координаты $\varphi^\circ N$; $\lambda^\circ E$	Магнитуда или класс	Период	
	4А. Никонов А.А., 1975, 1976, 1977 [227, 387, 230]		
а) 39,3–39,5° 72–73°		1975–1990	То же
б) 39,5–39,8° 72–74°	⩾ 6,5	1975–1990	
	5А. Мирзоев К.М., 1976 [196, 197]		
а) 39,5–39,8° 71,3–72,9°	$K \geqslant 13$	"В ближайшее время"	"
б) 39,78°; 73,6°	5Б		
в) 39,1–39,3° 73,7–74,6°		–	
г) 39,2–39,4° 72,3–72,9°		–	
	6. Жидков М.П., Кособоков В.Г., 1978 [101]		
а) 39,45°; 72,15°			"Круг доверия" равен 40 км
б) 39,50°; 73,00°	⩾ 6,5	–	
в) 39,45°; 74,00°			
г) 39,50° 73,80°			
	7Б. Никонов А.А., 1980 [234, 242]		
а) 39,5°; 73,0°	⩽ 6,7	1980–1995	"Круг доверия" ± 0,3°
б) 39,5–39,7° 71,8–72,5°	⩾ 6,5 ÷ ⩽ 7,5	1980–2000	
в) 39,6–39,8° 73,1–73,6°	⩾ 6,5 ÷ ⩽ 7,5	1980–2000	
г) 39,5–39,7° 72,5–73,1°	⩾ 6,5 ÷ ⩽ 7,5	2000–2020	
	8Б. Маламуд А.С., Михайлова Р.С., 1980 [182, 198]		
39,2–39,5° 71,1–71,8°	$K \geqslant 14$ ($K = 15$)	–	–
	9Б. Кристи М., Симпсон Д., 1980 [382]		
39,5; 72,0°	⩾ 7 (> 6,5)	1980–2010	Гиссаро-Кокшаальская зона без указания широты в градусах

*Номер на рис. 69–70. Авторы работ [63, 227, 387, 230] не указывают координат, [196, 197, 234, 242, 387] не указывают широты в градусах.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 3

Глава 1. Эволюция тектонических представлений 6
Дореволюционный этап 6
Период с 1917 по 1941 г. 8
Послевоенный и современный этапы 11
Современное состояние изучения основных проблем 16

Глава 2. Стратиграфический очерк 18
Палеозойская группа 18
Мезозойская группа 19
Кайнозойская группа 23

Глава 3. Современная тектоническая структура 49
Тектоническая зональность 49
Основные черты глубинного строения региона 59
Разрывные нарушения 62
Основные черты структуры региона 71

Глава 4. Основные черты неотектоники 74
Схемы районирования и характеристика отдельных структур 74
Поперечные структуры 86
Соотношение величин и фаз активности вертикальных и горизонтальных движений 94
Важнейшие черты неотектоники 99

Глава 5. Палеосейсмодислокации и палеоземлетрясения 100
О палеосейсмогеологическом методе 100
Характеристика конкретных палеосейсмодислокаций 105
Общие закономерности развития палеосейсмодислокаций и палеоземлетрясения 119

Глава 6. Сейсмичность до сильных землетрясений 70-х годов 126
Макросейсмические данные 126
Сейсмический режим в 60–70-е годы 131

Глава 7. Землетрясение 11 августа 1974 г. (Маркансуйское) 138
Сейсмические данные 138
Геологическая структура и положение очага 144

Глава 8. Землетрясение 1 ноября 1978 г. (Алайское) 147
Общие сведения о землетрясении 147
Афтершоковая активность 149
Результаты макросейсмического обследования 154
Характеристика поверхностных нарушений 162
Анализ поверхностных дислокаций 173
О положении эпицентра и очаге землетрясения 176

Глава 9. Вопросы сейсмотектоники и долгосрочного прогноза землетрясений 180
Вопросы сейсмотектоники 180
Оценки сейсмической опасности и прогноз до землетрясения 1.XI 1978 г. 183
Краткосрочные предвестники и прогноз землетрясений 1974 и 1978 гг. 193
Прогноз крупных сейсмических событий после 1978 г. 195

Заключение 200

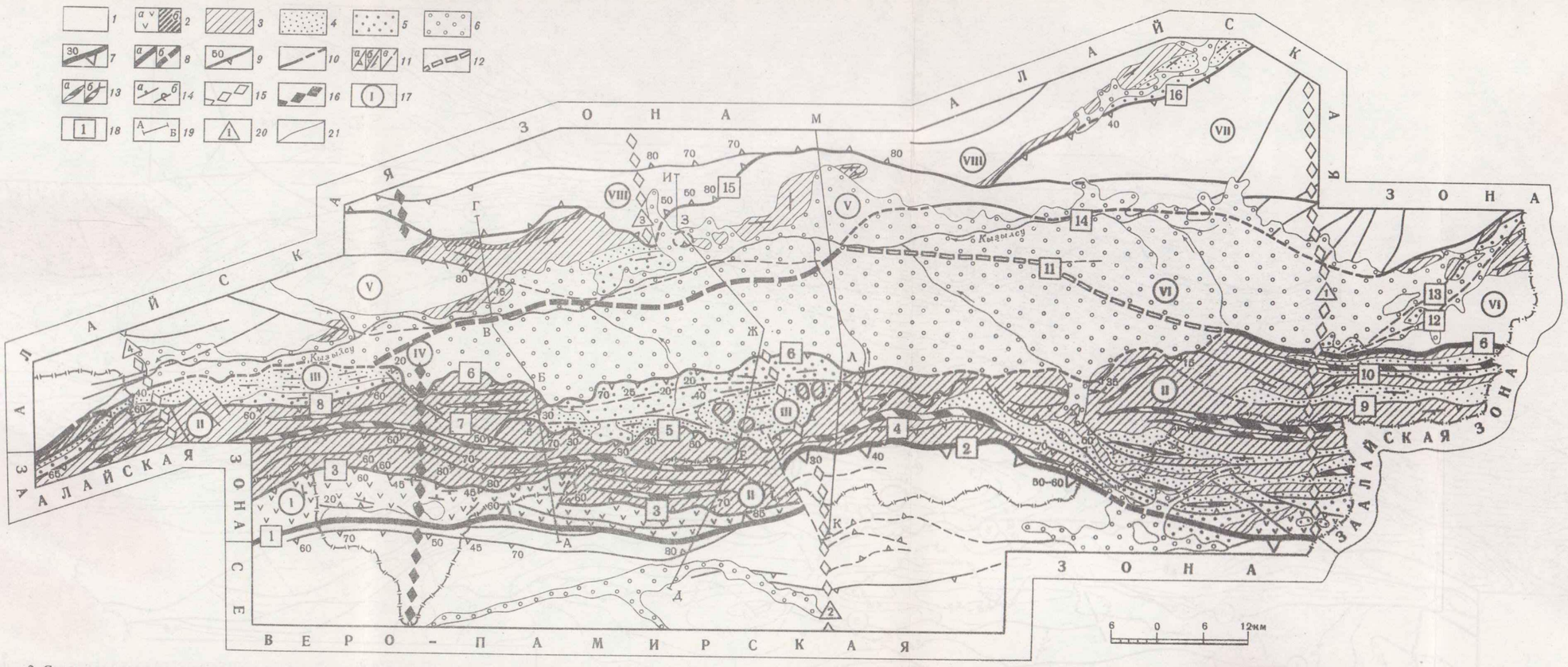
Литература 204

Приложение 220

ОПЕЧАТКИ И ИСПРАВЛЕНИЯ

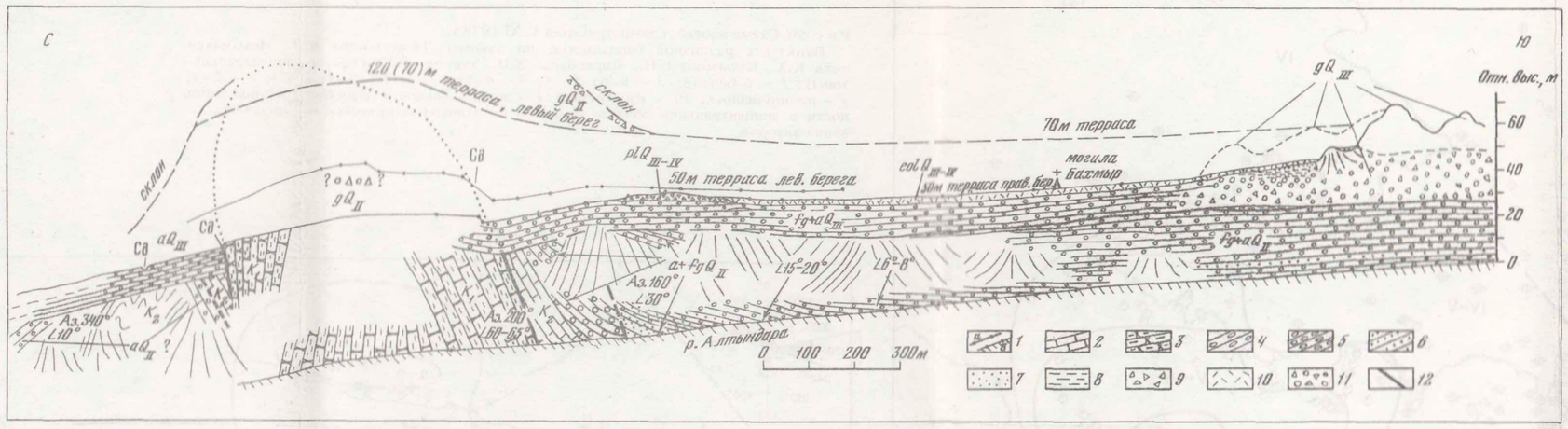
Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
24	20 сн.	[16]	[161]
27	2 сн.	[297,	[299,
95	6 сн.	[287, 69,	[69,
128	Подпись под рис. 44, 3—4 св.	*а* — достоверные, *б* — предполагаемые по геофизическим данным;	*а* — предполагаемые по геофизическим данным, *б* — достоверные;
137	14 св.	основного толчка	основного толчка $M_{осн}$
137	15 св. (ф-ла)	$M_{осн} : t_{мес} =$	$t_{мес} =$
182	15 св.	$P \geqslant 0{,}00007$	$P_{18} \geqslant 0{,}00007$
226	11 св. (4-я гр.)	$l = 0{,}5 \cdot 10^3$;	$l = 0{,}05 \cdot 10^3$;

Зак. 1939



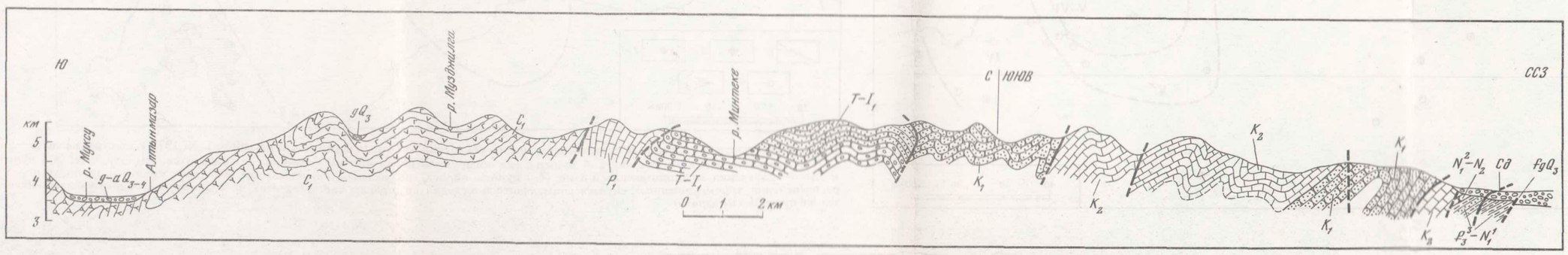
Р и с. 2. Структурно-тектоническая карта Алайской впадины и ее горного обрамления

Структурно-формационные комплексы; *1* – палеозойский; мезозойско-палеогеновый: *2* – триас-нижнеюрский (*а*) и нижнеюрский (*б*) структурные ярусы; *3* – среднеюрско (?)-среднеолигоценовый структурный ярус; новейший: *4* – верхнеолигоцен-нижнемиоценовый, *5* – верхнемиоцен-плиоценовый, *6* – четвертичный структурные ярусы; разрывные нарушения новейшие и омоложенные в позднеолигоцен-четвертичное время (*7, 8* – границы тектонических зон; *9, 10* – границы тектонических подзон) : *7* – взбросы и надвиги с указанием направлений и угла падения сместителя, *8* – взбросы с близвертикальным положением сместителя, в том числе выходящие на поверхность (*а*) и скрытые под плиоценовыми и четвертичными отложениями (*б*), *9* – взбросы и надвиги с указанием направления и угла падения сместителя, *10* – взбросы с близвертикальным положением сместителя, в том числе предполагаемые и скрытые под четвертичными отложениями; *11* – прочие разрывы: взбросы и надвиги (*а*), взбросо-сдвиги (*б*), разрывы с близвертикальным положением, а также с неустановленными морфологией и возрастом сместителя (*в*), в том числе предполагаемые и скрытые под молодыми отложениями (пунктир); *12* – доновейшие дизъюнктивные границы зон на участках, используемых новейшими разрывами; *13* – оси новейших пликативных структур в отложениях среднеюрского (?) - среднеолигоценового структурного яруса; *14* – генерализованные элементы залегания мезозойско-кайнозойских отложений; *15* – оси поперечных поднятий; *16* – ось установленного поперечного прогиба; *17* – тектонические подзоны: *I* – Минтекинская, *II* – Центрально-Заалайская, *III* – Северо-Заалайская, *IV* – Алайской долины, *V* – Дараут–Иркештамская, *VI* – Таунмурунская, *VII* – Восточно-Алайская, *VIII* – Центрально-Алайская; *18* – основные разрывные нарушения (*1–4* – разрывы зоны Дарваз-Каракульского глубинного разлома; *5–11* – Петровско-Заалайского глубинного разлома) : *1* – Комансуйский, *2* – Маркансуйский, *3* – Каракульский, *4* – Коксайский, *5* – Коккиикский, *6* – Предзаалайский, *7* – Арамкунгейский, *8* – Западно-Заалайский, *9* – Кичкесуйский, *10* – Восточно-Заалайский, *11* – Нуринский, *12* – Иркештамский, *13* – Коксуйский, *14* – Кызылсуйский, *15* – Алайский, *16* – Гульчинский разрыв; *19* – линии геологических разрезов-реконструкций; *20* – поперечные поднятия: *1* – Сарыкольское, *2* – Зулумартское, *3* – Кызылунгурское, *4* – хребта Академии наук; *21* – геологические границы



Р и с. 7. Продольный профиль террас и геологический разрез правого берега р. Алтындары около урочища Бахмыр

1 – продольные профили террас (*а*) и русла (*б*), измеренные с помощью теодолита; *2* – песчаники и аргиллиты; *3* – известняки; *4* – валунники; *5* – галечники; *6* – гравелиты; *7* – пески; *8* – суглинки; *9* – глинисто-песчано-щебнистые отложения; *10* – лессовидные отложения; *11* – глинисто-щебнистые отложения, морена; *12* – осыпи; *Сд* – сейсмодислокации



Р и с. 18. Геологический разрез Заалайского хребта вдоль долины р. Алтындары. Условные обозначения см. рис. 12

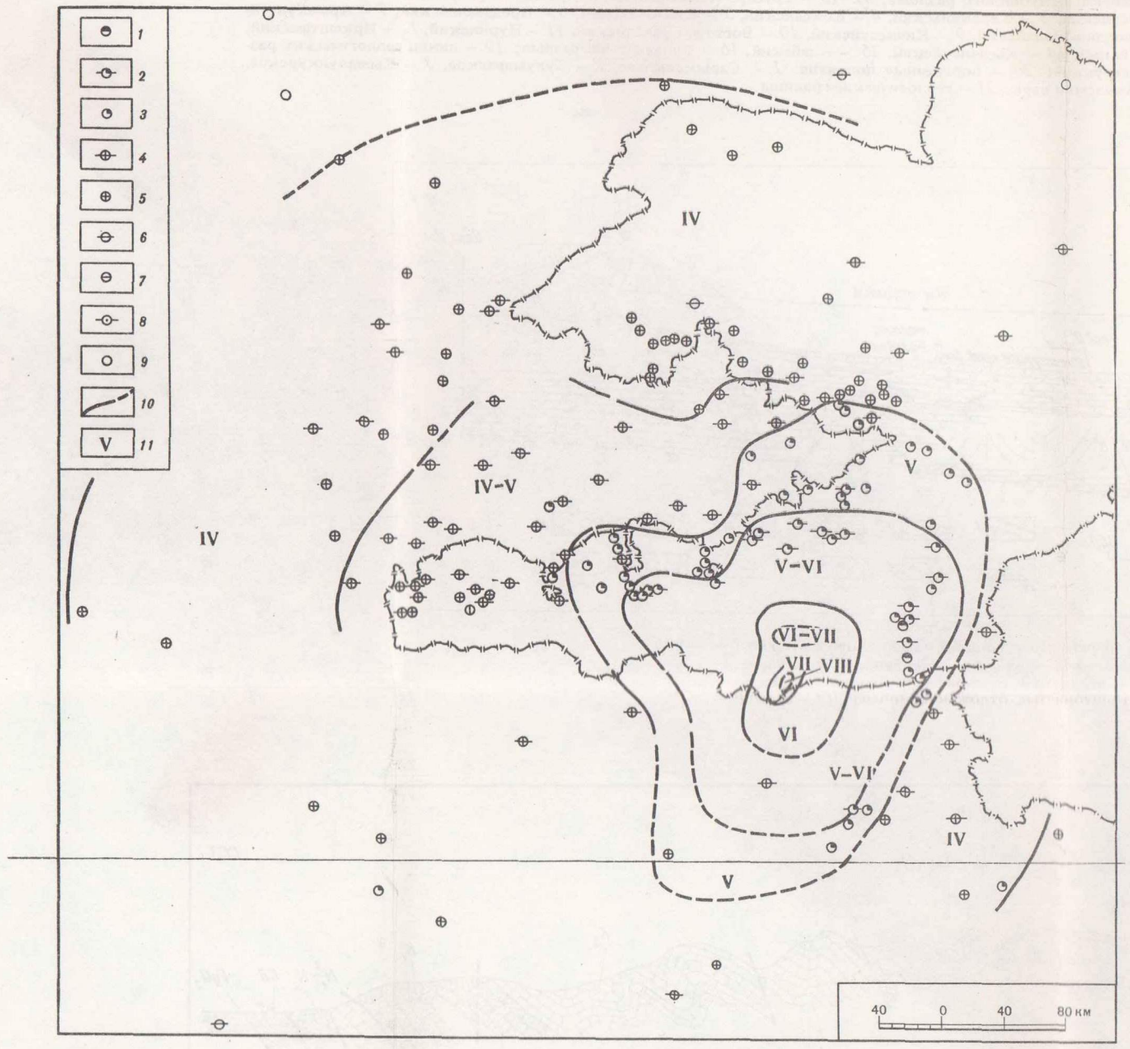
Зак. 1939

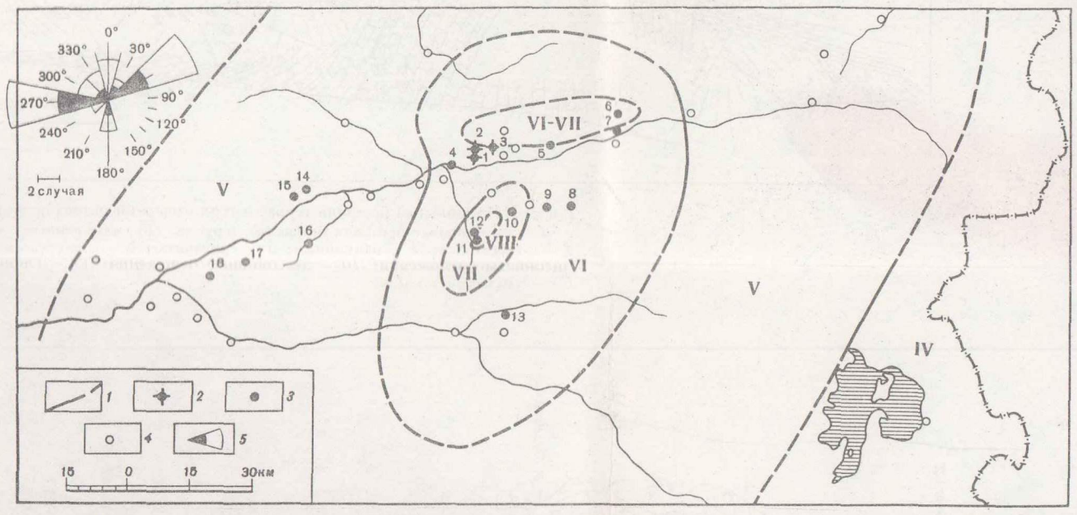
Р и с. 24. Структурная карта области сближения Памира и Тянь-Шаня

1 – изогипсы подошвы туронских отложений, проведены через 400 м: *а* – достоверные, *б* – предполагаемые и реконструируемые; *2* – изогипсы поверхности палеозойского основания, проведенные с использованием данных Н.В. Лукиной [171–173] через 400 м; *3* – разрывные нарушения: *а* – достоверные, *б* – предполагаемые. Цифры в кружках соответствуют номерам разрывов в тексте и на рис. 2

Р и с. 50. Схема изосейст землетрясения 1. XI 1978 г.

Пункты с различной балльностью по данным Джанузакова К.Д., Исмаилахунова К.Х., Касымова С.Н., Мирзобаева Х.И., Утирова Ч.У. (кроме эпицентральной зоны): *1* – 6 баллов; *2* – 5–6; *3* –5; *4* – 4–5; *5* – 4; *6* – 3–4; *7* – 3; *8* – 2–3; *9* – не ощущалось; *10* – изосейсты; *11* – зоны балльности. Изосейсты и зоны балльности в эпицентральной области нанесены по данным макросейсмического обследования авторов





Р и с. 74. Распределение известных пунктов аномального поведения животных перед землетрясением 1. XI 1978 г. по странам света

1 – изосейсты высоких баллов; *2* – пункты, где обнаружено появление вне сезона пресмыкающихся, земноводных; *3* – пункты аномального поведения млекопитающих и птиц; *4* – пункты опроса, где сведений об аномальном поведении животных не получено; *5* – роза распределения зафиксированных случаев аномального поведения по странам света (залито) по сравнению с общим числом наблюдений в тех же пунктах (не залито)

3 руб.

5361