

АКАДЕМИЯ НАУК СССР



В. Г. ТРИФОНОВ

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ
СТРУКТУРА
СЕВЕРНОГО ПРИБАЛХАШЬЯ
И ЕЕ ПРОИСХОЖДЕНИЕ

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

GEOLOGICAL INSTITUTE

V. G. TRIFONOV

LATE PALEOZOIC
STRUCTURE
OF THE NORTH BALKHASH
REGION AND ITS ORIGIN

Transactions, vol. 175

PUBLISHING OFFICE «NAUKA»

Moscow 1967

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

В. Г. ТРИФОНОВ

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ
СТРУКТУРА
СЕВЕРНОГО ПРИБАЛХАШЬЯ
И ЕЕ ПРОИСХОЖДЕНИЕ

Труды, вып. 175

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1967

Первая фундаментальная сводка по тектонике крупной и важной в сырьевом отношении герцинской области СССР. Обобщены новейшие данные по стратиграфии, фациям и мощностям средне- и верхнепалеозойских отложений района, подробно описаны разрывные и складчатые нарушения, показана история их развития. Автор устанавливает происхождение многих структурных элементов, обосновывает существенную роль горизонтальных тектонических движений в формировании позднепалеозойской структуры района. Методы изучения горизонтальных движений могут применяться и в других складчатых областях.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, занимающихся геологической съемкой и поисками полезных ископаемых, вопросами региональной тектоники, структурного анализа и тектонофизики. Таблиц 17. Иллюстраций 81. Библ. 155 назв.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

академик *А. В. ПЕЙВЕ*, *К. И. КУЗНЕЦОВА*,
В. В. МЕННЕР, *П. П. ТИМОФЕЕВ*

Ответственный редактор

академик *А. В. ПЕЙВЕ*

EDITORIAL BOARD:

Academician *A. V. PEIVE*, *K. I. KUZNETZOVA*, *V. V. MENNER*,
P. P. TIMOFEEV

Responsible Editor

A. V. PEIVE

ВВЕДЕНИЕ

В предлагаемой работе дается анализ строения, истории развития, пространственных и возрастных соотношений позднепалеозойских тектонических форм Северного Прибалхашья. На основе этого анализа делается попытка выяснить условия образования сложной складчато-разрывной структуры района. Работа выполнялась в Геологическом институте Академии наук СССР под руководством академика А. В. Пейве. Материалом для нее послужили геологические наблюдения автора в 1959—1964 гг. и данные других исследователей Северного Прибалхашья, в первую очередь В. Ф. Беспалова, В. А. Вахрамеева, В. Я. Кошкина, В. М. Сергиевского.

Северное Прибалхашье, сравнительно хорошо изученное в геологическом отношении, было удобным местом для постановки работ по выяснению генезиса позднепалеозойских тектонических форм. В этой области герцинской складчатости сочетаются разнообразные по масштабу, строению и ориентировке складчатые и разрывные нарушения позднего палеозоя. Их изучение облегчается слабым проявлением мезозойско-кайнозойских тектонических движений, благодаря чему современную структуру района без большой ошибки можно рассматривать как позднепалеозойскую. Почти непрерывный разрез палеозоя, широкое распространение средне- и верхнепалеозойских отложений, каменноугольных и пермских гранитоидов позволяет весьма детально восстановить историю развития герцинской структуры.

Тектонический анализ, предпринятый в настоящей работе для определения условий образования позднепалеозойской структуры Северного Прибалхашья, состоит из двух элементов. Первый из них — описание современного строения позднепалеозойских тектонических форм. При ранее проводившейся геологической съемке Северного Прибалхашья были выявлены структурные элементы, созданные горизонтальными движениями земной коры: сдвиги, надвиги, сжатые складки. В задачи автора входило изучение этих и других проявлений горизонтальных движений и установление степени их участия в формировании общей структуры. Методика изучения горизонтальных движений земной коры стала всесторонне разрабатываться в нашей стране лишь недавно и до сего дня отстает от методики изучения вертикальных движений. Особенно плохо разработаны методы выявления сдвиговых перемещений. До последнего времени сдвиги устанавливались лишь по смещениям вдоль их поверхности ранее образованных тектонических форм, стратиграфических и магматических комплексов, структурно-фациальных зон. В Северном Прибалхашье такие методические приемы мало пригодны, так как структурные элементы, возникшие прежде, чем начались движения по крупным разломам, либо невыразительны, либо вскрыты на ограниченных площадях.

Уже давно были известны некоторые структурные проявления горизонтальных тектонических движений (например, складки волочения, опе-

ряющие и сопряженные системы трещин как показатели горизонтальных перемещений по разломам). В последние годы начал оформляться целостный структурный метод изучения горизонтальных тектонических движений, суть которого состоит в выявлении сочетаний складчатых и разрывных нарушений, характеризующих разные типы горизонтальных движений коры (сжатие, растяжение, сдвиг). Большая работа в этом направлении проделана группой сотрудников Геологического института Академии наук СССР под руководством А. В. Пейве (Буртман и др., 1963; Лукьянов, 1965). Предлагаемая ими методика установления горизонтальных перемещений развивается в настоящей работе. В ней, на основе изучения разнообразных тектонических форм и их сочетаний, приводятся диагностические структурные признаки надвигов, сдвигов, а также наклонных сбросов и складок, созданных горизонтальным растяжением.

Второй элемент тектонического анализа Северного Прибалхашья — установление истории развития тектонических форм. Способы изучения истории формирования складок и вертикальных перемещений по разломам хорошо известны. В нашей стране они разработаны В. В. Белоусовым и Н. С. Шатским для складчатых дислокаций, А. В. Пейве (1945, 1956а, б) для разломов и с успехом применены многими геологами в разных регионах. В их основе лежат методы фациального анализа (изменение фаций и мощностей осадков, закономерности появления угловых несогласий). До сих пор не разработана методика установления истории горизонтальных перемещений по разломам. В настоящей работе делается попытка применить фациальный анализ для определения длительности не только вертикальных, но и горизонтальных движений.

Морфологическое и историко-тектоническое изучение позднепалеозойской структуры Северного Прибалхашья позволяет выявить пространственные и возрастные связи между отдельными тектоническими формами, а также связь их развития с осадконакоплением и магматизмом. Характер этих связей, дополненный сравнением с дислокациями, возникающими при современных землетрясениях, данными экспериментальной тектоники и механики, дает материал для решения вопроса об условиях образования структуры.

Район, описанный в настоящей работе (рис. 1), расположен непосредственно к северу от озера Балхаш и простирается от г. Балхаш на восток более чем на 200 км. Северная граница района отстоит от озера в западной части (р. Кусак) на 180 км, а в восточной — на 100 км.

Район расположен в области Центрально-Казахстанского мелкосопочника (Казахстан, 1950). К северу от него, примерно по параллели 49° с. ш., проходит основной водораздел (высоты 850—1000 м, редко 1400 м), отделяющий бассейны Иртыша и северных бессточных озер от бессточных бассейнов рассматриваемой территории. В ее пределах абсолютные высоты мелкосопочника постепенно понижаются с севера (750 м) на юг к Балхашу (350 м). Среди мелкосопочника возвышаются на 100—200 м, местами 300 м, отдельные горные массивы. Наибольший из них, гора Котанэмель, имеет высоту 1018 м. Рельеф района формировался в течение всего мезозой-кайнозой и в большой степени связан с особенностями литологии пород, прежде всего, с их разной устойчивостью к выветриванию. Поэтому в рельефе выражены простирающиеся слои и разрывы палеозойского фундамента. В условиях засушливого резко континентального климата интенсивно развиты процессы механического выветривания, продукты которого накапливаются в долинах временных потоков и немногочисленных реках (Токрау, Кусак, Ащиозек). Ни одна из рек даже весной не достигает Балхаша, расходясь на фильтрацию и испарение.

Из-за геоморфологических и климатических особенностей Северного Прибалхашья на значительной его части палеозойские породы обнажены или покрыты маломощной щебенкой, так что отдельные геологические

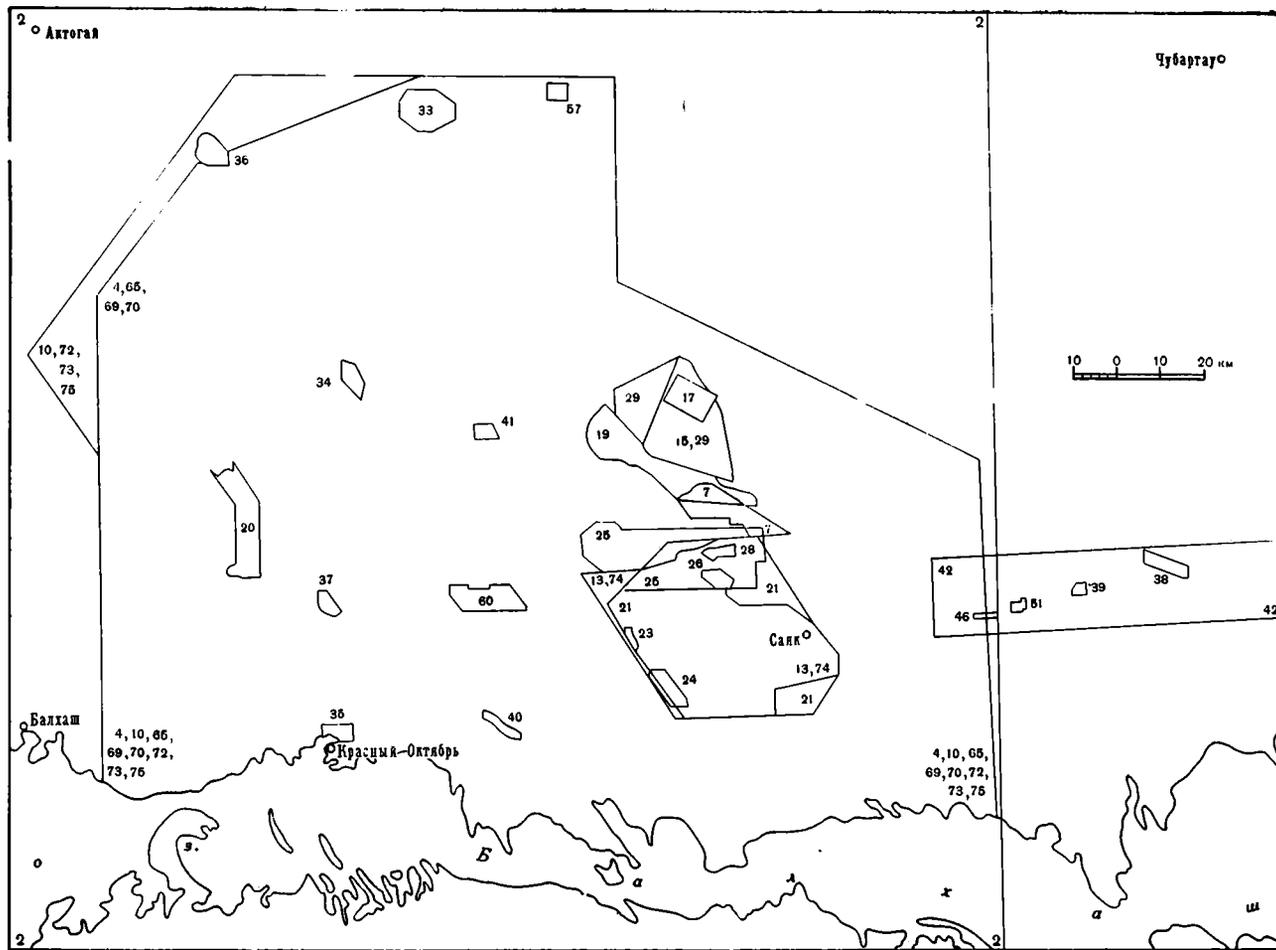


Рис. 1. Обзорная карта Северного Прибалтия, показывающая расположение карт и схем, приведенных в тексте
Цифрами обозначены номера рисунков

тела хорошо прослеживаются на местности и аэрофотоснимках. Обнажения отсутствуют лишь на дне речных долин, крупных оврагов, на прибрежных аккумулятивных равнинах Балхаша с широким развитием солончаков и такыров и на некоторых водоразделах, покрытых неогеновыми отложениями. Хорошая обнаженность дает возможность широко применять для решения тектонических задач общее и специализированное геологическое картирование разного масштаба и благодаря небольшим превышениям рельефа всесторонне использовать аэрофотоснимки. Слабая расчлененность рельефа имеет и отрицательную сторону; в районе отсутствуют большие вертикальные разрезы, лишь вдоль некоторых крупных оврагов высота разрезов местами достигает 10, очень редко 20—30 м. Поэтому при составлении профилей крупных тектонических форм приходится экстраполировать данные наблюдений на глубину, гораздо большую, чем высота естественных разрезов.

При полевых работах автором производились маршрутные наблюдения на всей территории Северного Прибалхашья. Некоторые тектонические формы и их сочетания были закартированы в масштабе 1 : 50 000. В наиболее важных и интересных участках на глазомерной основе производилась геологическая съемка масштаба 1 : 1000, 1 : 2500 и 1 : 5000. В том же масштабе и теми же способами составлялись геологические разрезы. Наконец, некоторые характерные детали структуры — мелкие складки, жилы, участки зон расланцевания — воспроизводились в масштабе 1 : 100, 1 : 10, иногда 1 : 1. Такое совмещение разномасштабных исследований позволило всесторонне изучить структуру района и выявить характерные признаки складчатых и разрывных нарушений разных типов.

В процессе выполнения работы были использованы фондовые материалы Южно-Казахстанского и Центрально-Казахстанского геологических управлений (отчеты В. Ф. Беспалова, В. Н. Кошкина, О. М. Гаек, Н. Р. Асатуллаева, Г. П. Бурдукова, А. К. Мясникова, А. М. Смирнова).

Постоянную помощь автору оказывали его товарищи по работе — В. В. Коптева, А. В. Лукьянов, А. С. Рассказов, И. Г. Щерба. При изучении и описании позднепалеозойской структуры Северного Прибалхашья очень полезными были советы и рекомендации сотрудников Геологического института АН СССР и ряда других геологических организаций — Р. К. Антонюка, М. В. Гзовского, В. С. Журавлева, Ю. А. Зайцева, Ю. И. Кабанова, А. Л. Книппера, В. Я. Кошкина, И. А. Кузнецовой, Н. Г. Марковой, Е. Н. Меланхолиной, Т. В. Молчановой, П. Е. Оффмана, Т. Г. Павловой, А. С. Перфильева, Л. М. Расцветаева, А. И. Суворова, Д. А. Туголесова, П. В. Флоренского, Н. П. Хераскова, Н. А. Штрейса. Л. М. Расцветаев и П. В. Флоренский познакомили автора со структурами Центрального Копет-Дага и Мангышлака, предоставив возможность посетить эти районы. Многочисленные фаунистические и растительные остатки, обнаруженные автором в средне- и верхнепалеозойских отложениях Северного Прибалхашья, были определены Т. В. Добролюбовой и Н. А. Кабанович (каменноугольные кораллы), Л. И. Каплун (девонские брахиоподы), З. А. Максимовой (трилобиты), Р. Е. Нельзиной (средне- и верхнекаменноугольные пелециподы), О. Н. Никифоровой (нижнекаменноугольные брахиоподы), А. Г. Пламенской (нижнекаменноугольные мшанки), М. И. Радченко (каменноугольные растения), Т. Г. Сарычевой и А. Д. Григорьевой (средне- и верхнекаменноугольные брахиоподы), М. А. Сенкевич (девонские растения).

Всем упомянутым лицам автор приносит глубокую благодарность. Особенно признателен он своему руководителю академику А. В. Пейве, который постоянными советами направлял его работу и способствовал ее выполнению.

ИСТОРИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ СЕВЕРНОГО ПРИБАЛХАШЬЯ

Данные о тектонике Северного Прибалхашья накапливались в процессе всестороннего геологического изучения этого района. При геологическом картировании исследовалось, хотя иногда и весьма поверхностно, строение тектонических форм. На основе изучения стратиграфии и магматизма выяснялась история развития структуры. Тектоническая приуроченность оруденения устанавливалась при поисках полезных ископаемых. Связи структуры Северного Прибалхашья со структурами соседних регионов посвящен ряд обобщающих работ о тектоническом районировании и общих чертах тектонического развития Центрального Казахстана.

Разрозненные геологические сведения о Северном Прибалхашье впервые обобщил М. П. Русаков (1933), который свел воедино результаты собственных маршрутных наблюдений и данные немногочисленных предшественников. К этому времени в Северном Прибалхашье работами, главным образом А. А. Анюсова (1916), было установлено широкое распространение палеозойских вулканогенных пород, прорванных гранитами, и присутствие метаморфизованных сланцев с массивами разноокрашенных яшм и кварцитов. На полуострове Тас-Арал, вблизи гор Итмуруды, в горах Кайбагар и Котанбулак были выделены терригенные, а местами карбонатные породы с верхнедевонской, выше нижнекаменноугольной фауной. Тектонические представления М. П. Русакова о Северном Прибалхашье вкратце сводятся к следующему.

1. История формирования региона как складчатого сооружения разделялась на несколько орогенетических циклов и закончилась в основном к концу палеозоя.

2. Проявления докембрийских циклов неизвестны. Древнепалеозойский цикл представлен сильно дислоцированными ордовикскими и силурийскими отложениями: глинистыми, а иногда и более метаморфизованными сланцами, песчаниками, деформированными конгломератами, кремневыми известняками, яшмокварцитами. В окрестностях гор Казик и к северу от гор Итт-Крылган «... в не совсем ясном стратиграфическом соотношении с яшмокварцитами» встречены песчаники и сланцы, местами содержащие кобленцкую фауну, сходную с той, которую обнаружил Н. Л. Бубличенко (1927) в Коктас-Джартастском районе Центрального Казахстана. Вероятно, нижнедевонские толщи тесно связаны с силурийскими, были представлены в основном озерно-континентальными отложениями, но оказались почти нацело размытыми во время трансгрессии моря в конце среднедевонской — начале верхнедевонской эпох.

В разрезе ордовикских, силурийских и нижнедевонских отложений нет четких угловых несогласий и значительных вулканических проявлений. Эти отложения подверглись каледонской складчатости, запечатленной угловым несогласием в основании базальных конгломератов конца ордовика (?) и верхнего девона. Простираение складок широтное и запад-северо-западное. Ордовикские и силурийские толщи прорваны небольшими силурийскими интрузиями основного и ультра-основного состава с характерными для них рудопроявлениями. Каледонские гранитные интрузии редки и выделяются условно.

3. Второй палеозойский геологический цикл начался трансгрессией моря в конце среднего — начале верхнего девона. Одновременно с ней, а может быть несколько ранее, вдоль гигантских новообразованных разломов начались извержения вулканиче

ских продуктов разнообразного, но преимущественно андезитового состава. Постепенно становясь все более кислыми, извержения продолжались до конца девонского периода, а местами даже в нижнекаменноугольную эпоху. Вулканогенные породы этого возраста распространены в Северном Прибалхашье шире терригенных и карбонатных. Все они в дальнейшем подвергались складчатости и горообразованию, происходившим в две стадии.

Основная стадия герцинского орогенеза, вызвавшая складчатость, имела место в среднекаменноугольную эпоху. Каледонские дислокации сказались на формировании ее главных структурных элементов. Последние обычно брахиформы, но при общей невыдержанности простираний чаще всего направлены широтно или на северо-запад. Складки в вулканических породах из-за их механических свойств шире и положе, чем в осадочных. В эту стадию, возможно в ее конце, внедрились наиболее крупные гранитные интрузии. Они пространственно связаны с областью предшествующего вулканизма и явились последним актом единого магматического процесса. В конце палеозоя тектоническая активность вновь усилилась. Возникли преимущественно субширотные зоны смятия и взбросов, сместили которых наклонены на юг. Они сопровождали поперечными и диагональными сбросами или сбросо-сдвигами. В эту стадию деформировались ранее возникшие гранитные массивы и проникали, главным образом в виде жил, новые порции магмы.

Многочисленные герцинские рудопроявления так или иначе связаны с магматической деятельностью. Намечается также их связь с тектоническими разломами, прежде всего с зонами взбросов и поперечными сбросо-сдвигами.

4. В мезозойско-кайнозойское палеозойское горное сооружение пенепленизируется. Процесс выравнивания осложняется в конце кайнозоя образованием разрывов и связанных с ними глыбовых складок, развитие которых приводит к омолаживанию рельефа. Движения по разрывам преимущественно вертикальны.

5. Тектоническое развитие Северного Прибалхашья складывалось из отдельных этапов разрешения тангенциальных напряжений; радиальные движения, вероятно, не имели самостоятельного значения.

Обобщение М. П. Русакова было большим достижением. Однако крайняя скудость имевшихся в распоряжении автора материалов привела к крупным ошибкам в понимании как палеозойской структуры района, так и его стратиграфии и истории развития. Наиболее существенными были недооценка девонского терригенного осадконакопления и неверное определение возраста вулканогенных пород. Последнюю ошибку повторил Б. К. Терлецкий (1940), исследовавший преимущественно более восточные районы Прибалхашья.

В ранних работах Н. Г. Кассина (1934а, б, 1935, 1937), посвященных общим вопросам геологии Казахстана, Северному Прибалхашью уделено мало внимания. Крупные этапы развития района (каледонский, герцинский и т. д.) Н. Г. Кассин разделял на циклы, характеризующиеся теми или иными особенностями и определенной, часто повторяющейся от цикла к циклу последовательностью геологических процессов: эрозионных, осадочных, вулканических, орогенических, металлогенических. В каледонском этапе, который закончился в начале девона, было отмечено два цикла: кембро-ордовикский и силурийский с таконской фазой складчатости между ними. Три цикла, закончившихся соответственно в среднекаменноугольную эпоху, в середине и конце перми составили варисский этап. Менее определенно устанавливались циклы в мезозое и кайнозое.

В палеозойской структуре Северного Прибалхашья, как и в других районах Центрального Казахстана, Н. Г. Кассин выделял подвижные шельфы, платформы и континентальные глыбы. Подвижной шельф характеризуется большими мощностями осадков, обилием вулканогенных пород, изменчивостью простираний складок и многочисленными интрузивными проявлениями в фазу складчатости. На платформах мощности отложений невелики и слабо изменчивы. Здесь также есть вулканогенные породы, а интрузивная деятельность представлена дайками, штоками, лакколитами. В процессе складчатости на платформах возникали пологие брахискладки, флексуры, крутые разрывы и надвиги, сопровождаемые зонами дробления и смятия пород. Континенты были областями размыва или крайне маломощного, эпизодического осадконакопления. Основные тектонические формы континентов — разрывы.

По мнению Н. Г. Кассина, в нижнем палеозое значительная часть Северного Прибалхашья представляла собой континент, который с юга и юго-запада обрамлялся платформой. Только возле берега Балхаша была выделена узкая полоса шельфа. В среднем палеозое расположение структурных элементов изменилось: подвижной шельф охватывал район Коунрада и побережье к юго-востоку от него, остальная территория была платформой. Дислоцированная и пронизанная интрузиями рассматриваемая территория в каменноугольное время вышла из-под уровня моря и превратилась в континент.

Крупный вклад в тектоническое изучение Северного Прибалхашья внесли работы, организованные Казахским филиалом АН СССР в 1937—1939 гг. В них принимали участие В. А. Вахрамеев, В. С. Дмитриевский, О. Н. Линчевская, Д. Ф. Логинов, И. П. Новохатский, В. М. Сергиевский, впервые осуществившие геологическую съемку района в масштабе 1 : 500 000. Были выделены две крупнейшие тектонические формы: Балхашский антиклинорий и Балхашский синклинорий (Вахрамеев, 1941, 1945; Русаков и Сергиевский, 1941) и ряд осложняющих их крупных складок. Антиклинорий протягивается узкой полосой вдоль берега Балхаша и расширяется в западной части. Здесь он расщепляется на две ветки, одна из которых продолжается на запад через гору Итмурунды, а другая отклоняется к северо-западу к горе Казик. Далее к западу и северо-западу обе ветви ограничены выходами более молодых отложений. Синклинорий расположен севернее и занимает большую часть района.

Полученные указанными исследователями новые стратиграфические данные существенно уточнили представления об истории тектонического развития Северного Прибалхашья. По данным В. А. Вахрамеева (1941), в осевых частях Балхашского антиклинория выведены на поверхность ордовикские отложения: нижняя (яшмо-порфиритовая¹) и верхняя (джаманшурукская) свиты. Яшмо-порфиритовая свита представлена в низах измененными вулканогенными породами среднего и основного состава и песчаниками (до 1500 м), выше которых залегают яшмы (до 1000 м). Джаманшурукская свита (1000 м) сложена слабо измененными туфами и лавами кислого и среднего состава, туфогенными песчаниками, конгломератами с горизонтом известняка. В верхах свиты Н. Л. Бубличенко (1945а) нашел верхнеордовикские фаунистические остатки.

Нижнепалеозойские отложения сложно перематы и прорваны небольшими удлиненными массивами основных и ультраосновных пород, впервые описанными Н. И. Наковником (1931) и М. П. Русаковым (1933). Они трансгрессивно перекрыты терригенными силурийскими отложениями (3000 м), которые в нижней половине содержат уинлокскую фауну.

В юго-западной части антиклинория близ берега Балхаша на толщах ордовика и силура резко несогласно залегают франские (?) конгломераты, сменяющиеся фаменскими известняками (Вахрамеев, 1941). К северу и северо-востоку от осевой части антиклинория, по сведениям М. П. Русакова и В. М. Сергиевского (1941), появляются фаунистически охарактеризованные ниже- и среднедевонские песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, мелкообломочные туфы, сначала маломощные и залегающие трансгрессивно, а ближе к центру синклинория все более мощные (до 7000 м) и согласно сменяющие силурийскую толщу. Предполагалось, что обломочный материал для ниже- среднедевонских отложений поступал с северо-восточного борта синклинория, из Предчингизья, где размывались вулканические сооружения того же возраста. Фауни-

¹ Позднее А. А. Богданов (1948) считал возможным параллелизовать эту свиту с кембро-ордовикским уртыңжалским комплексом, а Н. Л. Бубличенко (1945а) предположительно отнес ее к кембрию.

стические было доказано присутствие фаменских отложений, согласно, по мнению названных исследователей, сменяющих подстилающие толщи. Фаменские отложения в основном терригенные, но содержат прослой вулканогенных пород, предвестивших дальнейший расцвет вулканической деятельности.

Весьма важным достижением В. М. Сергиевского и его сотрудников было установление каменноугольного возраста широко распространенных в районе вулканогенных толщ, ранее считавшихся преимущественно девонскими. В. М. Сергиевский расчленил турнейские отложения Балхашского синклинория на чингильдинскую свиту, представленную вулканогенными породами, нередко переслаивающимися с терригенными, и «мшанковый горизонт», почти целиком терригенный. В последнем были собраны верхнетурнейские фаунистические остатки, характерные для русаковских слоев Д. В. Наливкина (1937). Возраст чингильдинской свиты обычно определялся по ее стратиграфическому положению и редким находкам нижнекаменноугольных брахиопод; лишь вблизи гор Сюрюлы и Улькен-Табаккалган была найдена нижнетурнейская фауна, позволяющая сопоставлять свиту с кассинскими слоями Д. В. Наливкина. Подобное двухчленное строение вулканогенно-осадочного турнейского разреза было установлено С. Е. Колотухиной (1940, 1948) и для западного продолжения Балхашского синклинория.

Турнейский вулканизм охватывал не всю территорию Северного Прибалхашья. По данным В. А. Вахрамеева (1945), вулканогенные и вулканогенно-туфогенные турнейские отложения приурочены к синклинорной зоне, тогда как на склонах Балхашского антиклинория разрез становится существенно терригенным.

На отдельных участках синклинория в значительной мере условно были выделены визейские и среднекаменноугольные вулканические образования (Русаков и Сергиевский, 1941). В. М. Сергиевский расчленил их на свиты Май-чоку и калмакэмельскую. Свита Май-чоку (750—1000 м), сложенная вулканогенными породами преимущественно среднего и основного состава и согласно сменяющая верхнетурнейские слои, была отнесена к визейскому ярусу. Калмакэмельская свита перекрывает более древние толщи с размывом. В ее основании местами выделяется пачка конгломератов мощностью до 800 м. Свита сложена вулканогенными породами среднего, выше кислого состава; последние нередко переслаиваются с песчаниками и конгломератами и иногда залегают на порфиритовой части свиты с размывом. Мощность свиты колеблется от 2000 м в горах Калмакэмель и 4000 м в районе горы Джурга до 450—500 м вблизи горы Керегетас. В. М. Сергиевский считал калмакэмельскую свиту визейско-среднекаменноугольной. В. А. Вахрамеев (1945) допускал, что ее верхи могут быть верхнекаменноугольными.

В более западных частях Балхашского синклинория С. Е. Колотухина выделила нижнемолдыбайскую свиту порфиритов и туфов среднего состава, согласно сменяющих турнейские слои, и верхнемолдыбайскую свиту, сложенную кислыми вулканогенными породами и туфопесчаниками и перекрывающую более древние толщи с размывом. В. А. Вахрамеев (1945) условно параллелизовал указанные свиты со свитами Май-чоку и калмакэмельской.

Иные разрезы визейских и среднекаменноугольных отложений были описаны в осевой части Балхашского антиклинория. Вблизи горы Итмурунды В. А. Вахрамеев (1941, 1945) выделил 270-метровую терригенную визейскую толщу, несогласно перекрывающую турнейские и силурийские слои. Южнее горы Итбас и северо-восточнее горы Итмурунды В. А. Вахрамеев (1940) описал фаунистически охарактеризованные среднекаменноугольные терригенные породы и известняки, несогласно перекрывающие толщи ордовика и силура.

На склоне Балхашского антиклинория в Саякской синклинали был описан непрерывный разрез (до 3400 м) визейско-среднекаменноугольных песчаников и туфов с прослоями альбитофиров, порфиристов, конгломератов и в средней части известняка. Близ основания разреза были собраны визейские брахиоподы (Вахрамеев, 1941, 1945), а в прослоях известняка и непосредственно выше среднекаменноугольные фаунистические остатки (Вахрамеев, Раузер-Черноусова, 1938; Вахрамеев, 1940).

По данным В. А. Вахрамеева и В. М. Сергиевского, устанавливалась четкая зональность визейско-среднекаменноугольных отложений. В осевой части Балхашского антиклинория локально распространены лишь отдельные члены разреза, представленные морскими терригенными отложениями. На склоне антиклинория в Саякской синклинали развит полный разрез в морской туфогенно-терригенной фации. Наконец, в Балхашском синклинории распространены вулканогенные толщи, достигающие особенно большой мощности. Одновозрастность существенно терригенных визейско-среднекаменноугольных толщ антиклинория и вулканогенных толщ синклинория В. А. Вахрамеев и В. М. Сергиевский обосновывали сходством состава пород, направленности изменения разреза снизу вверх, соотношений с турнейскими отложениями. Подчеркивалось сходство базальных конгломератов калмакэмельской свиты с конгломератами низов разреза Саякской синклинали.

Подводя итоги исследованиям Северного Прибалхашья 1937—1939 гг., В. А. Вахрамеев (1941) и Н. С. Шатский (1938, 1940) отмечали для Балхашского синклинория огромную (до 12 км) мощность девонских и каменноугольных отложений, не разделенных значительными угловыми несогласиями и сравнительно просто дислоцированных. Юго-западнее, при переходе на склон Балхашского антиклинория мощности этих отложений постепенно уменьшаются, возрастает их дислоцированность и значение угловых несогласий. В осевой части антиклинория девонские и каменноугольные отложения распространены локально и имеют мощность не более 3—4 км. Угловые несогласия отмечены здесь в основании силурийской, верхнедевонской, визейской и среднекаменноугольной толщ, причем каждая более древняя толща дислоцирована сильнее, чем несогласно ее перекрывающая. Таким образом, было установлено длительное (по крайней мере с начала девона) погружение Балхашского синклинория и столь же длительное относительное поднятие сопряженного с ним Балхашского антиклинория. Особенности строения и развития Северного Прибалхашья Н. С. Шатский (1938) связывал с тем, что Балхашский синклинорий находился в средней части крупной миндалевидной виргации складок, которая четко видна в расхождении ограничивающих его антиклинориев. Виргация и прогиб «...генетически связаны друг с другом, причем обширное и длительное прогибание, по-видимому, является условием для образования виргаций» (стр. 757).

Исследования 1937—1939 гг. показали также, что геосинклинальное развитие Северного Прибалхашья, сопровождавшееся вулканической деятельностью, закончилось позднее, чем более западных и северных районов (Вахрамеев, 1945). При такой неравномерности геосинклинального развития Центрального Казахстана происходила миграция центров извержения с северо-запада на юго-восток (Сергиев, 1948). Вместе с тем состав продуктов вулканических извержений изменялся от нижнего палеозоя к верхнему в сторону возрастающей кислотности и щелочности. Многократные несогласия в разрезах Балхашского антиклинория указывали на рост этого тектонического сооружения как в нижнем, так в среднем и верхнем палеозое. Следовательно, палеозойское развитие района происходило поступательно и разделять этот процесс на повторяющиеся и лишенные преемственности тектонические циклы, как это делал Н. Г. Кассин, едва ли справедливо (Шатский, 1938, 1940).

Итак, к концу 30-х годов были выделены крупные стратиграфические комплексы, распространенные в Северном Прибалхашье, и грубо очерчены их выходы. Это позволило наметить основные черты структуры района и важнейшие вехи его тектонической жизни. Роль разломов в формировании структуры тогда недооценивалась. Задачи дальнейших тектонических исследований требовали всестороннего изучения геологии района, уточнения стратиграфии, истории магматизма, более детального и комплексного геологического картирования.

Представления о среднепалеозойском развитии Северного Прибалхашья уточнил Н. Л. Бубличенко (1945а, б), разработавший новую схему стратиграфии силурийских и девонских отложений. В одних участках (горы Котанбулак, колодцы Маубас и Джаманшурук) он отметил постепенный переход между ними, а в других (горы Шоинтас и Копа) — трансгрессивный контакт с выпадением аналогов жединского яруса. В терригенной силурийской толще (1000—1500 м) Н. Л. Бубличенко выделил пачки, соответствующие ярусам ландовери (?), уинлоку-лудлоу, даунтону. Терригенные отложения девонской системы были расчленены на жединский, сарджальский, казахский, айдарлинский, франский и фаменский ярусы общей мощностью не более 2400 м. Выделение жединского и франского ярусов не обосновывалось фаунистически. К жединскому ярусу, для которого позднее Н. Л. Бубличенко (1960) предложил название «прибалхашские слои», относились самые нижние горизонты девона, согласно сменяющие силурийскую толщу. Несмотря на «глубоко провинциальный характер» девонской фауны Северного Прибалхашья Н. Л. Бубличенко считал возможным параллелизовать сарджальский ярус с кобленцским ярусом Западной Европы, казахский — с эйфельским, или кувэнским, а айдарлинский — с живетским. По данным Н. Л. Бубличенко, отложения айдарлинского яруса, с размывом перекрывающие толщу казахского яруса, сохранились локально. На остальной территории казахские слои трансгрессивно, но без углового несогласия, перекрыты фаменскими. Отмечается обычно согласный переход от фаменских отложений к каменноугольным.

Учитывая новые данные, Н. Г. Кассин (1947, 1951—1952) видоизменил представления о тектоническом развитии Северного Прибалхашья в среднем и верхнем палеозое. По его мнению, в девоне эта территория была платформой, на которой, накопились песчано-известковистые осадки мощностью до 2 км, впоследствии смятые в пологие брахискладки. В каменноугольное время без видимой связи с предшествующим развитием началась вулканическая деятельность, возникли удлиненные в северо-западном направлении плиты и шельфы, причем в шельфовых зонах мощность отложений достигала нескольких километров. После среднекаменноугольной складчатости, сопровождавшейся внедрением большого числа гранитоидных интрузий, рассматриваемая область стала сушей с отдельными горными хребтами. Их северо-западное и широтное простирание определялось направлением ранее существовавших структурных элементов. Последним актом магматической деятельности было внедрение межформационных лакколлитов пермских лейкократовых гранитов.

В конце 40-х годов началось среднемасштабное геологическое картирование Северного Прибалхашья, сопровождавшееся тематическими работами по стратиграфии и магматизму, поисками и разведкой полезных ископаемых.

В. Я. Кошкин расчленил самые древние толщи района (яшмо-порфировая свита В. А. Вахрамеева) на итмурундинскую, казикскую и тюретайскую свиты общей мощностью 5—6 км. Первые две свиты, разделенные поверхностью размыва, он считал рифейскими или кембрийскими, а третью, тюретайскую — кембрийской. Названные свиты сложно-

перемьяты (местами до плейстогенности), нарушены большим количеством разрывов и прорваны интрузиями основного и ультра-основного состава. Они несогласно перекрыты вулканогенно-осадочной толщей ордовика, в которой В. Я. Кошкин нашел фауну лландейльского яруса.

По данным В. Я. Кошкина, силурийская терригенная толща залегает на нижнем палеозое с резким несогласием, причем в ряде мест ее базальные слои накапливались в условиях весьма расчлененного рельефа. До недавнего времени в этой толще находили лишь лудловскую фауну, которая многочисленна в верхней части толщи (Беспалов, 1956б; Борисьяк, 1960; Каплун, 1956), но местами, как указывает В. Я. Кошкин, присутствует и в основании разреза. Поэтому большинство исследователей (В. Ф. Беспалов, Л. И. Каплун, В. Я. Кошкин) считали, что в центральной части Северного Прибалхашья силур представлен только лудловским ярусом. Лишь в последние годы Р. М. Антонюк и Н. В. Аксаментова (1965) нашли вблизи горы Казик граптолитов лландовери и уинлок-лудлоу.

Значительные успехи достигнуты в изучении стратиграфии девонских отложений (Каплун, 1956, 1960; Кошкин, 1961), чему способствовало монографическое описание девонских фаунистических (Каплун, 1961; Красилова, 1963) и растительных (Сенкевич, 1957, 1961) остатков. Однако до сих пор некоторые важные вопросы остаются нерешенными. Все исследователи выделяют девонские стратиграфические комплексы Н. Л. Бубличенко, но по-разному сопоставляют их со стратиграфическими аналогами Европы и Северной Америки. Наибольшие затруднения вызывают сопоставления слоев на границах силурийской и девонской, девонской и каменноугольной систем, поскольку они связаны в Северном Прибалхашье постепенными переходами.

Л. И. Каплун (1956, 1960; Каплун и Рукавишникова, 1958) признает фаунистическое своеобразие девонских отложений Северного Прибалхашья, но считает возможным выделить в них все ярусы, условно параллелизуемые с ярусами западноевропейской шкалы. Кобленцкий ярус Л. И. Каплун соответствует сарджальскому ярусу Н. Л. Бубличенко, эйфельский — казахскому, живетский — айдарлинскому. Объем жединского яруса у Л. И. Каплун несколько шире, чем у Н. Л. Бубличенко, поскольку включает верхнюю часть толщи, которую он относил к даунтонскому ярусу силура. Таков же объем жединского яруса у М. А. Борисьяк (1960). Близкие точки зрения Н. Л. Бубличенко, Л. И. Каплун и М. А. Борисьяк нашли отражение в Резолюции совещания по унификации стратиграфических схем дспалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана (1958). И. Н. Красилова (1963) проводит границу силурийской и девонской систем примерно там же, где и указанные исследователи, и также выделяет в нижнем девоне прибалхашские и сарджальские слои (жединский и сарджальский ярусы Н. Л. Бубличенко). Однако она сопоставляет сарджальские слои с эмским ярусом (верхней частью кобленцкого яруса), а прибалхашские слои расчленяет на бурубайский горизонт (эквивалент зигенского яруса) и котанбулакский горизонт (условный эквивалент жединского яруса). Схема И. Н. Красиловой нашла поддержку у ряда геологов Московского университета¹.

Несмотря на разногласия в сопоставлении нижедевонских отложений Центрального Казахстана и Западной Европы общие черты текто-

¹ Разнообразие взглядов на стратиграфию нижнего девона Северного Прибалхашья побудило автора настоящей работы, не занимавшегося специально вопросами биостратиграфии, отказаться от выделения ярусов европейской шкалы и расчленять отложения нижней половины девона на естественные для данной территории стратиграфические комплексы: прибалхашские, сарджальские и казахские слои. Казахские слои весьма обособленно сопоставляются с эйфельским ярусом, а прибалхашские и сарджальские имеют нижедевонский возраст. Для выяснения истории развития тектонических форм такого расчленения, по-видимому, достаточно.

нического развития Северного Прибалхашья в верхнесилурийское и девонское время вырисовывались достаточно отчетливо. По материалам В. Я. Кошкина (1961), уже в лудловский век в результате верхнекаледонской орогении возникла Балхашская геоантиклиналь, разделившая две области накопления мощных терригенных толщ: Северо-Балхашский и Северо-Джунгарский синклинории. На геоантиклинали мощности осадков меньше, и они более грубообломочны. Указанные различия резко проявились в первой половине девона. На территории геоантиклинали, которая на востоке имела форму узкого широтного гребня, а на западе разделялась на широтную Итмурундинскую ветвь и Казикскую ветвь северо-западного простирания, отложения этого возраста не накапливались или были маломощными. На южном крыле Северо-Балхашского синклинория, в Котанбулак-Балинской зоне (так же как и в Северо-Джунгарском синклинории) накапливались морские туфогенно-осадочные толщи мощностью до 1800 м, согласно перекрывшие отложения силура. К северо-востоку эти толщи обогащались туфовым материалом (Карабулакская зона), а в Предчингизской зоне на северном крыле синклинория сменялись вулканогенными отложениями мощностью от 1200 до 2500 м.

В середине девона, по данным В. Я. Кошкина, фациальная зональность изменилась. В Северном Прибалхашье лишь Саякский район покрывался живетским и франским морем, в котором накопились осадки мощностью в 350—400 м. Западнее простиралась суша. Область интенсивного прогибания сместилась к северу в Карабулакскую и Предчингизскую зоны. Здесь в морских, а в конце франского века в континентальных условиях отложились вулканогенные, туфогенно-осадочные, терригенно-карбонатные и терригенные толщи мощностью до 2000—2500 м. Новое изменение фациальной зональности произошло на границе франского и фаменского веков.

Изучение стратиграфии фаменских и согласно сменяющих их турнейских отложений подтвердило вывод В. А. Вахрамеева (1945) о приуроченности вулканических образований этого возраста к прогибам, обрамлявшим Балхашский антиклинорий с запада и севера. В терригенных отложениях были найдены многочисленные фаунистические и растительные остатки фаменского (Каплун, 1956, 1960) и верхнетурнейского (Беспалов, 1954, 19566) возраста, а в Саякской синклинали также нижнетурнейского (Кошкин, Насиканова, 1960). Оставалась плохо охарактеризованной фаунистически вулканогенно-осадочная чингильдинская свита, залегающая между фаменской и верхнетурнейской терригенными толщами. До недавнего времени ее возраст по-прежнему считался нижнетурнейским (Быкова, 1960; Резолюция совещания по унификации стратиграфических схем..., 1958). Однако в 1955 г. в отложениях чингильдинской свиты гор Тюлькули (северное обрамление Балхашского антиклинория) В. Я. Кошкин собрал брахиопод, которых Л. И. Каплун и О. Н. Насиканова определили как фаменские.

Основываясь на этом, В. Я. Кошкин (1961) выделил в горах Тюлькули и северо-западнее, где наблюдались такие же соотношения, Калмакэмельскую зону распространения мощных фаменских толщ с вулканическими проявлениями. К нижнетурнейскому подъярусу он условно отнес лишь маломощную нижнюю часть вышележащей терригенной толщи. Юго-западнее была выделена Котанбулак-Саякская зона разрезов фаменского яруса, терригенных и сравнительно маломощных. Наконец, на крайнем юго-западе Балхашского антиклинория В. Я. Кошкин вновь отмечает повышенное содержание вулканического материала в фаменских разрезах. Поскольку на западном, а местами и на северном обрамлении Балхашского антиклинория возраст чингильдинской свиты по-прежнему считался турнейским, из работ В. Я. Кошкина следовал вывод

об интенсивном проявлении в Северном Прибалхашье как фаменского, так и турнейского этапов вулканизма.

Представления В. Я. Кошкина не кажутся нам бесспорными. По устному сообщению Л. И. Каплун, пересмотревшей определения фауны и сделавшей в 1962—1963 гг. дополнительные сборы в горах Тюлькули, верхняя часть вулканогенно-осадочной толщи имеет нижнетурнейский возраст, средняя сопоставляется со слоями «этрень» и только нижняя часть может считаться фаменской. В этой же толще в 1959—1961 гг. автор собрал нижнетурнейских брахиопод. Таким образом, значительная часть чингильдинской свиты гор Тюлькули имеет нижнетурнейский возраст, т. е. вдоль обоих склонов Балхашского антиклинория происходил единый вулканический процесс, но на северном обрамлении антиклинория он начался немного раньше, чем в более западных районах.

Представления о заключительных этапах палеозойского тектонического развития Северного Прибалхашья изменялись по мере изучения стратиграфии послетурнейских отложений. В. Ф. Беспалов, В. Я. Кошкин, П. П. Тихонов и ряд других геологов установили в Северо-Балхашском синклинории широкое распространение послетурнейских континентальных вулканогенных толщ. В них М. Б. Стааль (Стааль и др., 1956) нашла верхнекаменноугольные растительные остатки, а В. Ф. Беспалов ниже по разрезу — намюрско-среднекаменноугольные. В 1951 г. Н. М. Чабдаров и В. А. Шурыгин собрали визейских (по определению А. К. Симорина и О. Н. Никифоровой) брахиопод в известняках саякского разреза. Исходя из этих данных, В. Ф. Беспалов (1954, 1956а, 1960) отказался от представлений В. А. Вахрамеева и В. М. Сергиевского об одновозрастности послетурнейских вулканогенных толщ Балхашского синклинория и туфогенно-терригенных толщ Саякской синклинали и построил новую стратиграфическую схему. В последнем варианте (Беспалов, 1960) его схема такова:

Мощность, м

C _{1v1} . 1. Кемельбекская свита — маломощная, угленосная, согласно сменяющая турнейские отложения.	
C _{1v2} . 2. Саякская свита, отделенная от нижележащей угловым несогласием (саурская фаза тектогенеза), — морская, а севернее, по-видимому, континентальная, туфогенно-терригенная, с верхневизейскими брахиоподами. Мощности в Саякской синклинали	до 2500
C _{1п} —C ₂ . 3. Каркаралинская свита — вулканогенные породы в нижней части среднего, выше трахитового и липаритового состава; остатки растений	1500—1700
C ₂ . 4. Калмакэмельская свита — конгломераты в основании, выше вулканогенные породы андезито-дацитового и дацитового состава с отпечатками растений в песчаных прослоях. Отделена от нижележащих свит крупным угловым несогласием	1200—1900
C ₂ . 5. Керегетаская свита — туфы липарито-дацитов и трахилипаритов с редкими прослоями дацитовых вулканогенных пород и конгломератов	600
C ₃ . 6. Архарлинская (колдарская) свита — пестро чередующиеся туфогенно-осадочные отложения, более щелочные, чем нижележащие, с остатками растений	1000
P ₁ . 7. Баканасская (жантауская) свита — туфы и туфолавы кислого и среднего состава повышенной щелочности	300—400

В. Ф. Беспалов (1954, 1956б) считал территорию Северного Прибалхашья частью Джунгаро-Балхашской интрагеосинклинали — области герцинской складчатости с мощным, существенно вулканогенным разрезом и отмечал преемственность ее герцинской структуры от каледонской. Герцинский структурный ярус начинается, по данным В. Ф. Беспалова, серией мелководных зеленоцветных осадков силура, девона и турнейского яруса. В осадках серии кверху возрастает содержание вулканогенного материала. Наблюдаются частые, но не повсеместные небольшие несогласия и размывы. В визейский век среднепалеозойские

отложения подверглись сильным дислокациям (саурская фаза). После этого район частично вновь погрузился под уровень моря. В узкой и резко выклинивающейся на запад Саякской впадине быстро накапливались средне- и верхневизейские туфы и песчаные осадки. В намюрский век на широкой площади начинается вулканическая деятельность, прерванная второй, среднекаменноугольной фазой тектогенеза. Движениями двух указанных фаз, сопровождавшихся внедрением гранитоидов, среднепалеозойские осадки до нижневизейских включительно были смяты в линейные и брахиформные складки. Более простые складчатые формы возникли в отложениях саякской и каркаралинской свит. После среднекаменноугольной складчатости на месте частично сформированного Северо-Балхашского синклинория образовался крупный прогиб, где в континентальных условиях накапливались мощные вулканогенные толщи. Одновременно и на той же площади шло становление гранитных интрузий, тесно связанное с вулканической деятельностью. Последние фазы глубинного магматизма на всей территории Северного Прибалхашья имели место в конце палеозоя.

В верхнепалеозойском структурообразовании ведущая роль, по мнению В. Ф. Беспалова, принадлежала разрывным нарушениям. Зона взбросов ограничивала вулканический прогиб с юга. Внутри него сбросы служили каналами для вулканического материала и обусловили возникновение глыбовых складок. На площадях, не затронутых разрывами, вулканогенные толщи залегают почти горизонтально; их пологое падение часто отражает первичный наклон и изгибы лавовых покровов. Большое значение В. Ф. Беспалов (1964) придает долготному Главному Центрально-Казахстанскому разлому (Карадон-Темиршиковский разлом, по материалам А. А. Богданова и др., 1963), к которому тяготеют верхнепалеозойские вулканические районы. Этот разлом, секущий каледонские и ранневарисские тектонические формы, развивался, по данным В. Ф. Беспалова с турнейского века, но главным образом в верхнем палеозое.

На Тектонической карте СССР (1956) в Северном Прибалхашье показаны два синклинория: Токрауский на западе и Северо-Балхашский на востоке, разделенные субмеридиональным Балхашским антиклинорием. Восточнее простирается антиклинория становится широтным, и он ограничивает с юга Северо-Балхашский синклинорий. Л. И. Боровиков и Б. И. Борсук (1958) разделили Балхашский антиклинорий на три антиклинория: Кентерлауский, Казик-Итмурундинский, Тюлкуламский. П. А. Ренгартен (1958), описывая герцинскую историю тектонического развития Северо-Восточного Прибалхашья, назвал восточную часть антиклинория Балхашской интрагеоантиклиналью. По данным П. А. Ренгартена, Балхашская и Тарбагатайская интрагеоантиклинали, где осадки герцинского этапа развития (4—5 км) накапливались с девона по нижнее визе, обрамляют Баканасскую интрагеосинклиналь. Последняя отличается длительным и глубоким прогибанием; мощность девонских, каменноугольных и пермских отложений достигает здесь 12 км.

Многие исследователи тектоники Центрального Казахстана отмечали, что его западная и северная части в своем тектоническом развитии опережали южную и восточную. А. А. Богданов (1958, 1959) выделил на западе Центрального Казахстана каледониды, а на востоке — герциниды. Е. Д. Шлыгин (1952), Шлыгин Е. Д., Шлыгин А. Е., (1964), Б. И. Борсук (1960; Боровиков и Борсук, 1958), Н. Г. Маркова (1964) выявили дугообразное расположение складчатых зон разного возраста и постепенное сокращение геосинклинальной области Центрального Казахстана по мере того, как консолидировались его западные районы. Одной из остаточных герцинских геосинклиналей является, по мнению

упомянутых авторов, Джунгаро-Балхашская геологическая провинция, в состав которой входит Северное Прибалхашье.

Н. А. Афоничев (1960), Б. И. Борсук (1960; Борсук и Яговкин, 1964), А. А. Богданов и его сотрудники (1963), Е. Д. Шлыгин считают складчатые сооружения Северного Прибалхашья раннегерцинскими. Их структурный план, по мнению А. А. Богданова и Б. И. Борсука, предопределен расположением каледонских тектонических форм. Согласно данным А. А. Богданова, эвгеосинклинальные толщи нижнего палеозоя перекрыты отложениями граувакковой силурийской формации и миогеосинклинальными девонско-нижневизейскими осадками. В визейскую фазу тектогенеза они были смяты в линейные и брахиформные складки и прорваны интрузиями гранитоидов. На таком весьма консолидированном основании образовались плоские наложенные впадины (Богданов и др., 1963), или межгорные прогибы (Афоничев, 1960). Они были выполнены отложениями порфировой формации визейско-пермского возраста, которую Е. Д. Шлыгин (Шлыгин Е. Д., Шлыгин А. Е., 1964) назвал вулканогенной молассой. Вулканическая деятельность сопровождалась массовым внедрением гранитов.

Н. А. Афоничев (1960), Б. И. Борсук (1960), П. А. Ренгартен (1958) отмечают большую роль разломов в формировании герцинской структуры Северного Прибалхашья; с разломами связываются проявления наземного и глубинного магматизма. Некоторые глубинные разломы, по мнению Б. И. Борсука, заложились еще в каледонский этап развития. Согласно П. А. Ренгартену, Баканаская интрагеосинклиналь ограничена Южно-Тарбагатайской зоной разломов с северо-востока и Северо-Джунгарской — с юго-запада. Тектонические зоны и подзоны, выделенные Н. А. Афоничевым, также разделены разломами длительного развития: Аягузским, Джунгарским, Баканаским, Тюлькуламским, Сандыктас-Чулакским, Кентерлау-Арасанским. Крупные позднепалеозойские разломы описаны А. И. Суворовым (1962, 1963) в западной части рассматриваемого района; по ним предполагаются сдвиговые перемещения.

При геологическом картировании Балхашского антиклинория и сопряженных синклинориев В. Я. Кошкин выделил ряд крупных разломов и отметил их сбросо-сдвиговую и взбросо-сдвиговую природу. К числу разломов с левосдвиговой составляющей смещения, по его мнению, относятся некоторые крупные нарушения юго-западной части антиклинория, зона разломов севернее пос. Майкамыс и Муллабулакская зона разломов, ограничивающая с юга область распространения верхнепалеозойских вулканогенных толщ Северо-Балхашского синклинория. В. Я. Кошкин закартировал и многочисленные мелкие сдвиги. Центральнo-Казахстанский разлом Кошкин (1965) считает правым сдвигом с большой амплитудой смещения, наложенным на уже сформированную герцинскую структуру.

Больших успехов достигло в последние годы геофизическое изучение Северного Прибалхашья. По гравиметрическим данным, а позднее по результатам глубинного сейсмического зондирования установлено, что на значительной части Джунгаро-Балхашской геологической провинции подошва земной коры погружена на 5—10 км относительно соседних территорий (Казанли, 1955; Быкова, Казанли, 1957; Моисеенко, 1957; Щерба, Попов, 1962; Морозов и др., 1963). По мнению Г. Н. Щербы и А. А. Попова, утолщение коры здесь происходит в основном за счет ее базальтового слоя. Указанный прогиб, названный Центральнo-Казахстанским, с севера ограничен уступом, совпадающим с Успенской зоной разломов. Наибольшее погружение границы Мохоровичича отмечено в районе гор Ортау, Кызылтау и Джильтау, а также под Токрауским синклинорием. Токрауский прогиб второго порядка, в свою очередь, ограничен

с востока Токрауским уступом, отчетливо проявленным в смене гравитационных и магнитных полей. На большом протяжении он совпадает с зоной Центрально-Казахстанского разлома, по которому сочленяются палеозойские тектонические формы разных простираций. В пределах Балхашского антиклинория Токрауский уступ отклоняется от этого разлома и продолжается на юг — в Южное Прибалхашье. Г. Н. Щерба и А. А. Попов выделяют подобные уступы по всей границе Центрально-Казахстанского прогиба; вдоль них отмечены обильные магматические проявления. Такие области повышенной проницаемости земной коры Г. Н. Щерба (1955; Щерба и др., 1962) называет глубинными подвижными зонами.

По мнению Д. Н. Казанли (1955; Быкова, Казанли, 1957), Центрально-Казахстанское утолщение земной коры произошло при усиленном прогибании этой территории в среднем палеозое и с тех пор сохранилось до наших дней. Вместе с тем особенно глубоко погружение поверхности Мохоровичича под Токрауским синклиниорием и к западу от него Д. Н. Казанли связывает с гранитизацией, кислым магматизмом и, в конечном счете, с дифференциацией вещества мантии.

Аэромагнитная съемка Северного Прибалхашья и соседних районов (Кронидов и др., 1958; Кронидов, Кумпан, 1960) показала, что широко распространенные здесь гранитные массивы часто имеют на глубине большую площадь, чем на поверхности. Сказанное относится и к массивам ультраосновных пород, которые, по аэромагнитным данным, образуют непрерывную полосу в ядре Балхашского антиклинория. Характер магнитного поля позволяет считать вулканогенные породы южной части Токрауского синклиниория визейско-пермскими, а не девонскими, как предполагалось прежде. Эти толщи прослежены под чехлом мезозой-кайнозоя в Южное Прибалхашье, где они смыкаются с верхнепалеозойскими вулканогенными толщами Илийского синклиниория.

В конце 50-х годов продолжается изучение верхнепалеозойского вулканизма Северного Прибалхашья (В. Я. Кошкин, М. В. Ташчина). Р. П. Радченко и А. А. Розенкранц (1960) установили, что в Северо-Восточном Прибалхашье интенсивная вулканическая деятельность продолжалась дольше, чем в более западных районах, — до конца палеозоя, а может быть до начала мезозоя. Всестороннему изучению герцинских гранитоидов посвящены работы Т. В. Перекалиной. Ю. А. Семенов (1960а, б) исследовал интрузии ультраосновных пород Северо-Восточного Прибалхашья. Сведения об истории развития структуры и магматических проявлений дополнились определениями абсолютного возраста гранитоидов и вулканических пород (Борукаев, Монич, 1963; Сатпаев и др., 1963, 1964; Иванов и др., 1961; Комлев, 1960; Розенкранц и др., 1963, 1964). Большая часть определений производилась калиево-аргоновым методом, меньшая — свинцово-изотопным. Последовательность магматических проявлений, установленная таким способом, обычно соответствует данным геолого-петрографических исследований, но возраст пород оказывается более древним.

Важным достижением последних лет является обоснование отвергнутых В. Ф. Беспаловым представлений В. А. Вахрамеева и В. М. Сергиевского об одновозрастности послетурнейских вулканогенных толщ Северо-Балхашского и Токрауского синклиниориев с туфогенно-терригенной саякской свитой, венчающей палеозойский разрез Балхашского антиклинория (Кошкин, 1962, 1963). В. Я. Кошкин доказывает это следующими фактами. Во-первых, саякская свита и нижняя из вулканогенных свит Северо-Балхашского синклиниория (каркаралинская) согласно залегают на кемельбекской свите, при этом кемельбекская и каркаралинская свиты местами связаны постепенным переходом. Во-вторых, характер изменения разреза снизу вверх одинаков в Саякской синклинали и на юге Северо-Балхашского синклиниория; песчаники и туфы разных го-

ризонтов саякской свиты близки по составу к вулканогенным породам соответствующих частей разреза синклиория. В-третьих, комплексы растительных остатков из разных горизонтов саякской свиты сходны с соответствующими комплексами из разных свит разреза синклиориев.

Определения фауны, собранной В. Я. Кошкиным, уточнили возраст рассматриваемых свит. Каркаралинская свита оказалась средневизейско-намюрской, калмакэмельская — намюрско-среднекаменноугольной, керегетасская — средне-верхнекаменноугольной, архарлинская — верхнекаменноугольной — нижнепермской. В. Я. Кошкин показал, что с визейского века до начала пермского периода граница терригенных и вулканогенных фаций совпадала с границей антиклиория и синклиориев. Вдоль этой границы, в Тастыйской зоне установлены каменноугольные отложения переходного типа. Таким образом, выделился верхнепалеозойский вулканический пояс, который обрамлял область накопления мелководных осадков, формировавшихся главным образом из продуктов вулканической деятельности. Н. А. Афоничев (1960), А. С. Кумпан (1960), Н. Г. Маркова (1964), Г. М. Фремд (1963) продолжают пояс на юг — в Илийский синклиорий и на восток — в Алакульский синклиорий.

Непрерывный переход от кемельбекской к каркаралинской свите «ликвидирует» в центральной части Северного Прибалхашья саурскую тектоническую фазу, которой придавали столь большое значение многие исследователи, рассматривавшие этот район как область ранневарисской складчатости. Верхнепалеозойский этап развития тесно связан с предыдущим, хотя и специфичен. Н. Г. Маркова (1964) выделила его как заключительный этап геосинклинального развития, закончившийся к концу палеозоя.

В 1959 г. автор настоящей работы совместно с В. В. Коптевой, А. В. Лукьяновым и И. Г. Щерба начал изучение позднепалеозойской структуры Северного Прибалхашья. Результаты этих исследований, проводившихся под руководством А. В. Пейве, излагаются ниже.

КРАТКИЙ ОЧЕРК СТРАТИГРАФИИ И МАГМАТИЗМА

В Северном Прибалхашье (рис. 2) выделяются три крупные тектонические формы: Балхашский антиклинорий, Токрауский синклинорий к западу и Северо-Балхашский к северо-востоку от него. Антиклинорий сложен толщами нижнего палеозоя, силура и девона; в отдельных синклиналях и грабенах распространены также каменноугольные и нижнепермские отложения. На территории синклинориев выступают на поверхность фаменские, каменноугольные и нижнепермские породы. Уже за пределами рассматриваемого района в восточной части Северо-Балхашского синклинория, выделяемой некоторыми исследователями как отдельный Алакульский, или Баканаский синклинорий, встречены более молодые толщи: верхнепермские и, может быть, частично нижнемезозойские. Палеозойские отложения прорваны телами каменноугольных и пермских гранитоидов.

Палеозойские отложения Северного Прибалхашья естественно расчленяются на шесть стратиграфических комплексов: нижнепалеозойский, силурийский, нижнедевонско-эйфельский, живетско-франский, фаменско-турнейский и визейско-пермский. Каждый из комплексов своеобразен по литологическому составу, характеру фациальных переходов, особенностям распространения фаунистических и растительных остатков.

НИЖНЕПАЛЕЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Отложения нижнего палеозоя обнажены в осевых частях Балхашского антиклинория (в районах гор Казик и Итмурунды, к югу от пос. Саяк и в урочище Бесоба). В. Я. Кошкин выделяет среди них три свиты, предположительно относимые им к кембрию¹: итмурундинскую, казикскую и тюретайскую, а также ордовикские отложения.

Итмурундинская свита, согласно данным В. Я. Кошкина, сложена спилитами и диабазовыми порфиритами, которым подчинены кератофиры и альбитофиры. Они чередуются с туфами, туффитами, полимиктовыми песчаниками, алевропелитами, разноцветными яшмами, конгломератами и брекчиями. Спилитовые и диабазовые породы преобладают в нижней части разреза; выше широко распространены обломочные и кремнистые отложения; в верхней части появляются вулканогенные породы кислого состава. Такая последовательность нарушается многочисленными фациальными замещениями, которые наблюдались как в отдельных горизонтах, так и в масштабе всей свиты. Так, в восточных разрезах (южнее пос. Саяк, урочище Бесоба и горы Тюлькулам) терригенных и кремнистых пород больше, чем в западной части антикли-

¹ Существует мнение, отраженное на геологических картах района, о докембрийском возрасте итмурундинской и казикской свит.

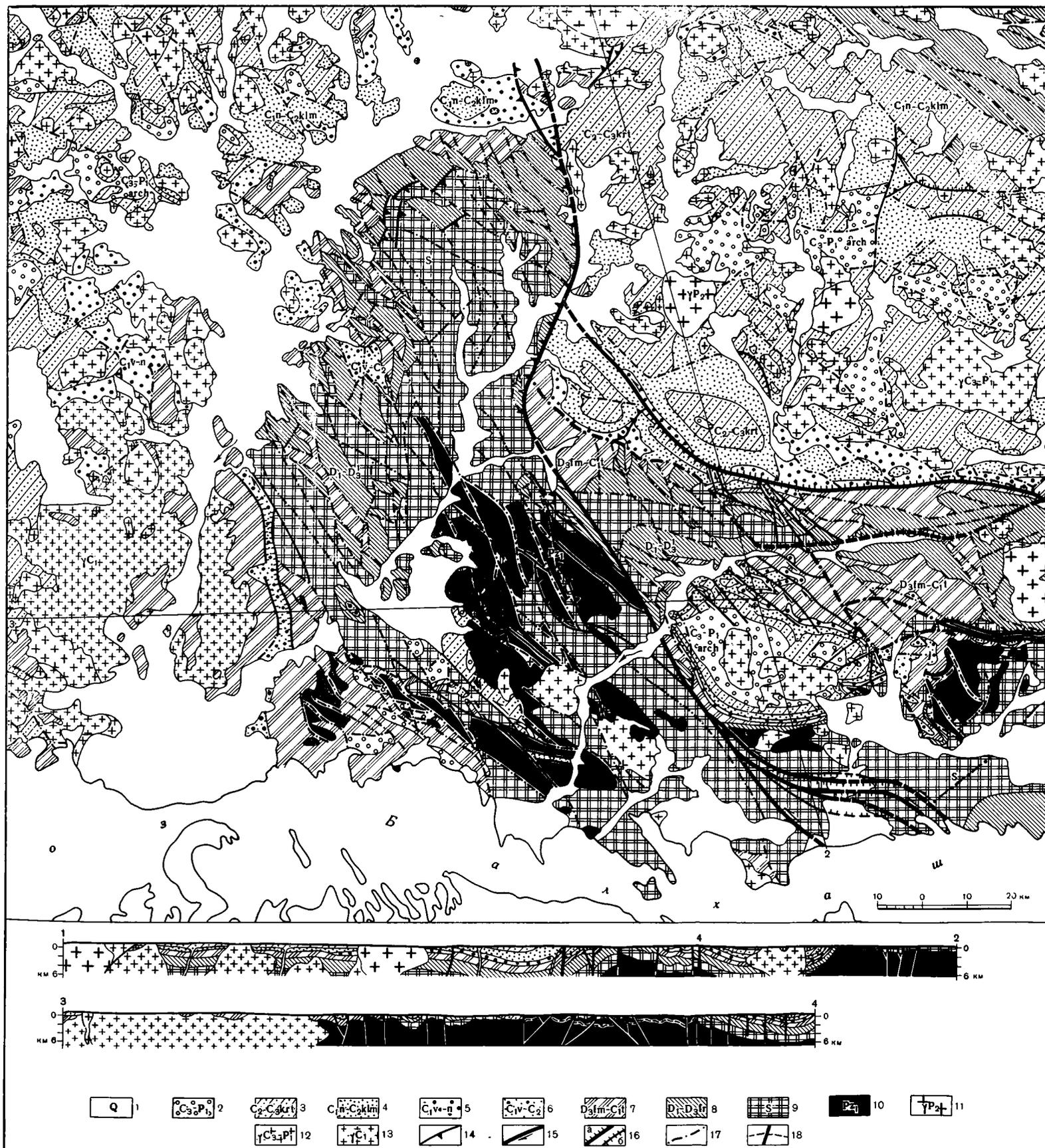


Рис. 2. Геологическая схема и разрезы Северного Прибалхья (составил В. Г. Трифонов по материалам В. Ф. Беспалова, О. М. Гаск, (В. Я. Кошкина и личным наблюдениям))

1 — четвертичные и неогеновые отложения; 2 — верхнекаменноугольные — нижнепермские отложения архарлинской свиты (C₃-P₁ arch); 3 — средне-верхнекаменноугольные отложения керегетасской свиты (C₂-C₃ krt); 4 — намюрско-среднекаменноугольные отложения калмакэмьельской свиты C₁ p—C₂ klm); 5 — визейско-намюрские отложения кемельбекской и каркаралинской свит (C₁ v—п); 6 — визейско-среднекаменноугольные отложения нерасчленившиеся (C₁ v—C₂); 7 — фаменско-турнейские отложения (D₃ fm—C₁ t); 8 — отложения девонской системы без фаменского яруса (D₁—D₂ fr); 9 — силурийские отложения (S); 10 — нижнепалеозойские отложения (P₂); 11 — верхнепермские граниты (γP₂); 12 — верхнекаменноугольные — нижнепермские гранитоиды (γC₃—P₁); 13 — нижнекаменноугольные (намюрские?) гранитоиды (γC₁); 14—17 — разрывные нарушения (крупные разрывы выделены жирными линиями); 14 — надвиги и взбросы, 15 — сдвиги, 16 — сбросы (а), сбросы с возвратным движением (б); 17 — разрывы с невыясненным характером перемещения; 18 — разрывы и маркирующие горизонты (на разрезах)

Рис. 3. Сводная стратиграфическая колонка Северного Прибалхашья

1 — пески, галечники, супеси; 2 — павлодарская свита (красно-бурые глины); 3 — андезитовые и трахиандезитовые порфириты; 4 — архарлинская свита (на антиклинории полимиктовые песчаники и конгломераты; в синклиниях кислые туфы, реже туфоконгломераты); 5 — керегетасская свита (на антиклинории полимиктовые песчаники, туфы, известняки; в синклиниях вулканогенные породы трахилипарито-дацитового состава); 6 — калмакзельская свита (на антиклинории полимиктовые песчаники, конгломераты, туфы; в синклиниях андезитовые порфириты, туфы кислого и среднего состава); 7 — кархаралинская свита (на антиклинории граувакковые песчаники, в синклиниях андезитовые порфириты); 8 — кемельбекская свита (песчаники, глинистые и углистые сланцы); 9 — песчаники с *Spirifer cf. forbesi* N. et Pr., *Sp. grimesi* Hall; ниже на антиклинории песчаники и алевролиты, в синклиниях песчаники и туфы; 10 — песчаники, алевролиты, реже конгломераты, кислые туфы; *Cyrtospirifer sulcifer* H. et Cl.; 11 — песчаники, реже конгломераты, туффиты; 12 — пазчаники, реже гравеляты; 13 — полимиктовые песчаники, алевролиты, туффиты; *Blasaria sibirica* (Kryshst.) Zal.; 14 — полимиктовые песчаники, алевролиты, карбонатно-терригенные породы, пепловые туфы; *Stropheodonta virgata* Drev., *Acrospirifer primaevus* (Stein); 15 — полимиктовые песчаники и алевролиты; *Isorthis perelegans* Hall, *Howellella mercuri* (Gos.); 16 — зеленовато-серые, реже красные полимиктовые песчаники и алевролиты; прослойки конгломератов, пепловых туфов, известняков, карбонатно-терригенных пород; *Bilobites bilobus* L., *Sieberella roemeri* H. et Cl., *Eospirifer togatus* (Barr.), *Dalmanites saryrkensis* Z. Max.; 17 — песчаники, алевролиты, сланцы с линзами яшм; 18 — зеленые полимиктовые песчаники; 19 — полимиктовые и туфогенные песчаники, туффиты, альбитофиры, туфы среднего и кислого состава; *Glaphurina strigata* Web., *Leiostrigium?* cf. *mansuyi* Reed. 20 — тюретайская свита (алевропелиты; яшмы, песчаники, брекчи, спилиты, диабазы); 21 — казикская свита (яшмы, кварциты, алевропелиты с линзами песчаников, гравелитов, диабазовых порфиритов и туфов); 22 — итмурундинская свита (спилиты, диабазовые порфириты, алевропелиты, полимиктовые песчаники, яшмы с линзами кератофигов, туфов, гравелитов, брекчий)

нория. Мощность итмурундинской свиты в районах гор Казик и Итмурунды достигает 3500 м (рис. 3).

Казикская свита (около 1000 м) отделена от итмурундинской поверхно-

Система	Отдел	Ярус	Индекс	Мощность (м)	
Каменноугольная	Верхний	P ₁		30	
				10	
	Средний	C ₂₋₃ Krt		до 500-1500	
				до 400-1500	
	Нижний	Вязь	C _{1п-С2} Klm		450-750
					500-2000
		Турне	C ₁ t ₂ C ₁ t ₁		70-330
					50-300
Девонская	Верхний	Фламен	D ₃ fm		250-700
					до 175
	Средний	Живет	D ₂ gv		до 175
					200-1000
	Нижний	Элрель	D ₁ ²		500-1300
					400-700
Силурийская	Пудлоу	S ₂ ld		до 2000	
					Ун-люк
	Лендр-верн	S ₁ lnd		18	
Ордовикская	Средний		O ₂		1500
Кембрийская ?			P ₂ tr		до 1500
					1000
				P ₂ it	

стью размыва или небольшим угловым несогласием. Она представлена преимущественно красными яшмами, кварцитами, а также яшмовидными алевропелитами с пластами полимиктовых песчаников и гравелитов. Встречаются маломощные горизонты туфов, спилитов и диабазовых порфиритов.

Тюретайская свита выделена в западной части антиклинория в районах гор Казик и Итмурунды. Это пестрая и фациально изменяемая толща алевролитов, яшм, песчаников, брекчий, спилитовых порфиритов и диабазов. Ее мощность достигает 1500 м.

Указанные толщи прорваны небольшими интрузиями ультраосновных и основных пород, обычно тяготеющих к выходам отложений итмурундинской свиты. Этот интрузивный комплекс представлен дунитами, перидотитами, пироксенитами, серпентинитами, жадеитами, габбро, редко гранитоидами. Перечисленные породы слагают удлиненные вдоль разломов крутые линзы, а также пластовые тела в итмурундинской свите. Такие интрузии нередки в западной меридиональной части антиклинория, где некоторые из них перекрыты ордовикскими или силурийскими отложениями. В. Я. Кошкин и его сотрудники относят к нижнепалеозойскому интрузивному комплексу также основные и ультра-основные интрузии восточной части антиклинория (район урочища Бесоба и горы Тюлюкулам); однако Ю. Л. Семенов (1960а, б) считает их силурийскими.

Ордовикские отложения, по данным В. Я. Кошкина, распространены только в западной части антиклинория и перекрывают рассмотренные выше нижнепалеозойские толщи и интрузии с резким угловым несогласием. Они представлены туфами кислого и среднего состава, альбитофирами, порфиритами, туффитами, туфогенными песчаниками, полимиктовыми песчаниками, алевролитами, кремнистыми алевропелитами зеленовато-серого, реже бурого цвета. В нижней части разреза местами появляются конгломераты и брекчии, состоящие из обломков подстилающих пород, в том числе гипербазитов. Встречены редкие линзы органогенно-обломочного известняка, в котором Н. В. Полтавцева нашла средневерхнеордовикских брахиопод, а также кораллов и трилобитов ордовика — силура. М. Н. Королева обнаружила в районе колодца Джаманшурук (Кокбайтал) трилобитов лландейльского яруса: *Glaphurina strigata* Web., *Leiostigium?* cf. *mansuyi* Reed. Мощность ордовикских отложений около 1500 м.

Итмурундинская, казикская и тюретайская свиты палеонтологически пока не охарактеризованы. В. Я. Кошкин считает их доордовикскими, поскольку они сильнее метаморфизованы и дислоцированы, чем ордовикские отложения, и в нескольких пунктах подстилают ордовикские отложения, хотя большей частью контакт задернован или проходит по разрывам. По устному сообщению Р. М. Антонюка, древние толщи района горы Казик, по крайней мере частично, могут оказаться возрастными аналогами ордовикских и силурийских отложений, в одних случаях представленных иными фациями, в других — просто сильнее метаморфизованных. В кремнистых и терригенных породах части тюретайской свиты Р. М. Антонюк и Н. В. Аксаментова (1965) нашли силурийскую фауну. На востоке Балхашского антиклинория к итмурундинской и казикской свитам сейчас относятся, наряду с вулканогенными, некоторые кремнисто-терригенные толщи. Последние, по мнению автора, в ряде случаев правильнее считать метаморфизованными аналогами силура. Таким образом, возраст и объем итмурундинской, казикской и тюретайской свит требует существенного уточнения. В настоящей работе они условно отнесены к нижнему палеозою.

По данным В. Я. Кошкина, отложения итмурундинской, казикской и тюретайской свит смяты в протяженные линейные складки с крутыми, иногда запрокинутыми крыльями, осложненными более мелкими склад-

ками вплоть до плейчатости. Шарниры складок резко ундулируют и меняют направление. Нередко сходные тектонические формы кулисно подставляют одна другую. Специфичны складки с крутым наклоном крыльев и шарниров; обычно они невелики. Особенно сложно перемяты пластичные породы итмурундинской свиты. В рассматриваемых древних толщах много разрывов. Преобладают крутые сбросо-сдвиги, простирающиеся согласно со слоями. Горизонтальные смещения вдоль них могут достигать нескольких километров, а вертикальные превышают 1 км. Отмечены также взбросы и надвиги. Ордовикские отложения смяты в сравнительно небольшие складки, часто брахиформные.

СИЛУРИЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Силурийские отложения представлены зеленовато-серыми алевролитами, мелко- и среднезернистыми песчаниками с пластиами и прослоями грубозернистых песчаников и конгломератов, а также известковисто-терригенных пород. В нижней части разреза отдельные линзы песчаников и алевролитов имеют красную окраску; местами отчетливо выражен базальный горизонт грубозернистых песчаников, гравелитов, конгломератов, брекчий. В верхней половине разреза возле колодцев Маубас и Кокбайтал выделяется пласт известняка мощностью до 100 м. К северу, югу и востоку он выклинивается, частично замещаясь известковистыми песчаниками. В верхах силурийской толщи появляются прослои туфо-генных песчаников, туфитов и пепловых туфов.

Л. И. Каплун и Т. Б. Рукавишника (1958) приводят следующий комплекс фауны силурийских отложений: кораллы *Chonophyllum* sp., *Pholidophyllum* sp., *Entellophyllum* sp., *Kyphophyllum* ex gr. *lindstromi* Wdkd., *Favosites* (?) *borissiakae* Tschern., *F. maubasensis* Kov., *F. kelleri* Kov., *Heliolites decipiens* M' Coy, *H. subdecipiensis* Kov., *H. stellaris* Kov., *H. kuznetzkiensis* (Tschern.), *Helioplasmolites balticus* Kov., брахиоподы *Isorthis szajnochai* Kozl., *Strophonella podolica* (Semih.), *S. euglypha* (His.), *Stropheodonta corrugata pseudofascicula* Ruk., *Leptostrophia sera* Bubl., *Dictyonella* sp., *Bilobites bilobus* L., *Clorinda* sp., *Gypidula* ex gr. *galeata* (Dalm.), *Sieberella roemeri* H. et Cl., *Delthyris saffordi* (Hall) Bor., *Eospirifer togatus* (Barr.), *Atrypa* ex gr. *reticularis* L., *Howellella ohioensis* (Grabau), *H. ohioensis* (Grabau) var. *transversalis* Ruk., *Nucleospira* sp., трилобиты *Dalmanites elegans* Z. Max., *D. saryarkensis* Z. Max., *Cheirurus quenstedti* Barr., *Phacops* cf. *ribidus* Wdkd., *P.* aff. *boeckii* Barr., *Asidaspis* sp., *Lobopyde* sp., криноидеи *Syndetocrinus* sp., *Scyphocrinus* sp., *Decacrinus pennatus* Jelt. Здесь же найдены остатки растений *Tastaephyton bulakus* Senk. Указанный комплекс фаунистических и растительных остатков определяет возраст пород как лудловский.

В 1962—1963 гг. Р. М. Антонюк и Н. В. Аксаментова (1965) нашли в районе горы Казик граптолитов, позволивших выделить ландоверийские и уинлок-лудловские слои. К ландоверийскому ярусу они отнесли пачку зеленых полимиктовых песчаников в основании силурийского разреза, а к уинлок-лудлоу — зеленые и красные песчаники, алевролиты и кремнисто-глинистые породы, местами сильно рассланцованные и частично замещенные яшмами. Выше согласно залегает зеленоцветная толща с лудловской фауной.

По данным В. Я. Кошкина, мощность силурийских отложений в районе горы Итмурунды и восточнее, вдоль оси Балхашского антиклинория — около 1000 м. В основании разреза здесь местами встречаются линзы рифового известняка. Выше отмечено повышенное содержание грубообломочных пород. Как в нижней, так и в верхней частях толщи в долине Турангасая найдена лудловская фауна. Севернее этой субши-

ротной полосы мощность силурийских отложений возрастает до 2000—2500 м, появляются ландоверийские и уинлокские слои. Возрастание мощности происходит и к югу от осевой полосы.

ОТЛОЖЕНИЯ НИЖНЕЙ ПОЛОВИНЫ ДЕВОНСКОЙ СИСТЕМЫ

Отложения нижней половины девона широко распространены вдоль западного и северного склонов Балхашского антиклинория (рис. 2, 4). Они обнажаются также в некоторых синклиналих и грабенах внутренней части антиклинория. По характеру разрезов отложений нижней половины девона различаются четыре зоны: Чаукарская, Краснооктябрьская, Котанбулак-Балинская, Когалыджайдак-Тюлькулинская.

На юге Балхашского антиклинория выделяется примерно широтная Краснооктябрьская зона (зона Северо-Балхашской геоантиклинали, по В. Я. Кошкину, 1961). В западной части зоны нижнедевонские и казахские слои отсутствуют. Здесь, в 12—24 км северо-северо-западнее пос. Красный Октябрь на размытой поверхности нижнепалеозойских пород несогласно залегают фаменские песчаники и конгломераты (рис. 4, 5, разрез I). В восточной части Краснооктябрьской зоны местами появляются грубообломочные сероцветные казахские слои (D_2^1), несогласно перекрывающие отложения силура или нижнего палеозоя (рис. 4, 5, табл. 1, разрез 2 на южном борту Саякской синклинали). Мощность казахских слоев не превышает 350 м.

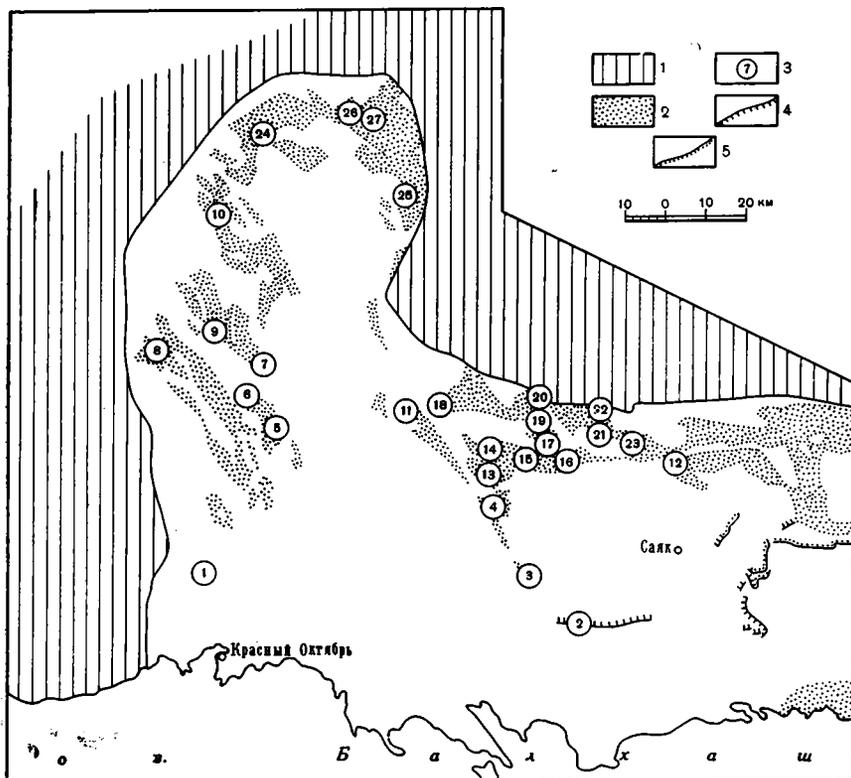


Рис. 4. Области распространения и важнейшие разрезы отложений нижней половины девонской системы Балхашского антиклинория

1 — Северо-Балхашский и Токрауский синклинали; 2 — выходы отложений нижней половины девонской системы на поверхность; 3 — важнейшие разрезы отложений нижней половины девонской системы; 4 — несогласное наложение маломощных казахских слоев на додевонские толщи; 5 — несогласное наложение живетских и франских отложений на додевонские толщи

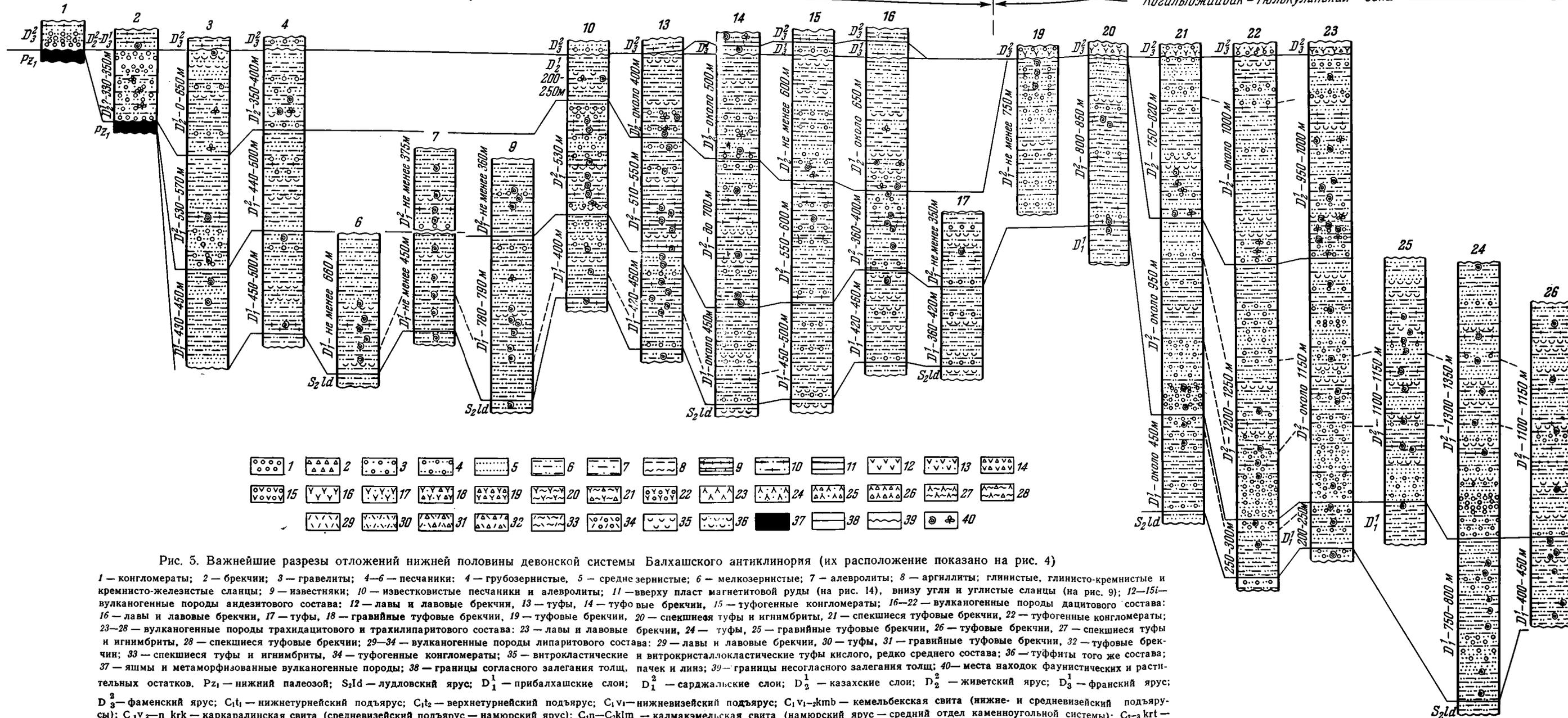


Рис. 5. Важнейшие разрезы отложений нижней половины девонской системы Балхашского антиклинория (их расположение показано на рис. 4)

1 — конгломераты; 2 — брекчии; 3 — гравелиты; 4—6 — песчаники: 4 — грубозернистые, 5 — средние зернистые; 6 — мелкозернистые; 7 — алевролиты; 8 — аргиллиты; глинистые, глинисто-кремнистые и кремнисто-железистые сланцы; 9 — известняки; 10 — известковистые песчаники и алевролиты; 11 — вверху пласт магнетитовой руды (на рис. 14), внизу угли и углистые сланцы (на рис. 9); 12—15 — вулканогенные породы андезитового состава: 12 — лавы и лавовые брекчии, 13 — туфы, 14 — туфовые брекчии, 15 — туфогенные конгломераты; 16—22 — вулканогенные породы дацитового состава: 16 — лавы и лавовые брекчии, 17 — туфы, 18 — гравийные туфовые брекчии, 19 — туфовые брекчии, 20 — спекшиеся туфы и игнимбриты, 21 — спекшиеся туфовые брекчии, 22 — туфогенные конгломераты; 23—28 — вулканогенные породы трахидацитового и трахилипаритового состава: 23 — лавы и лавовые брекчии, 24 — туфы, 25 — гравийные туфовые брекчии, 26 — туфовые брекчии, 27 — спекшиеся туфы и игнимбриты, 28 — спекшиеся туфовые брекчии; 29—34 — вулканогенные породы липаритового состава: 29 — лавы и лавовые брекчии, 30 — туфы, 31 — гравийные туфовые брекчии, 32 — туфовые брекчии; 33 — спекшиеся туфы и игнимбриты, 34 — туфогенные конгломераты; 35 — витрокластические и витрокристаллокластические туфы кислого, редко среднего состава; 36 — туффиты того же состава; 37 — яшмы и метаморфизованные вулканогенные породы; 38 — границы согласного залегания толщ, пачек и линз; 39 — границы несогласного залегания толщ, пачек и горизонтов, в частности, котанбулакского и бурбайского горизонтов И. Н. Красилова (1963). Пропуски на разрезах рис. 14 соответствуют необнаженным участкам

К югу от Красноярской зоны восточнее пос. Саянская пристань появляются мощные толщи нижней половины девонской системы, согласно сменяющие силурийские (Кошкин, 1961). Здесь, как и в более северных областях их распространения, описанных ниже, эти толщи отличаются от силурийских большим количеством туфовых прослоев среди терригенных пород. В единственной точке на полуострове Чаукар Б. Я. Пономарев нашел брахиоподы ниже-среднедевонского облика. Крайняя скудость органических остатков, литологическое однообразие пород и недостаточная изученность тектонических форм не позволили расчленить и точнее определить возраст указанных отложений, мощность которых, по-видимому, превышает 2000 м. Рассмотренная область распространения отложений нижней половины девонской системы названа нами Чаукарской зоной (зона Северо-Джунгарского синклинория, по В. Я. Кошкину, 1961).

К северу от Красноярской зоны рассматриваемые отложения также увеличиваются в мощности. Наряду с казахскими слоями (D_2^1) здесь появляются нижедевонские прибалхашские (D_1^1) и сарджальские (D_1^2) слои. Они представлены морскими терригенными породами зеленовато-серой, зеленовато-бурой, табачной и буровато-серой окраски (полимиктовые песчаники, алевролиты, меньше гравелиты и мелкогалечные конгломераты). Терригенным породам подчинены песчаники с туфовым цементом, туффиты, пепловые и витрокристаллоластические туфы кислого, реже среднего состава, а также известковистые песчаники и алевролиты, мергели и известняки, почти всегда загрязненные песчаным или глинистым материалом.

Нижняя часть прибалхашских слоев обычно бедна органическими остатками. Отсюда определены брахиоподы *Isorthis* sp., *Parmorthis* sp., *Leptaena rhomboidalis* Wilck., *L. emarginata* Barr., *Leptostrophia carinata* Bor., *Stropheodonta* sp., *Chonetes* sp., *Gypidula* ex gr. *galeata* Dalm., *Atrypa* ex gr. *reticularis* L., трилобиты *Odontochile idonea* * Z. Max.¹, *Od. aff. ulrichi* Delo, *Crotalocephalus sternbergi* (Boeck.), *Phacops* sp., криноиды *Pentagonocyclicus latus* Jelt.

Многочисленные фаунистические остатки верхней части прибалхашских слоев составляют характерный и выдержанный комплекс. Он включает брахиопод *Parmorthis balaensis* * Kap., *Isorthis perelegans* * (Hall), *Leptaena rhomboidalis* Wilck., *L. bouei* * Barr., *Leptostrophia rotunda* * Bubl., *L. carinata* * Bor., *L. (?) tastaformis* Kap., *Strophonella* aff. *euglypha* * (His.), *Schuchertella munda* Bubl., *Chonetes* sp., *Gypidula* ex gr. *galeata* Dalm., *Atrypa* ex gr. *reticularis* L., *Camarotoechia* sp., *Eospirifer togatus insidiosus* (Barr.), *Delthyris tetraplicatus* Kap., *Howellella mercuri* * (Gos.) *kasachstanica* Kap., *Nucleospira mailleuxi* Dalm., *Meristella subquadrata* (Hall), *M. princeps* (Hall); трилобитов *Phacops* ex gr. *logani* Z. Max., *Crotalocephalus aff. sternbergi* (Corda), *Calymene macrocephala* Z. Max. sp. nov., *Odontochile idonea* Z. Max.: криноиды *Decacrinus pennatus* Jelt., *Cyclocyclicus discoideus* Jelt., *Pentagonopentagonalis subpennatus* Jelt., *P. florens* Jelt. И. Н. Красилова (1963) указывает также пелеципод *Pterinia (Tolmaia) squamosa* Khalf., *Actinopteria mera* Kras., *Modiomorpha praecedens* Beush., *Praemyophorid latifrons* Khalf.

Сарджальские слои особенно богаты органическими остатками. Отсюда определены брахиоподы *Parmorthis triangularis* (Zeil.), *Platyorthis planoconvexa* (Hall), *Leptaena rhomboidalis* Wilck., *L. bouei* Barr., *Leptostrophia carinata* Bor. (только в нижней части), *L. explanata* Sow., *L. soewerbi* Barr., *L. magnifica* (Hall), *Rhytistrophia beckii* * (Hall), *Stropheodonta virgata* * Drev., *S. sedgwicki* A. et V., *S. bella* Bubl., *S. te-*

¹ Здесь и в дальнейшем звездочкой отмечены наиболее широко распространенные формы.

Таблица 1

Разрезы отложений нижней половины девонской системы западной части Саякской синклинали (см. рис. 4—6)

Слой	Южнее урочища Кунгисаяк, южный борт Саякской синклинали (разрез 2)	В 3 км западнее горы Шат, юго-западный борт Саякской синклинали (разрез 3)	В 3—6 км южнее колодца Бала (разрезы 13—А, Б)	D ₁ —4 км восточнее колодца Бала (разрез 14—Б) D ₂ ¹ —7,5 км восточнее колодца Бала (разрез 14—В)	D ₁ ¹ —3 км северо-восточнее горы Жалпактобе (разрез 16—Б). D ₁ ² —гора Жалпактобе и северо-восточное (разрезы 16—Б, В). D ₂ ¹ —3 км западнее Жалпактобе (разрез 16—А)
	D ₂ gv — D ₃ fr. Песчаники с брахиоподами, трилобитами, растениями	D ₃ fm. Песчаники, алевролиты, туффиты Слабое азимутальное несогласие	D ₃ fm. Песчаники с брахиоподами Размыв	D ₃ fr. Песчаники с брахиоподами Слабый размыв	D ₃ fr. Песчаники Слабый размыв
Казахские (D ₂ ¹)	Серые песчаники, грубозернистые, прослоями мелкозернистые, гравелиты. <i>Euryspirifer</i> sp. Мощность 120—130 м	Песчаники мелко- и среднезернистые. Прослой туффитов, пепловых туфов. <i>Clarkeia</i> (?) sp., <i>Euryspirifer</i> sp., <i>Anoplothea balchashensis</i> Kap. sp. nov. Мощность 150—170 м	Мелкозернистые песчаники, алевролиты. Прослой туффитов, пепловых туфов. Мощность 260—280 м	Мелкозернистые песчаники, алевролиты. Прослой среднезернистых песчаников, туффитов, пепловых туфов. Мощность 320—350 м	Алевролиты, мелкозернистые песчаники. Мощность 230—250 м
	Мелкозернистые песчаники, алевролиты. <i>Psilophyton</i> sp., <i>Protolipidodendron</i> sp. Мощность 30 м	Песчаники мелкозернистые. Пласт туфогенного песчаника в основании. Прослой среднезернистого песчаника, пеплового туфа. <i>Blasaria sibirica</i> (Krysht.) Zal. Мощность 355—375 м	Мелкозернистые песчаники, алевролиты. Прослой грубозернистых песчаников и туфогенных пород. <i>Isorthis</i> (?) <i>magnifera</i> Bubl., <i>Anoplothea tocraui</i> Kap. sp. nov., <i>Blasaria sibirica</i> (Krysht.) Zal. Мощность 80 м	Мелкозернистые песчаники. Прослой алевролитов, средне- и грубозернистых песчаников. <i>Blasaria sibirica</i> (Krysht.) Zal. Мощность 135—150 м	Мелкозернистые песчаники, алевролиты. Прослой туффита, пеплового туфа, среднезернистого песчаника. <i>Blasaria sibirica</i> (Krysht.) Zal. Мощность 220—240 м
	Песчаники мелкозернистые, выше средне- и грубозернистые. Прослой гравелита, конгломерата. <i>Protolipidodendron</i> sp. Мощность 180—190 м	Мелкозернистые песчаники, алевролиты. Прослой грубозернистого песчаника в нижней части. <i>Blasaria sibirica</i> (Krysht.) Zal. Мощность 95—105 м	Песчаники мелкозернистые, прослоями средне- и грубозернистые, алевролиты. <i>Anoplothea tocraui</i> Kap. sp. nov., <i>Euryspirifer</i> ex. gr. <i>supraspeciosus</i> (Lotze). Мощность 40 м	Мелкозернистые песчаники. <i>Stropheodonta</i> ex gr. <i>interstitialis</i> Phill., <i>Anoplothea tocraui</i> Kap. sp. nov., <i>Euryspirifer</i> ex gr. <i>supraspeciosus</i> (L.) Мощность 45—50 м	Мелкозернистые песчаники. Прослой алевролита, грубозернистого песчаника, туфогенных пород. <i>Stropheodonta</i> ex gr. <i>interstitialis</i> Phill., <i>Euryspirifer</i> ex gr. <i>elegans</i> Stein., <i>Blasaria sibirica</i> (Krysht.) Zal. Мощность 150—170 м
(D ₂ ²)	Несогласие	Мелкозернистые песчаники, алевролиты. Прослой туффитов, пепловых туфов. Внизу пласт известковистого песчаника с фауной. <i>Acrospirifer</i> sp., <i>Dechenellurus</i> sp. Мощность 340—360 м	Мелкозернистые песчаники, алевролиты. Два пласта средне- и грубозернистых песчаников. <i>Parmorthis triangularis</i> (Zeil.), <i>Stropheodonta tenuivirgata</i> Bubl., <i>Leptocoelia acutiplicata</i> (Cop.), <i>Nucleospira mailleuxi</i> Dalm. Мощность 110—120 м	Песчаники мелко- и среднезернистые, прослоями известковистые. <i>Leptaena cf. bouei</i> Barr., <i>Stropheodonta tenuivirgata</i> Bubl. Мощность 195—215 м	Мелкозернистые песчаники. Прослой алевролитов и туфогенных пород. <i>Pholidostrophia lepis</i> (Bronn.). Мощность 55—60 м
	Отсутствуют	Песчаники серые, средне- и грубозернистые, прослоями известковистые. <i>Leptocoelia acutiplicata</i> (Cop.). Мощность 190—210 м	Мелкозернистые песчаники, алевролиты. Прослой туфогенных пород. Два пласта известковистых песчаников. <i>Leptocoelia acutiplicata</i> (Cop.). Мощность 150—160 м	Песчаники мелко- и среднезернистые, в верхней части известковистые. <i>Parmorthis triangularis</i> (Zeil.), <i>Stropheodonta virgata</i> Drev., <i>St. bella</i> Bubl., <i>Eospirifer</i> ex gr. <i>irbitensis</i> (Tschern.) Мощность 80—85 м	Сероватные известковистые мелкозернистые песчаники и алевролиты. Линзовидные прослой мергеля, известняка, грубозернистого песчаника. <i>Rhytistrophia beckii</i> (Hall), <i>Stropheodonta cf. virgata</i> Drev., <i>St. ex gr. interstitialis</i> Phill., <i>Pholidostrophia</i>

Сарджальские			<p>Мелкозернистые песчаники, алевролиты, посередине известковистые. <i>Parmorthis triangularis</i> (Zeil.), <i>Platyorthis planoconvexa</i> (Hall), <i>Leptostrophia</i> cf. <i>sowerby</i> (Barr.), <i>Stropheodonta virgata</i> Drev., <i>Leptocoelia acutiplicata</i> (Con.), <i>Eospirifer</i> ex gr. <i>solitarius</i> (Kr.), <i>E. bifurcatus</i> var. <i>plana</i> Kap., <i>Acrospirifer</i> ex gr. <i>primatevus</i> (Stein.) Мощность 140—150 м</p> <p>Мелкозернистые песчаники. Прослой алевролита, туффита, в основании известняка. <i>Leptocoelia acutiplicata</i> (Con.), <i>Odontochile</i> cf. <i>crassa</i> Z. Max. Мощность 110—120 м</p>	<p>Мелкозернистые песчаники, алевролиты. Прослой туфогенных пород. <i>Leptocoelia acutiplicata</i> (Con.), <i>Acrospirifer primatevus</i> (Stein.) <i>kasachstanica</i> Kap., <i>Nucleospira maillieuxi</i> Dalm. Мощность 160—170 м</p> <p>Мелкозернистые песчаники, алевролиты. Пласт туффита. Мощность 140—150 м</p> <p>Известковистые мелкозернистые песчаники и алевролиты. <i>Parmorthis triangularis</i> (Zeil.), <i>Leptostrophia carinata</i> Bor., <i>Rhytistrophia beckii</i> (Hall), <i>Stropheodonta</i> cf. <i>virgata</i> Drev., <i>Leptocoelia acutiplicata</i> (Con.), <i>Eospirifer</i> cf. <i>bifurcatus</i> Kap., <i>Delthyris grandis</i> Kap., <i>Nucleospira maillieuxi</i> Dalm. Мощность 70—80 м</p>	<p><i>lepis</i> (Bronn.), <i>Eospirifer</i> ex gr. <i>solitarius</i> (Kr.), <i>Acrospirifer cabedanus</i> (A. et V.) <i>varius</i> Kap. Мощность 100—110 м</p> <p>Мелкозернистые песчаники и алевролиты, линзами известковистые. Прослой туффитов, пепловых туфов. <i>Parmorthis triangularis</i> (Zeil.) <i>Pholidostrophia lepis</i> (Bronn.), <i>Stropheodonta</i> cf. <i>virgata</i> Drev., <i>Eospirifer bifurcatus</i> Kap., <i>Acrospirifer cabedanus</i> (A. et V.) <i>varius</i> Kap., <i>Spirifer</i> ex gr. <i>daleidensis</i> Stein. Мощность 160—170 м</p> <p>Средне- и грубозернистые песчаники, линзами известковистые. Мощность 45—50 м</p>
	Прибалхашские (D ₁)	Отсутствуют	<p>Мелкозернистые песчаники, алевролиты. Вверху прослой средне- и грубозернистых песчаников. <i>Isorthis perelegans</i> (Hall), <i>Leptostrophia rotunda</i> Bubl., <i>L. carinata</i> Bor. Мощность 80 м</p> <p>Песчаники разной зернистости, прослоями известковистые. Мощность 50 м</p> <p>Песчаники серые, мелкозернистые, прослоями грубозернистые. <i>Isorthis perelegans</i> (Hall), <i>Leptostrophia rotunda</i> Bubl., <i>L. carinata</i> Bor. Мощность 300—320 м</p>	<p>Мелкозернистые песчаники. <i>Leptostrophia rotunda</i> Bubl., <i>L. (?) tastaformis</i> Kap., <i>Howellella mercuri</i> (Gos.) <i>kasachstanica</i> Kap. Мощность 70 м</p> <p>Темные песчаники. Линзы гравелита, мелкогалечного конгломерата. Мощность 35 м</p> <p>Мелкозернистые песчаники и алевролиты, по середине известковистые. <i>Isorthis perelegans</i> (Hall), <i>Parmorthis balaensis</i> Kap., <i>Leptostrophia carinata</i> Bor., <i>Leptaena bouei</i> Barr., <i>Howellella mercuri</i> (Gos.) <i>kasachstanica</i> Kap., <i>Nucleospira maillieuxi</i> Dalm. Мощность 150—170 м</p> <p>Песчаники мелкозернистые, в основании (35—40 м) средне- и грубозернистые, алевролиты. Мощность 163—185 м</p>	<p>Мелкозернистые песчаники, алевролиты. Прослой туффита, известковистого песчаника. Мощность 160—170 м</p> <p>Мелкозернистые песчаники, алевролиты. Прослой средне- и грубозернистых песчаников с линзами гравелита и конгломерата. Два пласта пеплового туфа. Мощность 135—145 м</p> <p>Мелкозернистые песчаники, алевролиты. Пласт средне- и грубозернистых песчаников в основании. Мощность 140—150 м</p>
Р ₂ 1, Яшмы, вулканические породы			<p>S₂1d. Мелкозернистые песчаники, алевролиты. <i>Dalmanites saryarkensis</i> Z. Max., <i>Tastaephyton bulakus</i> Senk.</p>	<p>S₂1d. Мелкозернистые песчаники, алевролиты</p>	<p>S₂1d. Мелкозернистые песчаники</p>

nuivirgata Bubl., *S. interstitialis* Phill., *Pholidostrophia lepis* (Bronn.), *Strophonella sajakia* Kap., *Chonetes sarcinulata* Schl., *Ch. granda* Bubl., *Leptocoelia acutiplicata** (Con.), *Camarotoechia* sp., *Atrypa* ex gr. *reticularis* L., *Eospirifer* (*Multispirifer*) *bifurcatus* Kap., *E. (Multispirifer) bifurcatus* var. *plana* Kap., *E. cf. solitarius* (Kr.), *E. (Janius) cf. irbitensis* (Tschern.), *Dethyrus grandis* Kap., *D. tetraplicatus* Kap. (только в нижней части), *D. robustus* (Barr.), *Acrospirifer primaevus* (Stein.) *kasakhstanica** Kap., *A. cabedanus* A. et V. *varius** Kap., *A. assimilis* (Fuchs.), *A. rhombicus* Kap., *Spirifer* cf. *arduennensis* (Schl.), *S. cf. schointass* Bubl., *S. mediobalchaschensis* Bubl., *S. cf. daleidensis* Stein., *S. ex gr. carinatus* Schnur., *Cyrtina heteroclyta* Defr., *Nucleospira mailleuxi* Dalm., *Merictella* aff. *arcuata* Hall; трилобиты *Odontochile crassa* Z. Max., *O. ulrichi* Delo, *Crotalocephalus gibbus hexaprinus* Z. Max., *Dechenellurus* sp.; криноидеи *Cyclocyclicus caragandensis* Jelt., *Pentagonopentagonalis* ex gr. *florens* Jelt., *Kuzbassocrinus kaplunae* Jelt.; растения *Drepanophycus spinaeformis* Goerr., *Protolepidodendron* sp. И. Н. Красилова отмечает также пелеципод *Cleidophorus ellipticus* (Maurer), *Pteria (Actinopteria) insignis* Clarke, *Megambonia kasakhstanica* Kras., *Myalina leris* Kras., *M. rhomboides* Kras., *Fachomya circularis* Beush., *Protoceolus kotanbulack* Kras. Для нижней части сарджальских слоев особенно характерны брахиоподы из семейства Strophomenidae (*Stropheodonta virgata* Drev. и другие), Coelospiridae (*Leptocoelia acutiplicata* Con.). Их можно встретить и выше по разрезу, но там преобладают представители рода *Acrospirifer*.

В казахских слоях, особенно в их нижней части, широко распространена *Blasaria sibirica* (Krysht.) Zal. Наряду с ней найдены брахиоподы *Parmorthis triangularis* (Zeil.), *Isorthis* cf. *canalicula* (Schur.), *Is. (Schizophoria) magnifica** (Bubl.), *Leptaena rhomboidalis* Wilck., *Leptostrophia sowerby* Barr., *Stropheodonta tenuivirgata* Bubl., *S. interstitialis** Phill., *Chonetes* sp., *Camarotoechia* sp., *Uncinulus* sp., *Atrypa* ex gr. *reticularis* L., *Plectodonta minor* (Roem.), *Anoplothea tokrau* Kap. sp. nov., *A. balchaschensis* Kap. sp. nov., *Eospirifer* cf. *intermedium* Schl., *Delthyris tetraplicatus* var. *grandis* Kap., *Acrospirifer catanbulack** Bubl., *Spirifer* cf. *daleidensis* Stein., *Euryspirifer* ex gr. *supraspeciosus* (Lotza), *E. elegans* Stein., *Cyrtina heteroclyta* Defr.; аммониты *Mimagoniotites* sp.; трилобиты *Proetus latimarginatus* Hall., *Phacops rinoceras* Z. Max. sp. nov.; криноидеи *Kuzbassocrinus binidigitatus* Jelt., *Cyclocyclicus caragandensis* Jelt. Фаунистические остатки более многочисленны в низах разреза.

Всю часть Балхашского антиклинория, расположенную к северу от Краснооктябрьской зоны, В. Я. Кошкин (1961) относит к единой Котанбулак-Саякской зоне непрерывного осадконакопления первой половины девона. Детальное изучение разрезов нижней половины девонской системы убедило нас в необходимости выделить здесь две зоны: южную — Котанбулак-Балинскую и северную — Когалыджайдак-Тюлькулинскую. Они различаются мощностями и в меньшей степени составом сарджальских и казахских слоев.

На территории Котанбулак-Балинской зоны (рис. 4—6, табл. 1, 2, разрезы 3—17) прибалхашские слои обычно согласно сменяют силурийские и имеют мощность 400—480 м. В западной части зоны И. Н. Красилова (1963) описала разрезы мощностью свыше 660 м (южнее колодца Кокбайтал) и 780—790 м (гора Бурубай). Возможно, столь резкое возрастание мощности в описанных разрезах кажущееся и объясняется неточным проведением границ прибалхашских слоев с силурийскими и сарджальскими при отсутствии фауны в пограничных пластах.

Мощность сарджальских слоев в Котанбулак-Балинской зоне обычно составляет 500—550 м (см. рис. 4—6, табл. 1, 2, разрезы 3, 4, 10, 13)..

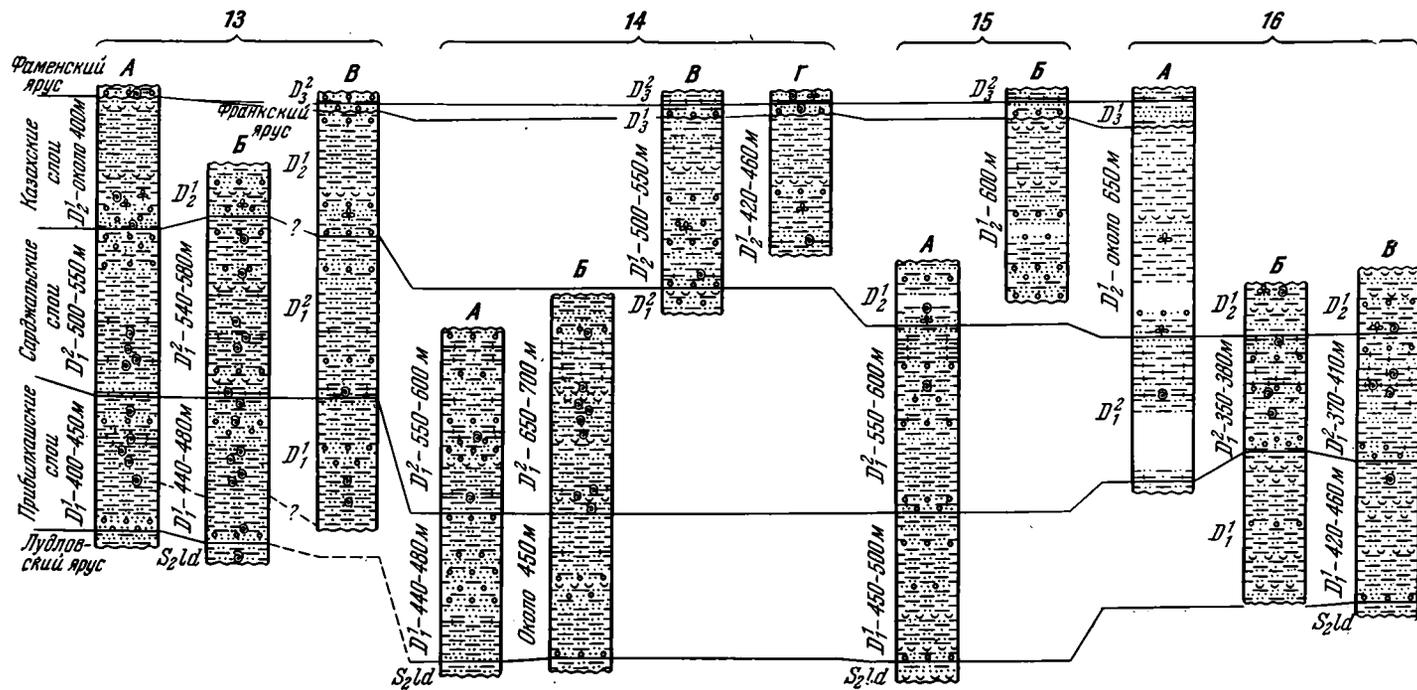


Рис. 6. Геологические разрезы отложений нижней половины девонской системы района колодца Бала и горы Жалпактобе (линии разрезов и их номера нанесены на рис. 25)

Условные обозначения см. на рис. 5

Разрезы отложений нижней половины девонской системы западной части
Балхашского антиклинория (см. рис. 4,5)

Слой	Район горы Кокбайтал, (разрезы 6,7), по данным И. Н. Красиловой (1963)	2,5 км западнее горы Бурубай, разрез 9, по данным И. Н. Красиловой (1963)	Горы Котанбулак (разрез 10), по данным Л. И. Каплун и Т. Б. Рукавишниковой (1958)
			D ₃ fm. Песчаники. Размыв
Казахские			Мелкозернистые песчаники, туфопесчаники, туффиты. Мощность 200—250 м. <i>Euryspirifer speciosus</i> (Schl.), <i>Acrospirifer cotanbulack</i> Bubl., <i>Blasaria sibirica</i> (Krysht.) Zal.
Сарджальские	Песчаники, в нижней части средне- и грубозернистые, выше мелкозернистые. Прослой известковистых и туфогенных пород. Много брахиопод и пелеципод. Мощность не менее 315 м	Песчаники мелкозернистые, реже средне- и грубозернистые. В нижней части брахиоподы и криноидеи. Мощность не менее 230 м	Песчаники, туфопесчаники, туффиты. В нижней части прослой известковистого песчаника с фауной. <i>Leptostrophia magnifica</i> Hall., <i>Stropheodonta bella</i> Bubl., <i>Acrospirifer assimilis</i> Fuchs., <i>Cyrtina heteroclita</i> Deffr. Мощность 125 м
		Песчаники, иногда туфогенные. Брахиоподы, растения. Мощность 130 м	Серые известняки и известковистые песчаники. <i>Pentagonocyclicus decilobatus</i> Jelt., <i>Chonetes grandis</i> Bubl., <i>Leptostrophia magnifica</i> Hall., <i>L. explanata</i> (Sow.), <i>Rhytistrophia beckii</i> (Hall.), <i>Stropheodonta virgata</i> Drev., <i>Acrospirifer primaevus</i> (Stein) <i>kasachstanica</i> Kap., <i>A. assimilis</i> (Fuchs.), <i>Leptocoelia acutiplicata</i> (Con.) Мощность 35 м
			Песчаники, туфопесчаники. В нижней части прослой пепловых туфов и известняков с фауной. <i>Leptocoelia acutiplicata</i> (Con.) Мощность 162 м
			Песчаники, в нижней части известковистые, туфопесчаники, туффиты. <i>Parmorthis triangularis</i> (Zell), <i>Platyorthis planocorwexa</i> (Hall), <i>Leptostrophia magnifica</i> Hall, <i>Leptocoelia acutiplicata</i> (Con.), <i>Acrospirifer cabedanus</i> (A. et V.) <i>varius</i> Kap., <i>Eospirifer ignoratus</i> Kap. Мощность 108 м
		Песчаники, туфопесчаники. Прослой кислых туфов в основании. <i>Drepanophycus spinaeformis</i> Goerr., <i>Protolepidodendron</i> sp. Мощность 100 м	
Прибалхашские	Песчаники мелкозернистые, близ кровли также среднезернистые. Прослой туфогенных и известковистых пород. Много брахиопод, пелеципод, трилобитов, криноидеи. Мощность не менее 550 м	Песчаники мелкозернистые, реже средне- и грубозернистые. Прослой пеплового туфа. <i>Drepanophycus spinaeformis</i> Goerr. Мощность 300 м	Песчаники, туфопесчаники, пепловые туфы. Мощность 162 м
	Мелкозернистые песчаники. Редкие прослой пепловых туфов. <i>Odontochile idonea</i> Z. Max., <i>Leptaena emarginata</i> Вагг. Мощность 100—150 м	Мелкозернистые песчаники, иногда туфогенные. В верхней части прослой пеплового туфа. Много брахиопод, пелеципод. Мощность 300 м	Песчаники. Пласт пеплового туфа в основании. <i>Leptostrophia</i> cf. <i>sera</i> Bubl., <i>Gypidula</i> ex gr. <i>galeata</i> (Dalm.), <i>Howellella mercuri</i> (Gos.) <i>kasachstanica</i> Kap. Мощность 64 м
		Мелкозернистые песчаники. Мощность 187 м	Песчаники. <i>Pentagonopentagonalis subpennatus</i> Jelt., <i>Decacrinus equilateralis</i> Jelt., <i>Leptostrophia</i> sf. <i>sera</i> Bubl. Мощность 177 м
	S ₂ ld. Мелкозернистые песчаники	S ₂ ld. Мелкозернистые песчаники	S ₂ ld. Известковистые песчаники. <i>Isorthis szajnachi</i> Kozl., <i>Stropheodonta corrugata</i> (Con.), <i>Bilobites bilobus</i> L., <i>Siberella roemeri</i> H. et Cl., <i>Eospirifer togatus</i> (Barr.)

Некоторые изменения облика и мощности сарджальских слоев наблюдаются на северном борту Саякской синклинали в районе колодца Бала — горы Жалпактобе¹ (разрезы 14—16). Если южнее колодца Бала (разрез 13), как и в других частях зоны, сарджальские слои терригенны и имеют мощность 540—550 м, то в районе колодца Бала и к востоку от него (разрез 14) их мощность возрастает до 700 м. В верхней части появляются прослои известковистых песчаников, более мощные, чем в остальной части разреза. Восточнее мощность сарджальских слоев уменьшается до 550—600 м; известковистые песчаники и алевролиты образуют уже единый мощный пласт с линзовидными прослоями известняка. В восточном направлении известковистость пласта нарастает. На левобережье р. Ащиозек линзы карбонатно-терригенных пород появляются и в других частях разреза. Мощность сарджальских слоев сокращается сначала до 450 м (разрез 16-А), затем до 350—410 м (разрезы 16-Б, В) главным образом за счет отложений, подстилающих верхний известковистый пласт. Указанные изменения сарджальских слоев позволяют установить для района колодца Бала — горы Жалпактобе более дробную фаціальную зональность.

Граница областей распространения мощных разрезов района колодца Бала и менее мощных разрезов между колодцами Бала и Аккудук простирается на запад-северо-запад. Маломощные терригенно-карбонатные разрезы описаны не только в районе горы Жалпактобе, но и в 8 км к западо-северо-западу и в 16 км к востоку от нее. Граница этой полосы с областью распространения более мощных и менее карбонатных сарджальских слоев типа разреза 15 также имеет запад-северо-западное простираение.

Мощность казахских слоев Котанбулак-Балинской зоны сильно изменяется в зависимости от степени дофаменского размытия. В горах Котанбулак (см. рис. 4, 5, табл. 2, разрез 10) казахские слои, с размытием перекрытые фаменской толщей, имеют мощность 200—250 м. На западе Саякской синклинали (см. рис. 4—6, табл. 1, разрезы 4, 13), где казахские слои также сменяются фаменскими, их мощность близка к 400 м. Она возрастает до 650 м севернее горы Шат (разрез 3), но к востоку от этой горы на протяжении 6 км казахские слои полностью выклиниваются, и между сарджальскими слоями и фаменской толщей появляется слабое азимутальное несогласие.

Юго-восточнее колодца Бала в разрезах появляется маломощная пачка франских песчаников, залегающая на размытой поверхности казахских слоев и согласно сменяемая фаменскими отложениями. При этом мощность казахских слоев возрастает до 500—550 м (разрез 14-В). По мере того, как к востоку франская пачка становится все более мощной, степень предфранского размытия уменьшается, и мощность казахских слоев достигает 600—650 м (разрезы 15-Б и 16-А). На северо-восточном окончании Саякской синклинали (см. рис. 4, разрез 12) под франскими отложениями появляются живетские, которые юго-восточнее, в горах Кзылжал (Кошкин, 1961) согласно сменяют казахские слои. Мощность последних (около 700 м), по-видимому, соответствует первичной мощности казахских слоев в Котанбулак-Балинской зоне.

Граница Краснооктябрьской и Котанбулак-Балинской зон четко устанавливается на широтном участке Балхашского антиклинория и в его крайней западной части по резкой смене типов разрезов. Так, на юге Саякской синклинали в разрезе 2 (см. рис. 4, 5, табл. 1) присутствуют лишь маломощные казахские слои, а в разрезе 3 — нижедевонские и казахские слои мощностью до 1600 м. Области распространения этих

¹ Разрезы девонских отложений района колодца Бала — горы Жалпактобе описаны автором в 1960 и 1962 гг. До этого их изучали Л. И. Каплун, В. Я. Кошкин, И. Н. Красилова.

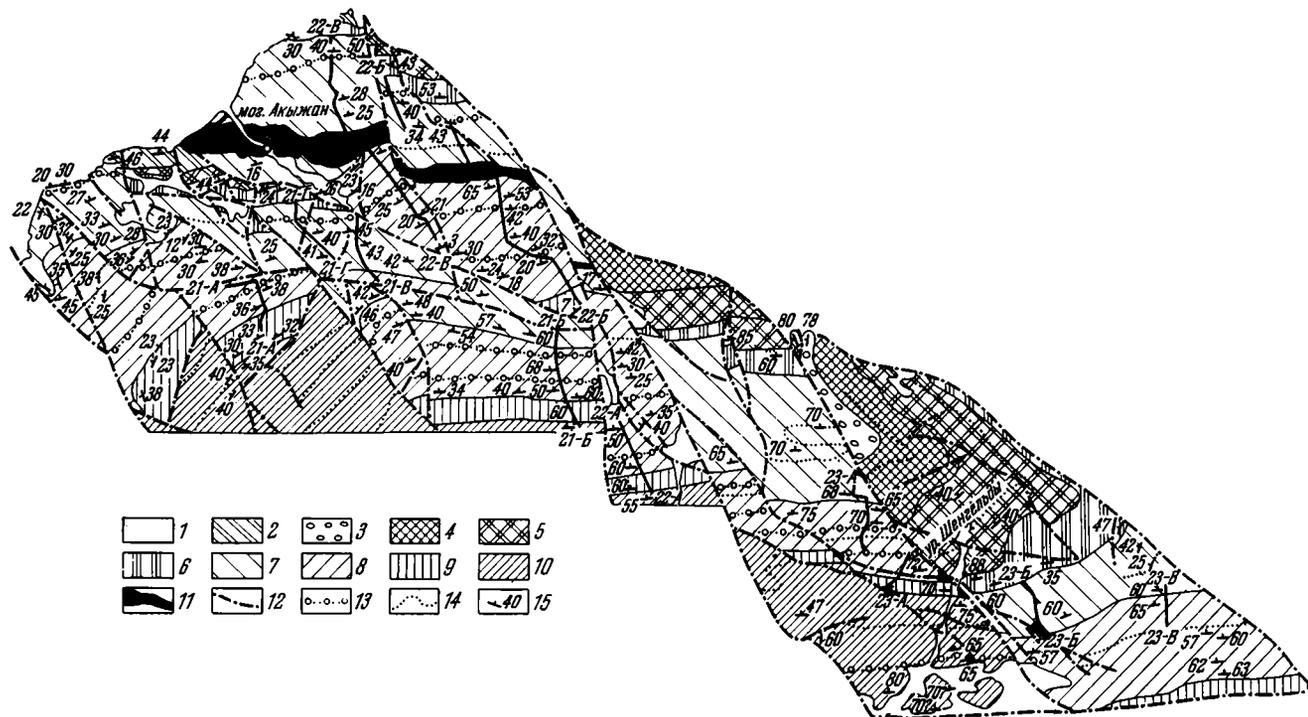


Рис. 7. Геологическая карта гор Тюлькули

1 — четвертичные отложения; 2 — терригенные отложения калмакэмельской свиты (намюрский ярус — средний отдел каменноугольной системы); 3 — отложения кемельбекской и каркаралинской свит (визейский и намюрский ярусы); 4 — турнейские терригенные отложения; 5 — фаменско-турнейская вулканогенно-терригенная толща; 6 — 9 — девонские терригенные отложения: 6 — фаменский ярус, 7 — казахские слои, 8 — сарджальские слои, 9 — прибалхашские слои; 10 — лудловские отложения; 11 — позднепалеозойские песчаники; 12 — разрывы; 13 — пласты грубозернистых песчаников; 14 — пласты средне- и мелкозернистых песчаников; 15 — элементы залегания фифритов;

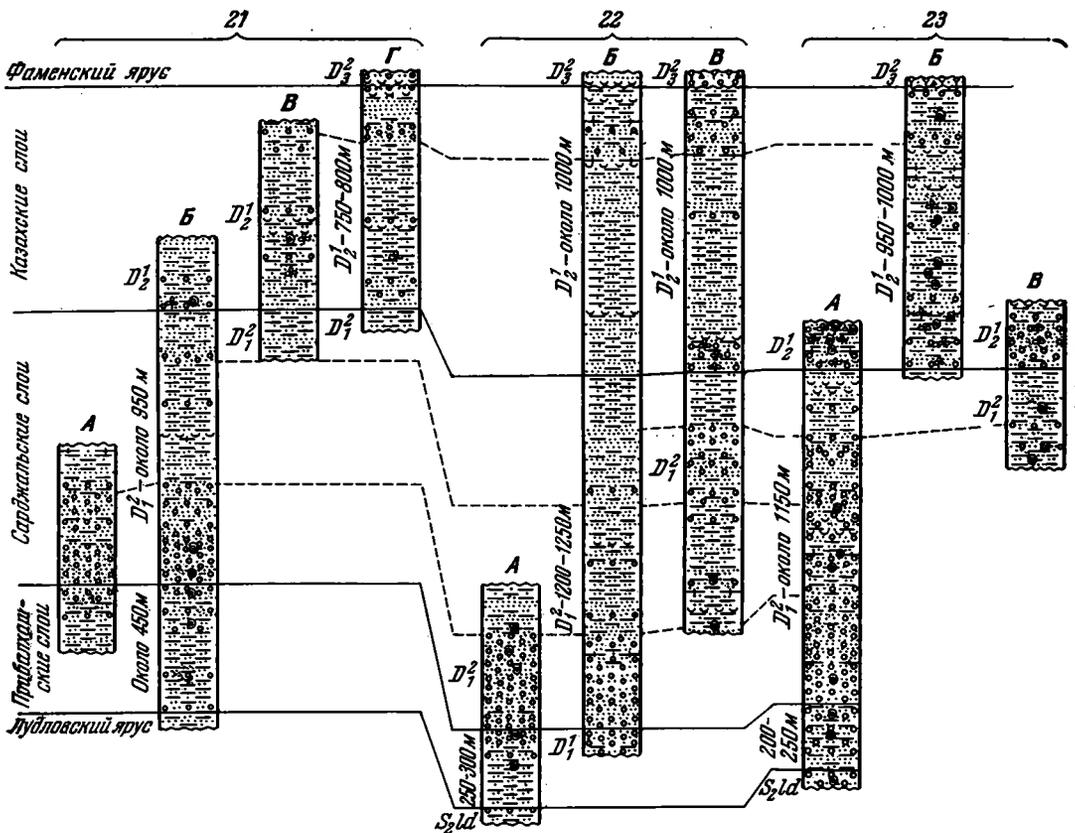


Рис. 8. Геологические разрезы отложений нижней половины девонской системы гор Тюлькули (линии и номера разрезов показаны на рис. 7).

Условные обозначения см. на рис. 5

разрезов отстоят одна от другой на 3 км. В юго-западной части антиклинория (см. рис. 4, 5, разрез 1) ниже-среднедевонские отложения отсутствуют, а в 6 км севернее области их отсутствия прибалхашские слои согласно сменяют силурийские и имеют мощность несколько сот метров (Жирикская синклиналь).

В осевой меридиональной части Балхашского антиклинория границу зон точно установить не удастся, так как девонские отложения почти полностью размыты. Они сохранились лишь в окрестностях горы Шоинтас (см. рис. 4, разрез 11). Здесь обнажены сарджальские и казахские слои, по составу и мощностям сходные с одновозрастными отложениями Котанбулак-Балинской зоны. Однако, как отмечает Н. Л. Бубличенко (1945а), сарджальские слои района горы Шоинтас с разрывом, хотя и без видимого углового несогласия, покоятся на силурийской толще. Они начинаются с базальных конгломератов, галька которых состоит из зеленых песчаников, редко известняков. По-видимому, этот район следует относить к Котанбулак-Балинской зоне, рассматривая его как область местного поднятия, где прибалхашские слои не отлагались или, что менее вероятно, были размыты.

Граница Котанбулак-Балинской и Когалыджайдак-Тюлькулинской зон отчетливо устанавливается севернее Саякской синклинали по изменению облика сарджальских слоев. К северу от полосы выходов маломощных сарджальских слоев повышенной карбонатности (тип разрезов 16 на рис. 4—6 и табл. 1) содержание известковистых пород в них уменьшается. Фации и мощности сарджальских слоев становятся та-

Разрезы отложений нижней половины девонской системы южного ограничения
Северо-Балхашского синклинория (см. рис. 4, 5, 7, 8)

Слон	Район горы Акрай (разрез 20)	Западная часть гор Тюлькули (разрез 21) D ₁ . 2 км северо-восточнее горы Сарыбынник (разрез 21-Б) D ₂ ¹ . 3,5 км северо-западнее горы Сарыбынник (разрезы 21-В, Г)	Восточная часть гор Тюлькули (разрез 23) D ₁ . Западнее урочища Шенгельды (разрез 23-А) D ₂ ¹ . Восточнее урочища Шенгельды (разрез 23-Б)
	D ₃ fm. Песчаники, туфы. Слабое азимутальное несогласие	D ₃ fm. Песчаники, туфы. Размыв	D ₃ fm. Туфогравелиты, туфы, песчаники с фауной. Размыв
Казахские (D ₂ ¹)	Отсутствуют	Песчаники разной зернистости, преимущественно среднезернистые, серые. Прослой пеплового туфа. Мощность 190—210 м	Алевролиты, песчаники мелкозернистые, прослоями среднезернистые. <i>Parmorthis triangularis</i> (Zeil.), <i>Stropheodonta cf. interstitialis</i> Phill., <i>Acrospirifer cf. cotanbulack</i> Bubl., <i>Clarkeia</i> (?) sp. Мощность 110—115 м
		Мелкозернистые песчаники, алевролиты. Мощность 250—260 м	Песчаники серые, среднезернистые прослоями грубозернистые. Мощность 75—80 м
		Мелкозернистые песчаники, алевролиты. Прослой грубозернистых песчаников, туффитов, пепловых туфов. <i>Stropheodonta cf. interstitialis</i> Phill., <i>Anoplothea cf. toerau</i> Kap. sp. nov., <i>Blasaria sibirica</i> (Kryshst.) Zal. Мощность 140—160 м	Песчаники мелкозернистые, в нижней и средней частях чередующиеся со среднезернистыми и песчаниками, выше с алевролитами. Редкие прослой пеплового туфа, мергеля. <i>Parmorthis triangularis</i> (Zeil.), <i>Stropheodonta interstitialis</i> Phill., <i>Acrospirifer cf. cotanbulack</i> Bubl., <i>Spirifer cf. daleidensis</i> Stein., <i>Clarkeia</i> (?) sp., <i>Blasaria sibirica</i> (Kryshst.) Zal. Мощность 285—300 м
		Мелкозернистые песчаники, алевролиты. В нижней части много прослоев средне- и грубозернистых песчаников. <i>Blasaria sibirica</i> (Kryshst.) Zal. Мощность 170—190 м	Мелкозернистые песчаники, алевролиты. Прослой среднезернистого песчаника, туфогенных пород. <i>Leptostrophia sowerby</i> (Barr.), <i>Stropheodonta interstitialis</i> Phill., <i>Plectodonta minor</i> (Roem.), <i>Clarkeia</i> (?) sp., <i>Euryspirifer cf. intermedium</i> (Schl.), <i>Acrospirifer cotanbulack</i> Bubl., <i>Spirifer cf. daleidensis</i> Stein., <i>Mimagoniatis</i> sp., <i>Phacops cf. rinoceras</i> Z. Max., <i>Blasaria sibirica</i> (Kryshst.) Zal. Мощность 375—400 м
Сарджальские (D ₂ ²)	Песчаники среднезернистые, в верхней части мелкозернистые, чередующиеся с алевролитами. Мощность 135—150 м	Мелкозернистые песчаники, алевролиты с фауной близ основания. Прослой среднезернистых песчаников, туффитов. <i>Spirifer cf. arduenensis</i> Schn. Мощность 125—135 м	Мелкозернистые песчаники, алевролиты. <i>Parmorthis triangularis</i> (Zeil.), <i>Leptostrophia explanata</i> (Sow.), <i>Rhytistrophia beckii</i> (Hall), <i>Stropheodonta virgata</i> Drev., <i>St. interstitialis</i> Phill., <i>Acrospirifer ex gr. cabedanus</i> (A. et V.) <i>Spirifer cf. arduenensis</i> (Schl.). Мощность 240—250 м
	Мелкозернистые песчаники, алевролиты. Близ основания прослой туфогенных пород. Мощность 150—160 м		Серые песчаники разной зернистости. Прослой гравелита. Мощность 195—205 м
	Мелкозернистые песчаники и алевролиты известковистые. Прослой мергеля, известняка. <i>Leptaena cf. bouei</i> Barr., <i>Stropheodonta ex gr. virgata</i> Drev., <i>Delthyris grandis</i> Kap., <i>Acrospirifer primaevus</i> (Stein.), <i>kasachstanica</i> Kap., <i>Nucleospira maillieuxi</i> Dalm. Мощность 40 м	Мелкозернистые песчаники, алевролиты. Прослой среднезернистых песчаников, известковисто-терригенных пород, реже пепловых туфов. Мощность 410—430 м	Мелкозернистые песчаники, алевролиты. Прослой средне- и грубозернистых песчаников, пепловых туфов. Фауна в низах и верхах пачки. <i>Leptostrophia cf. sowerby</i> (Barr.), <i>Rhytistrophia beckii</i> (Hall), <i>Stropheodonta bella</i> Bubl., <i>Pholidostrophia lepida</i> (Bronn.), <i>Chonetes cf. sarctulata</i> Schl., <i>Eospirifer ex gr. solitarius</i> (Kr.), <i>Acrospirifer assimilis</i> (Fuchs.), <i>A. primaevus</i> (Stein.), <i>kasachstanica</i> Kap., <i>A. cabedanus</i> (A. et V.) <i>varius</i> Kap., <i>Nucleospira maillieuxi</i> Dalm. Мощность 215—230 м
	Мелкозернистые песчаники, алевролиты. В верхней половине пласт (35 м) известковистого песчаника, прослой грубозернистых песчаников, туфогенных пород. Мощность 420—445 м	Песчаники грубозернистые, иногда известковистые. Прослой гравелита, среднезернистого песчаника. Фауна в низах пачки. <i>Stropheodonta cf. virgata</i> Drev. Мощность 335—355 м	Песчаники серые, мелкозернистые, выше чередующиеся со средне- и мелкозернистыми. <i>Stropheodonta cf. virgata</i> Drev. Мощность 360—380 м
	Песчаники средне- и грубозернистые, близ основания известковистые, с прослоями известняка. Мощность 55 м		

Прибалхашские (D ₁)	Алевролиты, мелкозернистые песчаники. <i>Leptostrophia carinata</i> Bog., <i>Howellella mercuri</i> (Gos.) <i>kasachstanica</i> Kap. Мощность 150—170 м	Грубозернистые песчаники. Прослой гравелита, мелкозернистого песчаника. <i>Isorthis</i> cf. <i>perelegans</i> (Hall), <i>Delthyris</i> cf. <i>tetraplicatus</i> Kap., <i>Odontochile crassa</i> Z. Max., <i>Od. ulrichi</i> Delo. Мощность 50 м	Песчаники средне- и грубозернистые. Редкие прослой гравелита и мелкозернистого песчаника. <i>Leptaena</i> cf. <i>bouei</i> Barr., <i>Schuchertella murda</i> Bubl., <i>Strophonella</i> aff. <i>euglypha</i> (His.), <i>Delthyris</i> cf. <i>tetraplicatus</i> Kap., <i>Odontochile</i> cf. <i>ulrichi</i> Delo., <i>Dechenellurus</i> sp. Мощность около 50 м
	Мелкозернистые песчаники, алевролиты. В верхней части фауна, прослой средне- и грубозернистых песчаников. <i>Crotalocephalus</i> aff. <i>sternbergi</i> (Boeck.). Мощность 380—420 м	Песчаники мелкозернистые, прослоями грубозернистые, алевролиты. <i>Odontochile idonea</i> Z. Max., <i>Od. aff. ulrichi</i> Delo., <i>Gypidula</i> ex gr. <i>gateata</i> (Dalm.). Мощность около 200 м	
	S ₂ ld. Мелкозернистые песчаники, алевролиты	S ₂ ld. Грубозернистые песчаники. <i>Clorella</i> sp., <i>Dictyonella</i> sp., <i>Eospirifer togatus</i> (Barr.)	

кими же, как в обычных разрезах Котанбулак-Балинской зоны (разрез 17). Еще в 4 км севернее (разрез 19) в сарджальских слоях появляется много средне- и грубозернистых песчаников; мощность возрастает до 740—770 м (хотя основание сарджальских слоев не вскрыто и они со слабым несогласием перекрыты фаменской толщей). Далее к северу, возле горы Край (см. рис. 4, 5, табл. 3, разрез 20) мощность сарджальских слоев, также несогласно перекрытых фаменскими, достигает 800—850 м; содержание грубообломочных пород уменьшается.

Сходные изменения претерпевают сарджальские слои на пересечении от северного борта Саякской синклинали к горам Тюлькули. На северном борту синклинали, восточнее горы Жалпактобе распространены карбонатно-терригенные сарджальские слои сокращенной мощности (тип разрезов 16). В 6 км севернее мощность сарджальских слоев возрастает до 800—900 м, известковистость уменьшается, появляется много грубозернистых песчаников. Далее на северо-восток грубозернистых песчаников становится несколько меньше, мощность сарджальских слоев возрастает до 950 м (см. рис. 4, 5, 7, 8, табл. 3, разрезы 21 — район горы Сарыбийик в западной части гор Тюлькули). Следующее скачкообразное увеличение мощности сарджальских слоев до 1150—1250 м отмечается северо-восточнее, вблизи урочищ Коскайнар и Шенгельды (разрезы 22, 23).

Отложения нижней половины девона окрестностей горы Край (разрезы 19, 20) и гор Тюлькули (разрезы 21—23) относятся к Когалы-Джайдак-Тюлькулинской зоне. Ее граница с Котанбулак-Балинской зоной прослеживается на запад вдоль южного края Северо-Балхашского синклинория. Вблизи этой границы в 10 км восточнее горы Шоинтас В. Я. Кошкин (1961) описал разрез 18 переходного типа с мощностью прибалхашских слоев 400 м, сарджальских — 750 м, казахских — 700 м; последние с размывом перекрыты фаменской толщей. На западном склоне Балхашского антиклинория граница зон проходит в северо-западном направлении севернее гор Котанбулак (между разрезами 10 и 24).

В Когалыджайдак-Тюлькулинской зоне (см. рис. 4, 5, 7, 8, табл. 3, 4, разрезы 19—27) прибалхашские слои имеют такой же состав, как и в Котанбулак-Балинской зоне. В большинстве разрезов прибалхашских слоев обеих зон можно выделить нижний котанбулакский и верхний бурбайский горизонты И. Н. Красиловой (1963), палеонтологическая характеристика которых приводилась выше. Однако в западной части Когалыджайдак-Тюлькулинской зоны, в разрезах 24, 26 (табл. 4) и 27 (колодец Нурашбасы, по данным Л. И. Каплун и Т. Б. Руквишниковой, (1958), силурийские отложения согласно сменяются слоями с фауной бурбайского горизонта. По-видимому, указанные подразделения правильнее считать не стратиграфическими горизонтами, а фациями единой тол-

Разрезы нижедевонских отложений северо-западной части Балхашского антиклинория (см. рис. 4, 5)

Слой	Район родника Когалы-Джайдак (разрез 24)	Левобережье долины Пойтак (разрез 25)	Район могильника Каршабек (разрез 26)
Сарджальские (D ₁ ²)	Песчаники мелкозернистые, в нижней части также средне- и грубозернистые. <i>Acrospirifer primaevus</i> (Stein.) <i>kasachstanica</i> Kap. Мощность 270—280 м	Мелкозернистые песчаники и алевролиты, иногда известковистые или туфогенные. Прослой среднезернистого песчаника, многочисленные в верхах разреза; прослой туффита, пеплового туфа. Фауна в нижней половине пачки. <i>Stropheodonta</i> cf. <i>virgata</i> Drev., <i>Leptocoelia acutiplicata</i> (Con.), <i>Eospirifer</i> cf. <i>irbitensis</i> Tschern., <i>Nucleospira maillieuxi</i> Dalm. Мощность 395—425 м	Мелкозернистые, редко среднезернистые песчаники и алевролиты, сероцветные, иногда известковистые. Фауна в верхней части. Близ кровли пласт (30 м) среднезернистого песчаника. <i>Stropheodonta virgata</i> Drev., <i>Pholidostrophia lepis</i> Bronn., <i>Leptocoelia acutiplicata</i> (Con.), <i>Eospirifer bifurcatus</i> Kap., <i>Delthyris grandis</i> Kap., <i>Nucleospira maillieuxi</i> Dalm., <i>Meristella</i> aff. <i>arcuata</i> Hall. Мощность 275—290 м
	Песчаники мелко-, реже среднезернистые, прослоями туфогенные или известковистые. В средней части пласт (20 м) средне- и грубозернистых песчаников. <i>Acrospirifer</i> ex gr. <i>primaevus</i> (Stein.), <i>A.</i> ex gr. <i>cabedanus</i> (A. et V.). Мощность 310—320 м	Песчаники серые, средне- и грубозернистые, в верхней части известковистые. <i>Parmorthis triangularis</i> (Zeil.), <i>Leptocoelia acutiplicata</i> (Con.), <i>Acrospirifer cabedanus</i> (A. et V.) <i>varius</i> Kap. Мощность 20 м	Песчаники серые, среднезернистые. Мощность 60—65 м
	Песчаники мелкозернистые. Прослой среднезернистого песчаника, реже туфогенных пород. <i>Leptocoelia acutiplicata</i> (Con.), <i>Stropheodonta</i> cf. <i>interstitialis</i> Phill. Мощность 200—205 м	Мелкозернистые песчаники, алевролиты. Посередине пласт (25 м) среднезернистого песчаника. В основании и верхней части пласты известковистого песчаника с фауной. Прослой туфогенных пород. <i>Parmorthis triangularis</i> (Zeil.), <i>Leptocoelia acutiplicata</i> (Con.), <i>Stropheodonta virgata</i> Drev., <i>St. tenuivirgata</i> Bubl., <i>Delthyris grandis</i> Kap., <i>Odontochile crassa</i> Z. Max. Мощность 445—480 м	Песчаники мелкозернистые, иногда известковистые. Пласты среднезернистого песчаника, алевролита, прослой туфогенных пород. Фауна в низах и верхах пачки. <i>Parmorthis triangularis</i> (Zeil.), <i>Stropheodonta virgata</i> Drev., <i>Leptocoelia acutiolcata</i> (Con.), <i>Eospirifer</i> aff. <i>solitarius</i> (Kr.). Мощность 270—280 м
	Песчаники мелко- и среднезернистые. Прослой грубозернистого песчаника, реже известняка, туфогенных пород. <i>Leptocoelia acutiplicata</i> (Con.), <i>Acrospirifer</i> ex gr. <i>cabedanus</i> (A. et V.), <i>Spirifer</i> ex gr. <i>carinatus</i> Schnur. Мощность 250—260 м	Мелкозернистые песчаники, алевролиты. Прослой среднезернистых аркозов и туфогенных пород. Мощность 60—65 м	Мелкозернистые песчаники, реже алевролиты, прослоями известковистые. Пласты среднезернистого туфогенного песчаника (25 м) в основании, грубозернистого песчаника (10 и 45 м) в нижней части и близ кровли, известняка (1 м) посередине, среднезернистого песчаника (15 м) в верхах пачки. Мощность 240—250 м
	Песчаники серые, средне- и грубозернистые. Прослой гравелита, конгломерата, туффита. Мощность 275—285 м	Песчаники серые, среднезернистые, реже грубозернистые. Мощность 160—170 м	Песчаники мелкозернистые, иногда известковистые. Прослой алевролита, среднезернистого песчаника, туффита. <i>Parmorthis</i> cf. <i>triangularis</i> (Zeil.), <i>Leptostrophia carinata</i> Bor., <i>Rhytistrophia</i> cf. <i>beckii</i> (Hall), <i>Stropheodonta tenuivirgata</i> Bubl. Мощность 185—190 м
			Песчаники серые, выше бурые, среднезернистые, прослоями мелко- и грубозернистые. Мощность 70—75 м

Прибалхашские (D ¹)	<p>Песчаники мелкозернистые, прослоями среднезернистые, в основании известковистые, ослз кровли красноуго-угу-рае. Посередине пласт (65—70 м) серых средне- и грубо-зернистых песчаников с линзами гравелита. Фауна по всей пачке. <i>Isorthis perelegans</i> (Hall), <i>Leptaena bouei</i> Barr., <i>Leptostrophia rotunda</i> Bibl., <i>L. carinata</i> Bot., <i>Gypidula ex gr. galeata</i> Dalm., <i>Howellia mercuri</i> (Gos.) <i>Kasachstanica</i> Kap. Мощность 445—470 м.</p> <p>Песчаники серые, средне- и грубозернистые. Мощность 175—185 м.</p> <p>Песчаники мелкозернистые с редкими прослоями средне-зернистых. <i>Isorthis perelegans</i> (Hall), <i>Leptostrophia rotunda</i> Bibl., <i>Howellia mercuri</i> (Gos.), <i>Kasachstanica</i> Kap. Мощность 135—145 м.</p>	<p>Мелкозернистые песчаники, алевролиты. Прослой туф-фита. <i>Leptostrophia rotunda</i> Bibl., <i>L. carinata</i> Bot., <i>Howellia mercuri</i> (Gos.) <i>Kasachstanica</i> Kap., <i>Meristella subquadrata</i> Hall. Мощность около 200 м.</p>	<p>Мелкозернистые песчаники, алевролиты. Прослой среднезернистых песчаников, туфогенных пород. <i>Parnorthis baldensis</i> Kap., <i>Isorthis perelegans</i> (Hall), <i>Leptostrophia carinata</i> Bot., <i>Strophonella</i> aff. <i>euglypha</i> His., <i>Gypidula ex gr. galeata</i> Dalm., <i>Eospirifer togatus insidiosus</i> (Barr). Мощность 125—145 м.</p> <p>Алевролиты, песчаники мелкозернистые, прослоями среднезернистые, иногда известковистые. <i>Isorthis perelegans</i> (Hall), <i>Leptostrophia carinata</i> Bot., <i>Gypidula ex gr. galeata</i> Dalm., <i>Howellia mercuri</i> (Gos.) <i>Kasachstanica</i> Kap. Мощность 275—305 м.</p>
---------------------------------	---	---	--

S₂ld. Мелкозернистые песчаники

щи прибалхашских слоев. Мощность последних в Когалыджайдак-Тюлькулинской зоне обычно составляет 400—450 м (разрезы 21, 26, 27), а в районе родника Когалы-Джайдак (разрез 24) возрастает до 750—800 м.

Вблизи урочищ Коскайнар и Шенгельды (разрезы 22, 23) мощность прибалхашских слоев сокращается до 200—300 м. Слои разделены на две пачки. Нижняя пачка (160—250 м), согласно сменяющая силурийскую толщу, сложена мелкозернистыми песчаниками и алевролитами с *Gypidula ex gr. galeata* (Dalm.), *Odontochile idonea* Z. Max., *Od. ulrichi* Delo. Верхняя пачка (40—50 м) сложена средне- и грубозернистыми песчаниками и тесно связана с нижней грубообломочной частью сарджальских слоев. В верхней пачке найдены брахиоподы верхов прибалхашских слоев: *Isorthis* cf. *perelegans* (Hall), *Leptaena bouei* Barr., *Strophonella* aff. *euglypha* (His.), *Delthyris* cf. *tetraplicatus* Kap. и трилобиты, характерные для сарджальских слоев: *Odontochile crassa* Z. Max., *Dechenellurus* sp. Возможно, отмеченное сокращение мощности в разрезах 22, 23 обусловлено местным размывом значительной части прибалхашских слоев, предшествовавшим накоплению их верхней пачки.

Сарджальские и казахские слои Когалыджайдак-Тюлькулинской зоны отличаются от одновозрастных отложений Котанбулак-Балинской зоны повышенной мощностью и несколько большим содержанием средне- и грубозернистых песчаников и туфогенных пород. Сарджальские слои обычно имеют мощность¹ 1100—1200 м (см. рис. 4, 5, 7, 8, табл. 3, 4, разрезы 22, 23, 25, 26), а вблизи родника Когалы-Джайдак (разрез 24) даже больше 1300 м. Сарджальские слои отчетливо разделяются на три толщи. В нижней

¹ Несколько меньшая мощность в разрезе 21 горы Сарыбник, по-видимому, обусловлена его расположением в краевой части Когалыджайдак-Тюлькулинской зоны. Первоначальные мощности сарджальских слоев в разрезах 19 и 20 сокращены в результате предфаменского размыва.

толще много средне- и грубозернистых песчаников; в одних местах (разрезы 21—24) они почти нацело слагают толщу, в других (разрезы 20, 25, 26) чередуются с мелкозернистыми песчаниками и алевролитами. В средней толще преобладают мелкозернистые песчаники, алевролиты, туффиты, а в верхней вновь появляются пласты грубозернистых песчаников, иногда с линзовидными прослоями гравелита и мелкогалечного конгломерата.

Мощность казахских слоев достигает 750—800 м в 3,5 км северо-западнее горы Сарыбиик (см. рис. 7, 8, табл. 3, разрезы 21-В, Г) и 950—1000 м вблизи могильника Акыжан (разрезы 22-Б, В) и в урочище Шенгельды (разрез 23-Б). Разрезы казахских слоев гор Тюлькики имеют трехчленное строение. В нижней части (100—140 м) чередуются песчаники разной зернистости с линзовидными прослоями ракушняка, редкими углистыми пропластками, многочисленными остатками растений. Выше преобладают мелкозернистые песчаники, алевролиты, туффиты с прослоями пеплового туфа. В верхней части (около 200 м) вновь появляются средне- и грубозернистые песчаники. Казахские слои частично размыты и перекрыты фаменскими, редко живетско-франскими отложениями. На северном и северо-западном погружении Балхашского антиклинория казахские слои сходны с описанными в горах Тюлькики и имеют мощность около 900 м. На их размытой поверхности без видимого несогласия залегает фаменская толща.

Выделенные зоны отложений нижней половины девонской системы протягиваются широтно в восточной части Балхашского антиклинория и на запад-северо-запад в его западной части. Чаукарская зона на западе антиклинория отсутствует, и Краснооктябрьская зона примыкает к берегу Балхаша. Разрезы Чаукарской зоны изучены плохо, и ее граница с Краснооктябрьской зоной не может быть точно определена. Границы трех остальных зон резкие; смена типов разреза отмечается на протяжении первых километров.

ЖИВЕТСКИЕ И ФРАНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

На территории Балхашского антиклинория живетские и франские отложения имеют небольшое распространение. Они представлены серыми и табачными песчаниками разной зернистости с пластами и прослоями алевролитов, реже глинистых сланцев, гравелитов, конгломератов, известняков, туффитов, пепловых и витрокластических туфов кислого состава. На востоке антиклинория, в горах Кзылжал (рис. 9, табл. 5, разрез 1) и на соседних участках в нижней части живетского яруса, по данным В. Я. Кошкина (1961), присутствуют ожелезненные песчаники и углистые сланцы.

Живетские слои содержат остатки брахиопод *Stropheodonta* sp., *Chonetes crenulata* Roem., *Clarkeia* (?) sp., *Brachyspirifer audaculus* (Con.), *Lamellispirifer mucronatus* (Con.), *Mediospirifer medialis* (Hall), *Elytha undifera* (Roem.), *Spinocyrtia* ex gr. *granulosus* (Con.), *Spirifer* aff. *gregarius* Klapp. и растений *Pseudosporochnus* cf. *krejčiči* P. et B., *Protolapidodendron scharyanum* Kr., *Lepidodendropsis kazachstanica* Senk.

В отложениях франского яруса найдены кораллы, брахиоподы *Chonetipustula* sp., *Spinulicosta spinulicosta* (Hall), *Adolfia ibergensis* (Scup.), *Elytha undifera* (Roem.), *Lamellispirifer* cf. *muralis* (Vern.), *Mediospirifer alti* (Nal.), *Cyrtospirifer achmet* Nal., *Spirifer seid* Nal. и трилобиты *Cariniferella tioga* (Hall). Растительные остатки редки; определены *Lepidodendropsis* cf. *theodory* (Zal.) Jongm. и *Knorria* sp.

Наиболее полные и мощные разрезы живетского и франского ярусов приурочены к Котанбулак-Балинской зоне. На востоке зоны, в горах

Кзылжал (Кошкин, 1961) живетско-франские отложения согласно сменяют казахские слои и, по-видимому, согласно перекрыты фаменскими (см. рис. 9, разрез 1). Мощность живетских отложений — 175 м, франских — также 175 м. Сходные разрезы характерны для соседних участков. К западу полнота и мощность отложений уменьшаются. На северо-востоке Саякской синклинали (см. рис. 4, разрез 12) еще выделяются и живетские, и франские слои, но менее мощные, чем в горах Кзылжал; в основании живетских слоев появляются отчетливые следы размыва. На левобережье р. Ащиозек в 3,5 км западнее горы Жалпактобе (см. рис.

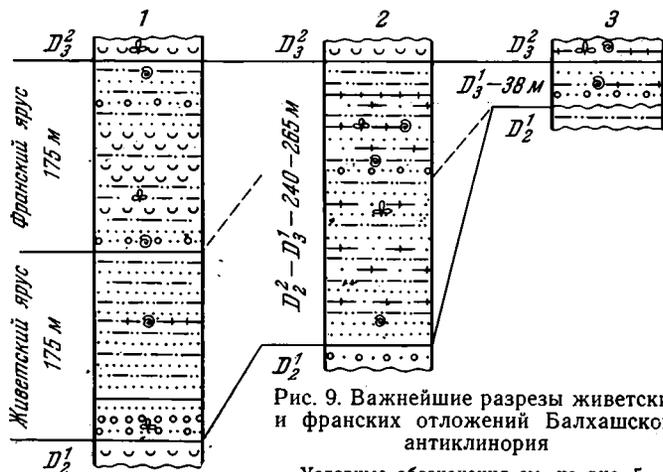


Рис. 9. Важнейшие разрезы живетских и франских отложений Балхашского антиклинория

Условные обозначения см. на рис. 5

4—6, разрез 16-А) присутствуют только франские отложения (70—85 м), с размывом перекрывающие казахские слои и согласно сменяющиеся фаменскими. На правобережье р. Ащиозек франская пачка постепенно уменьшается в мощности к западу; в ее нижней части появляются маломощные линзы гравелитов и мелкогалечных конгломератов. В 2,5 км юго-западнее горы Жуалы (рис. 9, табл. 5, разрез 3; см. рис. 4—6, разрез 15-Г) мощность этой пачки, согласно перекрытой фаменской толщей, составляет всего 35—40 м. В 7 км юго-восточнее колодца Бала франские отложения выклиниваются, и фаменская толща залегает на размывной поверхности казахских слоев.

Западнее колодца Бала в осевой меридиональной части Балхашского антиклинория живетско-франские отложения отсутствуют. Они вновь появляются на западном склоне антиклинория, южнее гор Котанбулак, причем фаунистически охарактеризован лишь живетский ярус. В районе колодца Четкорсак Н. Л. Бубличенко (1945а) выделяет живетские (и франские?) отложения общей мощностью около 500 м. В горах Чубартобе (разрез 4) О. М. Гаек описала 144-метровую живетскую толщу, с размывом перекрытую фаменской.

На территории Краснооктябрьской и Когалыджайдак-Тюлькулинской зон живетско-франские отложения встречены лишь в отдельных участках. Так, они развиты в восточной части Краснооктябрьской зоны на южном борту Саякской синклинали (см. рис. 9, табл. 5, разрез 2), где имеют мощность 240—265 м и связаны согласными переходами с казахскими и фаменскими слоями. На востоке Когалыджайдак-Тюлькулинской зоны, вдоль южного края Северо-Балхашского синклинория в ряде мест отмечены линзы терригенных пород с франскими, в единичных случаях с живетскими фаунистическими остатками. Мощность линз изме-

Разрезы живетских и франских отложений Балхашского антиклинория (см. рис. 9)

Ярус	Горы Қыылжал (разрез 1), по данным В. Я. Кошкина, 1961	Южный борт Саякской синклинали (разрез 2)	2,5 км юго-западнее горы Жуалы (разрез 3)	Горы Чубартобе (разрез 4), по данным О. М. Гаек
	D ₃ fm. Песчаники, алевролиты, туфы	D ₃ fm. Песчаники, алевролиты, туффиты	D ₃ fm. Известняк, выше песчаники с фауной	D ₃ fm. Песчаники. Размыв
Франский (D ₃ fr)	Песчаники разной зернистости, туффиты. <i>Cariniferella</i> aff. <i>tioga</i> (Hall). Мощность 55 м	Мелкозернистые песчаники. Прослой известковистого песчаника, известняка. Мощность 45—50 м	Песчаники разной зернистости. Линзы гравелита в основании, песчаного известняка по середине. <i>Elytha</i> ex gr. <i>undifera</i> (Roem.), <i>Spirifer</i> sp. <i>undifera</i> (Roem.), <i>Spirifer</i> sp. Мощность 35—40 м. Трансгрессивное налегание	Отсутствует
	Кислые пепловые туфы, туффиты. Мощность 60 м			
	Песчаники разной зернистости, алевролиты. Прослой туффитов, кислых пепловых туфов. <i>Lepidodendropsis</i> sp., <i>Knorria</i> sp. Мощность 50 м	Песчаники разной зернистости, серые, прослоями известковистые. <i>Lamellispirifer</i> sp., <i>Spirifer</i> sp. живетско-франского облика, <i>Phacops</i> aff. <i>superstes</i> Barr., <i>Lepidodendropsis</i> cf. <i>theodory</i> (Zal.) Jongm. Мощность 45—50 м		
	Грубозернистые песчаники, гравелиты, конгломераты. <i>Elytha</i> cf. <i>undifera</i> (Roem.), <i>Lamellispirifer</i> cf. <i>muralis</i> (Vern.), <i>Cariniferella tioga</i> (Hall). Мощность 10 м			
Живетский (D ₂ gv)	Песчаники средне- и мелкозернистые. Прослой известняков, туффитов. <i>Chonetes crenulata</i> Roem., <i>Ch. sarcinulata</i> Schll., <i>Spirifer</i> aff. <i>gregarius</i> Klapp., <i>Elythina</i> ex gr. <i>salairica</i> Rzon., <i>Mediospirifer medialis</i> (Conr.), <i>Elytha undifera</i> (Roem.). Мощность 130 м	Песчаники мелко- и среднезернистые, прослоями известковистые. <i>Protolpidodendron scharyanum</i> Kr., <i>Lepidodendropsis</i> cf. <i>kazachstanica</i> Senk. Мощность 60—65 м	Отсутствует	Алевролиты, мелкозернистые песчаники. Два пласта известняка. <i>Schuchertella</i> ex gr. <i>umbraculum</i> Schlot., <i>Airyra bifidaformis</i> Tschern., <i>Elytha undifera</i> (Roem.), <i>Lamellispirifer</i> aff. <i>micronatus</i> Conr., <i>Brachyspirifer audaculus</i> (Conr.), <i>Cariniferella tioga</i> (Hall). Мощность 144 м. Трансгрессивное налегание
	Ожелезненные красно-бурые песчаники, аргиллиты, углестые сланцы, угли. Мощность 20 м	Песчаники мелко- и среднезернистые, прослоями известковистые. Брахиоподы среднедевонского (живетского?) облика. Мощность 90—100 м		
	Грубозернистые песчаники, гравелиты, конгломераты. <i>Protolpidodendron scharyanum</i> Kr., <i>Lepidodendropsis kazachstanica</i> Senk. Мощность 25 м			
	D ₂ ¹ . Мелкозернистые песчаники, алевролиты, туффиты с фауной	D ₂ ¹ . Грубозернистые песчаники	D ₂ ¹ . Мелкозернистые песчаники	D ₂ ¹ . Алевролиты, известняки

ряется десятками метров; они отделены поверхностями размыва от казахских и фаменских слоев.

Таким образом, для живетских и франских отложений восточной и самой западной частей Балхашского антиклинория сохраняется прежняя зональность, но наиболее мощные разрезы приурочены к Котанбулак-Балинской зоне. Появляются также черты новой зональности (отложения всех зон выклиниваются с приближением к западной меридиональной части антиклинория).

ФАМЕНСКИЕ И ТУРНЕЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

В Северном Прибалхашье фаунистически устанавливаются фаменские, нижне- и верхнетурнейские слои. Фаменские отложения содержат следующий комплекс органических остатков: брахиоподы *Schuchertella* sp., *Chonetes nana* Buch., *Plicatifera meisteri* (Peetz.), *Pl. nigerina* Martinova, *Praewaagenoconcha* sp., *Thiemella* sp., *Lamellispirifer posterus* *

(Hall), *Cyrtospirifer sulcifer** (H. et Cl.), *C. sulcifer ulensis* (Nal.), *C. calcaratus* (Sow.), *C. calcaratus* var. *subquadrata* Nal., *C. ex gr. verneuilli* (Murch), *C. archiaci* (Murch.), *C. postarchiaci* Nal., *C. semisbugensis** Nal., *C. brodi* (Wen.), *C. cf. platynotus* Nal. (non Well), *C. cf. curban* Nal., *C. cf. dada* Nal., *Athyris cf. sulcifera* Nal., *Eochoristites* (?) sp., растения *Lepidodendropsis cf. theodory* (Zal.) Jongm., *Leptophloeum rhombicum* Daws., *Leptophloeum* sp. (мелкоподушечный).

В нижнетурнейских отложениях собраны кораллы *Tabulophyllum* sp., брахиоподы *Schizophoria* sp., *Leptaena analoga* (Phill.), *Chonetes glenparkensis* Well., *Linoproductus laevicostus* (White), *Plicatifera* ex gr. *niger* (Gos.), *Overtonia cf. čelkaricus* Nal., *Spirulicosta* ex gr. *arcuatus** Hall, *S. concentrica* (Hall), *Rhipidomella* ex gr. *missouriensis* Swall., *Ambocoelia unionensis* Well., *Spirifer tornacensis** Kon., *Sp. marionensis* Schum., *Sp. ex gr. pesasicus* Tolm., *Sp. incertus* Hall, *Sp. cf. kasak* Nal., *Sp. platynotus** Well., *Sp. hassan* Nal., *Sp. ussiensis** Tolm., *Cyrtospirifer baisonensis* Nal., *Lamellispirifer aff. roemerianus* Kon., *Reticularia* ex gr. *pseudolineata* Hall, *Athyris lamellosa* L'Ev, *Brachythyris* sp., *Thiemella* sp., *Tomiopsis* sp., трилобиты *Phacops cf. accipitrinus* Phill., растения *Leptophloeum cf. rhombicum* Daws.

В верхнетурнейских отложениях найдены брахиоподы *Schizophoria* sp., *Chonetes cf. kinghirica* Nal., *Dictyoclostus* ex gr. *burlingtonensis* Hall, *Linoproductus* ex gr. *laevicostus* (White), *Overtonia cf. čelkaricus* Nal., *Plicatifera* ex gr. *borukaevi* var. *aktjubensis* Sim., *Torynifera cf. conquisita* Mon., *Spirifer tornacensis** Kon., *S. cf. forbesi** Norw. et Pratt., *S. grimesi** Hall, *S. pesasicus* Tolm., *S. ex gr. incertus* Hall, *Sp. hassan* Nal., *Tylothyris laminosus* M'CoY, *Lamellispirifer aff. roemerianus* (Kon.), *Reticularia* ex gr. *pseudolineata** Hall, *Athyris lamellosa* L'Ev, *A. ex gr. obmaxima* Mc'Chern., *Brachythyris* ex gr. *suborbicularis* Hall, *Syringothyris* sp., *Tomasina* sp., *Pustula* sp., трилобиты *Proetus (Semiproetus) pila* Web., *Phillipsia* ex gr. *kasakstanica* Web.

Кроме перечисленных форм в турнейских слоях встречены остатки мшанок *Fenestella* ex gr. *serratula* Ulr., *F. ex gr. multispinosa* Ulr., *F. ex gr. tenak* Ulr., *Polypora* ex gr. *caragandensis* (?) Nekh., *P. ex gr. spininodata* (?) Ulr. и криноидей *Pentagonocyclicus cavatus* Sis., *P. circumvallatus* Jelt., *Cyclopentagonalis cf. pulcher* Jelt. var. *carbonica*.

Фаменско-турнейские отложения Северного Прибалхашья обычно образуют непрерывный разрез. Область их распространения разделяется на две зоны: зону Балхашского антиклинория и зону прилежащих к нему частей Северо-Балхашского и Токрауского синклинориев. В зоне синклинориев (рис. 10, 11, табл. 6, разрезы 1, 2, 18, 19) распространены туфогенные и терригенные отложения фаменско-турнейского возраста. Разрез имеет отчетливое трехчленное строение. Средняя толща сложена часто грубообломочными литокристаллокластическими и кристаллокластическими туфами, переслаивающимися с полимиктовыми и туфогенными песчаниками разной зернистости. Менее распространены пелловые и витрокристаллокластические туфы, туффиты, алевролиты, туфогенные гравелиты и конгломераты, туфовые брекчии. Местами, например в районах гор Улькен-Табаккалган и Шольадыр, встречены линзы лав и лавовых брекчий. Вулканогенные породы имеют дацитовый, реже липаритовый и андезитовый состав. Они окрашены в зеленовато-серые, лилово-бурые, иногда красновато-бурые цвета. Терригенные породы обычно серые или зеленовато-серые. В нижней и верхней толщах преобладают серые и зеленовато-серые песчаники, часто туфогенные, а туфы описанного типа образуют лишь прослои. По составу песчаники и туфы близки.

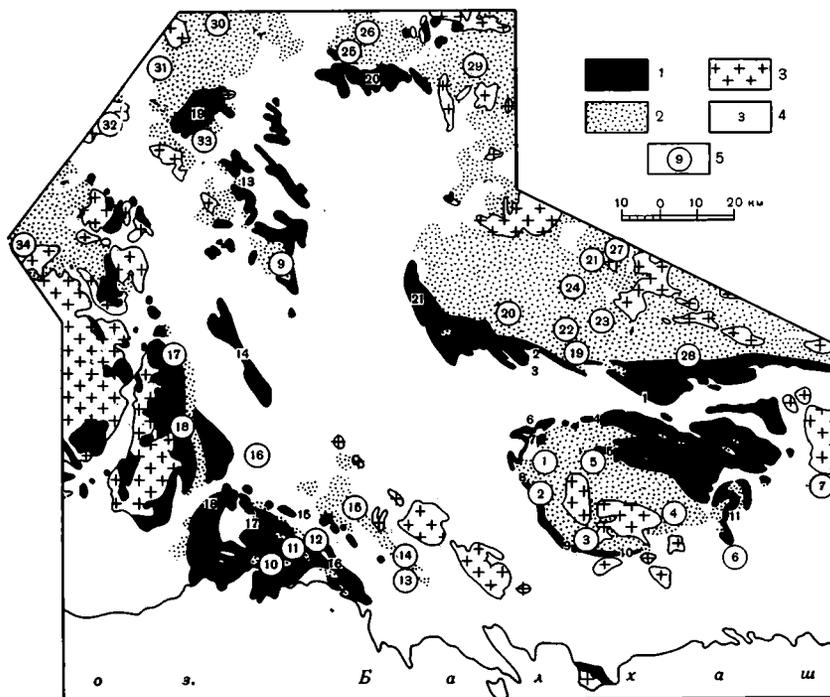


Рис. 10. Области распространения и важнейшие разрезы фаменско-турнейских и визейско-пермских отложений Балхашского антиклинория и соседних частей Северо-Балхашского и Токрауского синклиналиев

1 — выходы фаменских и турнейских отложений на поверхность; 2 — выходы визейско-пермских отложений на поверхность; 3 — каменноугольные и пермские гранитоиды; 4 — важнейшие разрезы фаменских и турнейских отложений; 5 — важнейшие разрезы визейско-пермских отложений

Лучше других изучены фаменско-турнейские отложения урочища Шенгельды¹ (разрез 1), залегающие на размытой поверхности казахских слоев и, по-видимому, согласно сменяющиеся визейскими отложениями. Нижняя толща (около 500 м) здесь относится к фаменскому ярусу. Средняя толща (810—830 м) имеет нижнетурнейский, а в самой нижней части (210—230 м), возможно, еще фаменский возраст. Верхняя толща (330—360 м) — верхнетурнейская. Разрез, описанный в районе урочища Шенгельды, с небольшими изменениями прослеживается вдоль всего южного крыла Северо-Балхашского синклиналия. К северу от гор Бесоба он был изучен в 1961 г. Н. В. Литвинович, определившей возраст средней вулканогенно-терригенной толщи как нижнетурнейский. На юго-западном краю синклиналия в районе гор Кишкине- и Улькен-Табаккалган верхнетурнейская толща местами размыта или замещена вулканогенными породами. Нижнетурнейская толща содержит больше вулканических образований, чем в горах Тюлькули. Присутствие в ней лав и лавовых брекчий дацитового состава указывает на близость центров вулканических извержений. У северного окончания Балхашского антиклинория в горах Сюрюлы также выделяются фаменские, нижне- и верхнетурнейские отложения. Их состав и мощность сходны с наблюдавшимися в горах Тюлькули.

¹ Описание разреза урочища Шенгельды, приведенное в табл. 6, составлено автором в 1959 и 1961 гг. До этого разрезы гор Тюлькули были описаны В. Я. Кошкиным, Л. И. Каплун, О. Н. Насижановой.

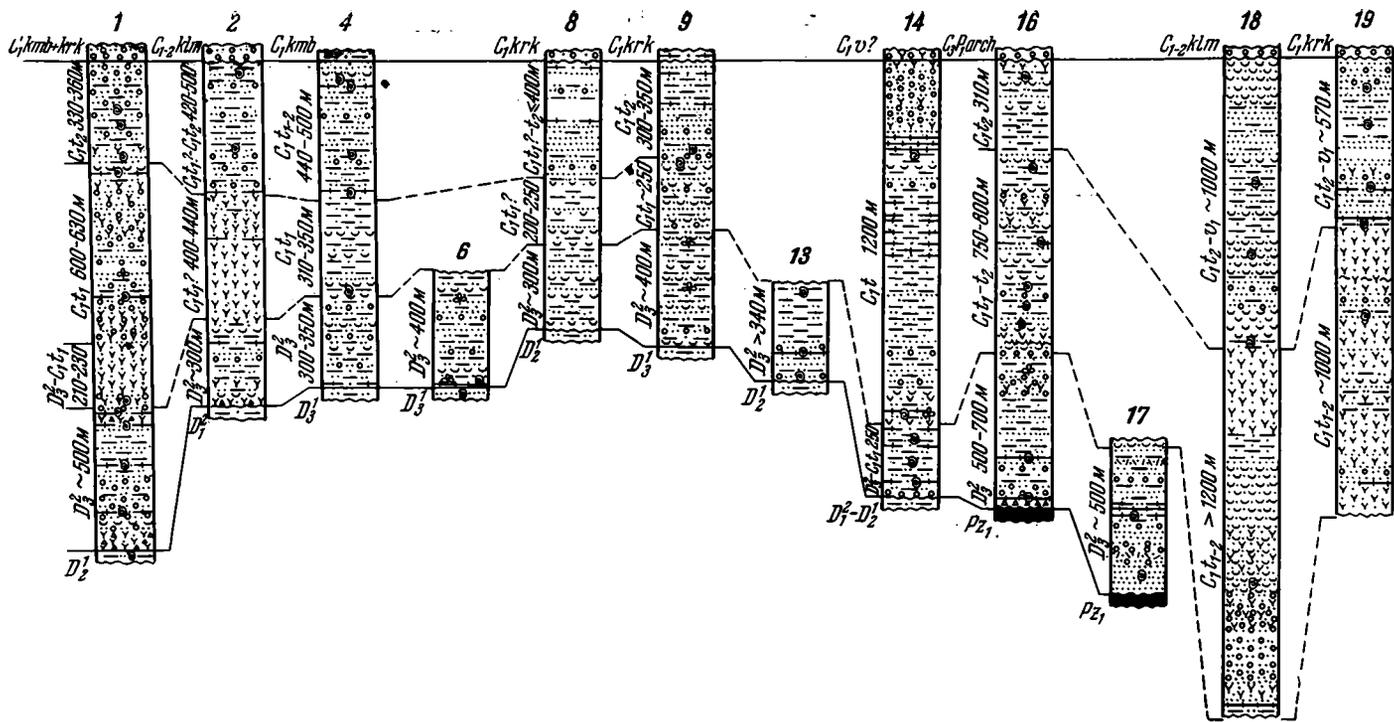


Рис. 11. Важнейшие размеры фаменских и турнейских отложений Балхашского антиклинория и соседних частей Северо-Балхашского и Токрауского синклиналиев (их расположение показано на рис. 10)

Условные обозначения см. на рис. 5

Толща	Восточная часть гор Тюлькули, урочище Шенгельды (разрез 1) C ₁ v. Конгломераты, песчаники	3,4 км запад-северо-западнее горы Акрай (разрез 2)	Северо-западнее гор. Батыкызын, по данным О. М. Гаек (разрез 18)	Гаек Шолдыр по дачным О. М. Гаек и В. Я. Кошкина, (разрез 19)
Верхняя	<p>Песчаники грубозернистые, пластами мелкозернистые. Близ кровли прослой гравелита. <i>Chonetes cf. kinghrica</i> Nal., <i>Spirifer cf. grimesi</i> Hall, <i>Sp. hassan</i> Nal., <i>Athyris ex gr. obmaxima</i> McChern., <i>Proetus pila</i> Web., <i>Phillipsia ex gr. kasakstanica</i> Web. Мощность 185—205 м</p> <p>Песчаники мелкозернистые, прослоями грубозернистые. Фауна в нижней части. Там же пласт (8 м) кислого туфа. <i>Overtonia cf. celkarius</i> Nal., <i>Spirifer cf. grimesi</i> Hall, <i>Sp. ex gr. incertus</i> Hall, <i>Sp. tornacensis</i> Kon., <i>Brachythyris ex gr. suborbicularis</i> Hall, <i>Torinifera cf. conquisita</i> Mon. Мощность 145—155 м</p>	<p>Мелкозернистые, редко грубозернистые песчаники, алевролиты. Брахиоподы турнейского облика. Мощность 280—350 м</p> <p>Песчаники разной зернистости, в нижней части известковистые. Мощность 140—150 м</p>	<p>Песчаники разной зернистости, обычно туфогенные, туффиты. Пласты пеплового и литокристаллокластического туфа, алевролита. Смешанный турнейско-визейский комплекс фауны. Мощность несколько сот метров</p>	<p>Песчаники разной зернистости, иногда туфогенные, изредка известковистые. Немногочисленные прослои туфов кислого и среднего состава. В средней и верхней частях нижневизейская фауна. Мощность 500—600 м</p>
Средняя	<p>Песчаники мелкозернистые, выше известковистые, грубозернистые. Пласты (12 и 10 м) кислого пеплового туфа. <i>Spirifer cf. platynotus</i> Well., <i>Sp. ex gr. tornacensis</i> Kon. Мощность 70 м</p> <p>Кислые туфы, литокристалло- и кристаллокластические. Пласты туфогенных песчаников, реже гравелитов. Мощность 185—200 м</p> <p>Песчаники разной зернистости, в нижней части иногда известковистые, с фауной, выше прослоями туфогенные. <i>Cyrtospirifer ex gr. baissanensis</i> Nal. <i>Spirifer cf. ussiensis</i> Tolm., выше <i>Leptophloeum cf. rhombicum</i> Daws. Мощность 250—265 м</p> <p>Туфогенные конгломераты и песчаники разной зернистости, выше кристаллокластические кислые туфы. Мощность 95 м</p>	<p>Кислые литокристаллокластические туфы. В нижней части прослой туфовой и линза лавовой брекчии, а в верхней пласт (15 м) известковистого песчаника и прослой песчаника, иногда известковистого или туфогенного. Мощность 400—440 м</p>	<p>Дацитовые туфы, преимущественно литокристалло- и кристаллокластические, туффиты, грубозернистые, часто туфогенные песчаники, алевролиты. Прослой известняка и кварцевого порфира. В средней и верхней частях верхнетурнейская фауна. Мощность около 1300 м</p>	<p>Литокристаллокластические кислые туфы, туфогенные песчаники. Прослой лав кислого, реже среднего состава. В средней и верхней частях верхнетурнейская фауна. Мощность 1000 м</p>
C ₁ t ₁ или D ₃ fm	<p>Литокристалло- и кристаллокластические кислые туфы и туфовые брекчии. В основании пласт (45—50 м) грубозернистых туфогенных песчаников с фауной. <i>Overtonia cf. celkarius</i> Nal., <i>Spirifer incertus</i> Hall, <i>Athyris lamellosa</i> L'Ev. Выше прослой туфогенных песчаников. Мощность 210—230 м</p>			
Нижняя	<p>Известковистые мелко- и среднезернистые песчаники, близ кровли также алевролиты. В верхней части пласт (20 м) гравийной туфовой брекчии кислого состава. <i>Lamellispirifer posterus</i> (Hall), <i>Cyrtospirifer cf. calcaratus</i> (Sow.), <i>C. cf. platynotus</i> Nal. (non Well.), <i>C. cf. curban</i> Nal., <i>C. cf. dada</i> Nal. Мощность 235—245 м</p> <p>Песчаники грубо- и мелкозернистые, иногда известковистые или туфогенные. Прослой кислых туфов. Фауна в нижней половине. <i>Cyrtospirifer ex gr. archiaci</i> (Murch.), <i>C. ex gr. sulcifer</i> (H. et Cl.). Мощность 180—200 м</p> <p>Гравийная туфовая брекчия с прослоями туфов. Мощность 65—75 м</p>	<p>Песчаники разной зернистости, иногда известковистые, и алевролиты. В верхней части прослой кислого пеплового туфа. Мощность 205—225 м</p> <p>Туфовые брекчии, выше литокристаллокластические туфы кислого состава. Мощность 80—90 м</p>	Не вскрыта	Не вскрыта
D ₂ ¹	Размыв. Мелкозернистые песчаники и алевролиты с фауной	Несогласие. D ₂ ¹ Алевролиты с фауной		

На восточном склоне Токрауского синклиория (см. рис. 10, 11, табл. 6, разрез 18 северо-западнее гор Батыкызыл, составленный О. М. Гаек, и разрез 19 гор Шольадыр, составленный В. Я. Кошкиным) нижняя толща не вскрыта. Средняя и верхняя толщи несколько моложе, чем такие же толщи юго-западной части Северо-Балхашского синклиория. Нижняя часть средней толщи (1000—1300 м), вероятно, относится к нижнетурнейскому подъярису, а в средней и верхней частях содержит верхнетурнейскую фауну. Нижняя часть верхней толщи (500—600 м) имеет верхнетурнейский возраст, а верхняя — нижневизейский. Выше несогласно залегают средневизейско-намюрские образования каркаралинской свиты.

На территории Балхашского антиклиория отложения фаменско-турнейского комплекса (см. рис. 10, 11, табл. 7, 8, разрезы 4—17) находятся в разнообразных соотношениях с подстилающими толщами. На северном (разрезы 4, 6) и южном (разрез 9) бортах Саянской синклинали и, по-видимому, на ее восточном продолжении фаменские отложения согласно сменяют франские. В западной части Саянской синклинали (разрезы 7, 8) фаменская толща с размывом, но без заметного несогласия перекрывает казахские слои. Степень размыва резко возрастает на небольшом участке юго-западного борта синклинали восточнее горы Шат. Здесь размыты казахские и верхняя часть сарджальских слоев; между фаменской толщей и сарджальскими слоями появляется слабое азимутальное несогласие. В западной части Балхашского антиклиория в основании фаменской толщи повсеместно обнаруживаются следы размыва. В годах Котанбулак (разрез 13) фаменская толща залегает на казахских слоях, а в районе гор Каражирик (разрез 14), вероятно, даже на сарджальских. Вблизи горы Копшоки (разрез 15) фаменские слои несогласно перекрывают силурийские, а на крайнем юго-западе антиклиория (разрезы 16, 17) нижнепалеозойские толщи.

Фаменско-турнейские отложения Балхашского антиклиория представлены серыми, зеленовато-серыми, реже табачными или бордовыми песчаниками разной зернистости, полимиктовыми, иногда туфогенными, и алевролитами. Они содержат прослои туффитов, конгломератов, глинисто-алевролитовых и глинисто-кремнистых сланцев, местами мергелей и песчанистых известняков. Среди туфов, имеющих дацитовый, реже липаритовый состав, преобладают пепловые и витрокристаллокластические разности.

Подробно изучены фаменские и турнейские отложения Саянской синклинали¹ (см. рис. 10, 11, табл. 7, разрезы 4—10). Как и в соседней части Северо-Балхашского синклиория, они разделяются на три толщи. Нижняя толща (300—400 м) относится к фаменскому ярису и сложена песчаниками и алевролитами со сравнительно редкими прослоями кремнистых аргиллитов, туффитов и пепловых туфов. В средней нижнетурнейской толще количество кремнистых пород, туффитов и туфов возрастает. Наряду с пепловыми и витрокристаллокластическими появляются маломощные прослои литокристаллокластических туфов. Мощность средней толщи на северном борту синклинали (разрез 4) достигает 310—350 м, а на юго-западном борту (разрез 8) и в западной части южного борта (разрез 9) сокращается до 200—250 м. Верхняя толща (350—450 м) в нижней части имеет нижнетурнейский, в верхней — верхнетурнейский возраст. В ней туфогенные породы почти полностью исчезают. Возрастает содержание грубозернистых песчаников и карбонатно-терригенных пород.

¹ Разрез северного борта Саянской синклинали впервые описал и палеонтологически охарактеризовал В. Я. Кошкин (1961; Кошкин и Насиканова, 1960). В 1959—1960 гг. разрезы фаменско-турнейских отложений Саянской синклинали были описаны автором.

Разрезы фаменских и турнейских отложений

Толща	Северный борт синклинали (разрез 4)		2,5 км южнее горы Жуалы (разрез 6)	
	C ₁ v ₁₋₂ kmb. Песчаники, глинистые сланцы. Песчаники (C ₁ v ₂ -п krg). Местами размыв			
Верхняя	C ₁ t ₂	Мелкозернистые песчаники, алевролиты. Прослой средне- и грубозернистых песчаников; их количество кверху возрастает. <i>Overtonia</i> cf. <i>celkarius</i> Nal., <i>Linoproductus</i> ex gr. <i>laevicostus</i> (Whit.), <i>Brachythyris</i> ex gr. <i>suborbicularis</i> Hall, <i>Spirifer</i> cf. <i>forbesi</i> N. et P., <i>Reticularia</i> ex gr. <i>pseudolineata</i> Hall. Мощность 140—160 м		
	C ₁ t-(t ₁ ?)	Мелкозернистые песчаники. В нижней части пласты алевролита с фауной, а в верхней прослой грубозернистого песчаника. <i>Spinulicosta</i> ex gr. <i>arcuatus</i> Hall, <i>Plicatifera</i> ex gr. <i>niger</i> Goss., <i>Rhipidomella</i> ex gr. <i>missouriensis</i> Swall., <i>Lamellispirifer</i> aff. <i>roemerianus</i> Kon., <i>Spirifer tornacensis</i> Kon., <i>Sp. aff. forbesi</i> N. et P., <i>Sp. gapeevi</i> Sim., <i>Tylothyrus</i> ex gr. <i>laminosus</i> (M' Coy.) <i>Reticularia</i> ex gr. <i>pseudolineata</i> Hall. Мощность 270—310 м		
	C ₁ t ₁	Алевролиты, глинисто-алевритовые сланцы, в верхней части известковистые. <i>Overtonia</i> cf. <i>celkarius</i> Nal., <i>Spinulicosta</i> ex gr. <i>arcuatus</i> Hall, <i>Spirifer hassan</i> Nal., <i>Sp. platynotus</i> Well., <i>Sp. tornacensis</i> Kon., <i>Sp. marionensis</i> Schum., <i>Reticularia</i> ex gr. <i>pseudolineata</i> Hall. Мощность 30—35 м		
Средняя	C ₁ t ₁	Песчаники мелкозернистые, редко среднезернистые, алевролиты, кремнистые аргиллиты. Много прослоев кислых туфогенных пород. Мощность 240—275 м		
		Мелко-, реже среднезернистые песчаники, часто туфогенные, туффиты, пепловые, редко литокристаллокластические кислые туфы. <i>Phacops</i> cf. <i>assipitrus</i> Phill. Мощность 70 м		
Нижняя	D ₂ fm	Мелкозернистые, часто туфогенные песчаники, алевролиты. Пласт известковистого песчаника в основании. Прослой средне- и грубозернистого песчаника, кремнистого аргиллита, туффита, кислого пеплового туфа. Мощность 300—350 м		
	D ₂ fm	Мелкозернистые песчаники, алевролиты. Прослой туфогенных пород, средне- и грубозернистых песчаников. Фаунистические остатки в низах и растительные в верхних частях. <i>Leptophloeum rhombicum</i> Daws., <i>Lamellispirifer</i> cf. <i>posterus</i> (Hall), <i>Cyrtospirifer postarchiaci</i> Nal., <i>C. cf. platynotus</i> (Nal.) non Well. Мощность 370—410 м		
	D ₃	Песчаники с линзами известняка	Средне-, выше мелкозернистые песчаники, алевролиты. Пласт (до 1,5 м) известняка в основании. Прослой туффита, известковистого песчаника. <i>Cyrtospirifer sulcifera</i> (H. et Cl.), <i>C. calcaratus</i> (Sow.), <i>C. ex gr. verneuilli</i> (Murch.), <i>Leptophloeum rhombicum</i> Daws. Мощность 30 м	
	D ₃	Песчаники с фауной		

Существенные изменения характера разреза наблюдались на южном борту Саякской синклинали. В западной части южного борта верхняя толща отсутствует в результате размыва, предшествовавшего накоплению каркаралинской свиты. Восточнее (см. рис. 10, разрез 10) степень этого размыва уменьшается, и мощность верхней толщи достигает 160 м. Появляется размыв в основании верхней толщи. Отчасти из-за него, отчасти из-за первоначального сокращения разреза средняя толща выклинивается, мощность нижней толщи не превышает 150 м. К востоку от Саякской синклинали (разрез 11) фаменско-турнейские отложения вновь достигают значительной мощности.

Если в Саякской синклинали (за исключением ее южного борта) мощность фаменско-турнейского комплекса составляет 900—1150 м, то

Саяжской синклинали (см. рис. 10, 11)

Северо-западный борт синклинали (разрез 7)		Западная часть южного борта и восточная часть юго-западного борта синклинали (разрез 9)	
C _{1v2} —п krk. Песчаники; слабый размыв. Или C _{1п} —C ₂ klm. Песчаники, конгломераты; несогласие		C _{1v2} —п krk. Песчаники, гравелиты. Слабый размыв	
C _{1t2}	Мелкозернистые песчаники, алевролиты. Прослой туффита, средне- и грубозернистого песчаника, известняка. <i>Dictyoclostus</i> ex gr. <i>burlingtonensis</i> (Hall), <i>Plicatifera</i> ex gr. <i>borucaevi</i> var. <i>aktjubensis</i> Sim., <i>Spirifer</i> cf. <i>tornacensis</i> Kon., <i>Sp. cf. forbesi</i> N. et P., <i>Reticularia</i> ex gr. <i>pseudolineata</i> Hall	C _{1t2}	Песчаники средне- и грубозернистые с фауной в нижней части. Песчаники средне- и мелкозернистые, иногда известковистые в верхней части. В основании пласт гравелита и конгломерата. В верхах толщ пласты алевролита, редко известняка. <i>Plicatifera</i> ex gr. <i>niger</i> Goss., <i>Spirifer</i> cf. <i>ussiensis</i> Tolm., <i>Sp. ex gr. tornacensis</i> Kon. Мощность 300—350 м
C _{1t?}	Алевролиты, мелко- и среднезернистые песчаники, часто туфогенные. Прослой туффита и туфа пеплового, в основании литокристаллокластического. <i>Thiemella</i> sp.	C _{1t}	Песчаники мелко- и среднезернистые, редко грубозернистые. Много прослоев туфогенных пород. Фауна в верхах толщ. <i>Leptaena analoga</i> (Hall), <i>Spirifer ussiensis</i> Tolm., <i>Sp. tornacensis</i> Kon., <i>Sp. ex gr. pesasicus</i> Tolm., <i>Reticularia</i> ex gr. <i>pseudolineata</i> Hall. Мощность 250 м
D ₂ lm	Мелкозернистые песчаники, алевролиты. Прослой кремнистого аргиллита, туффита, пеплового туфа, среднезернистого, а в нижней части грубозернистого песчаника. Фауна в низах толщ. <i>Præwagaenocoencha</i> sp., <i>Lamellispirifer</i> ex gr. <i>posterus</i> (Hall)	D ₂ lm	Мелкозернистые песчаники, алевролиты. Прослой среднезернистых песчаников и туфогенных пород кислого состава. В основании породы окремнены. <i>Lepidodendropsis</i> cf. <i>theodor</i> (Zal.) Jongm., <i>Leptophloeum rhombicum</i> Daws <i>Leptophloeum</i> sp. (мелкоподушечный). Мощность 400 м
	Размыв. D ₂ ¹ . Мелкозернистые песчаники, алевролиты		D ₂ gv—D ₂ fr, Песчаники. Или слабое азимутальное несогласие. D ₂ ¹ . Песчаники, алевролиты

на западном склоне Балхашского антиклинория она местами возрастает до 1500 м.

В разрезах 14 и 16 (см. рис. 10, 11, табл. 8) несколько увеличивается количество турнейских туфогенных пород. В горах Котанбулак и Каражирик (разрезы 13, 14) средняя и верхняя толщ четко не разделяются. Они имеют турнейский, в самой верхней части, возможно, нижневизейский возраст. Их мощность достигает 780 м в горах Котанбулак и 1200 м в районе гор Каражирик. Нижняя толща относится к фаменскому ярусу, а в горах Каражирик захватывает также самые низы турнейского яруса. Мощность нижней толщ, по данным В. Я. Кошкина, составляет 580 м в горах Котанбулак и 250 м, по данным И. А. Кузнецовой, — в горах Каражирик.

Разрезы фаменских и турнейских отложений западной части Балхашского антиклинория (см. рис. 10, 11)

Ярус	Горы Котанбулак (разрез 13) по данным Н. Л. Бубличенко, 1945б; В. А. Вахрамеева, 1945; В. Я. Кошкина, 1961; О. М. Гаек	Район гор Каражирик, по данным И. А. Кузнецовой (разрез 14)	Севернее горы Итмуруды (разрез 15), по данным В. Я. Кошкина		Южнее горы Каражал (разрез 16), по данным В. Я. Кошкина		
		C_{1v} ? Туфогенные конгломераты			$C_3 - P_1$ arch.	Песчаники, конгломераты. Несогласие	
Турнейский (C_{1t})	Песчаники разной зернистости, меньше алевролиты. Малоомощные прослои пепловых и кристаллокластических туфов. Нижнетурнейская фауна (данные О. М. Гаек). В верхах разреза верхнетурнейская, возможно, нижневизейская фауна (Вахрамеев, 1945). Мощность 780 м	Грубозернистые туфогенные песчаники, литокристаллокластические дацитовые туфы. Мощность 200 м	C_{1t_2}	Мелкозернистые и разнозернистые песчаники, алевролиты, туффиты. Прослой конгломерата, известняка. Брахиоподы. Мощность 330 м	C_{1t_2}	Алевролиты, мелко- и среднезернистые песчаники с брахиоподами. Редкие прослои туффитов и кислых туфов. Мощность 310 м	
		Окремневые песчаники. Прослой пеплового туфа. <i>Lamellispirifer</i> aff. <i>roemerianus</i> Kon., <i>Pentagonocyclicus cavatus</i> Sis., <i>P. circumvalatus</i> Jelt., <i>Cyclopentagonalis</i> cf. <i>pulcher</i> Jelt. var. <i>carbonica</i> . Мощность 200 м	C_{1t_1-2}				Песчаники разной зернистости, алевролиты, туффиты, реже кислые пепловые туфы. Брахиоподы. Мощность 130—160 м
		Песчаники разной зернистости с прослоями пеплового туфа. Выше известковистые алевролиты. Фауна в низах пачки. <i>Ambocoelia uzbekensis</i> Well. Мощность свыше 700 м		Алевролиты, мелкозернистые песчаники, туффиты. Лизы известняка. Мощность 137 м	Песчаники разной зернистости и алевролиты, иногда известковистые. Прослой туффитов, кислых туфов. Брахиоподы. Мощность 350—400 м		
		Литокристаллокластические липаритовые туфы, мелкозернистые известковистые песчаники. <i>Schellwienella planumbona</i> Well. Мощность 100 м	C_{1t_1}			Песчаники, туффиты, пепловые туфы. Брахиоподы. Мощность 70—110 м	C_{1t_1}
Известковистые мелкозернистые песчаники и алевролиты. <i>Sentosia</i> cf. <i>nummularis</i> (Winch.), <i>Cyrtospirifer purus</i> Sverb., <i>C. ex gr. sibiricus</i> (Leb.), <i>C. dada</i> Nal., <i>Rugosochonetes</i> aff. <i>hardrensis</i> (Phill.), <i>R. bulakensis</i> (Nal.), <i>Plicochonetes glenparkensis</i> (Well.), <i>Fusella</i> cf., <i>biplicoides</i> (Well.), <i>Linoproductus laeovicostus</i> (White), <i>Spinulicosta</i> cf. <i>concentrica</i> (Hall). Мощность 180 м							
Фаменский (D_{1fm})	Мелкозернистые песчаники, глинистые сланцы, кислые пепловые туфы. <i>Productus nummularis</i> Winch., <i>Cyrtospirifer semisbugensis</i> Nal., <i>C. platynotus</i> (Well.), <i>Lamellispirifer posterus</i> (Hall), <i>Spirifer cunkur</i> Nal. Мощность 450 м	Конгломераты (30 м), выше мелкозернистые песчаники и алевролиты. <i>Aulacella interlineata</i> Sow., <i>Cyrtospirifer sulcifer ulentensis</i> Nal., <i>Athyris</i> cf. <i>sulcifer</i> Nal., <i>Junnanellina zuleica</i> Nal. Мощность 70 м	Мелко- и среднезернистые песчаники, алевролиты, редко известняки. Мощность изменяется от 440 м на западе до 320 м на востоке		Алевролиты, мелко- и среднезернистые песчаники. Прослой грубозернистого песчаника, конгломерата, туфа. Мощность 60—90 м	Алевролиты, мелко- и среднезернистые песчаники.	
	Песчаники разной зернистости, алевролиты. Тонкие прослои туффита, кислого пеплового туфа, известняка. В основании пласт (1 м) конгломерата. <i>Chonetes nana</i> Buch., <i>Plicatifer meisteri</i> (Peetz.), <i>Cyrtospirifer calcarifer</i> (Sow.), <i>C. disjunctus</i> (Sow.), <i>Spirifer</i> cf. <i>cunkur</i> Nal. Мощность 130 м				Алевролиты, песчаники разной зернистости, часто красноцветные. Прослой конгломерата, туфа. Мощность 110 м	Алевролиты, песчаники мелко- и среднезернистые, в нижней части грубозернистые. Прослой известняка с брахиоподами. Мощность 220—330 м	Конгломерато-брекчии, выше гравелиты с пластами песчаника и известковистого алевролита. Редкие прослои известняка с брахиоподами. Мощность 110—170 м
D_2^1	Размыв. Песчаники	D_1^2	Размыв. Песчаники с фауной	S_2 ld.	Несогласие. Песчаники	Pz_1 .	Несогласие. Яшмы

В описанных В. Я. Кошкиным разрезах 15 и 16 устанавливается трехчленное строение фаменско-турнейского комплекса. Нижняя толща имеет фаменский возраст. Средняя толща в нижней части относится к нижнетурнейскому подъярису, а в верхней — к верхнетурнейскому. Верхняя толща — верхнетурнейская. Севернее горы Итмурунды (разрез 15) мощность нижней толщи с запада на восток сокращается от 440 (до 320 м. Средняя толща в районе горы Копшоки имеет мощность 340—400 м, верхняя 330 м. К востоку их суммарная мощность сокращается до 430—570 м.

Значительные изменения нижней — фаменской — толщи отмечаются на юго-западе Балхашского антиклинория, в выделенной В. Я. Кошкиным Краснооктябрьской впадине. В районе горы Каражал (см. рис. 10, 11, табл. 8, разрез 16) он определяет мощность толщи в 500—700 м. Немного западнее, в центральной части впадины она достигает 800 м, а к востоку быстро сокращается до 150 м, причем отдельные горизонты выпадают из разреза. На восточном краю впадины фаменские отложения, по-видимому, первично выклинивались. Мощность средней — нижне-верхнетурнейской — толщи в разрезе 16 составляет 750—800 м, верхней — верхнетурнейской — 310 м. Мощности этих толщ более выдержаны, чем нижней, хотя и несколько сокращаются в южной части Краснооктябрьской впадины на полуострове Тас-Арал. В разрезах Краснооктябрьской впадины прослой туфов появляются еще в верхах фаменской толщи. В средней толще, наряду с пепловыми, много литокристаллокластических туфов, а в ее нижней части есть даже игнимбриты.

На западе Краснооктябрьского прогиба намечается переход к фаменско-турнейским отложениям зоны синклиориев. В разрезе 17 (восточная часть гор Батыкызыл), по данным В. Я. Кошкина (1961), фаменская толща обогащается туфами и грубообломочными породами, чаще наблюдаются бурые и бордовые окраски. Мощность толщи сокращается до 500 м. Турнейские образования к югу от гор Батыкызыл с размывом залегают на более древних толщах. По сравнению с районом горы Каражал их мощность возрастает, и содержание туфогенных пород увеличивается, особенно в низах разреза. Северо-западнее гор Батыкызыл (разрез 18), по сведениям О. М. Гаек, обнажены турнейские отложения, типичные для зоны синклиориев.

На границе Балхашского антиклинория с Северо-Балхашским синклиорием фаменско-турнейские отложения обеих зон разобщены выходами силурийских и нижнедевонских отложений. Характер изменения разреза на границе зон лучше всего виден северо-западнее Саякской синклинали. В 2,5 км к югу от горы Жуалы (см. рис. 10, 11, табл. 7, разрез 6) нижняя — фаменская — толща терригенна и имеет мощность около 400 м. Юго-западнее ее покрывают турнейские отложения, в основании также терригенные. В 10 км севернее горы Жуалы (см. рис. 10, разрез 3) нижняя толща обогащается туфами, ее мощность сокращается до 250—270 м. Толща со слабым азимутальным несогласием залегают на сарджальских слоях. Выше нее согласно залегают средняя толща (видимая мощность 100 м), также обогащенная туфами по сравнению с разрезами Саякской синклинали. Еще в 7 км северо-западнее вблизи горы Акрай (см. рис. 10, 11, табл. 6, разрез 2) фаменско-турнейские отложения имеют строение, типичное для зоны синклиориев, но несколько сокращены в мощности. Мощность нижней толщи — около 300 м, средней — 400—440 м, верхней — 420—500 м. Они залегают на размытой поверхности сарджальских слоев и с размывом перекрываются намюрско-среднекаменноугольными отложениями калмак-эмельской свиты. Далее на северо-запад мощность вулканогенной части разреза все более возрастает; уменьшается степень размыва, предшествовавшего накоплению фаменско-турнейского комплекса. Если на описанном участке можно предполагать быстрое, но постепенное измене-

ние разреза на границе зон, то в более восточных районах эта граница более резкая, она проходит по Тюлькулинскому разлому и продолжающему его на восток Муллабулакскому.

Для понимания истории тектонического развития Северного Прибалхашья особенно важно, что граница зон терригенных и вулканогенно-терригенных фаменско-турнейских отложений примерно совпадает с границей Балхашского антиклинория и смежных с ним синклинориев. Установленная зональность проявляется не только в изменении фации, но и в возрастании на территории синклинориев мощности отложений. Зона вулканогенно-терригенных отложений не охватывала всей площади синклинориев. На западном и северном склонах Токрауского и на северо-восточном крыле Северо-Балхашского синклинория из-под визейско-пермских толщ выступают на поверхность карбонатные и терригенные отложения фаменско-турнейского возраста.

ВИЗЕЙСКО-ПЕРМСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Визейско-пермские отложения Северного Прибалхашья (рис. 12, см. рис. 10) разделяются на свиты: кемельбекскую (C_{1v1-2} kmb), каркаралинскую (C_{1v2} —п krk), калмакэмельскую (C_{1n} — C_2 klm), керегетасскую (C_2 —3krgt), архарлинскую (C_3 — P_1 agch). Первоначально они были выделены в Северо-Балхашском и Токрауском синклинориях (Беспалов, 1956а, 1960), но в последние годы их возрастные аналоги установлены на территории Балхашского антиклинория (Кошкин, 1962, 1963). На небольших участках антиклинория архарлинская свита со слабым несогласием перекрывает маломощной порфиритовой толщей ($P_1?$). Эта толща отсутствует в рассматриваемых частях синклинориев, но на восточном продолжении Северо-Балхашского синклинория, уже за пределами описываемого района появляются надархарлинские вулканогенные толщи пермского, а вверху, возможно, нижнетриасового возраста (Радченко, Розенкранц, 1960; Розенкранц и др., 1963).

Кемельбекская и каркаралинская свиты

Отложения кемельбекской и согласно перекрывающей ее каркаралинской свит прослеживаются непрерывной полосой вдоль всего южного крыла Северо-Балхашского синклинория (рис. 12, см. рис. 10, табл. 9, 10, разрезы 22, 28). Они установлены также на сочленении Северо-Балхашского и Токрауского синклинориев — в Кусакской синклинали (разрезы 25, 26). В этих районах кемельбекская свита согласно или со слабым размывом сменяет терригенные верхнетурнейские отложения. На каркаралинской свите согласно или с небольшим несогласием залегает калмакэмельская свита. В восточной части Токрауского синклинория кемельбекская свита не выделяется. Возможно, ей частично отвечает по возрасту верхи верхнетурнейско-нижневизейской терригенной толщи, несогласно перекрытой отложениями каркаралинской свиты. Выше последней с более или менее четко выраженным несогласием залегают вулканические образования калмакэмельской, местами керегетасской свит.

Кемельбекская свита сложена глинистыми, глинисто-кремнистыми, кремнисто-железистыми и углистыми сланцами, алевритами, полимиктовыми песчаниками разной зернистости, гравелитами, конгломератами, брекчиями с редкими прослоями известковистого песчаника и известняка. Местами кремнисто-железистые сланцы переходят в бедные железом руды, а углистые сланцы содержат пропластки многозольного угля. На южном борту Калмакэмельской синклинали (см. рис. 10,

Разрезы отложений кемельбекской и каркаралинской свит Калмакэмельской синклинали.
(см. рис. 10, 12, 15, 16)

Свита и мощность	Южный борт синклинали			Восточная центри- клинали	Южная часть восточного борта синкли- нали	
	4 км восточнее горы Калмак- эмель	6 км юго-восточнее горы Калмакэмель	11 км юго-вос- точнее горы Калмакэмель			
	C ₁ n—C ₂ km. Конгломераты, андезитовые порфиристы. Местами трансгрессивное залегание					
Каркаралинская (C ₁ v ₂ —п КЖ), 500 м, по данным В. Я. Кошкина (1962)	А и АБ порфири- ты, их туфы, туфовые и ла- вовые брекчии. Линзы Г и КЖ сланцев, алевро- литов, песчани- ков, туффитов	Туфы АБ и А состава	АБ порфиристы. Пласт конгломера- тов и КЖ сланцев в кровле	КЖ сланцы	Конгломераты, песчаники, Г и КЖ сланцы. Asterocalamites scrobiculatus /Schloth./ Zeill.	Туфы А и АБ состава, реже лавы и брекчии того же состава, песчаники, конгломераты
		Мелко- и среднезернистые песчаники, алевролиты, Г и КЖ сланцы	Песчаники, алевро- литы, Г и КЖ сланцы. Мощность 150 м	Туфы, реже линзы лав и субвулкани- ческие тела А и АБ сос- тава	Туфы и лавы А и АБ состава	
Кемельбекская (C ₁ v ₁₋₃ kmb), 250 м, по данным В. Я. Кошкина (1962)	КЖ, ГК, реже углистые сланцы. Пласты песчаников, гравелитов, конгломератов, А туфов. <i>Archaeosigillaria</i> (?) sp., <i>Pteridorachis</i> sp.					
	Кроме того, короткие линзы АБ порфирита					

C₁t₂. Песчаники с фауной.

Примечание. Индексами обозначены сланцы: Г—глинистые, ГК—глинисто-кремнистые, КЖ—кремнисто-железистые и порфиристы: А—андезитовые, АБ—андезито-базальтовые

табл. 9, разрез 22) в составе свиты встречены андезитовые туфы и единичные линзы андезито-базальтового порфирита. Мощность свиты не превышает 200—250 м.

Каркаралинская свита весьма изменчива. В ее составе преобладают континентальные вулканические образования, но есть также полимиктовые и граувакковые песчаники, часто туфогенные, туффиты, конгломераты, алевролиты, глинистые и кремнисто-железистые сланцы. В некоторых районах (см. рис. 10, 12, табл. 9, 10, разрезы 22, 23, 25, 31, а также разрезы юго-западной части Северо-Балхашского синклинория и правобережья р. Кусак юго-восточнее горы Керегетас и нижняя часть разреза 28) вулканические образования свиты представлены пироксеновыми, реже амфиболовыми, андезитовыми и андезито-базальтовыми порфиритами, их лито- и кристаллокластическими туфами, лавовыми и туфовыми брекчиями. В других районах либо верхняя часть свиты (разрезы 26, 28), либо вся свита (разрезы севернее и восточнее гор

Разрезы отложений кемельбекской ($C_{1V_{1-2}}$ kmb) и каркаралинской (C_{1V_2} — n krgk) свит южной части Северо-Балхашского и восточной части Токрауского синклиналиев (см. рис. 10)

Свита	Урочище Кемельбек— $C_{1V_{1-2}}$ kmb, северо-восточнее урочища Кемельбек— C_{1V_2} — n krgk, по данным В. Ф. Беспалова (разрез 28)	Южный борт Кусакской синклинали, по данным В. Ф. Беспалова и М. В. Тащинной (разрез 25)	Правобережье р. Кусак юго-восточнее горы Керегетас, по данным В. Ф. Беспалова	Севернее и восточнее гор Кызыладыр, по данным О. М. Гаек
	C_{1n} — C_2 klm. Порфириды	C_{1n} — C_2 klm. Конгломераты	C_{1n} — C_2 klm. Андезит-дацитовые порфириды	C_{1n} — C_2 klm или C_2 — C_3 kgt. Слабое несогласие
C_{1V_2} — n krgk	Песчаники, гравелиты, конгломераты, туфы, редко лавы трахилипаритового состава. К востоку содержание туфов увеличивается, появляются большие красноцветных и грубообломочных разностей. <i>Neurocardiopsis asiatica</i> Radsch., <i>Lepidodendron obovatum</i> Stern., <i>Caenodendron primaevum</i> Zal. — в низах толщи. Мощность 450 м Андезитовые порфириды и лавовые брекчи. Пласт туфогенного песчаника. Мощность 370 м	Андезитовые порфириды, лавовые брекчи, туфы. В основании конгломераты, туфогенные песчаники. Мощность свыше 400 м. На северо-восточном борту синклинали (см. рис. 16, разрез 26) в верхах свиты появляются дацитовые порфиры	Андезитовые порфириды. В низах пачка песчаников, конгломератов, трахитовых туфов. Мощность 500—600 м	Лавы и кристалло-кластические туфы липаритового и дацитового состава. Мощность 800—1000 м
$C_{1V_{1-2}}$ kmb	Песчаники разной зернистости, конгломераты, алевролиты, углистые и глинистые сланцы. Линзы известняка, многоугольного угля, железной руды, ожелезненного сланца. <i>Neurocardiopsis asiatica</i> Radsch., <i>Cardiopteridium</i> sp., <i>Caenodendron primaevum</i> Zal., <i>Lepidophyllum</i> sp., <i>Asterocalamites scrobiculatus</i> (Schloth.) Zeil., <i>Angaropteridium</i> sp. Мощность до 200 м	Песчаники, конгломераты, алевролиты, кремнисто-железистые, глинистые, углисто-глинистые сланцы. Мощность до 250 м	Разрыв или несогласие. Свита не выделяется. Возможно, ей соответствуют верхи верхнетурнейско-нижневизейской терригенной толщи	
	C_{1t_2} . Песчаники	C_{1t_2} . Песчаники с про- слоями туфов		

Кызыладыр) сложены туфами, реже лавами липаритового, трахилипаритового и дацитового состава. В разрезе 28 они чередуются с песчаниками и конгломератами, а в разрезе 26 — с андезитовыми порфиридами. Фациальная изменчивость каркаралинской свиты, впервые описанная В. Я. Кошкиным (1962), отчетливо видна на южном борту Калмакэмельской синклинали (см. табл. 9). Здесь местами свита почти нацело сложена вулканогенными породами андезитового, реже андезит-базальтового состава. На близком расстоянии они замещаются песчаниками, алевролитами, сланцами, и каркаралинская свита становится похожей на кемельбекскую. Мощность каркаралинской свиты обычно измеряется в 400—800 м и возрастает до 800—1000 м севернее и восточнее гор Кызыладыр.

На территории Балхашского антиклинария области распространения кемельбекской и каркаралинской свит крайне ограничены. Кемельбекская свита мощностью в несколько десятков метров выделяется лишь на северном борту Саякской синклинали (Кошкин, 1962). Она, по-видимому, согласно сменяет турнейскую толщу и сложена полимиктовыми песчаниками разной зернистости, глинистыми, реже углистыми сланцами (рис. 13, 14, см. рис. 10, табл. 11, разрез 5).

Каркаралинская свита согласно залегает на кемельбекской на северном борту Саякской синклинали (разрез 5), а в других ее частях с размывом перекрывает турнейские слои (разрезы 1—4). Степень размыва особенно велика на южном борту синклинали; местами там полностью размыты верхнетурнейские отложения. Каркаралинская свита

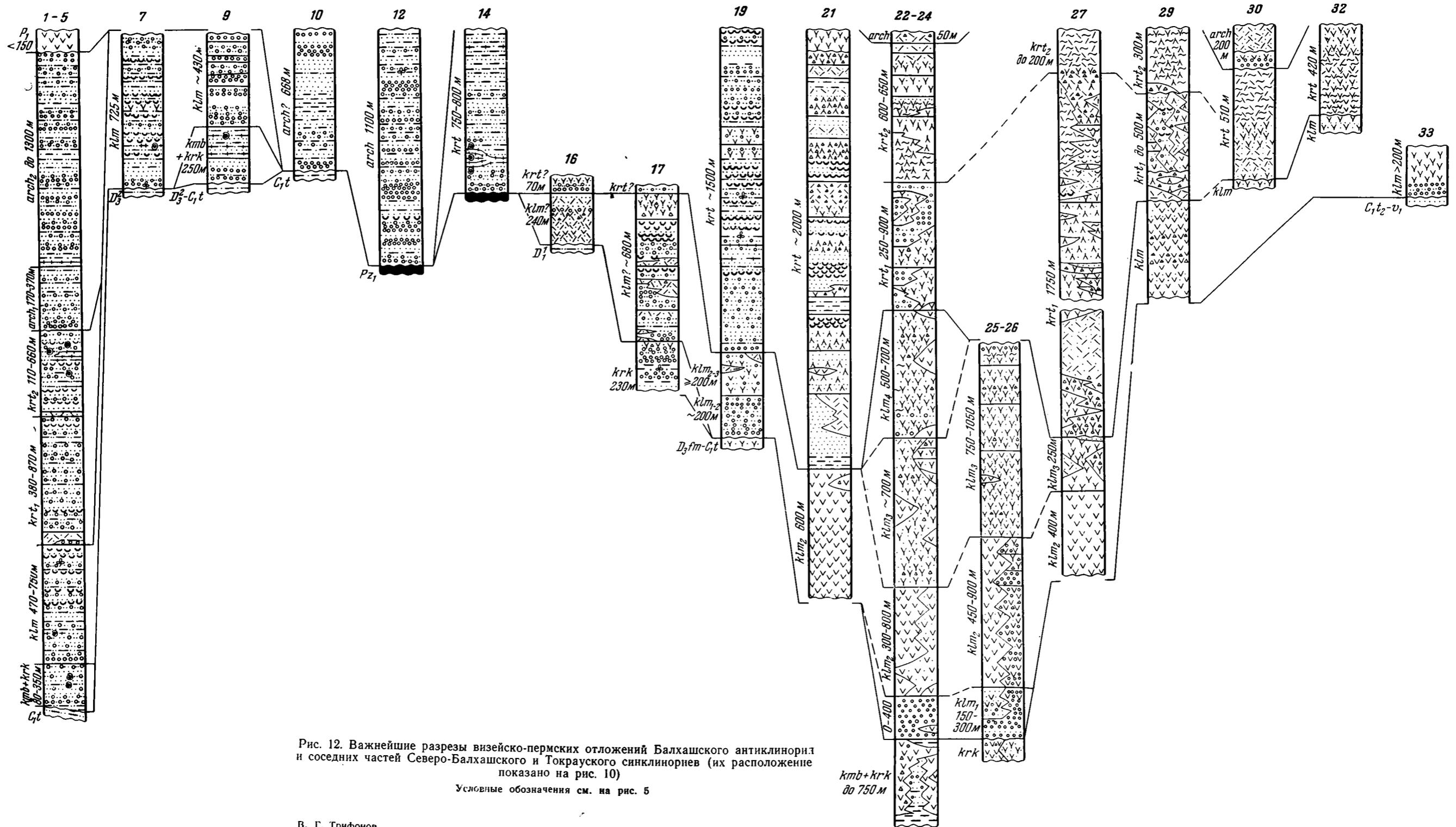


Рис. 12. Важнейшие разрезы визейско-пермских отложений Балхашского антиклинория и соседних частей Северо-Балхашского и Токрауского синклиниориев (их расположение показано на рис. 10)

Условные обозначения см. на рис. 5

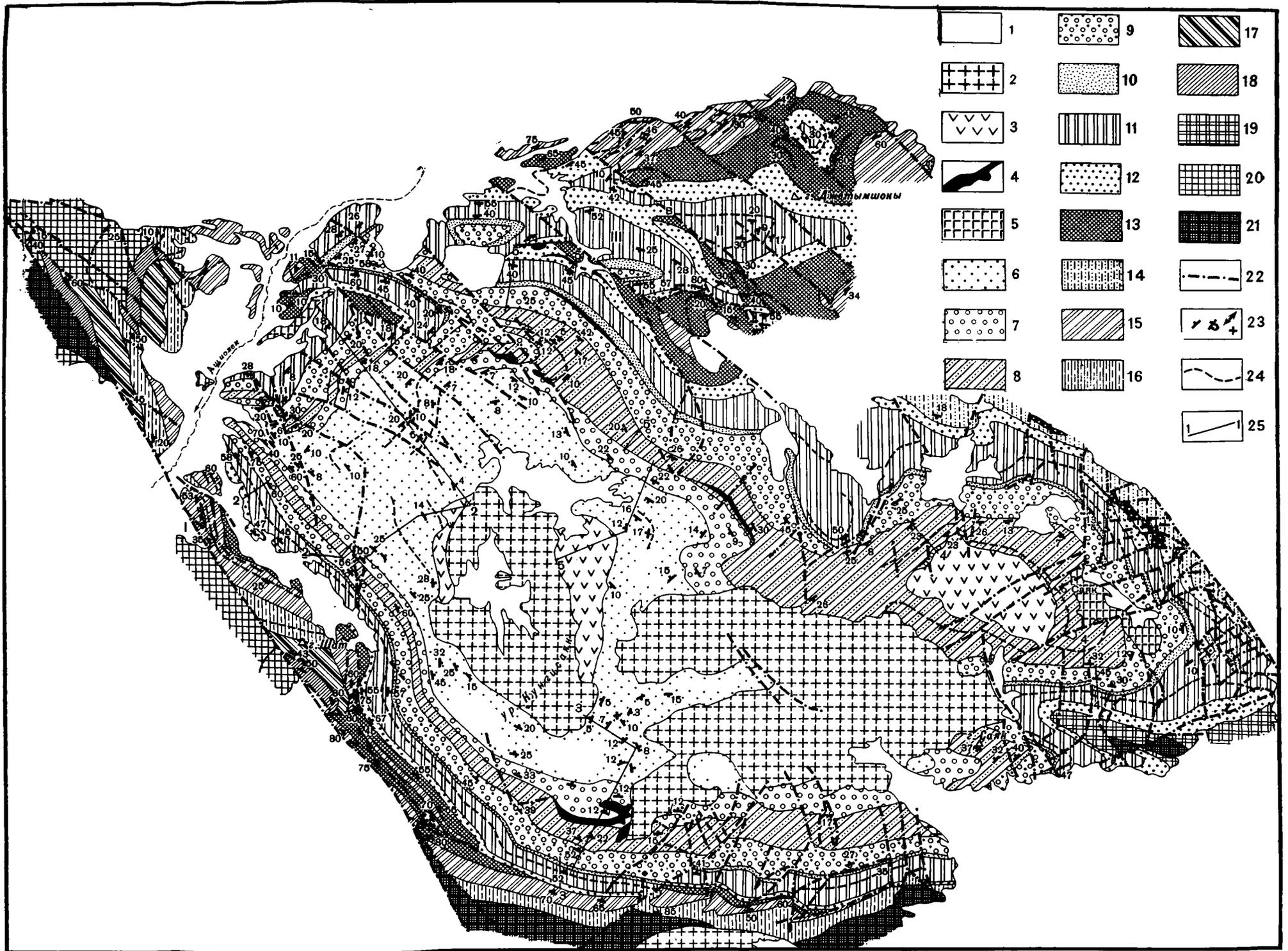


Рис. 13. Геологическая схема Саякской синклинали

1 — четвертичные отложения; 2 — нижнепермские гранитоиды; 3 — верхнекаменноугольные — нижнепермские андезитовые порфириты и их туфы; 4 — дайки и силлы диорит-порфирита; 5 — верхнекаменноугольные — нижнепермские диориты; 6 — верхняя толща архарлинской свиты; 7 — нижняя толща архарлинской свиты; 8 — верхняя толща кергетасской свиты; 9 — нижняя толща кергетасской свиты; 10 — базальный горизонт кергетасской свиты; 11 — калмакэмельская свита; 12 — каркаралинская, на северном борту также кемельбекская свиты; 13 — турнейские отложения; 14 — фаменско-турнейские отложения нерасчлененные; 15 — фаменские, в верхней части нижнетурнейские отложения; 16 — казахские слои; 17 — сарджальские слои; 18 — прибалхашские слои; 19 — силурийско-девонские отложения нерасчлененные; 20 — силурийские отложения; 21 — нижнепалеозойские отложения; 22 — разрывы; 23 — элементы залегания; 24 — маркирующие горизонты; 25 — линии и номера разрезов визейско-пермских отложений

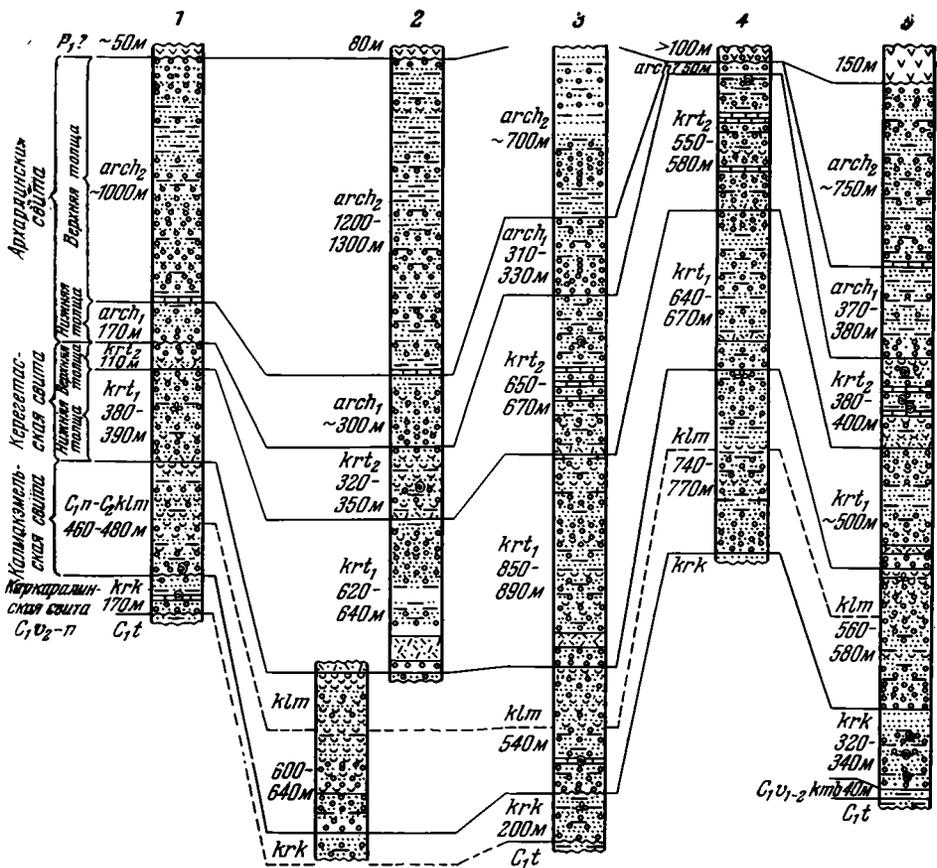


Рис. 14. Разрезы визейско-пермских отложений Саякской синклинали (линии и номера разрезов показаны на рис. 13)

Условные обозначения см. на рис. 5

представлена морскими отложениями — зеленовато-серыми и серыми граувакковыми и полимиктовыми песчаниками разной зернистости, изредка туфогенными; отдельные пласты песчаника известковисты и содержат маломощные линзы известняка; отмечены прослои гравелита, мелкогалечного конгломерата, алевролита и единичные прослои витрокристаллокластического андезитового туфа. Гравелиты и конгломераты приурочены главным образом к низам разреза. Их галька состоит из вулканогенных пород, реже яшм; крайне редко встречается галька гранитоидов. Мощность свиты изменяется от 330 м на северном борту Саякской синклинали до 60—70 м в восточной части ее южного борта. Выше со слабым размывом, а на северо-западном борту синклинали несогласно (рис. 13) залегают песчаники и конгломераты калмакэмельской свиты. Отложения кемельбекской (?) и каркаралинской свит общей мощностью около 250 м выделены также в Моинсуйской синклинали (см. рис. 10, 12, табл. 11, разрез 9).

На границах Балхашского антиклинория с Северо-Балхашским и Токрауским синклиниями описаны кемельбекские (?) и каркаралинские отложения переходного типа. Они представлены терригенными породами с прослоями туфов и туфовых брекчий мощностью в первые сотни метров. Отложения переходного типа распространены на северо-

Разрезы отложений кемельбекской и каркаралинской свит Балхашского антиклинория
(см. рис. 10, 12, 13, 14)

Свита	Саякская синкиналиль					Синкиналиль Мойнсу (разрез 9)	Области, пограничные с синклиниями	
	Северо-западный борт (разрез 1)	Юго-западный борт (разрез 2)	Западная часть южного борта (разрез 3)	Либайская ячейка южнее пос. Саяк 1 (разрез 4)	Северный борт (разрез 5)		Юго-восточное окончание Тастыйской грабен-син- клинали	Северное окончание Ко- тырасанской грабен- синклинали северо-запад- нее горы Котырасан (разрез 17)
	C _{1п} —C ₂ klm. Конгломераты, песчаники с фауной					C _{1п} —C ₂ klm? Песчаники, конгломераты	C _{1п} —C ₂ klm. Конгломе- раты. Размыв	C _{1п} —C ₂ klm? Конгломе- раты. Размыв?
Каркаралинская (C _{1v2} —n krk)	Песчаники разной зерни- стости. Прослой алевро- лита, гравелита, а в сред- ней части известковистого песчаника и известняка с фауной. <i>Echinoconchus</i> cf. <i>punctatus</i> Mart., <i>Overtonia</i> cf. <i>granulosus</i> Phill., <i>Anti- quatonia</i> ex gr. <i>hindi</i> M.-W., <i>Marginifera</i> sp., <i>Fenestella</i> cf. <i>minor</i> Nikif., <i>F.</i> ex gr. <i>donica</i> Leb., <i>Polypora</i> aff. <i>sibirica</i> Ja- nisch., <i>Pinnatorpora</i> sp. Мощность 160—180 м	Песчаники, пре- имущественно грубозерни- стые, иногда лилово-бурые. В основании местами граве- литы или конгломераты. Мощность 250 м (к юго-вос- току постепен- но уменьшается до 200 м)	Песчаники гру- бозернистые, выше средне- зернистые. В основании мес- таами извест- ковистый граве- лит. Мощ- ность 200 м, к восточной ча- сти борта по- степенно умень- шается (до 60—70 м юж- нее урочища Джамблш)	Песчаники. Прослой граве- лита, кон- гломерата. Мощность 250 м	Песчаники мелко- и средне- зернистые. Мощ- ность 80—85 м Песчаники грубозернистые, реже среднезернистые, вверху иногда известко- вистые. Мощ- ность 50— 55 м Песчаники разной зерни- стости. Прослой гравелита, алевролита, туфогенного песчаника. В основании линзовидный пласт граве- лита или конгломерата. Фауна в нижней половине. <i>Chonetipustula carrington- niana</i> Drev., <i>Linoproduct- us</i> cf. <i>jagovkini</i> Nal., <i>Antiquatonia</i> ex gr. <i>hindi</i> M.-W., <i>Echinoconchus</i> sp. Мощность 190—200 м	Песчаники разной зерни- стости, часто известко- вистые. Линзы известняка. Фауна в верхней половине. <i>Sugiyamaella</i> sp., <i>Fabero- phyllum</i> sp., <i>Stereolasma</i> sp., <i>Cyathaxonia</i> sp., <i>Can- inia</i> ex gr. <i>spimosa</i> Gorsky., <i>Antiquatonia</i> <i>partlockiana</i> (N. et P.). O. M. Гаек приводит <i>Asterocalamites scrobicu- latus</i> (Schl.) Zeill., <i>Platy- notus</i> sp. Мощ- ность 115— 125 м Среднезернистый песчаник. Мощность 50—55 м Валуны конгломераты с галькой кварцевых пор- фиров. Пласт (20—25 м) мелко- и среднезернистых песчаников. Мощ- ность 70—75 м	Песчаники разной зерни- стости, глинистые и крем- нисто-железистые сланцы, гравелиты, конгломераты, андезитовые литокласти- ческие туфы и туфовые брекчии с единичными линзами порфиритов. <i>Pustula</i> ex gr. <i>pilosa</i> Thom., <i>Pugilus</i> (?) sp. Первые сотни метров	Конгломераты. В верхней части пласты грубозерни- стого песчаника и кисло- го туфа с флорой. <i>Astero- calamites scrobiculatus</i> (Schl.) Zeill. (по данным И. А. Кузнецовой). Мощ- ность 110 м Глинистые сланцы, алев- ролиты, песчаники. Пласт (30 м) гравелита, выше конгломерата, цемент- но-равного андезитовым ту- фом. В верхней части <i>Lepidodendron</i> cf. <i>vel- theimii</i> Sternb. (по дан- ным O. M. Гаек). Мощ- ность 120 м
Кемель- бекская (C _{1v1} —2 kmb)	Отсутствует				Мелкозернистые песчани- ки, алевролиты; глини- стые, редко углистые слан- цы. Мощ- ность до 40—50 м			Не вскрыта
	Размыв. C _{1t2} . Песчаники с фауной.	Слабое асим- метричное несог- ласие. C _{1t} . Пес- чаники, туф- фиты с фау- ной	Размыв. D _{2fп} —C _{1t} . Песчаники, туффиты	C _{1t2} . Песчаники с фауной	D _{2fп} —C _{1t} . Песчаники, алевролиты	C _{1t2} —v ₁ . Песчаники		

западном и восточном центриклинальных окончаниях Тастыйской грабен-синклинали и на северном окончании Котырассанской грабен-синклинали (табл. 11). В центральных частях грабен-синклиналей эти отложения уничтожены предкалмакэмельским размывом.

Возраст кемельбекской свиты определен как ниже-средневизейский, поскольку она согласно сменяет кверху верхнетурнейскую толщу и содержит отпечатки визейских растений: *Asterocalamites scrobiculatus* (Schloth.) Zeill., *Caenodendron primaevum* Zal., *Knorria* sp., *Archaeosigillaria* (?) sp., *Neurocardiopteris asiatica* Radtsch., *Cardiopteridium* sp., *Angaropteridium* sp., *Pteridorachis* sp., *Cardioneura* sp., *Lepidodendron kirghizicum* Zal. В горах Тюлькули в отложениях, по-видимому, относящихся к кемельбекской свите, найдены брахиоподы *Pustula* ex gr. *pilosa* Thom., *Pugilus* (?) sp.

Одновозрастность относимых к каркаралинской свите вулканогенно-терригенных толщ Северо-Балхашского и Токрауского синклинориев и граувакковых песчаников Балхашского антиклинория была установлена В. Я. Кошкиным (1962) на основании сходства их литологического состава и комплексов растительных остатков. Из отложений свиты определены *Asterocalamites scrobiculatus* (Schloth.) Zeill., *Caenodendron primaevum* Zal., *Lepidodendron kirghizicum* Zal., *L.* cf. *veltheimii* Sternb., *L. obovatum* Sternb., *Knorria* sp., *Neurocardiopteris asiatica* Radtsch.

В слоях каркаралинской свиты Балхашского антиклинория В. Я. Кошкин и автор настоящей работы собрали кораллы *Sugiyamaella* sp., *Faberophyllum* sp., *Stereolasma* sp., *Cyathaxonia* sp., *Caninia* sp. ex gr. *C. spumosa* (Gorsky), мшанки *Fenestella* cf. *minor* Nikif., *F.* cf. *major* Nikif., *F.* ex gr. *donaica* Leb., *F.* ex gr. *multispinosa* Ulr., *F.* ex gr. *wortheni* Ulr., *F.* ex gr. *rudis* Ulr., *F.* ex gr. *compressa* Ulr., *Polypora* cf. *sibirica* Janisch., *P.* aff. *sibirica* Janisch., *Pinnatopora* sp., *Nikiforovella* sp., брахиоподы *Schizophoria* sp., *Chonetipustula carringtoniana* Dav., *Chonetes* sp., *Striatifera* cf. *striata* Fusch., *Linoproductus* cf. *jagovkini* Nal., *L.* cf. *tenuistriatus* Vern., *L.* ex gr. *corrugatus* M'Coy, *Antiquatonia portlockiana* (North. et Pratt.), *A.* ex gr. *hindi* M. W., *Echinoconchus* cf. *punctatus* Mart., *Dictyoclostus* aff. *scolicus* Sow., *Overtonia* (?) cf. *granulosus* Phill., *Productus* sp., *Marginifera* sp., *Cancrinella* cf. *undata* DeFr., *Buxtonia* sp., *Tetracamera* sp., *Spiriferella* aff. *plenus* Hall, *Spiriferina spinosa* North. et Pratt., *Spiriferostellatus* Hall, *Punctospirifer* aff. *kinjebaevi* Litw., *Reticularia* sp., *Athyris* sp., *Brachythyris* sp. В. Я. Кошкин (1962) указывает также фораминифер *Neoarchaeodiscus* aff. *postrugosus* (Keitl.), *Howchinia* sp. (? ex gr. *subplana* Brazhn. et Jar.), *Tetrataxis* sp. и гониатитов *Goniatites* ex gr. *orientalis* L.

Указанные фаунистические и растительные остатки определяют возраст каркаралинской свиты как средне-верхневизейский, возможно, частично намюрский.

Калмакэмельская свита

Калмакэмельская свита широко распространена в Северо-Балхашском и Токрауском синклинориях. Ее аналоги выделяются на территории Балхашского антиклинория: в Саякской, Моинсуйской, Жирикской (?) синклиналях и в грабене урочища Карашат, а также вдоль границ антиклинория с синклинониями в Тастыйской и Котырассанской грабен-синклиналях.

В Северо-Балхашском и Токрауском синклинориях калмакэмельская свита представлена континентальными вулканическими образованиями. Лучше всего они изучены в Калмакэмельской синклинали (рис. 15, 16, см. рис. 10, 12, табл. 12, разрезы 22—24). Здесь калмакэмельская

свита была впервые выделена в 1937 г. В. М. Сергиевским (Русаков, Сергиевский, 1941; Вахрамеев, 1945). Позднее ее изучали В. Ф. Беспалов, В. Я. Кошкин (1962, 1963), В. Г. Трифонов (1964б). В. Я. Кошкин расчленил отложения свиты на четыре подсвиты, или толщи. Такое расчленение принято и в настоящей работе.

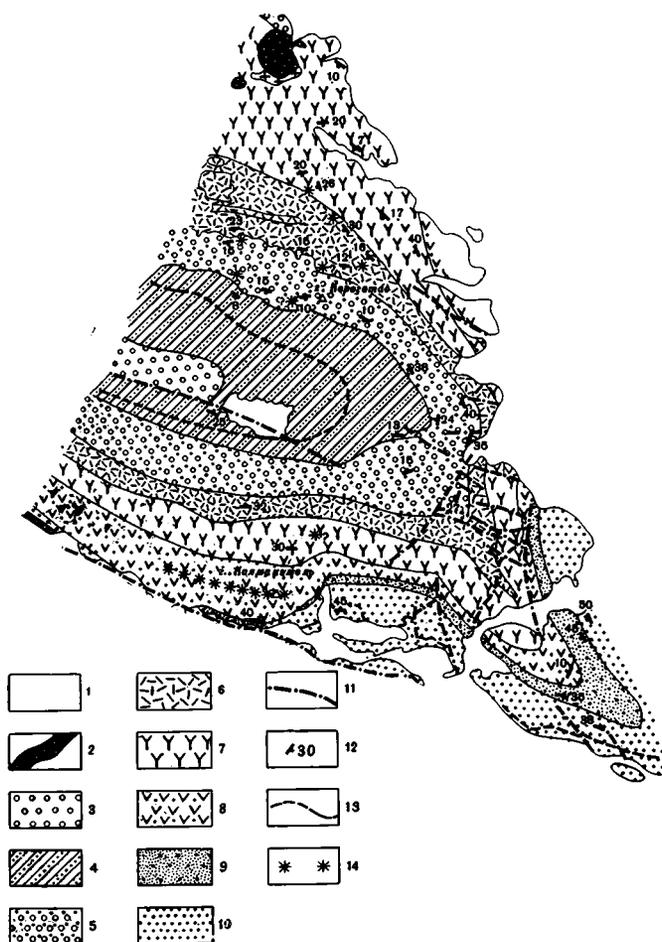


Рис. 15. Геологическая схема восточной части Калмакэмельской синклинали

1 — четвертичные отложения; 2 — субвулканические тела кварцевого порфира; 3 — отложения архарлинской (?) свиты; 4, 5 — отложения керегетасской свиты: 4 — верхняя толща, 5 — нижняя толща; 6—9 — отложения калмакэмельской свиты: 6 — толща Г, 7 — толща В, 8 — толща Б, 9 — толща А; 10 — визейско-намюрские отложения (кемельбекская и каркаралинская свиты); 11 — разрывы; 12 — элементы залегания; 13 — маркирующие горизонты; 14 — вулканы центрального типа и участки трещинных излияний

Нижняя толща А, согласно или со слабым размывом перекрывающая каркаралинскую свиту, сложена конгломератами с линзами гравелитов, песчаников разной зернистости, туффигов, литокристаллокластических туфов, реже лав андезитового состава. Конгломераты и песчаники иногда туфогенны. Галька конгломератов разнообразна по размерам и обычно хорошо окатана. Она состоит из вулканогенных, реже терригенных пород и гранитоидов.

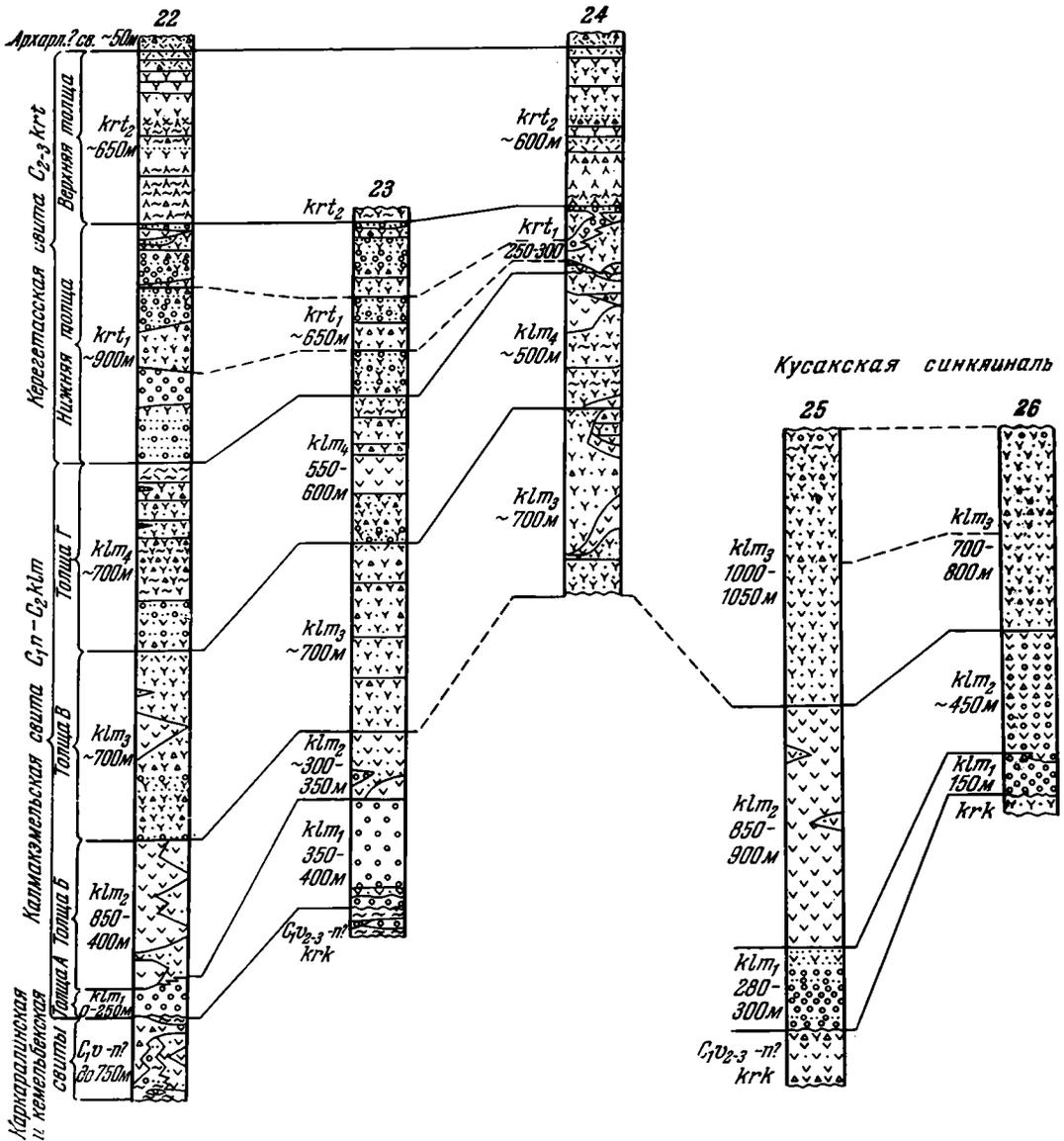


Рис. 16. Геологические разрезы визейско-пермских отложений Калмакэмельской и Кусакской синклиналией

Условные обозначения см. на рис. 5

Толща Б изменчива по составу. В районе горы Калмакэмель она сложена серыми андезитовыми и андезито-дацитовыми порфиритами с линзами лавовых брекчий и туфов. Восточнее и северо-восточнее лавовые образования слагают лишь отдельные линзы, тогда как большая часть толщи Б представлена туфами и туфовыми линзовидными андезитового и андезито-дацитового состава. Появляются линзовидные прослои туфогенного песчаника и конгломерата, содержание которых возрастает к северу. В районе горы Калмакэмель мощность толщи А не более 120 м, толщи Б — 800—900 м. Северо-западнее толща А выклинивается.

Разрезы отложений калмакэмельской свиты Калмакэмельской синклинали

Таблица 12

		Южный борт (разрез 22)		Восточный борт (разрез 23)	Северный борт (разрез 24)
Толща	Меридиан горы Калмакэмель (по В. Я. Кошкину с дополнениями автора)	Восточная часть			
C ₂₋₃ krt. Туфы, игнимбриты. На северном борту местами несогласие					
Толща Г	Дацитовые, выше иногда липаритовые ЛК туфы и туфовые брекчи. Редкие линзы ВК туфов, спекшихся туфов, порфирив. Пласт (80 м) липаритового спекшегося туфа в кровле. Мощность 289—290 м			Дацитовые ЛК туфы с линзами туфовой брекчи и прослоями (в нижней части) грубозернистого туфогенного песчаника. По середине линза андезитового порфирита, утолщающаяся к северу (до 140—170 м восточнее горы Керегетас). В верхней половине прослой кислого ВК туфа, линзы дацитового порфира. Мощность 550—600 м	Дацитовые, в верхней части иногда липаритовые ЛК, К, ВК туфы с линзами лав, спекшихся туфов, туфовых брекчий. Три крупные линзы андезитового порфирита. Мощность не более 500 м
	Дацитовые туфовые брекчи и ЛК туфы, часто спекшиеся. Единичные линзы туфогенного конгломерата. Мощность 260—280 м				
	Грубозернистые туфогенные песчаники, пуддинговые конгломераты, андезитовые и дацитовые ЛК туфы. Линзы андезитового порфирита. Мощность 140—150 м				
Толща В	Дацитовые, близ кровли липарито-дацитовые ЛК туфы с многочисленными обломками кристаллов плагиоклаза. Внизу линза (до 20 м) андезитового порфирита. Мощность 100—300 м	ЛК, реже К туфы с многочисленными обломками кристаллов плагиоклаза. Линзы туфовой брекчи. Состав от андезито-дацитового и дацитового в низах толщи до дацитового выше по разрезу и липарито-дацитового в самых верхах. Мощность около 700 м			Дацитовые, сверху иногда липарито-дацитовые ЛК, реже К туфы с многочисленными обломками кристаллов. Северо-западнее горы Керегетас в нижней части линзы андезитовых порфиритов и туфов, а севернее горы близ кровли линза (до 160 м) липарито-дацитовых и дацитовых лав, туфов, спекшихся туфов и туфовых брекчий. Мощность около 700 м
	Линза андезитового порфирита мощностью 100—250 м; в 5 км западнее выклинивается				
	Дацитовые и андезито-дацитовые ЛК туфы и туфовые брекчи. Линзовидные пласты грубозернистого туфогенного песчаника, редко конгломерата. Мощность 300—350 м				
Толща Б	Андезитовые и андезито-дацитовые порфириды, местами переходящие в лавовые брекчи. Мощность 500—600 м	Андезитовые и андезито-дацитовые туфы и туфовые брекчи. Линзы туфогенного песчаника. На восточной синклинали внизу линза (до 30 м) конгломерата. Мощность 350—400 м		Андезитовые порфириды с линзами туфовой брекчи в основании. Выше андезитовые и андезито-дацитовые ЛК туфы, туфогенные песчаники и конгломераты. Севернее туфогенные конгломераты и андезитовые туфы с линзами порфирита. Мощность 300—350 м	Не вскрыты
	Андезитовый ЛК туф с линзами туфогенного песчаника. Линзовидный пласт до 100 м мощности				
	Андезитовые порфириды и лавовые брекчи. Мощность 200 м				
Толща А	Конгломераты. Линзы средне- и грубозернистых песчаников, редко туфитов и андезитовых ЛК туфов; в 5 км северо-западнее выклинивается. Мощность 120 м	Конгломераты. Линзы андезитовых порфиритов, туфов, туфовых брекчий и туфогенных песчаников в основании и верхней части. Мощность 250 м, восточнее 300 м	Конгломераты с линзами туфов близ основания. Мощность 350—400 м	»	»
	Местами трансгрессивное залегание. C ₁ V ₂ —n krt. Туфовые брекчи	C ₁ V ₂ —n krt. Песчаники, туфы, сланцы		»	»

Примечание. Индексами обозначены туфы: ЛК—литокристаллокластические, К—кристаллокластические, ВК—витрокристаллокластические.

Восточнее, на южном борту синклинали мощность толщи А возрастает до 250 м, затем — 300 м; на восточном борту она достигает 350—400 м. Толща Б в том же направлении сокращается в мощности до 350—400 м, затем — 300—350 м. Такое изменение состава и мощности толщ А и Б позволяет предполагать фашиальный характер их контакта.

Толща В представлена серыми и бурыми литокристаллокластическими и кристаллокластическими туфами с большим количеством обломков кристаллов плагиоклаза. Состав туфов изменяется от андезито-дацитового в низах толщи до дацитового в более высоких горизонтах и липарито-дацитового в самых верхах толщи. Среди туфов встречаются линзовидные прослои туфовых брекчий, спекшихся туфов, туфогенных песчаников и линзы андезитового порфирита. Последних особенно много на северном борту синклинали, где появляются также редкие, но крупные линзы лав и лавовых брекчий более кислого состава. Мощность толщи В — около 700 м.

Толща Г сложена серыми и бурыми литокристаллокластическими и витрокристаллокластическими туфами дацитового, реже липаритового состава с линзами спекшихся туфов, лав, туфовых и лавовых брекчий того же состава и андезитовых порфиритов. Лавовых образований больше всего на северном борту синклинали. Мощность свиты уменьшается с юга на север от 700 до 500 м. На юго-западном, южном и восточном бортах Калмакэмельской синклинали разнообразные вулканические образования толщ В и Г обычно залегают протяженными линзовидными прослоями. На северном борту (рис. 17) они слагают сравнительно короткие линзы, отчего строение толщ становится более сложным.

В других частях Северо-Балхашского и Токрауского синклинориев толща Г отсутствует. В. Я. Кошкин (1963) допускает существование ее аналогов лишь в районе горы Дастар (см. рис. 10, табл. 13, разрез 32). Нередко отсутствует и толща А (разрезы 31, 32). Толщи Б и В сложены лавами, литокристаллокластическими и кристаллокластическими туфами, туфовыми и лавовыми брекчиями андезитового и дацитового состава. Отложения свиты обычно с размывом и иногда несогласно перекрывают каркаралинскую свиту. Местами (разрез 33) калмакэмельская свита залегают на турнейско-нижневизейских песчаниках.

По составу и мощностям в разрезах Калмакэмельской синклинали наиболее близки калмакэмельские отложения Кусакской синклинали (см. рис. 10, 12, 16, табл. 13, разрезы 25, 26) и синклинали на юго-западе Северо-Балхашского синклинория (см. рис. 2). В Кусакской синклинали, как и в Калмакэмельской, мощность свиты уменьшается к северу (от 2150—2250 до 1300—1400 м); андезитовые порфириды, слагающие толщу Б на юге синклинали, к северу замещаются туфогенными конгломератами, туфами и туфовыми брекчиями. В других разрезах синклинориев (разрезы 27, 29, 31—33) мощность свиты не превышает 600 м.

На территории Балхашского антиклинория подробно изучена калмакэмельская свита Саякской синклинали (см. рис. 10, 12—14, табл. 14, разрезы 1—5). Обычно она согласно или со слабым размывом сменяет каркаралинскую свиту, но на северо-западном борту синклинали залегают на подстилающих толщах несогласно.

Свита представлена терригенными, чаще всего морскими отложениями с пластами туфов и разделяется на две толщи. В нижней толще преобладают зеленовато-серые, реже лилово-серые граувакковые и полимиктовые песчаники, иногда косослоистые. Их обломки состоят в основном из продуктов разрушения вулканогенных пород среднего состава. В западной части синклинали близ основания разреза встречены темные песчаники, обогащенные обломками титаномагнетита и магнетита. Восточнее появляются известковистые песчаники с линзами песчани-

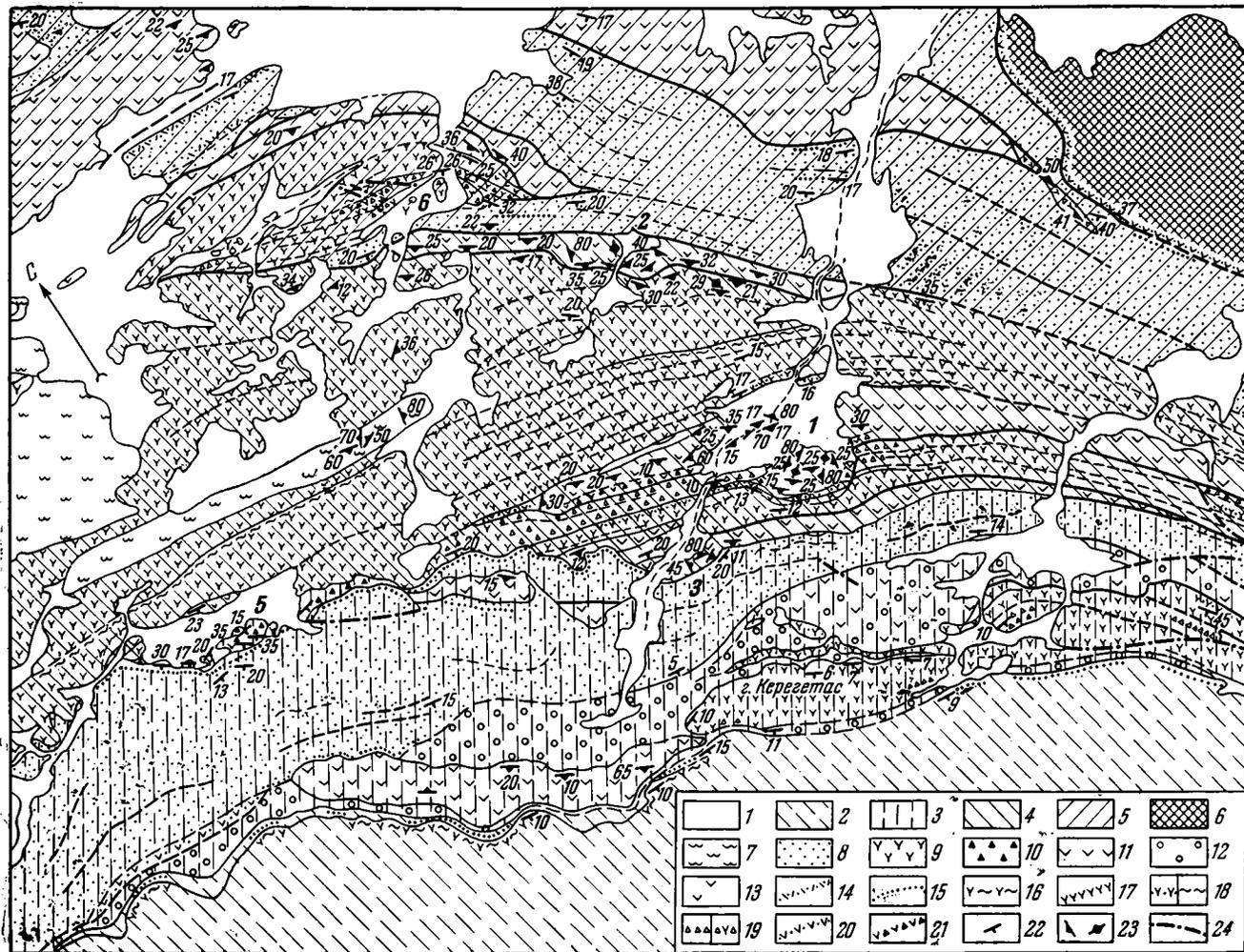


Рис. 17. Геологическая карта части северного борта Калмакхмельской синклинали

1 — четвертичные отложения; 2 — верхняя толща кергетасской свиты; 3 — нижняя толща кергетасской свиты; 4 — 6 — отложения калмакхмельской свиты: 4 — толща Г, 5 — толща В, 6 — толща Б; 7 — крупные тела вторичных кварцитов; 8—13 — фациальные типы пород: 8 — литокристаллокластические, реже кристаллокластические туфы и туфовые брекчии преимущественно дацитового состава с многочисленными крупными обломками кристаллов плагиоклаза; 9 — туфы, реже спекшился туфы, лавы, туфовые и лавовые брекчии преимущественно дацитового состава со сравнительно небольшим содержанием вкрапленников; 10 — туфы, лавы, лавовые и туфовые брекчии липарито-дацитового состава почти без вкрапленников и крупных обломков кристаллов; 11 — андезитовые порфириты, их туфы, туфовые и лавовые брекчии; 12 — песчаники и конгломераты; 13 — конгломераты, сцементированные туфом андезитового состава; 14—21 — пласты. I выделенный фациальный тип: 14 — туфы липарито-дацитового состава; 15 — туфы дацитового состава; 16 — спекшился туфы; 17 — дацитовые порфиры; 18 — их туфы и спекшился туфы; 19 — их туфовые и лавовые брекчии; IV фациальный тип: 20 — туфы андезитовых порфиритов, 21 — туфовые и лавовые брекчии того же состава; 22 — элементы залегания; 23 — наклоны ориентированных вкрапленников, реже флюидалности в основной массе; 24 — разрывы

Таблица 13

**Разрезы отложений калмакэмельской свиты юго-западной части Северо-Балхашского и восточной части
Токрауского синклиналиев (см. рис. 10, 12, 16)**

Толща	Южная часть Кусакской синклинали (разрез 25) Северо-восточный борт Кусакской синклинали (разрез 26)	Район гор Ушкызыл, по данным И. Г. Щерба (разрез 27)	Район горы Джаур, по данным В. Ф. Беспалова, В. В. Колтевой (разрез 29)	Гора Желтау и район между горами Желтау и Керегетас, по данным В. Ф. Беспалова (разрез 31)	Район горы Дастар, по данным О. М. Гаек (разрез 32)	Горы Шольдаыр, по данным О. М. Гаек (разрез 33)
		C_2-3 krt. Кислые туфы. Размыв		C_2-3 krt. Кислые туфы	C_2-3 krt. Кислые нинимбриты. Размыв	
Толща В	Дацитовые и андезито-дацитовые К и ЛК туфы с многочисленными обломками кристаллов плагноклаза. Линзы андезито-дацитовых порфиритов, туфовых брекчий, а сверху—дацитовых спекшихся туфов. Мощность 1000—1050 м. На северо-восточном борту сокращается до 700—800 м	Андезитовые и андезито-дацитовые порфириты с линзами туфов и лавовых брекчий. Мощность не менее 600 м	Лавы с линзами туфов лавовых и туфовых брекчий андезитового, реже дацитового состава. Мощность не менее 400 м	Андезито-дацитовые порфириты и туфы. Мощность 500 м	Дацитовые порфириты и К туфы с редкими линзами андезитового порфирита. По данным В. Я. Кошкина (1963) здесь могут быть и аналоги толща Г	Отсутствует
Толща Б	Андезито-дацитовые порфириты с редкими линзами К туфов. Мощность 850—900 м. В западной части и на северо-восточном борту синклинали—туфогенные конгломераты, андезито-дацитовые туфы и туфовые брекчии с прослоями песчаников. Мощность на северо-восточном борту 450 м					Дацитовые порфиры. Видимая мощность А+Б 200 м
Толща А	Конгломераты. Вверху линзовидные прослои песчаников, гравелитов, андезитовых туфов. Мощность 280—300 м. На северо-восточном борту она сокращается до 150 м	Не вскрыта		Отсутствует		Песчаники с прослоями конгломератов
	Местами размыв? C_1V_2 —п krk. Порфириты			Размыв. C_1V_2 —п krk. Порфириты		Размыв. C_1t_2 . Песчаники

См. примечание к табл. 12.

Разрезы отложений калмакэмельской свиты Байхашского антиклинория (см. рис. 10, 12, 13, 14)

Свита	Саякская синклиналь			
	Северо-западный борт (разрез 1)	Юго-западный борт в 4 км южнее могильника Медеубасы (разрез 2)	Западная часть южного борта в 8 км южнее урочища Кунгисаяк (разрез 3)	Либайская ячея южнее пос. Саяк 1] (разрез 4)
	C ₂₋₃ krt. Туфы		C ₂₋₃ krt. Конгломераты, песчаники	C ₂₋₃ krt. Песчаники
	Местами слабый размыв			
Калмакэмельская (C _{1п} — C ₂ k.lm)	Песчаники разной зернистости, в нижней части грубозернистые. Пласт (18 м) гравелита и конгломерата по середине. Пласты дацитового ВК туфа в основании (25 м) и в кровле (45 м). Мощность 170—175 м	Кислый ВК туф с пластами туффита. Мощность 70—80 м Песчаники, иногда туфогенные. Прослой туффитов, андезитовых и дацитовых пепловых туфов. Мощность 150—160 м Андезито-дацитовый ВК туф. Мощность 30 м	Кислый ВК туф с пластом (8 м) среднезернистого песчаника. Мощность 35 м Песчаники, иногда туфогенные. В нижней половине прослой туффита и дацитового пеплового туфа. В основании пласт (15 м) дацитового ВК туфа. Мощность 195 м	Песчаники разной зернистости, пластами косо-слоистые, в нижней части тонко переслан-влюющиеся. Мощность 320—330 м Дацитовый ВК туф. Мощность 20 м
	Песчаники грубозернистые, выше средне- и мелкозернистые. Прослой кислого пеплового туфа. Пласт (20 м) кислого ВК туфа в основании. Мощность 115—120 м	Туфы андезитового и дацитового состава, песчаники средне- и грубозернистые, иногда туфогенные, туффиты. Туфы преобладают внизу, песчаники сверху пачки. Мощность 100—105 м	Песчаники с прослоями пеплового туфа. Мощность 70 м	Песчаники разнозернистые, выше мелкозернистые. Прослой гравелита, конгломерата, редко пеплового туфа и туффита. Пласт даци-тового ВК туфа (3 м) в основании. Мощность 120 м
	Песчаники средне- и грубозернистые, иногда лилово-бурые. В верхней части пласт (8 м) кислого пеплового туфа, прослой гравелита и конгломерата. Мощность 145—150 м	Песчаники, иногда туфогенные конгломераты. Прослой андезитового пеплового туфа, алевролита, гравелита, туффита. Пласт (20 м) андезитовых и дацитовых ВК туфов в основании. Мощность 115—120 м	Песчаники грубо- и среднезернистые. Прослой дацитового пеплового туфа. Пласты даци-тового ВК туфа в основании (25 м) и кровле (15 м). Мощность 95 м	Песчаники разной зернистости, иногда косо-слоистые. В основании прослой гравелита. В верхней части пласт песчаника с фауной. Мощность 280—300 м
	Песчаники грубозернистые, пластами косо-слоистые и обогащенные магнетитом; гравелиты, конгломераты. <i>Linoproductus jagovkini</i> NaI., <i>L. ex gr. schrencki</i> (Stuck.), <i>Dictyodostus ex gr. leplayi</i> (Vern.), <i>Antiquatoria insculpta</i> Muir., <i>Cancrinella cf. undata</i> Deir. Мощность 30—35 м	Песчаники разной зернистости, близ кровли и подошвы пестроокрашенные и прослоями обогащенные титаноммагнетитом. В основании прослой конгломерата, в средней части — известковистого песчаника с фауной, в верхней — дацитового пеплового туфа и алевро-лита. Мощность 135—145 м	Песчаники средне- и грубозернистые. Близу основания пласты гравелита и конгломерата. В верхней половине пласт известковистого песчаника с линзами известняка. <i>Linoproductus jagovkini</i> NaI. Мощность 145 м	
Местами несогласие. C _{1v2} — п krg. Песчаники с фауной	Слабый размыв. C _{1v2} — п krg. Песчаники			

См. примечание к табл. 12.

Саянская синклинали	Юго-восточнее Саянской синклинали, по данным А. И. Смирнова (разрез 6)	Урочище Карашат, по данным В. Я. Кошкина (разрез 7)	Синклинали Моинсу (разрез 9)	Жирикская синклинали (разрез 16)	Грабен-синклинали, пограничные с синклиноориями			
					Гора Котырарсан и сор Бактай (разрез 17)	Восточная часть Тастыйской грабен-синклинали, по данным В. Я. Кошкина (разрез 19)		
Западная часть северного борта в 12 км западнее горы Джетымышоки (разрез 5)					Отсутствуют	С ₂₋₃ krt? Песчаники, туфы	С ₂₋₃ krt? Песчаники	С ₂₋₃ krt. Конгломераты, песчаники. Размыв
*С ₂₋₃ krt. Конгломераты, [слабый размыв]								
Кислые пепловые туфы. Мощность 28 м	Отсутствуют	Грубозернистые песчаники. Мощность 90 м	Песчаники средне- и грубозернистые. Пласты и прослой конгломерата. В верхней части пласт мелкообломочного туфа. Мощность 175—185 м	Липаритовые ЛК туфы. Прослой пеплового туфа, туфовой брекчии, выше туфогенного конгломерата, средне- и грубозернистого песчаника. Мощность 240 м	Дацитовые ЛК туфы и туфовые брекчии. Редкие линзы грубозернистого туфогенного песчаника. Мощность 120 м	Грубозернистые туфогенные песчаники. Крупные линзы туфа. Мощность 140 м	Пестро чередующиеся ЛК туфы и туфовые брекчии андезитового и дацитового состава, часто туфогенные средне- и грубозернистые песчаники, гравелиты, конгломераты. В верхней части преобладают грубообломочные породы, ниже песчаники и туфы. Мощность около 200 м; на восток и северо-запад она несколько возрастает, причем на востоке грабен-синклинали увеличивается содержание терригенных пород, а на северо-западе — туфогенных	
Песчаники с прослоями дацитового пеплового туфа. <i>Calamites suckowii</i> Brongn. Мощность 47 м		Песчаники, часто туфогенные. Пласты и прослой туффита. Пласты ЛК дацитового туфа в основании (10 м) и кровле (4 м). Мощность 270 м	Конгломераты с прослоями грубозернистого песчаника. Мощность 55—65 м		Грубозернистые туфогенные песчаники. Крупные линзы липаритового ЛК туфа, мало-мощные линзы туфогенного гравелита и конгломерата. Мощность 310—330 м	Грубозернистые туфогенные песчаники. Крупные линзы липаритового ЛК туфа, мало-мощные линзы туфогенного гравелита и конгломерата. Мощность 310—330 м	Грубозернистые песчаники, иногда туфогенные; гравелиты, конгломераты. Вверху единичные прослой ЛК андезито-дацитового туфа. В нижней части <i>Mesocalamites cistiformis</i> (Stur.) Hirn., <i>Calamites suckowii</i> Brongn., <i>C. undulatus</i> Sternb. Мощность около 200 м	
Песчаники косослоистые, средне- и грубозернистые. Прослой андезитовых и дацитовых пепловых туфов. Пласты дацитового ВК туфа в основании (15 м) и кровле (20 м). Мощность 125 м			Песчаники средне- и грубозернистые. Пласты гравелита, конгломерата. Мощность 180—200 м					
Песчаники грубозернистые, реже среднезернистые. Много прословей туффита, пеплового туфа андезитового и дацитового состава. Мощность 110—115 м	Песчаники разной зернистости. Прослой конгломерата. Пласт известковистого песчаника и известняка. Мощность 400 м	Песчаники, туффиты, реже алевролиты. Пласт (15 м) мелкообломочного туфа в основании. Мощность 155 м						
Песчаники грубозернистые, выше средне- и мелкозернистые, иногда туфогенные. Прослой известковистого песчаника, а в верхней части туффита и андезито-дацитового пеплового туфа. Мощность 185—195 м		Песчаники разной зернистости. Редкие прослой конгломерата, алевролита, известковистого песчаника, туффита, туфа. <i>Amygdalophylloides</i> (?) sp., <i>Pteridorachis</i> sp. Мощность 210 м			Конгломераты, выше мелко- и среднезернистые песчаники, часто туфогенные; алевролиты, туффиты. Мало-мощные линзы липаритового ЛК туфа. Мощность 100 м			
Конгломераты, реже гравелиты и грубозернистые косослоистые песчаники, иногда обогащенные титаномагнетитом. Мощность 65—70 м								
Слабый размыв. С _{1v2} —п krgk. Песчаники	Несогласие. D ₂ fm. Песчаники		С _{1v} — п. Песчаники с фауной	Несогласие. D ₁ . Песчаники	С _{1v2} — п krgk. Конгломераты с фауной	Размыв. С _{1t1} . Туфы		

стого известняка. Преимущественно в нижней части толщи распространены линзовидные прослои гравелитов и конгломератов. Галька разнообразна по размерам. Она состоит из вулканогенных пород среднего и кислого состава, гранитоидов, а также яшм, метаморфизованных вулканогенных пород, кремнистых и хлоритовых сланцев, кварцитов, терригенных пород. Прослои андезитовых и дацитовых туфов, пепловых и витрокристаллокластических, а также туффилов немногочисленны и приурочены главным образом к верхней части толщи.

Верхняя толща сложена зеленовато-серыми полимиктовыми песчаниками разной зернистости, серыми и бурыми туфами (пепловые, витрокристаллокластические, редко мелкообломочные литокристаллокластические), туффитами. Состав туфов преимущественно дацитовый, но есть более кислые и более основные разновидности. Туфы образуют выдержанные прослои в основании и верхней части толщи. Песчаники иногда косослоисты. Они отличаются от песчаников нижней толщи более кислым составом обломков и цемента. Для обеих толщ характерно уменьшение количества и мощности туфовых прослоев в южном и юго-восточном направлении.

На северо-западном борту Саякской синклинали мощность калмакэмельских отложений — 460—480 м. Она возрастает до 540—580 м на юго-западном, южном и северном бортах и достигает 740—770 м на востоке синклинали. Локальное увеличение мощности до 600—640 м отмечено в центральной части юго-западного борта южнее могильника Медеубасы (разрез 2). Там же в нижней толще увеличивается содержание конгломератов и косослоистых пестроцветных песчаников.

К востоку от Саякской синклинали (см. рис. 10, 12, табл. 14, разрезы 6, 7) калмакэмельские отложения сходны с описанными в саякских разрезах. Мощность свиты в грабене урочища Карашат (разрез 7), по данным В. Я. Кошкина, составляет 725 м. На западном склоне Балхашского антиклинория в синклинали Моинсу (разрез 9) калмакэмельские песчаники и конгломераты, согласно сменяющие каркаралинскую свиту, имеют мощность 410—450 м. Литологически они сходны с калмакэмельскими отложениями Саякского района. К калмакэмельской свите условно отнесена также нижняя часть каменноугольных отложений Жирикской синклинали (разрез 16), несогласно залегающих на нижнедевонской толще. Это липаритовые литокристаллокластические туфы, туфовые брекчии, туфогенные песчаники и конгломераты общей мощностью 240 м.

Своеобразны калмакэмельские отложения Тастыйской (разрез 19) и Котырасанской (разрезы 17, 18) грабен-синклиналей. В этих разрезах калмакэмельская свита, обычно залегающая на размытой поверхности подстилающих толщ, сочетает литологические черты калмакэмельских отложений Балхашского антиклинория и смежных синклинорий. В разрезе Тастыйской грабен-синклинали, по данным В. Я. Кошкина, выделяются две толщи. Нижняя толща (около 200 м) сложена песчаниками и конгломератами. В верхней толще туфогенные песчаники и конгломераты чередуются с туфами и туфовыми брекчиями андезитового и дацитового состава, похожими на вулканические образования толщ Б и В Калмакэмельской синклинали. Отложения обеих толщ прорваны некками, лакколитами и куполами кварцевых порфиров, их лавовых брекчий и грубообломочных туфов. Вблизи этих субвулканических тел в верхней толще иногда залегают короткие линзы туфов кварцевых порфиров, а в конгломератах встречается их галька. Мощность верхней толщи близка к 200 м в центре Тастыйской грабен-синклинали, но несколько возрастает на ее северо-западном и восточном окончаниях. В Котырасанской грабен-синклинали на базальных конгломератах за-

легают туфогенные песчаники и дацитовые туфы с крупными линзами туфов кварцевого порфира, сходных по составу с кварцпорфировыми субвулканическими телами Тастыйской грабен-синклинали. Мощность калмакэмельских отложений Котырассанской грабен-синклинали 670—690 м.

Одновозрастность отложений, относимых к калмакэмельской свите на территории Балхашского антиклинория и в смежных синклинориях, была установлена В. Я. Кошкиным (1962) при сравнительном изучении разрезов Саякской и Калмакэмельской синклиналей. Как уже отмечалось, обломочный материал песчаников Саякской синклинали близок по составу к вулканогенным толщам Калмакэмельской синклинали. Сходен состав туфов верхов разрезов и состав базальных конгломератов. Наконец, отложения Саякской, Калмакэмельской синклиналей и Тастыйской грабен-синклинали содержат одинаковые растительные остатки: *Calamites suckowii* Brongn., *C. cistii* Brongn., *C. undulatus* Sternb., *Mesocalamites cistiiformis* (Stur.) Hirm.

Перечисленные растительные остатки не древнее намюрского века, а скорее среднекаменноугольные. В известковистых породах низов калмакэмельской свиты Саякской синклинали нами найдены верхневизейско-намюрские брахиоподы: *Linoproductus jagovkini* Nal., *L. ex gr. schrencki* (Stuck.), *Dictyoclostus ex gr. leplayi* (Vern.), *Antiquatonia insculpta* M., *Cancrinella cf. undata* Defr. Брахиоподы того же возраста В. Я. Кошкин (1962) собрал в средней части свиты. Для низов разреза Саякской синклинали он приводит фораминифер *Howchina cf. gibba* (Moeller) var. *longa* Brazhn., а для низов разреза урочища Карашат кораллов *Amygdalophylloides* (?) sp. Остатки брахиопод и растений несколько по-разному определяют возраст калмакэмельской свиты. Вероятно, она накапливалась в намюрском веке — начале среднекаменноугольной эпохи.

Керегетасская свита

В Северо-Балхашском и Токрауском синклинориях керегетасская свита представлена вулканогенными и вулканогенно-терригенными отложениями (см. рис. 10, 12, 15—17, табл. 15, разрезы 21—24, 27, 29—32, 34). Керегетасские отложения большой мощности описаны В. Ф. Беспаловым, В. Я. Кошкиным (1962, 1963) и В. Г. Трифоновым (1964б) в Калмакэмельской синклинали (разрезы 22—24). В. Я. Кошкин разделил их на две подсвиты, или толщи.

Нижняя керегетасская толща весьма изменчива. На юго-западном и южном борту синклинали, севернее горы Калмакэмель она сложена зеленовато-серыми средне- и грубозернистыми полимиктовыми, нередко туфогенными песчаниками, конгломератами, бурыми литокристаллокластическими и кристаллокластическими туфами, реже туфовыми брекчиями дацитового, иногда липарито-дацитового состава. Характерны туфы с большим количеством обломков кристаллов плагиоклаза. Галька конгломератов состоит из вулканогенных пород кислого и среднего состава. Мощность толщи около 900 м. В западной части юго-западного борта, на востоке южного борта и на восточном борту синклинали увеличивается относительное количество туфов и туфовых брекчий, а песчаники и конгломераты становятся сплошь туфогенными. Мощность толщи сокращается на восточном борту до 650 м. На северном борту (см. рис. 17) нижняя толща представляет собой чередование линз разного состава и мощности, менее протяженных, чем в других частях синклинали. Содержание туфов возрастает; появляются линзы кислых игнимбритов, лав и лавовых брекчий, а также андезитовых порфиритов и туфов. Устанавливается слабое несогласие в основании тол-

щи, отсутствующее в более южных участках синклинали. Мощность толщи сокращается до 250—300 м.

Верхняя керегетасская толща Калмакэмельской синклинали сложена литокристаллокластическими и кристаллокластическими туфами, гравийными туфовыми брекчиями, игнимбритами, реже лавами и лавовыми брекчиями дацитового, трахидацитового и липаритового состава. Лавовых образований больше на северном борту, чем на южном. Мощность толщи—600—650 м.

Разрезы такого же типа описаны в синклинали на юго-западе Северо-Балхашского синклинория и в синклинали гор Ушкызыл. В Ушкызыльской синклинали (см. рис. 10, 12, табл. 15, разрез 27), по данным И. Г. Щерба, керегетасская свита имеет мощность 1900—2000 м. В других разрезах юго-западной части Северо-Балхашского и восточной части Токрауского синклинориев (разрезы 29—32, 34) мощность керегетасских отложений не превышает 800—1000 м. Обычно они залегают на слегка размытой поверхности калмакэмельской свиты, а на восточной окраине гор Кызыладыр (разрез 34) перекрывают каркаралинскую свиту.

Мощности и состав керегетасских отложений изменчивы. В горах Чубарайгыр (разрез 29), по данным В. В. Коптёвой, керегетасская свита представлена пестро перемежающимися линзами лав, туфов, игнимбритов, лавовых и туфовых брекчий трахилипаритового, дацитового, реже трахиандезитового и андезитового состава. Они сменяются кверху толщей трахидацитовых игнимбритов. Мощность свиты — до 800—900 м. Указанные вулканические образования слагают депрессию, к краям которой они замещаются маломощными туфогенными песчаниками, витрокристаллокластическими туфами трахилипаритового и смешанного состава, андезитовыми и трахиандезитовыми порфиритами и туфами. Такую же изометричную область локального возрастания мощности свиты до 800 м отмечает О. М. Гаек в горах Кызыладыр (разрез 34).

В других описанных разрезах керегетасская свита сложена преимущественно кислыми туфами и игнимбритами мощностью в 400—600 м. Местами (разрез 32) в низах свиты появляются линзы андезитовых, реже андезито-базальтовых порфиритов.

Если в рассмотренных частях синклинориев андезитовые и андезито-базальтовые вулканические образования керегетасской свиты маломощны и распространены локально, то на северо-восточном склоне Северо-Балхашского синклинория (районы гор Жорга, Караозек, Канжайляу, Улькен-Кикунтай) их проявления более значительны. Там В. Я. Кошкин (1963) выделил Предчингизскую зону вулканических образований керегетасской свиты. В основании свиты нередко отмечается несогласие. Нижняя половина разреза сложена андезитовыми, трахиандезитовыми и андезито-базальтовыми порфиритами с линзами кислых вулканогенных пород. Выше залегают кислые вулканические образования, преимущественно пирокластические.

На территории Балхашского антиклинория установлены две области распространения керегетасской свиты: Саякская синклиналь (см. рис. 10, 12—14, табл. 16, разрезы 1—5) и район горы Итбас (разрезы 13—15). В Саякской синклинали керегетасские отложения согласно или со слабым размывом сменяют калмакэмельские и разделяются на две толщи. Нижняя толща представлена серыми и зеленовато-серыми полимиктовыми песчаниками разной зернистости, иногда волнисто- или косослоистыми. В основании залегают пачка грубозернистых песчаников и конгломератов, а выше нее — пласт грубообломочного кислого туфа. Редкие прослойки мелкообломочного кислого туфа отмечены в более высокой части толщи. Галька конгломератов базальной пачки представ-

Разрезы отложений керегетасской свиты юго-западной части Северо-Балхашского и восточной части Токрауского синклиналиев (см. рис. 10, 12, 16)

		Калмакэмельская синклиналь				Асильханская зона, по данным И. Г. Щерба (разрез 1)	Горы Ушкызыл, по данным И. Г. Щерба (разрез 27)	Депрессия гор Чубарайгыр, по данным В. В. Коптевой (разрез 29)	Гора Керегетас (разрез 30)	Гора Желтау (разрез 31)	Гора Дастар (разрез 32)	Горы Кызыладыр (разрез 34)	
Толща	Юго-западный и южный борт, по данным В. Я. Кошкина с дополнениями автора (разрез 22)	Восточный борт (разрез 23)	Северный борт (разрез 24)				по данным М. В. Тащинной	по данным О. М. Гаек					
	Северо-северо-западные горы Калмакэмель			Восточная часть южного борта									
Верхняя		C ₃ -P ₁ arsh? Липаритовые ЛК туфы и гравийные туфовые брекчи (50 м)		Покрывающие толщи отсутствуют			C ₃ -P ₁ arh. Конгломераты, туффиты. Размыв		Покрывающие толщи отсутствуют				
Нижняя (C ₃ -3 krt)	Липаритовые туфы, внизу также гравийные туфовые брекчи. Мощность 80 м			Содержит больше лав и лавовых брекчий липаритового и трахидацитового состава, чем на южном борту. Мощность 600 м	Песчаники, часто туфогенные; алевролиты, туффиты, липаритовые, дацитовые и трахидацитовые туфы. Близ основания—линзы кварцевого порфира. Выше единичные линзы андезитового порфирита и дацитового порфира. Мощность 2000 м	Липарито-дацитовые игнимбриты. Мощность до 200 м	Трахидацитовые, иногда трахилипаритовые игнимбриты. Мощность до 300 м	Липаритовые игнимбриты. Мощность 250 м	Разнообразные кислые туфы и туфолавы с линзами липаритового и андезитового туфа. Вверху игнимбриты	Липаритовые игнимбриты и ЛК туфы смешанного состава. Мощность 200 м	Липаритовые туфы и туфолавы	Липаритовые туфы и туфолавы	
	ЛК и К туфы, реже игнимбриты, гравийные туфовые брекчи, флюидальные лавы дацитового, иногда более щелочного или более кислого состава. Единичные прослои пеплового туфа и туфогенного песчаника. Мощность 340—360 м			Содержит больше лав и лавовых брекчий липаритового и трахидацитового состава, чем на южном борту. Мощность 600 м	Песчаники, часто туфогенные; алевролиты, туффиты, липаритовые, дацитовые и трахидацитовые туфы. Близ основания—линзы кварцевого порфира. Выше единичные линзы андезитового порфирита и дацитового порфира. Мощность 2000 м	Липарито-дацитовые игнимбриты. Мощность до 200 м	Трахидацитовые, иногда трахилипаритовые игнимбриты. Мощность до 300 м	Липаритовые игнимбриты. Мощность 250 м					Липаритовые туфы и туфолавы с линзами липаритового и андезитового туфа. Вверху игнимбриты
Северо-западнее возрастает содержание туфогенных пород		Конгломераты, песчаники, средне- и грубозернистые, часто туфогенные. Редкие пласты кислых туфов. Линзовидные пласты окварцованного кислого туфа и туфовой брекчи (до 20 м) в основании и андезитового порфирита (до 60 м) близ кровли. Мощность 240—250 м	Дацитовые ЛК туфы и туфовые брекчи, туфогенные грубозернистые песчаники, гравийные туфовые брекчи и конгломераты. Утолщается базальный пласт туфа и туфовой брекчи, из-за чего возрастает мощность всей пачки	Дацитовые и липарито-дацитовые ЛК туфы и туфовые брекчи; в средней и верхней частях также туфогенные песчаники и гравелиты. Мощность 280—290 м	Дацитовые и липарито-дацитовые туфы с линзами игнимбритов, лав, туфовых и лавовых брекчий. Маломощный пласт грубозернистого туфогенного песчаника в кровле. Западнее горы Керегетас пачка выклинивается	Дацитовые, трахидацитовые, липаритовые туфы и туфовые брекчи с линзами спекшихся туфов, лав, редко туфогенных песчаников. Мощность 1750 м	В центре депрессии пестро перемежаются линзы лав, туфов, туфовых и лавовых брекчий трахилипаритового, дацитового, трахиандезитового и андезитового состава, прорванные нексами и дайками того же состава. Первые сотни метров. К краям депрессии замещаются маломощными туфогенными песчаниками, ВК туфами трахилипаритового и смешанного состава, андезитовыми и трахиандезитовыми порфиритами и туфами	Липарито-дацитовые ЛК туфы с линзами игнимбритов. Мощность 260 м	В 18 км юго-западнее (гора Антракс) андезитовых пород в низях разреза нет	Дацитовые и липарито-дацитовые туфы и туфолавы. Линзы липаритовых порфиров, андезитовых и андезитобазальтовых порфиритов. Мощность 120 м	Андезитовые туфолавы. Мощность 100 м	Андезито-дацитовые, реже андезито-базальтовые порфириты и туфы. Маломощный пласт туфогенного конгломерата в основании	
Средне- и грубозернистые песчаники, реже конгломераты. Единичные пласты дацитовых туфов. Мощность 150—160 м		Конгломераты и песчаники становятся туфогенными. Мощность пачки сокращается	Грубозернистые туфогенные песчаники. Линзовидные пласты андезитовых и ЛК дацитовых туфов, туфогенных конгломератов, гравелитов. Мощность 100—110 м	Конгломераты с линзами туфогенных песчаников, дацитовых и липарито-дацитовых ЛК туфов и туфовых брекчий. Восточнее горы Керегетас гальки состоят из андезитовых порфиритов и сцементированы андезитовым туфом. Западнее горы в гальках преобладают породы дацитового состава. Там же линза андезитового порфирита и туфа	Дацитовые туфы с многочисленными обломками кристаллов плагноклаза. В основании — короткие линзы андезитового порфирита, северо-восточнее горы Керегетас линза грубозернистого туфогенного песчаника, а северо-западнее линза (до 50 м) липарито-дацитовых лавовых и туфсвых брекчий, лав и туфов с ничтожным содержанием обломков кристаллов. Выше линзы спекшихся туфов, реже лав. Мощность пачек в восточной части борта составляет 1/3, а западнее — до 3/4 мощности. C ₂ -3 krt ₁	Липаритовые порфиры и туфы, трахилипаритовые порфириты и лавовые брекчи. Мощность невелика	Липарито-дацитовые ЛК туфы с линзами игнимбритов. Мощность 260 м	Андезитовые туфолавы. Мощность 100 м		Андезито-дацитовые, реже андезито-базальтовые порфириты и туфы. Маломощный пласт туфогенного конгломерата в основании	Андезито-дацитовые, реже андезито-базальтовые порфириты и туфы. Маломощный пласт туфогенного конгломерата в основании	Андезитовые туфолавы. Мощность 100 м	Андезито-дацитовые, реже андезито-базальтовые порфириты и туфы. Маломощный пласт туфогенного конгломерата в основании
Дацитовые и липарито-дацитовые туфы с многочисленными обломками кристаллов плагноклаза. Внизу линзы туфовой брекчи и грубозернистого туфогенного песчаника. Мощность 130—140 м		Возрастает количество туфовых брекчий	Дацитовые ЛК туфы и туфовые брекчи. Мощность 90—100 м	Дацитовые туфы с многочисленными обломками кристаллов плагноклаза. В основании — короткие линзы андезитового порфирита, северо-восточнее горы Керегетас линза грубозернистого туфогенного песчаника, а северо-западнее линза (до 50 м) липарито-дацитовых лавовых и туфсвых брекчий, лав и туфов с ничтожным содержанием обломков кристаллов. Выше линзы спекшихся туфов, реже лав. Мощность пачек в восточной части борта составляет 1/3, а западнее — до 3/4 мощности. C ₂ -3 krt ₁	Дацитовые туфы с многочисленными обломками кристаллов плагноклаза. В основании — короткие линзы андезитового порфирита, северо-восточнее горы Керегетас линза грубозернистого туфогенного песчаника, а северо-западнее линза (до 50 м) липарито-дацитовых лавовых и туфсвых брекчий, лав и туфов с ничтожным содержанием обломков кристаллов. Выше линзы спекшихся туфов, реже лав. Мощность пачек в восточной части борта составляет 1/3, а западнее — до 3/4 мощности. C ₂ -3 krt ₁	Липаритовые порфиры и туфы, трахилипаритовые порфириты и лавовые брекчи. Мощность невелика	Липарито-дацитовые ЛК туфы с линзами игнимбритов. Мощность 260 м	Андезитовые туфолавы. Мощность 100 м	Андезито-дацитовые, реже андезито-базальтовые порфириты и туфы. Маломощный пласт туфогенного конгломерата в основании	Андезито-дацитовые, реже андезито-базальтовые порфириты и туфы. Маломощный пласт туфогенного конгломерата в основании	Андезитовые туфолавы. Мощность 100 м	Андезито-дацитовые, реже андезито-базальтовые порфириты и туфы. Маломощный пласт туфогенного конгломерата в основании	
Песчаники средне- и грубозернистые, иногда туфогенные. Линзы конгломератов. По середине пласт (30 м) дацитового ЛК туфа. Мощность 350—370 м		Конгломераты и песчаники становятся туфогенными. Мощность пачки сокращается	Дацитовые ЛК и К туфы. Линзовидные прослои туфогенного песчаника (их количество уменьшается к северу), в нижней части гравелита. Мощность 160—170 м	Дацитовые ЛК и К туфы. Линзовидные прослои туфогенного песчаника (их количество уменьшается к северу), в нижней части гравелита. Мощность 160—170 м	Дацитовые туфы с многочисленными обломками кристаллов плагноклаза. В основании — короткие линзы андезитового порфирита, северо-восточнее горы Керегетас линза грубозернистого туфогенного песчаника, а северо-западнее линза (до 50 м) липарито-дацитовых лавовых и туфсвых брекчий, лав и туфов с ничтожным содержанием обломков кристаллов. Выше линзы спекшихся туфов, реже лав. Мощность пачек в восточной части борта составляет 1/3, а западнее — до 3/4 мощности. C ₂ -3 krt ₁	Дацитовые туфы с многочисленными обломками кристаллов плагноклаза. В основании — короткие линзы андезитового порфирита, северо-восточнее горы Керегетас линза грубозернистого туфогенного песчаника, а северо-западнее линза (до 50 м) липарито-дацитовых лавовых и туфсвых брекчий, лав и туфов с ничтожным содержанием обломков кристаллов. Выше линзы спекшихся туфов, реже лав. Мощность пачек в восточной части борта составляет 1/3, а западнее — до 3/4 мощности. C ₂ -3 krt ₁	Липаритовые порфиры и туфы, трахилипаритовые порфириты и лавовые брекчи. Мощность невелика	Липарито-дацитовые ЛК туфы с линзами игнимбритов. Мощность 260 м	Андезитовые туфолавы. Мощность 100 м	Андезито-дацитовые, реже андезито-базальтовые порфириты и туфы. Маломощный пласт туфогенного конгломерата в основании	Андезито-дацитовые, реже андезито-базальтовые порфириты и туфы. Маломощный пласт туфогенного конгломерата в основании	Андезитовые туфолавы. Мощность 100 м	Андезито-дацитовые, реже андезито-базальтовые порфириты и туфы. Маломощный пласт туфогенного конгломерата в основании
		На северном борту несогласие, в некоторых местах размывы. C ₁ -C ₂ klm. Кислые туфы, Кислые туфы, местами порфириты			C ₁ -C ₂ klm. Порфириты	Размыв. C ₁ l ₂ C ₂ klm. Туфы	Размыв. C ₁ -C ₂ klm. Порфириты	Размыв. C ₁ -C ₂ klm. Андезито-дацитовые, дацитовые туфы и лавы	Слабое несогласие. C ₁ V ₂ -nkrg или C ₁ n-C ₂ klm				

См. примечание к табл. 12.

лена в основном вулканогенными породами кислого и среднего состава. На западе синклинали базальная пачка выклинивается.

Верхняя толща также сложена преимущественно серыми и зеленовато-серыми полимиктовыми песчаниками, но эти песчаники часто туфогенны, а содержащиеся в них прослои кислых туфов более многочисленны, чем в нижней толще. В средней и верхней частях толщи песчаники нередко известковисты и чередуются с известковистыми алевролитами и известняками. Известковистых пород особенно много в восточной части синклинали — на южном борту ее Либайской ячеи. Здесь известняки и известковисто-терригенные породы образуют пачку мощностью в 130—140 м. В западной части синклинали известковистые породы исчезают. В верхней толще появляются красноцветные разности песчанников, линзы гравелита и конгломерата. Как в нижней, так и в верхней толще керегетасской свиты содержание туфов и туфогенных песчанников уменьшается в южном и юго-восточном направлении.

Наибольшая мощность керегетасской свиты (свыше 1500 м) установлена на южном борту Саякской синклинали (см. рис. 10, 12—14, табл. 16, разрез 3). Меньшие мощности характерны для более северных участков: Либайская ячея (1200 м), восточная часть Кунгисаякской ячеи (1100 м), восточная часть юго-западного борта (1000 м). Дальнейшее сокращение мощности происходит к северу (до 950 м в северной и 750 м в северо-западной частях Кунгисаякской ячеи) и к северо-западу (до 850 м южнее могильника Медеубасы и 750 м в западной части юго-западного борта). Минимальные мощности (500 м) определены на северо-западном борту синклинали (разрез 1).

К югу от горы Итбас (см. рис. 10, 12, табл. 16, разрез 14) керегетасская свита несогласно перекрывает нижнепалеозойские отложения и представлена терригенными породами с 80-метровым пластом известняка в нижней части. Мощность свиты — 750—800 м. Возможно, пласт известняка одновозрастен известнякам Саякской синклинали, т. е. в районе горы Итбас присутствуют аналоги только верхней толщи саякского разреза. Керегетасские отложения с пластом известняка в нижней части прослеживаются на северо-запад. В 12 км западнее горы Итбас (разрез 15), по данным В. Я. Кошкина, мощность известнякового пласта не превышает 20 м, а общая мощность свиты — 650 м. Она несогласно залегает на силурийских песчаниках и без видимого несогласия сменяется отложениями архарлинской свиты. Далее к западу верхние горизонты керегетасской свиты уничтожены «предархарлинским» размывом, и ее мощность сокращена. В 14 км к югу от горы Итбас — в Кызылдукдукской грабен-синклинали (разрез 13) — В. Я. Кошкин также отмечает налегание архарлинской свиты на сокращенную по мощности керегетасскую свиту, но следов размыва между ними не видно.

К керегетасской свите условно отнесены верхние горизонты разрезов Жирикской синклинали (разрез 16, мощность 70 м) и Котырассанской грабен-синклинали (разрезы 17, 18, мощность 100 м). Это песчаники с прослоями конгломератов и кислых туфов, согласно сменяющие отложения калмакэмельской свиты.

Промежуточное положение по отношению к морским керегетасским отложениям Балхашского антиклинория и континентальным вулканогенным и вулканогенно-терригенным отложениям синклинориев занимает разрез керегетасской свиты Тастыйской грабен-синклинали (см. рис. 10, 12, табл. 16, разрез 19). Здесь песчаники, алевролиты и конгломераты чередуются с туфогенными песчаниками, туффитами, пепловыми, витрокристаллокластическими и литокристаллокластическими туфами кислого состава. Количество туфогенных пород возрастает снизу вверх, что позволяет предполагать присутствие аналогов обеих керегетасских толщ Саякской и Калмакэмельской синклиналей. Мощность свиты достигает 1500 м. Она залегает с размывом, но без заметного не-

		Саянская синклираль			
Толща		Северо-западный борт (разрез 1)	Юго-западный борт в 4 км севернее горы Шат (разрез 2)	Западная часть южного борта южнее урочища Кунгисаяк (разрез 3)	Либйская ячея. Нижняя толща $C_{2-3} krt_1$ — южнее, верхняя толща $C_{2-3} krt_2$ — северозападнее пос. Саяк (разрез 4)
		C_3-P_1 arch. Конгломераты, песчаники. Местами на размытой поверхности			C_3-P_1 arch? Песчаники. Местами P_1 — порфиры на размытой поверхности
Верхняя ($C_{2-3} krt_2$)	Грубозернистые песчаники, иногда пестроокрашенные. Линзы гравелита. Прослой мелкозернистого песчаника, редко мелкообломочного кислого туфа в верхих пачки. Мощность — 55 м	Песчаники, прослоями туфогенные, иногда пестроокрашенные. В нижней половине чередуются с кислыми ВК туфами. Выше — два пласта линаритового ЛК туфа. Пласт грубообломочного кислого туфа (20—25 м) в основании. Мощность — 320—350 м. Юго-восточнее появляются прослой известкового песчаника, алевролита, известняка с <i>Neospirifer tegularis</i> (Tr.), <i>N. ex gr. cameratus</i> Mort., <i>Spiriferina</i> sp.	Песчаники разной зернистости, сверху грубозернистые, часто косослоистые. Пласт мелкозернистого известкового песчаника 305—320 м	Грубозернистые песчаники и алевролиты. Пласты известняков и известковых песчаников общей мощностью 50 м. <i>Echinonchus fasciatus</i> Kut., <i>Brachythirina</i> cf. <i>strangwaysi</i> Vern. var. <i>uralensis</i> Stephan., <i>Martinia</i> aff. <i>sokolovi</i> (Tschern.), <i>Dictyoctolus</i> ex. gr. <i>leplayi</i> (Vern.). Мощность 190—195 м	Песчаники, иногда туфогенные, в средней части и близ кровли известковые с фауной. В 90—125 м от основания пласт (35 м) известняк. Мощность 275—285 м
	Песчаники. В основании пласт (10 м) грубообломочного, выше прослой мелкообломочного кислого туфа. Мощность 55 м		Песчаники грубозернистые, иногда косослоистые, с внутрипластовыми смятиями. Пласт (25 м) грубообломочного, выше ВК кислого туфа в основании. Вверху пласты мелкозернистого песчаника с прослоями пеплового туфа. Мощность 155 м		Песчаники грубозернистые, выше разной зернистости. В основании пласт (10 м), выше единичные прослой грубообломочного кислого туфа. В средней части прослой известняка и известкового песчаника с фауной. Вверху прослой кислого туфа. Мощность 275—295 м
Нижняя ($C_{2-3} krt_1$)	Песчаники средне- и грубозернистые, часто косослоистые, пластами туфогенные. Прослой мелкообломочных кислых туфов. Мощность 90 м	Песчаники разной зернистости, иногда волнисто- или косослоистые. Вверху пласты алевролита и мелкозернистого песчаника с внутрипластовыми смятиями и редкими прослоями дацитового ВК туфа. Мощность 285 м	Песчаники, в средней части косослоистые. Внизу линзы гравелита, вверху прослой пеплового туфа и линза (до 10 м) известняка. Мощность 380—400 м	Грубозернистые песчаники, сверху туфогенные. Мощность 70—75 м	
	Песчаники преимущественно среднезернистые. Мощность 200—210 м	Грубообломочный кислый туф (100 м). Выше грубозернистый песчаник, близкий по составу к туфу, чередующийся с мелкозернистым песчаником и алевролитом. Мощность 290—310 м	Песчаники, иногда туфогенные, близ основания сходные по составу с туфом пачки 2. Вверху прослой и пласт (10 м) кислого ВК туфа. Мощность 330—350 м	Песчаники, в нижней части сходные с туфом пачки 2. По середине прослой гравелита, редко кислого пеплового туфа. Мощность 440—455 м	
	Грубообломочный кислый туф (20 м). Выше грубозернистый песчаник, близкий по составу к туфу; прослой мелкозернистого песчаника и мелкообломочного кислого туфа. Мощность 90 м	Конгломераты. Мощность 45 м	Грубообломочный кислый туф. Мощность 60 м	Грубообломочный кислый туф. Мощность — 20 м	
			Конгломераты, грубозернистые песчаники, гравелиты. Мощность 80 м	Песчаники, иногда косослоистые. Прослой гравелита в основании. Мощность 110—120 м	

Местами размыт. $C_1-P-C_2 klm$. Песчаники, туфы.

См. примечание к табл. 12.

Таблица 16 (окончание)

Толща	Саякская синклиналь	Южнее горы Итбас (разрез 14)	Жиринская синклиналь (разрез 10)	Грабен-синклинали, пограничные с синклиниями Котырсаинская (разрез 17, 18) Тастыйская (разрез 19)
	Северный борт. Нижняя толща. С ₂₋₃ krt ₁ —севернее урочища Кунгисаяк, верхняя толща. С ₂₋₃ krt ₂ —в 14 км юго-юго-западнее горы Джетымышоки (разрез 5)			
	С ₃ —Р ₁ arch. Конгломераты, песчаники, местами на размытой поверхности	Покрывающие толщу отсутствуют		
Верхняя (С ₂₋₃ krt ₂)	<p>Песчаники часто туфогенные, иногда косослоистые. Прослой кислых туфов, реже алевролитов. По середине утолщающийся на юго-восток пласт известняка с фауной <i>Echinoconchus fasciatus</i> Kut., <i>E. prae fasciatus</i> Ais., <i>Anidanthus aagardi</i> Toula, <i>Marginifera cf. expansa</i> Tschern., <i>Brachythyrina cf. carnica</i> Schellw., <i>Kochiproductus</i> (?) cf. <i>porrectus</i> Kut., <i>Parallelodon ex. gr. schaekauensis</i> Nels., <i>Annuliconcha ex gr. interlineata</i> M. et W., <i>Pleurophorus cf. subcostatus</i> M. et W., <i>Edmontia</i> sp. nov. (похожа на <i>E. costata</i> Tschern.). Мощность 190—200 м</p> <p>Песчаники, иногда туфогенные, часто известковистые. Прослой песчаного известняка. В верхней части <i>Linoproductus ex gr. cora</i> d'Orb., <i>Marginifera migai</i> Tschernjak. Мощность 70 м</p> <p>Туфогенные песчаники и мелкообломочные, в основании (12 м) грубообломочные кислые туфы. Мощность 120—130 м</p>	<p>Мелко- и среднезернистые песчаники с редкими прослоями кислых туфогенных пород. Мощность 350—360 м</p> <p>Песчаники, редко алевролиты. Линзовидные пласты конгломератов (к юго-востоку выклиниваются), в нижней части известковистых песчаников с фауной, реже известняков. Мощность 220—230 м</p> <p>Рифовый известняк с <i>Campophyllum voigense</i> Stuck., <i>C. uralicus</i> Dobr., <i>C. aif. stuckenbergi</i> Fom., <i>C. nikitini</i> Stuck., <i>Petalaxis</i> sp., <i>Chaetetes</i> sp. Мощность 70—90 м. Юго-восточнее на протяжении 300 м замещается пачкой (50 м) мелкозернистых, частично известковистых песчаников с маломощными прослоями известняка</p> <p>Песчаники разной зернистости, иногда косослоистые. Линзы гравелита, конгломерата, брекчии. Единичные прослой кислого пеплового туфа. В верхней части <i>Linoproductus ex gr. schrencki</i> (Stuck.) Мощность от 120 до 180 м</p>	<p>Песчаники, иногда косослоистые, гравелиты, конгломераты. Пласт кислого ЛК туфа. Мощность 70 м</p> <p>Песчаники разной зернистости. Линзы гравелита, конгломерата, прослой туфа. Мощность до 100 м</p>	<p>Туфогенные песчаники, алевролиты, туффиты, кислые пепловые туфы. По середине линзы гравелита и конгломерата. Мощность 440—460 м</p> <p>Крупные пласты дэцитовых и липарито-дэцитовых ЛК и ВК туфов, чередующихся с пачками туфогенных песчаников и пепловых туфов. Мощность 130—140 м</p>
Нижняя (С ₂₋₃ krt ₁)	<p>Грубо- и среднезернистые песчаники, внизу похожие на туф пачки 2. Прослой мелкозернистых песчаников, алевролитов, кислых туфов. Мощность 395—415 м</p> <p>Грубообломочный кислый туф. Мощность 35 м</p> <p>Конгломераты и грубозернистые песчаники. Мощность 60 м</p>	Отсутствует?		<p>Песчаники, часто туфогенные, алевролиты, туффиты, кислые пепловые туфы. По середине <i>Calamites undulatus</i> Sternb., <i>C. suckowii</i> Brongn. Мощность 350—360 м</p> <p>Песчаники, прослоями туфогенные, реже алевролиты. В основании пласт кислого ВК туфа. Единичные пропластки известняка. Близ кровли <i>Calamites cistii</i> Brongn., <i>C. undulatus</i> Sternb., <i>C. suckowii</i> Brongn. Мощность 210—220 м</p> <p>Песчаники с линзами конгломерата близ основания, выше изредка гравелита. Мощность 340—350 м</p>
	Местами размыв. С _{1п} —С ₂ klm. Песчаники, туфы	Несогласие. Рз ₁ . Яшмы	С _{1п} —С ₂ klm. Туфы	Размыв. С _{1п} —С ₂ klm. Туфы

согласия на калмакэмельской свите и прорывающих ее телах кварцевых порфиров. С керегетасскими отложениями Тастыйской грабен-синклинали сходна двухкилометровая туфогенно-терригенная толща, которая, по сведениям И. Г. Щерба, сменяет кверху калмакэмельские порфириты в узкой зоне северо-западного простирания между Калмакэмельской и Ушкызыльской синклиналиями (см. рис. 10, 12, табл. 15, разрез 21).

Как видно из приведенного описания, в разрезах керегетасской свиты как Балхашского антиклинория, так и Северо-Балхашского синклинория снизу вверх возрастает «вулканогенность» отложений — в Саякской синклинали увеличивается содержание туфов, а в синклинории туфы, чередующиеся с песчаниками, сменяются туфами, лавами и игнимбритами. Обломочный материал песчаников антиклинория близок по составу к вулканогенным породам синклинория; сходен также состав туфов и конгломератов. Отложения антиклинория и синклинория содержат разновозрастные и в значительной мере совпадающие комплексы растительных остатков. Все это дало основание В. Я. Кошкину (1962) рассматривать описанные отложения как разновозрастные и объединять их в керегетасскую свиту.

В верхней толще керегетасской свиты Саякской синклинали А. Д. Григорьева и автор собрали брахиоподы *Chonetes* cf. *uralicus* Moeller, *Buxtonia* cf. *kalitvensis* (Lich.), *B. scarbica* (Mart.), *Linopductus* ex gr. *schrencki* (Stuck.), *Echinoconchus fasciatus* Kugorta, *E. praefasciatus* * Aisenvere, *E. sterlitamakensis* Stepanov, *Antiquatonia insculpta* * (M.-W.), *A. portlockiana* * (N. et Pr.), *Anidanthus aagardi* Toula, *Marginifera* cf. *timanica* Tschern., *M. migai* Tschernjak, *Dictyoclostus latus* * (Tschern.), *D. ex gr. leplayi* * (Vern.), *Productus productus* Mart., *Paeckelmanella* cf. *expansa* Tschern., *Tylothyris laminosa* M'Coу mut. *sterlitamakensis* Tschern., *Brachythyris* cf. *carnica* Schellw., *B. cf. donetziana* * Fred., *B. cf. strangwaysi* Vern. var. *uralensis* Stephan., *Martinia* aff. *sokolovi* * (Tschern.), *Kochiproductus* (?) cf. *porrectus* Kugorta, *Waagenoconcha humboldti* Orbigny, *W. ex gr. purdoni* Davidson, *W. permocarbonica* Ustr., *Ramavectus* sp., *Ortothichia* sp., *Krotonia pustulata* (Keys.), *Cleiothyridina* sp., *Neospirifer tegulatus* * (Trautschold), *N. ex gr. cameratus* Mort., *Choristites* cf. *trautscholdi* * (Stuck.), *Spiriferellina* sp. и пеллециподы *Parallelodon* ex gr. *schaekauensis* Nels., *Annuliconcha* ex gr. *interlineata* M. et W., *Lima* sp., *Pleurophorus* cf. *subcostatus* M. et W., *Edmondia* sp. nov. (похожа на *E. costata* Tschern.). В районе горы Итбас в нижней части разреза найдены кораллы *Campophyllum volgensense* Stuck., *C. nikitini* Stuck., *C. uralicus* Dobr., *C. aff. stuckenbergi* Fomitchev, *Petalaxis* sp., *Chaetetes* sp. Кораллы, брахиоподы и пеллециподы указывают на средне-верхнекаменноугольный возраст вмещающих толщ. Из этих же отложений В. Я. Кошкин (1962) приводит список фораминифер, кораллов и брахиопод, определенных как среднекаменноугольные.

На средне-верхнекаменноугольный возраст керегетасской свиты указывают собранные В. Я. Кошкиным растительные остатки: *Noeggerathiosis theodorii* Tschirk. et Zal., *Sphenopteris kumpanii* Neub., *Pecopteris* cf. *angaridensis* Zal., *Calamites suckowii* Brongn., *Cal. cistii* Brongn., *Cal. undulatus* Sternb., *Cal. cf. goeppertii* Ett., *Cal. cf. schützeiformis* Kidst. et Jongm., *Phyllothea deliquesces* (Goep.) Schm., *Tschernovia*? sp., *Gingkophyllum* sp., *Elathoceadus kassagatschica* (Tschirk.) Krysh.

Единичные определения абсолютного возраста вулканических пород керегетасской свиты (Сатпаев и др., 1963, 1964) дали цифры $330 \pm \pm 10$ млн. лет.

Архарлинская свита

В юго-западной части Северо-Балхашского синклинория и на востоке Токрауского синклинория архарлинская свита венчает разрез вулканогенных верхнепалеозойских отложений и распространена на ограниченных площадях. К ней условно отнесена 50-метровая пачка грубообломочных липаритовых туфов, залегающая на керегетасской свите в ядре Калмакэмельской синклинали (рис. 15, 16, табл. 15, разрезы 22, 24). На горах Керегетас и Желтау (см. рис. 10, 12, табл. 17, разрезы 30, 31), по материалам В. Ф. Беспалова, нижняя часть свиты (80 м) сложена конгломератами, песчаниками, андезитовыми туффитами, а верхняя (120 м) — кислыми грубообломочными туфами и игнимбритами. Близкое строение, по данным О. М. Гаек, имеет архарлинская свита района горы Каракия (9 км северо-западнее горы Дастар). Нижняя часть свиты представлена туфами, туфовыми брекчиями, туфогенными песчаниками (220 м), на которых залегают андезито-базальтовые порфириды и туфы (80 м). Верхняя часть свиты, как и в разрезах 30, 31, сложена кислыми туфами мощностью 120 м.

Более полно архарлинская свита представлена уже за пределами рассматриваемого района, в центральных частях синклинориев. Ее стратотипический разрез описан В. Я. Кошкиным (1963) и В. Ф. Беспаловым в горах Архарлы (центральная часть Северо-Балхашского синклинория). Здесь, как и в упомянутых разрезах Токрауского синклинория, свита имеет двучленное строение. Нижняя часть свиты, с размывом залегающая на керегетасских или калмакэмельских толщах, представлена грубообломочными кислыми туфами, туфогенными песчаниками, туффитами мощностью до 650 м, а верхняя (до 670 м, по данным В. Я. Кошкина) — туфами, туфовыми брекчиями игнимбритами кислого, реже среднего состава.

Архарлинская свита выделена также в Саякской синклинали и на юго-западе Балхашского антиклинория. В Саякской синклинали (см. рис. 10, 12—14, табл. 17, разрезы 1—5) свита сложена серыми, зеленовато-серыми, иногда лиловыми полимиктовыми песчаниками разной зернистости. Им подчинены алевролиты, гравелиты, луддинговые конгломераты и конгломераты с галькой вулканогенных пород кислого и среднего состава, реже песчаников, алевролитов, гранитов, яшм. На северо-восточном борту Кунгисаякской ячеи (разрез 5) в конгломератах появляется галька керегетасских известняков; обычно она несколько крупнее и хуже окатана, чем гальки другого состава в тех же прослоях. В песчаниках и алевролитах свиты нередко развита косая, параллельная или волнистая слоистость. В некоторых пластах наблюдались мелкие внутрислоевые смятия, флишевые фигуры, уплощенные конкреции известкового, глинисто-известкового, железисто-известкового и кремнистого состава, трещины усыхания. Местами терригенные породы разного гранулометрического состава и цвета тонко и ритмично переслаиваются. Отмечены сравнительно редкие прослойки пеплового и витрокристаллокладического пеплового туфа, туффита, известняка. В архарлинских отложениях Саякской синклинали В. Я. Кошкин нашел растительные остатки.

Мощность архарлинской свиты достигает 1500—1600 м на юго-западном борту Кунгисаякской ячеи (разрез 2) и сокращается до 1100—1200 м на ее северо-западном (разрез 1) и северном (разрез 5) бортах. На южном борту Саякской синклинали (разрез 3) мощность свиты 1000—1050 м, но ее верхние горизонты здесь не сохранились. Условно к архарлинской свите отнесена 50-метровая пачка песчаников, залегающая на верхнекерегетасской толще в Либайской ячее синклинали (разрез 4).

Архарлинские отложения того же типа В. Я. Кошкин описал в центральной части Краснооктябрьской впадины (см. рис. 10, 12, табл. 17,

Разрезы отложений архарлинской свиты Северного Прибалхашья (см. рис. 10, 12, 13, 14)

		Саякская синклиналь			Центр Красноярской впадины (разрез 10)
Свита		Северо-западный борт (разрез 1)	Юго-западный борт в 5 км северо-восточнее горы Шат (разрез 2)	Северный борт северо-восточнее урочища Кунгисаяк (разрез 5)	
		P ₁ . Андезитовые порфириты с пачкой (30 м) андезитовых туфов, туфогенных песчаников и конгломератов в основании. Мощность—80 м. Слабое угловое несогласие		P ₁ . Андезитовые порфириты с маломощным пластом туфогенного песчаника и конгломерата в основании. Мощность 150 м	
Архарлинская (C ₂ —P ₁ , arch)	Конгломераты, песчаники. Пласты алевролита. Прослой гравелита, туффита, редко кислого пеплового туфа. Мощность 160—170 м	Мелко- и среднезернистые песчаники, алевролиты. Внизу косая слоистость. Выше параллельная и волнистая слоистость, внутрипластовые смятия, флишевые фигуры, трещины усыхания. Линзовидные прослои грубозернистого песчаника, гравелита, конгломерата, обильные по середине и близ кровли пачки. Мощность 730—780 м		Песчаники, иногда слоистые, с внутрипластовыми смятиями. В отдельных пластах уплощенные известковистые конкреции. Прослой алевролита в нижней части, гравелита и конгломерата по середине и близ кровли пачки. Резкие прослои туфогенного песчаника и туффита. Мощность 300—320 м	Песчаники разной зернистости и алевролиты, иногда часто переслаивающиеся. В нижней и верхней частях прослой конгломерата. Мощность — свыше 600 м. На северо-восточном краю впадины в нижней части появляются красноцветные разности песчаников и алевролитов, возрастает количество конгломератов. Общая мощность увеличивается до 850—900 м
	Песчаники, реже алевролиты. Внизу пласт (15 м) конгломерата. Выше редкие прослои гравелита, известковистых и туфогенных песчаников, туффита, туфа. Мощность 370—390 м	Косослоистые песчаники. Многочисленные прослои конгломерата, в нижней половине также алевролита и гравелита. Мощность 270—290 м		Песчаники, иногда с известковыми и кремнистыми конкрециями, с параллельной, волнистой или кривой слоистостью, с внутрипластовыми смятиями и флишевыми фигурами. В основании два прослоя кремневого известняка. Выше прослой кислого пеплового туфа, алевролита, гравелита, конгломерата. Мощность 430—450 м	
	Конгломераты, песчаники, часто косослоистые, иногда туфогенные. В основании маломощные прослои кремневого известняка. Мощность 460—480 м	Песчаники и алевролиты с мелкими внутрипластовыми смятиями. Прослой туфогенных песчаников, туффитов. В основании пласт (1 м) кремневого известняка. Мощность 220—230 м			
	Песчаники слабо известковистые, средне- и грубозернистые, реже мелкозернистые. Внизу прослой конгломерата, выше гравелита. Мощность 170 м	Песчаники разной зернистости с редкими прослоями туффита и кислого ВК туфа. В нижней части песчаники грубозернисты, часто косослоисты, содержат пласты и прослои гравелита и конгломерата. Мощность 300 м		Грубозернистые песчаники, гравелиты, конгломераты (100 м). Выше песчаники разной зернистости, иногда туфогенные или известковистые, иногда с параллельной, волнистой или кривой слоистостью, изредка с внутрипластовыми смятиями. Прослой алевролита, туффита, кислого пеплового туфа. Мощность 370—380 м	
	Местами размыт. C ₂ —3 krt. Песчаники				Слабое несогласие. C ₁ t. Песчаники, туфы

Т а б л и ц а 17 (окончание)

Свита	Северная часть грабена горы Карлжал (разрез 12)	Кызылкудукская синклиналь (разрез 13)	Район горы Жакекырка (разрез 15)	Горы Керегетас и Желтау, по данным В. Ф. Беспалова (разрез 30, 31)	В 9 км северо-западнее горы Дастар, по данным О. М. Гаек	Горы Архарлы, по данным В. Я. Кошкина (1963)
	по данным В. Я. Кошкина					
	Покрывающие толщи отсутствуют		Р ₁ . Трахиандезитовые и трахибазальтовые порфириты, лавовые и туфовые брекчии. Туфогенный конгломерат в основании. Мощность—300 м. Несогласие	Покрывающие толщи отсутствуют		
Архарлинская (С ₃ —Р ₁ arch)	Песчаники, алевролиты, гравелиты, конгломераты, внизу красно-бурые, выше серые. В отдельных пачках тонкое, иногда ритмичное переслаивание песчаников с алевролитами, реже с гравелитами; чередуются серые, красные, зеленые прослои. Грубообломочных пород больше в нижней части. Там же пласт (8 м) кислых туфов. Единичные прослои кислых туфов по середине пачки. Вверху <i>Taeniopteris</i> sp., <i>Comia</i> sp., <i>Dicranophyllum</i> sp., <i>Sphaenopteris</i> cf. <i>kumpani</i> Neub. Мощность 1000 м; в южной части грабена она сокращается до 180—220 м	Песчаники средне- и грубозернистые, иногда известковистые. Прослой гравелита, конгломерата, редко дацитового туфа. Внизу пласт липаритового ЛК туфа	Песчаники, реже конгломераты, иногда ритмично переслаивающиеся. Мощность до 500 м	Кислые ЛК туфы и игнимбриты. Мощность 120 м	Кислые туфы. Мощность 120 м	Липаритовые, дацитовые, реже андезитовые туфы, туфовые брекчии, игнимбриты. Мощность до 670 м
				Андезито-базальтовые порфириты и туфы. Мощность 80 м	Андезито-базальтовые порфириты и туфы. Мощность 80 м	
				Конгломераты, песчаники, андезитовые туффиты. Мощность 80 м	ЛК туфы, туфовые брекчии, туфогенные песчаники. Линзы известняка. Мощность 220 м	Липарито-дацитовые и трахилипаритовые туфовые брекчии и туфы, туфогенные песчаники, туффиты. Мощность до 650 м
	Несогласие. Р ₂ ¹ . Яшмы	С ₂ — ₃ krt. ¹ Песчаники	Разрыв, восточнее согласный переход. С ₂ — ₃ krt. Песчаники	Разрыв. С ₂ — ₃ krt. Туфы		Слабое несогласие. С ₂ — ₃ krt или С ₁ п—С ₂ klm

См. примечание к табл. 12.

разрез 10), Кызылкудукской грабен-синклинали (разрез 13) и районе горы Жекекырка (разрез 15). Здесь распространены сероцветные, преимущественно терригенные отложения, в отдельных пачках тонко и ритмично чередующиеся. В разрезе 10 архарлинская свита слегка несогласно залегает на турнейских песчаниках и туфах и имеет мощность свыше 600 м. Восточнее горы Жекекырка (разрез 15) мощность свиты не превышает 500 м. В северной части Краснооктябрьской впадины (разрез 11) в нижней части свиты появляются красноцветные песчаники и алевролиты, возрастает количество конгломератов и мощность увеличивается до 850—900 м. Далее к северу, между Краснооктябрьской впадиной и районом горы Жекекырка среди нижнепалеозойских пород расположено несколько грабенообразных депрессий, выполненных архарлинскими толщами. Они отличаются от архарлинских отложений более северных и южных районов большим количеством красноцветов. В северной части грабена горы Каражал (разрез 12) мощность свиты достигает 1100 м.

Преимущественно терригенные отложения архарлинской свиты Балхашского антиклинория накапливались частично в морских, частично в континентальных условиях, а вулканогенные отложения смежных синклинориев — только в континентальных условиях. Стратиграфическая параллелизация этих отложений (Кошкин, 1962) основана на одинаковом положении в разрезе, на сходстве состава обломков архарлинских песчаников и туфов антиклинория с вулканогенными архарлинскими толщами синклинориев, а также на том, что отложения антиклинория и синклинориев содержат одинаковые комплексы растительных остатков. В. Я. Кошкин указывает следующие формы: *Calamites suckowii* Brongn., *C. cistii* Brongn., *Raducites* sp., *Gaussia* sp., *Taeniopteris* sp., *Comia* sp., *Noeggerathiopsis* cf. *derzavini* Neub., *N. theodori* Tschirk. et Zal., *Dicranophyllum* sp., *Sphaenopteris* cf. *kumpanii* Neub., *Phyllothea deliquescens* (Goerpp.) Schm. Они определяют возраст свиты как верхнекаменноугольный — нижнепермский.

В Кунгисаякской и Либайской ячеях Саякской синклинали (см. рис. 10, 12—14, табл. 17, разрезы 1, 2, 4, 5), а по данным В. Я. Кошкина, и в районе горы Жекекырка (разрез 15) архарлинские отложения со слабым несогласием перекрыты нижнепермской (?) толщей порфиритов с туфогенными песчаниками и конгломератами в основании. Порфириты содержат линзы туфов, лавовых и туфовых брекчий и имеют андезитовый состав в Саякской синклинали, трахиандезитовый и трахибазальтовый на юго-западе Балхашского антиклинория. Мощность порфиритовой толщи 150 м в Саякской синклинали и 300 м в районе горы Жекекырка.

В рассмотренных выше частях Северо-Балхашского и Токрауского синклинориев аналоги порфиритовой толщи отсутствуют. «Надархарлинские» континентальные вулканогенные толщи появляются на восточном продолжении Северо-Балхашского синклинория — в Алакульском синклинории (Радченко, Розенкранц, 1960; Розенкранц и др., 1963). Выше вулканогенных и вулканогенно-терригенных отложений, содержащих нижнепермскую флору и, по-видимому, одновозрастных архарлинской свите, там залегают сначала кислые вулканические образования, затем андезитовые и базальтовые порфириты и туфы. Они содержат остатки верхнепермских растений и ракообразных в немногочисленных терригенных прослоях. Вышележащие вулканические толщи лишены органических остатков; А. А. Розенкранц и другие исследователи считают их верхнепермскими, — возможно, нижнетриасовыми. Породы этих толщ отличаются повышенной щелочностью и имеют состав от трахибазальтового до трахилипаритового. Их мощность, по-видимому, достигает первых километров. Разрез венчают конгломераты с карбонатным цементом, несогласно залегающие на вулканических образованиях.

Для вулканогенных толщ Алакульского синклинория калиево-аргоно-

вым методом сделан ряд определений абсолютного возраста горных пород (Радченко, Розенкранц, 1960; Розенкранц и др., 1963, 1964; Сатпаев и др., 1963, 1964). Для отложений с нижнепермскими растениями приводятся цифры 290—325 млн. лет, для отложений с верхнепермскими органическими остатками — 290—310 млн. лет, для вышележащих толщ — 280—315 млн. лет.

* * *

В Северном Прибалхашье различаются две зоны с разными типами разрезов визейско-пермских отложений (Кошкин, 1963). Первая зона (Северо-Балхашский и Токрауский синклиории) характеризуется распространением континентальных вулканогенных и вулканогенно-терригенных толщ, вторая зона (Балхашский антиклинорий) распространением преимущественно морских терригенных и туфогенно-терригенных толщ. На границе названных зон: в Тастыйской и Котырасанской грабен-синклиналях распространены каркаралинские, калмакэмельские и керегетасские отложения переходного типа со своеобразным кварцпорфировым магматизмом времени накопления калмакэмельской свиты.

Состав вулканических образований синклиориев разнообразен: в каждой свите есть породы и кислого, и среднего состава; но содержание кислых разностей возрастает вверх по разрезу. В каркаралинской и калмакэмельской свитах много лав и лавовых брекчий; выше преобладают пирокластические образования.

Обломочный материал терригенных отложений Балхашского антиклинория плохо сортирован и часто плохо окатан. Терригенные породы обычно окрашены в серый или зеленовато-серый цвет. Местами появляются пестроокрашенные и красноцветные разности. Последних особенно много в архарлинской свите некоторых участков антиклинория. Песчаники нередко косо- или волнистослоисты. В отдельных горизонтах архарлинской свиты отчетливо видно флишеподобное переслаивание разных терригенных пород.

Состав обломочного материала толщ антиклинория изменяется в соответствии с изменением состава вулканических образований смежных частей синклиориев. Отложения антиклинория состоят главным образом из продуктов размыва вулканических толщ синклиориев, формировавшихся одновременно или немного раньше. Размыву подвергались и интрузивные образования синклиориев. Так, базальные конгломераты калмакэмельской свиты содержат гальку гранитоидов, внедрившихся после накопления каркаралинской свиты. Мелкообломочные туфы Балхашского антиклинория сходны с одновозрастными им грубообломочными туфами синклиориев и представляют собой фацию вулканических образований, удаленную от центра извержения. В калмакэмельских и керегетасских отложениях Саякской синклинали содержание туфогенных пород уменьшается к югу и юго-востоку, т. е. с удалением от Северо-Балхашского синклиория.

Наряду с материалом, поступившим извне, в составе визейско-пермских толщ Балхашского антиклинория встречены в подчиненном количестве продукты размыва местных палеозойских пород. В песчаниках и конгломератах каркаралинской и калмакэмельской свит присутствуют обломки яшм, метаморфизованных вулканогенных пород, кремнистых и хлоритовых сланцев, сходных с теми, что слагают нижнепалеозойские толщи антиклинория. В Саякской синклинали содержание таких обломков возрастает с востока на запад. Многочисленные обломки встречены в керегетасских и архарлинских отложениях юго-западной части антиклинория. Верхние горизонты архарлинской свиты Саякской синклинали содержат обломки яшм, керегетасских известняков, средне- и верхнепалеозойских терригенных пород.

Мощности визейско-пермских отложений более дифференцированы, чем фаменско-турнейских. Наиболее полные и мощные разрезы (до 3—4 км) описаны в синклиналих типа Саякской и Калмакэмельской. В других районах таких полных разрезов нет; суммарные мощности чаще всего не превышают 1500 м. На территории Балхашского антиклинория визейско-пермские толщи слагают лишь небольшие синклинали и грабены, в которых сохранились (и, по-видимому, накапливались) лишь одна или две свиты. В Северо-Балхашском и Токрауском синклиниях отдельные толщи имеют прерывистое распространение, но взятые вместе покрывают синклинии почти целиком. На отдельных участках синклиниев отмечено местное возрастание мощности какой-нибудь свиты или одной из ее толщ, обычно не сопровождающиеся увеличением мощности более низких и высоких горизонтов. Такие явления отмечены в каркаралинской свите севернее и восточнее гор Кызыладыр, в керегетасской свите гор Кызыладыр и Чубарайгыр, в архарлинской свите гор Архарлы и некоторых других местах.

ИНТРУЗИИ КАМЕННОУГОЛЬНЫХ И ПЕРМСКИХ ГРАНИТОИДОВ

Палеозойские отложения Северного Прибалхашья прорваны многочисленными и разновозрастными герцинскими гранитоидными интрузиями, весьма разнообразными по составу, строению и взаимоотношениям с вмещающими породами. Эти интрузии удается разделить на несколько комплексов. В юго-восточной части Токрауского синклиория (Бахтеев и др., 1965) их последовательность такова.

1. Балхашский комплекс представлен огромным Токрауским, или Коунрадским, массивом, несколькими более мелкими интрузиями и сопровождающими их дайками. Форма массивов обычно уплощенная, лакколитообразная (Щерба, 1960). Состав интрузий непостоянен, но преобладают гранодиориты и существенно плагиоклазовые граниты, прорывающие вулканогенные толщи каркаралинской свиты и перекрытые отложениями калмакэмельской свиты. В западной части Токрауского синклиория становление интрузий, по-видимому, происходило немного раньше — до накопления каркаралинских толщ.

2. Интрузии топарского комплекса (Кызыладырская и ряд других) обычно небольшие. Они отличаются большой пестротой состава, обилием ксенолитов и послеинтрузивных даек как кислых, так и лампрофировых. Интрузии сложены кварцевыми диоритами и кварцевыми монзонитами; граниты в них редки. Для топарского комплекса характерно повышенное относительно балхашского комплекса содержание калия, но настоящих щелочных пород здесь нет. «Топарские» интрузии пространственно связаны с выходами пород калмакэмельской и керегетасской свит, которые они прорывают.

3. Интрузии калдырминского комплекса (Кеньжудульская, Борлинская) сложены биотитовыми гранитами с повышенным содержанием кремнезема и калия. Они прорывают «топарские» массивы, отложения керегетасской свиты и перекрыты архарлинскими туфами. Характерна куполовидная поверхность интрузий. Связанные с ними дайки весьма многочисленны и разнообразны по составу.

4. В самостоятельный интрузивный комплекс (джаксыгагалинский) объединены многочисленные жильные образования среднего и кислого состава. Они слагают протяженные дайковые пояса, небольшие штоки и лакколиты, прорывающие калдырминские граниты и туфы архарлинской свиты и срезаемые гранитами акчатауского комплекса.

5. Интрузии акчатауского комплекса (Восточно-Коунрадская, Бектауатинская, Майтасская) прорывают все остальные палеозойские образования района. Они представлены лейкократовыми гранитами и аляскитами, застыжавшими на небольшой глубине и сравнительно слабо изменившимися вмещающие породы. Дайки обычно близки по составу к интрузивным массивам, однако среди них есть более поздние основные разности. Г. Н. Щерба (1960) показал многофазность внедрения «акчатауских» интрузий и выделил для ряда массивов грибообразные интрузии первой фазы (крупно- и среднезернистые, иногда порфировидные граниты) и последующие пластообразные внедрения второй и кое-где третьей фаз, сложенные более мелкозернистыми породами. Местами граниты второй фазы распространены шире, чем первой.

Состав гранитоидных интрузий Токрауского синклиория последовательно изменяется от гранодиоритов через нормальные граниты к аляски-

там. Этот ряд нарушается только внедрением пестрого по составу джаксытагалинского жильного комплекса. Такая же последовательность характерна для Балхашского антиклинория и Северо-Балхашского синклинория, но проявляется иначе. Интрузии топарского комплекса здесь отсутствуют, а балхашский комплекс представлен лишь одним вскрытым массивом в горах Каражал и Музбель (южная часть Северо-Балхашского синклинория). Гранитоиды этого массива прорывают каркаралинскую толщу и перекрыты отложениями калмакэмельской свиты (Кошкин, 1963).

Восточнее Токрауского синклинория широко распространены интрузии саякского комплекса. Ранняя фаза их формирования в Саякской синклинали совпала с заключительным этапом ее развития. Возникли небольшие, в отдельных случаях меденосные массивы гранодиоритов и кварцевых диоритов (Малдыбай, Барак и другие). Отложения архарлинской и керегетасской свит близ контакта с интрузиями сильно изменены; соотношения последних с вышележащей порфиритовой толщей осталось невыясненным.

В основную фазу становления «саякских» интрузий возникли массивы Саяк, Кунги-Саяк, Сарыкамыс, Умит. Они сложены биотитовыми и роговообманковыми гранитами, реже гранодиоритами и пронизаны многочисленными дайками кислого и среднего состава, иногда весьма протяженными. Массивы прорывают как архарлинскую свиту, так и вышележащие порфириты. К саякскому комплексу, вероятно, относятся и многие другие интрузии рассматриваемого района; обычно они прорывают более древние отложения и их возраст столь же точно не может быть определен. Становление «саякских» интрузий происходило в заключительные этапы формирования калдырминского комплекса или немного позднее; во всяком случае они близки по времени образования.

Трахипаритовые дайки, силлы, лакколиты и штоки, описанные В. В. Коптевой и И. Г. Щерба (1963) в северной и западной частях Северо-Балхашского синклинория, могут быть отнесены к джаксытагалинскому комплексу. Аналогичные, но иногда отличающиеся по составу жильные образования выделены и в других частях Северо-Балхашского синклинория. Магматическая деятельность завершилась внедрением лейкократовых гранитов акчатауского комплекса (Котакэмельский, Бесобинский, Кзылтасский массивы), сходных с описанными в синклинории Токрау.

Таким образом, на территории Балхашского антиклинория и Северо-Балхашского синклинория состав герцинских интрузий также изменяется от гранодиоритов через биотитовые граниты до аляскитов. Однако, как впервые отметила Т. В. Перекалина (1964), возраст отдельных членов этого ряда омолаживается; массивы гранодиоритов и кварцевых диоритов возникли в то время, когда в Токрауском синклинории происходило или завершилось становление интрузий биотитовых гранитов. Т. В. Перекалина связывает такое запаздывание с «запаздыванием» всего тектонического развития восточной части района по сравнению с западной частью.

К настоящему времени накопилось много определений абсолютного возраста герцинских гранитоидов Северного Прибалхашья (Борукаев, Монич, 1963; Иванов и др., 1961; Комлев, 1960; Комлев и др., 1960_{a,б}; Сатпаев и др., 1963, 1964; Щерба, 1960). Большинство определений сделано аргоновым методом, некоторые — свинцово-изотопным, единичные — стронциевым. Для балхашского комплекса цифры абсолютного возраста разбросаны в интервале от 330 до 400 млн. лет, но преобладают величины 345—365 млн. лет, что примерно соответствует¹ началу камен-

¹ Определения абсолютного возраста сравниваются со шкалой, которая составлена с учетом данных, полученных в Центральном и Восточном Казахстане. Она несколько отличается от общепринятой — пермский период охватывает интервал от 245 ± 15 до 300 ± 10 млн. лет, а каменноугольный — от 300 ± 10 до 365 ± 25 млн. лет.

ноугольного периода. Возраст пород топарского комплекса — 340 ± 15 млн. лет (среднекаменноугольная эпоха). Возраст гранитоидов калдырминского и саякского комплексов определен в 310 ± 25 млн. лет (конец каменноугольного периода). Последние определения возраста гранитоидов Саякской синклинали дали величину 303 ± 13 млн. лет (Сатпаев и др., 1964), что приблизительно соответствует самому началу пермского периода. «Раннесаякские» гранодиориты и кварцевые диориты несколько древнее. Для джаксытагалинского комплекса указываются цифры 270—295 млн. лет.

Особенно многочисленны определения абсолютного возраста гранитов акчатауского комплекса. Для Восточно-Коунрадской интрузии приводятся цифры 304 ± 20 млн. лет, для Бектауатинской — 293 ± 15 млн. лет, для Жанетской — 275 ± 15 млн. лет, для Майтаской — 273 ± 15 млн. лет. Средний возраст пород акчатауского комплекса — 285 ± 20 млн. лет, что соответствует началу пермского периода. Согласно данным К. И. Сатпаева, В. К. Моница и их сотрудников (1964), статистическая обработка определений абсолютного возраста «акчатауских» гранитов выявила два максимума — 300 и 270 млн. лет. Возможно, они отражают многофазность становления этих интрузий.

Абсолютный возраст герцинских гранитоидов Северного Прибалхашья обычно древнее, чем их возраст, определенный по геологическим соотношениям. Т. В. Перекалина связывает «занижение» возраста с тем, что магма гранитных массивов возникла путем палингенеза, при котором в ней могли сохраниться участки неполностью расплавленной древней породы. Подобное «занижение» возраста отмечено также для верхнепалеозойских вулканогенных толщ (эти определения приводились выше). Не исключено, что как для эффузивов, так и для интрузий указанное несоответствие объясняется недостаточно разработанной методикой исследований и неточностью шкалы абсолютного возраста.

Герцинские гранитоиды тяготеют к области распространения верхнепалеозойских вулканогенных толщ; здесь выделяются нижне-, среднекаменноугольные и пермские интрузии. На территории Балхашского антиклинория интрузивных массивов меньше, и принадлежат они лишь саякскому и акчатаускому комплексам.

ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

В Северном Прибалхашье развиты отложения всех систем палеозоя, причем отложения от силура до низов перми представлены всеми отделами. Крупное и повсеместное несогласие отмечено в основании силурийских отложений. Вышележащие стратиграфические комплексы нередко также разделены поверхностями несогласий и размывов, особенно заметными в областях распространения вулканогенных толщ. Эти несогласия обычно слабые, размывы фиксируются на ограниченных площадях, так что для каждого комплекса можно найти место, где он согласно сменяет подстилающую толщу. Среди послесилурийских несогласий наиболее существенно несогласие в основании каркаралинской свиты, проявленное по всей рассмотренной территории Токрауского синклинория, но обычно отсутствующее в более восточных районах. Чаше других отмечается также слабое несогласие в основании калмакэмельской свиты.

Силурийско-нижнепермские отложения изменчивы по фациям и мощностям, причем для разных стратиграфических комплексов характерна разная зональность. Для терригенного силурийского комплекса на юге Балхашского антиклинория выделяется субширотная зона с неполным разрезом сокращенной мощности. Четыре зоны морских терригенных от-

ложений нижней половины девона в общих чертах совпадают с силурийскими и простираются широтно или на северо-запад. Для терригенных живецско-франских отложений указанная зональность сохраняется лишь отчасти, поскольку отложения всех зон выклиниваются с приближением к меридиональной осевой части Балхашского антиклинория. В морских фаменско-турнейских толщах различаются две фациальные зоны: терригенная и вулканогенно-терригенная. Их граница примерно совпадает с границей Балхашского антиклинория и смежных синклинориев. По-видимому, вулканогенно-терригенная зона охватывала не всю территорию синклинориев, а лишь их части, прилегающие к Балхашскому антиклинорию. Для визейско-нижнепермского комплекса также устанавливаются две фациальные зоны: зона преимущественно морских туфогенно-терригенных отложений и зона континентальных вулканогенных отложений. Их граница близка к границе Балхашского антиклинория и соседних синклинориев; в отличие от фаменско-турнейской вулканогенно-терригенной зоны область распространения визейско-пермских вулканических образований охватывала всю территорию синклинориев. Особенность визейско-пермского комплекса — существенные различия фаций и мощностей отложений в разных частях складок и на разных крыльях разломов внутри основных фациальных зон.

Интрузивный магматизм представлен нижнепалеозойскими основными и ультраосновными породами, каменноугольными и пермскими гранитоидами. Гранитоидные тела тяготеют к зоне визейско-пермского вулканизма. Характерно общее «поокисление» состава визейско-пермских магматических образований как интрузивных, так и вулканических от древних к более молодым.

СТРОЕНИЕ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ФОРМ

В настоящей работе описаны строение и история развития только позднепалеозойских тектонических форм Северного Прибалхашья, т. е. тех дислокаций, образование которых закончилось в конце палеозоя. Как было показано выше, на территории Балхашского антиклинория и в соседней с ним части Северо-Балхашского синклинория среди отложений от силура до нижней перми нет крупных угловых несогласий. Поэтому строение позднепалеозойских тектонических форм можно изучить в областях распространения как средне-, так и верхнепалеозойских отложений. Важно отметить, что, хотя указанные отложения дислоцированы в одном плане, более древние толщи обычно нарушены сильнее, чем молодые. Отчасти это обусловлено большей пластичностью древних толщ: девонских и особенно силурийских. Вместе с тем последовательное упрощение дислоцированности слоев отражает длительность развития тектонических форм, менее заметную в районе Саякской синклинали, где наблюдается почти непрерывный разрез, и более заметную на западе Балхашского антиклинория, где сохранились лишь отдельные части разреза, разделенные поверхностями местных размывов и несогласий.

В отложениях нижнего палеозоя проявления позднепалеозойских тектонических движений наложены на досилурийскую структуру и не всегда отделяются от нее. Здесь достоверно позднепалеозойскими могут считаться только дислокации, в которых участвуют как нижнепалеозойские, так и более молодые толщи.

В восточной части Токрауского синклинория каркаралинская свита несогласно залегает на подстилающих толщах. Эти толщи обнажены на ограниченных площадях и нередко изменены гранитоидами Балхашского комплекса. Их структура выяснена недостаточно. Поэтому при дальнейшем описании упоминаются лишь те дислокации Токрауского синклинория, в строении которых участвуют средневизейско-пермские отложения.

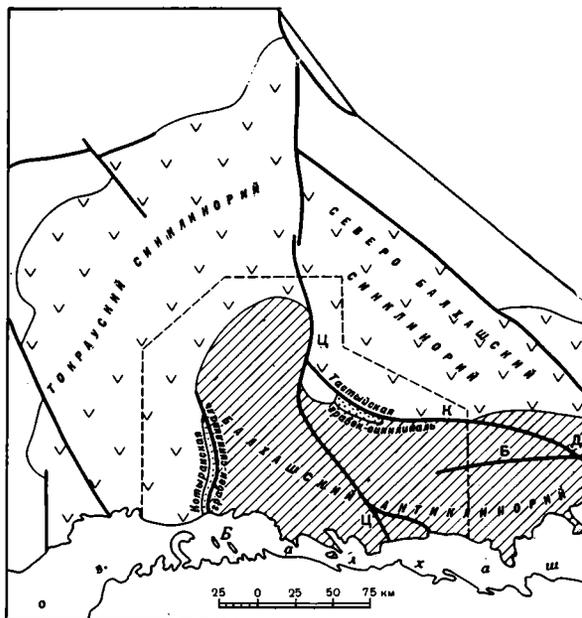
БАЛХАШСКИЙ АНТИКЛИНОРИЙ, СЕВЕРО-БАЛХАШСКИЙ И ТОКРАУСКИЙ СИНКЛИНОРИИ, ПОГРАНИЧНЫЕ ГРАБЕН-СИНКЛИНАЛИ

Балхашский антиклинорий (рис. 18, см. рис. 2) занимает большую часть рассматриваемой территории. Он имеет дугообразную форму; на западе простирается меридионально, а восточнее меридиана горы Казик — широтно, вдоль берега озера Балхаш. Протяженность меридиональной части антиклинория — 150 км, широтной — 200 км; ширина антиклинория колеблется от 70 до 90 км.

Южное ограничение Балхашского антиклинория скрыто водами Балхаша и мезозойско-кайнозойскими отложениями Южно-Балхашской впадины. На востоке он ограничен крупным Джунгарским разломом, за которым палеозойские отложения скрыты чехлом четвертичных наносов.

Рис. 18. Схема расположения Балхашского антиклинория, соседних синклиналиев и пограничных грабен-синклиналей (пунктиром околонтурен район, подробно описанный в настоящей работе)

Главные разломы: Ц — Центрально-Казахстанский, К — Калмак-эмельский, Б — Бесобинский, Д — Джунгарский



Широтный участок антиклинория сопряжен с Северо-Балхашским синклиналием. Их граница проводится нами примерно на широте горы Калмакэмель; отчасти по южному краю сплошных выходов визейско-пермских отложений и на значительном протяжении по Калмакэмельскому разлому. К югу и западу от горы Калмакэмель вдоль этого разлома вытянута пограничная Тастыйская грабен-синклиналь, сложенная верхнепалеозойскими толщами.

Меридиональный участок антиклинория граничит с Северо-Балхашским синклиналием по крупному Центрально-Казахстанскому разлому. На западе меридиональный участок сопряжен с Токрауским синклиналием. Хорошо видна южная часть их границы, вдоль которой расположена выполненная верхнепалеозойскими отложениями Котырасская грабен-синклиналь (название введено О. М. Гаек). Севернее граница скрыта четвертичными наносами долины р. Токрау. По немногочисленным буровым скважинам, достигшим подошвы четвертичных отложений, можно судить, что эта граница не прямолинейна. Далее к северу она продолжается по долине р. Кусак. На широте гор Чубарайгыр Токрауский и Северо-Балхашский синклиналии соединяются, и Балхашский антиклинорий замыкается. На его северо-северо-восточном продолжении находится небольшая седловина, прослеживаемая по выходам фамейских и турнейских отложений, частично перекрытых визейско-пермскими вулканогенными толщами. Седловина разделяет области сплошного распространения визейско-пермских толщ обоих синклиналиев.

Северо-Балхашский и Токрауский синклиналии — крупные тектонические формы, достигающие в поперечнике 100 км. На рассматриваемой территории оказываются лишь юго-западная часть Северо-Балхашского и юго-восточная часть Токрауского синклиналиев, т. е. их участки, прилегающие к Балхашскому антиклинорию. Северо-восточная граница Северо-Балхашского синклиналия частично видна на обзорной схеме (см. рис. 2, район пос. Карабулак). Оттуда она продолжается на северо-запад и причленяется к Центрально-Казахстанскому разлому севернее гор Чубарайгыр. Западная граница Токрауского синклиналия прослеживается от долины р. Жамши к г. Акчатау и далее на север и северо-восток.

Северная граница Токрауского синклинория неровная, и примерно совпадает с Успенской зоной разломов. Оба синклинория, как и Балхашский антиклинорий, нелинейны. Можно говорить лишь о некотором удлинении Северо-Балхашского синклинория в запад-северо-западном направлении, а Токрауского — в меридиональном.

Наиболее приподнятая — осевая часть — Балхашского антиклинория сложена нижнепалеозойскими и силурийскими толщами. В восточной половине антиклинория, ограниченной с запада Центрально-Казахстанским разломом, нижнепалеозойские отложения выведены на поверхность в зоне субширотного Бесобинского разлома. Они прослеживаются от восточного окончания антиклинория до района горы Ушозек. Здесь ширина выходов нижнего палеозоя увеличивается, и он слагает ядро выделенного В. Я. Кошкиным Ушозекского антиклинального поднятия, слабо удлиненного в субмеридиональном направлении. Ушозекское поднятие ограничивает с востока крупную Саякскую синклинали (см. рис. 2, 13), выполненную фаменскими, каменноугольными и нижнепермскими толщами и прорванную гранитами в ядре. Нижний палеозой выходит также на южном ограничении Саякской синклинали, где слагает антиклинальное поднятие шириной в 5 км. Это поднятие и Саякская синклинали под углом смыкаются к Центрально-Казахстанскому разлому, который на территории Балхашского антиклинория в отличие от более северных районов имеет северо-западное простираение.

По выходам нижнепалеозойских отложений вырисовывается ось широтного участка Балхашского антиклинория. Саякская синклинали находится на северном склоне антиклинория. Она отделена от Северо-Балхашского синклинория Ащиозекским антиклинальным поднятием (наименование введено В. Я. Кошкиным), сложенным силурийскими и девонскими отложениями. Восточнее Саякской синклинали на северном склоне антиклинория находится широкая, слабо удлиненная в долготном направлении Бесобинская антиклинали, прорванная интрузией пермских гранитов. Она отделяет Саякскую синклинали от расположенной восточнее Бесобинской синклинали, которая ограничена с востока Тюлькуламской интрузией основного и ультра-основного состава. Интрузия слагает юго-западное крыло Тюлькуламского разлома. К востоку от него залегают девонские толщи, смятые в менее крупные складки и нарушенные разрывами.

Южный склон широтного участка Балхашского антиклинория одновременно представляет собой северное крыло Северо-Джунгарского синклинория, основная часть которого находится в юго-восточном Прибалхашье. На южном склоне антиклинория залегают силурийские и девонские толщи. Плохая обнаженность и монотонность разреза не позволяют судить о характере дислокаций. Местами видно, что пласты собраны в крутые складки. Вместе с тем к югу и юго-востоку от Саякской синклинали, где Центрально-Казахстанский разлом расщепляется на многочисленные субширотные ветви (см. рис. 2), на больших площадях установлено горизонтальное или слабо наклонное залегание силурийских толщ. Степень их дислоцированности возрастает лишь вблизи разрывов.

К западу от Центрально-Казахстанского разлома нижнепалеозойские отложения Балхашского антиклинория выведены на поверхность в двух участках: вблизи гор Казик и Тесиктас и вблизи горы Итмурунды. В. Я. Кошкин называет их Казикской и Итмурундинской ветвями Балхашского антиклинория. Первая удлинена в северо-северо-западном направлении, а вторая — в субширотном. В Итмурундинском участке, а также между ним и Казикским участком, расположено несколько грабен и грабен-синклиналей, выполненных верхнепалеозойскими, реже фаменско-турнейскими отложениями. В юго-западной части антиклинория, к югу от горы Итмурунды находится выделенная В. Я. Кошкиным

Краснооктябрьская впадина. Ее слагают фаменско-турнейские и верхнепалеозойские толщи.

К северо-западу от горы Казик нижнепалеозойские толщи скрываются под силурийскими. Последние слагают осевую часть Балхашского антиклинория в более северных районах. Силурийские отложения нарушены разрывами, небольшими по величине смещения, но иногда протяженными. Между разрывами пласты наклонены под средними и пологими углами. Обычно они залегают моноклинально, реже бывают слабо изогнуты или собраны в пологие брахискладки. Ширина непрерывных выходов силурийских отложений достигает 25—40 км, в то время как их мощность не превышает 2,5 м. Следовательно, зеркало этой «складчатости» весьма пологое. Долготный участок Балхашского антиклинория построен асимметрично; на его восточном крыле, прилегающем к Центрально-Казахстанскому разлому, ширина выходов девонских отложений меньше, чем на западном. Западное крыло осложнено несколькими складками северо-западного простирания, которые рассечены многочисленными разрывами. В ядрах синклиналиальных складок залегают визейско-среднекаменноугольные слои.

На обширных площадях Северо-Балхашского и Токрауского синклинориев залегание вулканогенных толщ близко к горизонтальному (горы Керегетас и Кызыладыр в Токрауском синклинории, район горы Аиртас в Северо-Балхашском синклинории и многие другие участки). Вокруг центров кислого вулканизма расположены пологие изометричные депрессии (Коптева, 1964; Кошкин, 1964). Наряду со слабо нарушенными участками в синклинориях выделяется несколько синклиналей, удлиненных в субширотном и северо-западном направлениях: Кусацкая, Желтауская, Калмакэмельская, Ушкызыльская, а также синклиналь на юго-западном окончании Северо-Балхашского синклинория. На крутых крыльях этих складок наклон слоев достигает 20—45°. Разрывных нарушений в синклинориях меньше, чем на территории Балхашского антиклинория, но морфологически те и другие сходны.

Своеобразные зоны приразломных дислокаций — Тастыйская и Котырасанская — расположены вдоль границ Балхашского антиклинория (Трифонов, 1963а). Тастыйской зоной В. Я. Кошкин (1963) назвал узкую вытянутую в запад-северо-западном направлении (290—305°) полосу выходов отложений калмакэмельской и керегетасской свит и ее южное обрамление. Зона находится на границе антиклинория с Северо-Балхашским синклинорием и протягивается на 40 км вдоль юго-западного и южного борта Калмакэмельской синклинали (рис. 19, см. рис. 2).

Для Тастыйской зоны характерно сочетание складчатых деформаций с крупными продольными разломами и большим количеством мелких разрывов, обычно диагональных. Разрывные нарушения Тастыйской зоны, как и Котырасанской, подробно описаны ниже. Здесь отметим лишь их некоторые черты, наиболее существенные для понимания строения зоны. С запада Тастыйская зона ограничена Тастыйским разрывом (взбросом?). С севера на всем протяжении зона ограничена Калмакэмельским разломом. Его южное крыло в пределах Тастыйской зоны глубоко погружено относительно северного крыла. Сместитель разлома большей частью скрыт четвертичными наносами. В тех местах, где сместитель обнажен, он иногда изогнут. Так, к юго-востоку от горы Калмакэмель (см. рис. 15) линия разлома на западе имеет северо-западное простирание, восточнее — запад-северо-западное, еще восточнее — широтное, а затем снова северо-западное.

В 4 км к западу от горы Калмакэмель вблизи сместителя хорошо обнажены породы обоих крыльев разлома. Плоскость разлома здесь, по видимому, близка к вертикальной. Порфириты каркаралинской свиты, залегающие на северном крыле, вблизи разлома не испытали заметных

изменений. Песчаники, алевролиты и туфы керегетасской свиты, залегающие на южном крыле, вблизи разлома сильно трещиноваты. К югу трещиноватость в породах южного крыла быстро уменьшается. Относительное опускание южного крыла при положении сместителя, близком к вертикальному, определяет разрыв как сброс, хотя и не исключает сдвиговых перемещений по нему.

Второй крупный продольный разрыв выделен в юго-восточной части Тастыйской зоны. На востоке он рассекает девонские толщи, среди которых в северном крыле разрыва расположена наклоненная на север полойная интрузия кварцевого порфира. Западнее в северном крыле залегают девонские толщи, а в южном — отложения калмакэмельской свиты. Интрузия кварцевого порфира причленяется к разрыву и продолжается вдоль него. В этой части она сечет вмещающие породы и круто наклонена на север. Еще западнее разрыв разделяется на две ветви и скоро затухает. Вдоль каждой из ветвей расположены крутые линзовидные тела кварцевых порфиров, аналогичные вышеупомянутой интрузии. У южного разрыва, как и у Калмакэмельского, относительно опущено южное крыло. Однако, в отличие от последнего, южный разрыв на значительном протяжении был открытой трещиной, заполненной кварцевым порфиром.

К северу от южного разрыва расположена пологая ($20\text{--}30^\circ$) моноклинал, наклоненная на север и сложенная девонскими, нижнекаменноугольными толщами и образованиями калмакэмельской и керегетасской свит. В восточной части Тастыйской зоны угол наклона моноклинали местами возрастает до 50 и даже до 60° . К югу от горы Калмакэмель моноклинал осложнена пологой поперечной флексурой. В $5\text{--}6$ км к юго-востоку от горы Калмакэмель в пределах моноклинали закартирована еще одна узкая интрузия кварцевого порфира, вытянутая вдоль Тастыйской зоны.

Более северная часть зоны характеризуется крутым ($40\text{--}80^\circ$) падением на север. Граница между пологой и крутой моноклиналами резкая и проходит или вдоль контакта калмакэмельской и керегетасской свит, или несколько севернее. Наконец, в северной части Тастыйской зоны местами выделяется узкая центриклинал, на северном крыле которой слои залегают вертикально. Таким образом, в своей восточной половине большая часть Тастыйской зоны — моноклинал, наклоненная на север и ограниченная с севера Калмакэмельским сбросом с опущенным южным крылом. Моноклинал и сброс в сочетании образуют односторонний грабен. Вблизи сброса слои местами наклонены на юг, т. е. изогнуты в направлении смещения по сбросу. К югу от горы Калмакэмель Калмакэмельский разлом раздваивается. Его ветви ограничивают тектоническую линзу пород керегетасской свиты с центриклинальным строением. Непосредственно южнее этой линзы верхние горизонты керегетасской свиты также имеют центриклинальное залегание. Следовательно, подворачивание слоев моноклинали здесь происходит около каждой ветви сброса.

Участок Тастыйской зоны к югу от южного разрыва представляет собой моноклинал, наклоненную на север. Она сложена девонскими, нижнетурнейскими толщами и образованиями калмакэмельской свиты. Большая часть моноклинали характеризуется наклоном слоев в $20\text{--}40^\circ$; лишь в ее северной части, сложенной калмакэмельскими толщами, углы падения иногда возрастают до $40\text{--}60^\circ$. Вблизи южного разрыва пласти калмакэмельской свиты местами образуют центриклинал, северное крыло которой наклонено на юг под углами $20\text{--}60^\circ$. Таким образом, и эта моноклинал в сочетании с южным разрывом образует односторонний грабен, который вдоль разрыва на отдельных участках осложнен небольшой флексурой. В 6 км юго-западнее горы Калмакэмель к северу от южного разрыва закартирована седловидная антиклинал, на южном

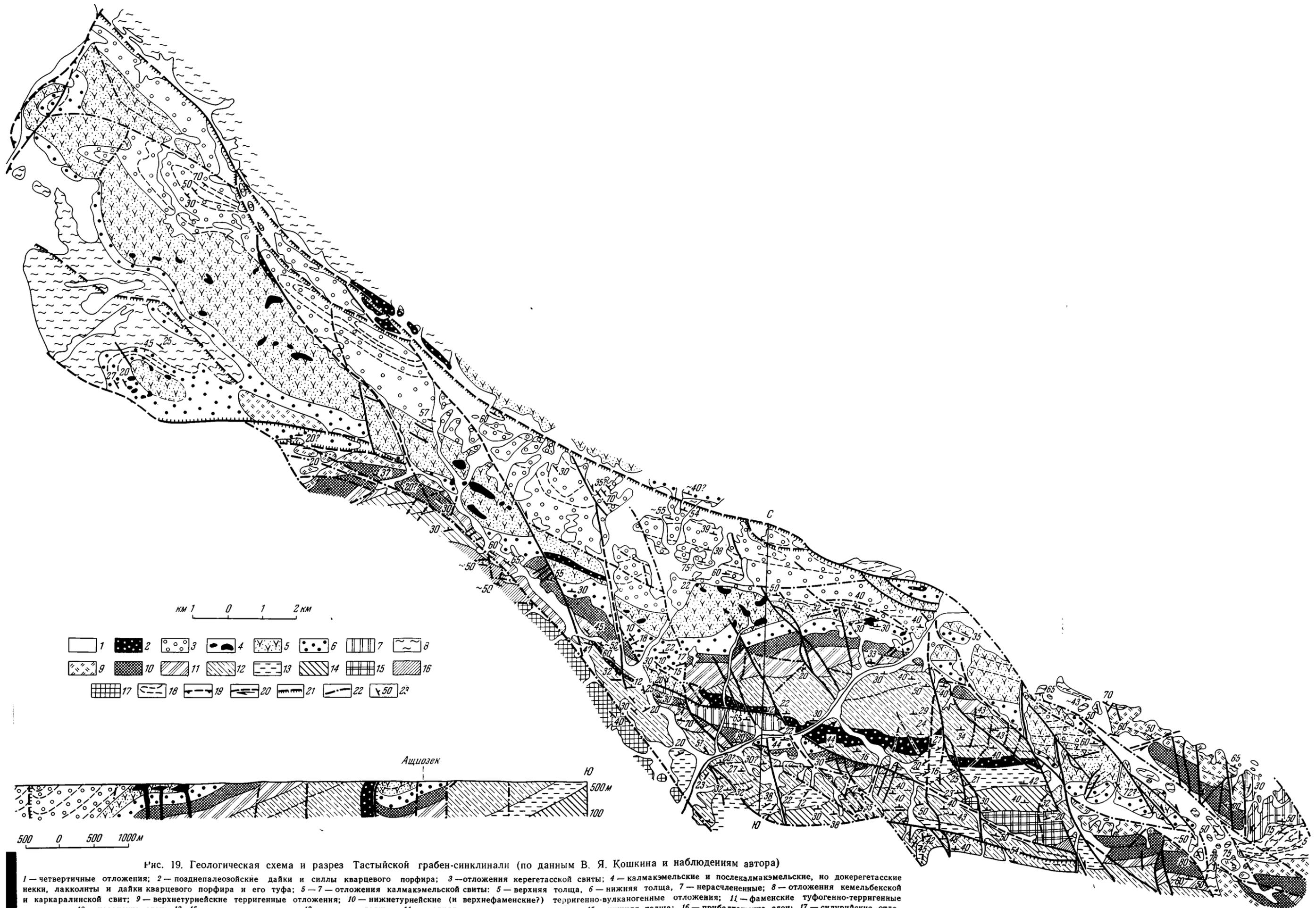


Рис. 19. Геологическая схема и разрез Тастыйской грабен-синклинали (по данным В. Я. Кошкина и наблюдениям автора)

1 — четвертичные отложения; 2 — позднепалеозойские дайки и силлы кварцевого порфира; 3 — отложения керегетасской свиты; 4 — калмакэмельские и послекалмакэмельские, но докерегетасские некки, лакколиты и дайки кварцевого порфира и его туфа; 5 — 7 — отложения калмакэмельской свиты: 5 — верхняя толща, 6 — нижняя толща, 7 — нерасчлененные; 8 — отложения кемельбекской и каркаралинской свит; 9 — верхнетурнейские терригенные отложения; 10 — нижнетурнейские (и верхнефаменские?) терригенно-вулканогенные отложения; 11 — фаменские туфогенно-терригенные отложения; 12 — казахские слои; 13—15 — сарджальские слои: 13 — верхняя толща, 14 — средняя толща и нерасчлененные, 15 — нижняя толща; 16 — прибалхашские слои; 17 — силурийские отложения; 18 — маркирующие пласты; 19 — надвиги и взросы; 20 — сдвиги; 21 — сбросы; 22 — разрывы с невыясненным характером перемещения; 23 — элементы залегания

крыле которой слои наклонены в сторону разрыва под углом $5-30^\circ$, т. е. здесь флексуобразно изогнуто в направлении смещения по разрыву его северное приподнятое крыло.

Основной — северный — грабен, местами осложненный флексурой вдоль разрыва, продолжается в западную часть Тастыйской зоны (см. рис. 19). К югу от него там расположены дополнительный односторонний грабен (разрыв образует его северо-восточное крыло) и небольшая асимметричная коробчатая синклиналь с разрывом на крутом северо-восточном крыле. Следовательно, Тастыйская зона состоит из основного одностороннего грабена и нескольких мелких односторонних грабенов и грабеноподобных складок, осложняющих его южное крыло. Во всех односторонних грабенах разрывы образуют северные или северо-восточные крылья. Флексуобразный подворот слоев вблизи разрывов придает каждому грабену облик асимметричной синклинали. Поэтому Тастыйскую зону в целом можно определять как сложно построенную одностороннюю грабен-синклиналь.

Котырасанская зона протягивается в субмеридиональном направлении более чем на 60 км вдоль границы Балхашского антиклинория с Токрауским синклинорием (рис. 20, см. рис. 2). Зона сложена визейско-среднекаменноугольными толщами. С востока она ограничена крупным разрывом, по которому упомянутые толщи приведены в соприкосновение с отложениями готландия, местами фаменского яруса. С запада зона также ограничена разрывом, отделяющим ее от турнейских вулканогенно-терригенных отложений. Таким образом, по обоим разрывам Котырасанская зона опущена относительно соседних территорий и является двусторонним грабеном.

В самой северной части Котырасанская зона простирается на северо-запад. Непосредственно к югу от сора Бактай видно, что плоскость разрыва, ограничивающего зону с северо-востока, примерно вертикальна. Плоскость другого разрыва не обнажена. Между разрывами расположена замыкающаяся к северо-западу синклиналь, ось которой параллельна разрывам. Эта синклиналь асимметрична — ее северо-восточное крыло почти вертикально, изредка даже запрокинуто до 80° , а юго-западное наклонено под углами $30-40^\circ$. Асимметрия складки, по-видимому, связана с неравнозначностью ограничивающих ее разрывов; разрыв северо-восточного края зоны имеет гораздо большую амплитуду вертикального смещения, чем разрыв юго-западного края.

Южнее, на меридиональном отрезке внутренняя часть Котырасанской зоны сохраняет форму асимметричной синклинали с крутым, часто вертикальным восточным крылом. Местами крутое восточное крыло отсутствует, и моноклираль западного крыла граничит непосредственно с восточным краевым разломом, образуя односторонний грабен. В 20—25 км от северного замыкания зоны западный краевой разрыв прерывается. Здесь к Котырасанской зоне прирывается небольшая пологая дополнительная синклиналь, слабо удлиненная в долготном направлении. Все перечисленные признаки определяют Котырасанскую зону как асимметричную грабен-синклиналь. От Тастыйской грабен-синклинали она отличается двумя признаками; у нее лучше выражено крутое крыло, и разрывы ограничивают зону не с одной, а с двух сторон, т. е. она сходна с двусторонним грабеном.

* * *

Из приведенного краткого описания Балхашского антиклинория и соседних синклинориев видно, что они дислоцированы неравномерно. Выделяются участки слабых дислокаций, характеризующиеся горизонтальным залеганием толщ или мелкими брахискладками неправильной формы. Такие участки многочисленны в синклинориях, но есть и на

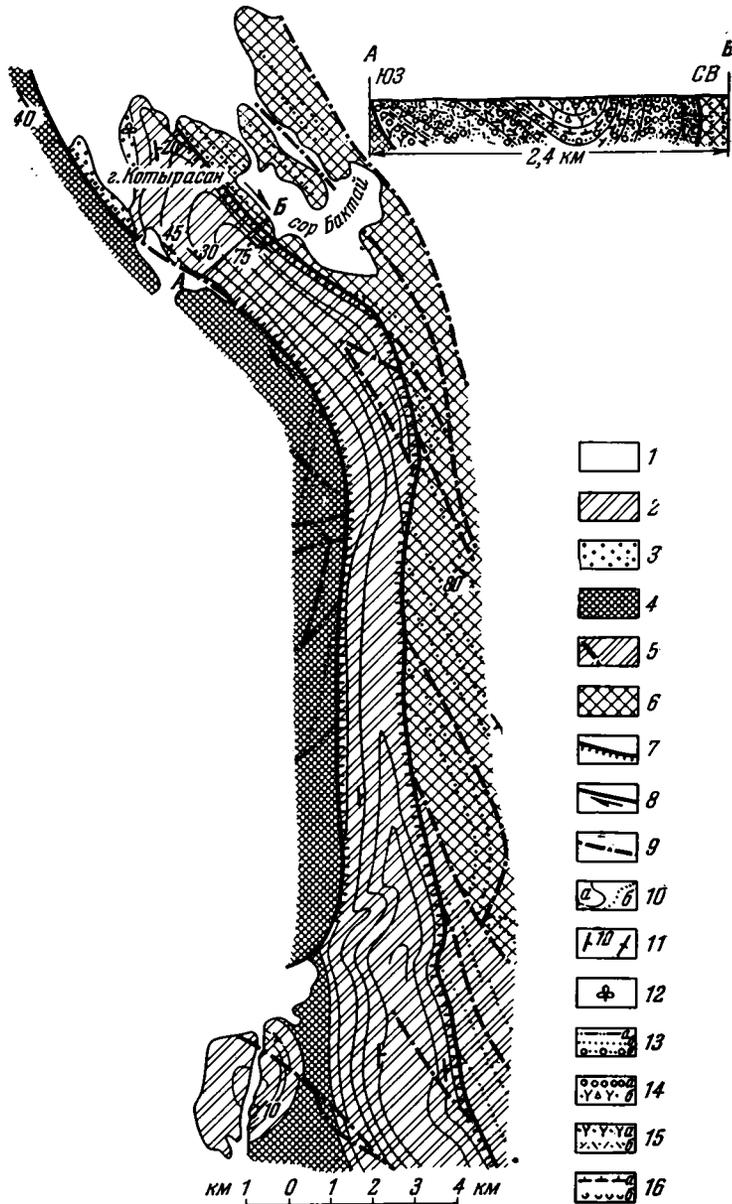


Рис. 20. Геологическая схема северной и центральной частей Котырассанской грабен-синклинали

Отложения: 1 — четвертичные; 2 — калмакэмельской свиты, в самой верхней части, возможно, кергетасской; 3 — каркаралинской свиты; 4 — турнейские, в верхней части нижневизейские; 5 — фаменские; 6 — силурийские; 7 — сбросы; 8 — сдвиги; 9 — разрывы с невыясненным характером перемещения; 10 — маркирующие горизонты: а — в отложениях калмакэмельской свиты, б — в нижележащих толщах; 11 — элементы залегания; 12 — места находок растительных остатков. Литология калмакэмельских отложений на разрезе: 13 — песчаники: а — мелкозернистые, б — среднезернистые, в — грубозернистые; 14а — конгломераты; 14б — гравийные туфовые брекчи дацитового состава; 15 — литокристаллокластические туфы: а — дацитового состава, б — липаритового состава; 16 — кислые туфы, кристаллокластические (а), витрокристаллокластические (б)

Балхашском антиклинории. К ним близка по строению северная часть Балхашского антиклинория, где на широкой площади силурийская толща слагает ограниченные разрывами небольшие моноклинали и мелкие брахискладки, но «зеркало» этих нарушений почти горизонтально.

Наряду с территориями, где слои дислоцированы слабо, отмечены участки более сложных и разнообразных нарушений: зоны разломов, крупные поднятия и депрессии, с которыми связаны более мелкие складки и разрывы. Ниже описано пять типов сложно построенных тектонических форм, распространенных на Балхашском антиклинории и в смежных частях Северо-Балхашского и Токрауского синклинориев:

- 1) асимметричные коробчатые синклинали;
- 2) ступенчатые складки, грабен-синклинали, грабены;
- 3) сбросы;
- 4) надвиги, взбросы, принадвиговые и привзбросовые складки;
- 5) сдвиги.

АСИММЕТРИЧНЫЕ КОРОБЧАТЫЕ СИНКЛИНАЛИ

Саякская синклинали

Саякская синклинали — самая крупная и сложно построенная складка в рассматриваемом типе тектонических форм. Она наиболее полно отражает его структурные особенности (Трифонов, 1963а, б). Синклинали несколько удлинена в широтном направлении; ее протяженность с севера на юг около 40 км, а с запада на восток более 60 км. Самая восточная часть синклинали сложена девонскими, нижнекаменноугольными и лишь в отдельных местах среднекаменноугольными толщами. Они залегают полого и нарушены разрывами преимущественно северо-западного направления. Разлом северо-западного направления, названный В. Я. Кошкиным Восточно-Саякским, отделяет эту часть синклинали от ее глубокопогруженных центрального и западного участков. В геологической литературе Саякской синклинали обычно называют лишь эти погруженные участки. В таком ограниченном смысле название «Саякская синклинали» будет употребляться и при дальнейшем описании.

Саякская синклинали (рис. 21, см. рис. 2, 13) сложена девонскими, каменноугольными и нижнепермскими толщами. Она ограничена с юга выходами нижнего палеозоя, а с юго-запада, запада и севера — выходами отложений готландия. Последние на юго-западном борту синклинали отделены от девонских и каменноугольных отложений Центрально-Казахстанским разломом. Девонские и силурийские толщи, ограничивающие Саякскую синклинали с севера, слагают Ащидзекскую антиклиналь восток-юго-восточного простирания, рассеченную крупным широтным Тюлькулинским разломом. На северном крыле разлома в замке антиклинали распространены силурийские отложения, на южном — девонские. На всем изученном протяжении антиклиналь характеризуется резкими переходами от крутых крыльев к широкому сравнительно плоскому своду, что придает ей коробчатую форму. К северу от Тюлькулинского разлома свод антиклинали осложнен небольшими простыми складками, зеркало которых образует полого наклоненную на запад поверхность.

Борта Саякской синклинали построены по-разному. На юго-западном борту в 7 км юго-восточнее р. Ащидзек (рис. 22, см. рис. 21, разрез 1—2) углы падения слоев изменяются от пологих (20—30°) в периферической части борта до крутых (45—60°) в его средней части и снова пологих (25°, затем 15—20°) ближе к центру синклинали. Выполаживание углов падения от 50 до 25° происходит плавно, но на протяжении всего нескольких сотен метров. Таким образом, борт синклинали здесь представляет собой наклонную флексуру. Последняя продолжается как на

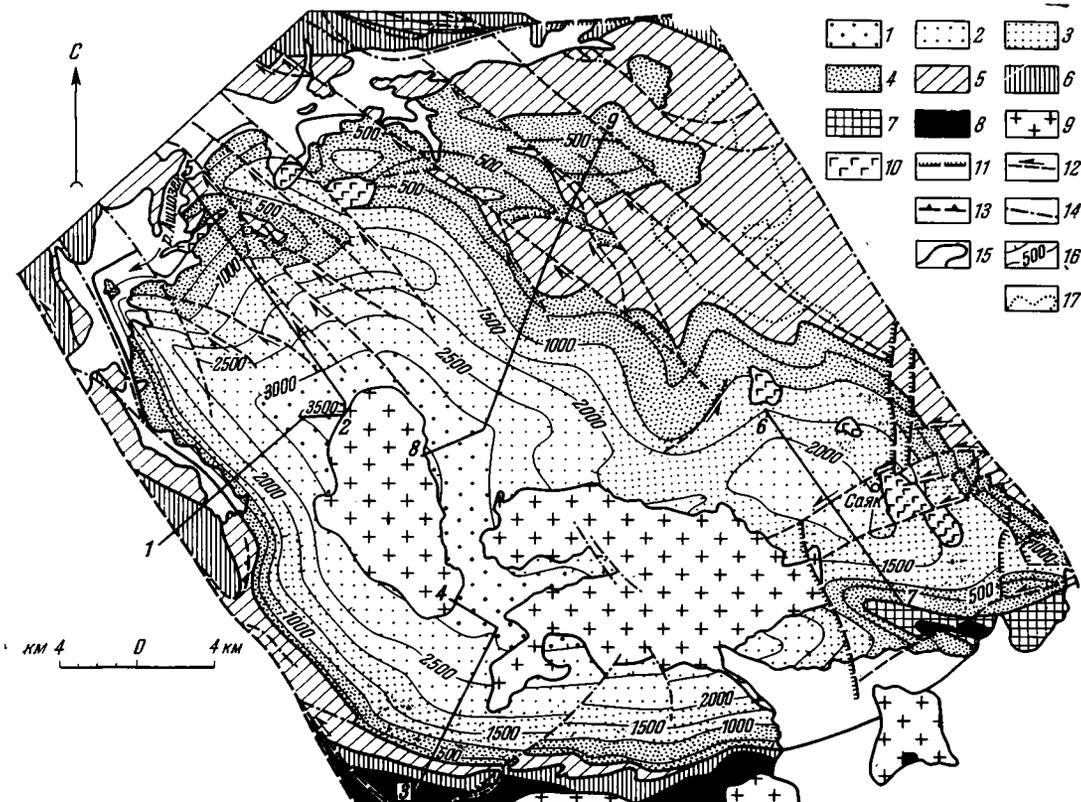


Рис. 21. Структурная карта Саянской синклинали

Отложения: 1—4 — визейско-пермские (их подошва на глубине): 1 — выше 3000 м, 2 — 2000—3000 м, 3 — 1000—2000 м, 4 — до 1000 м, 5 — фаменско-турнейские; 6 — девонской системы без фаменского яруса; 7 — верхнесилурийские; 8 — нижнепалеозойские; 9 — верхнепалеозойские граниты и гранодиориты; 10 — верхнепалеозойские диориты; 11—14 — разрывы (крупные нарушения выделены жирными линиями); 11 — сбросы, 12 — сдвиги, 13 — надвиги, 14 — разрывы с невыясненным характером перемещения; 15 — границы стратиграфических комплексов; 16 — стратозоигипсы подошвы визейско-пермских отложений (проведены через 500 м); 17 — маркирующие горизонты (линии разрезов проведены и обозначены цифрами на рис. 22)

северо-запад, так и на юго-восток от описанного участка и переходит на южный борт синклинали. На юго-западном борту и в западной части южного борта синклинали наклон слоев на смыкающем крыле флексуры достигает $60\text{--}70^\circ$; восточнее он уменьшается до $40\text{--}60^\circ$.

В северо-западной части на правобережье р. Ащиозек смыкающее крыло флексуры сложено нижнедевонскими толщами. В описанном выше пересечении юго-западного борта (в 7 км юго-восточнее р. Ащиозек) в смыкающем крыле залегают пласты калмакэмельской, керегетасской свит и нижней части архарлинской свиты. Далее к юго-востоку в смыкающем крыле флексуры последовательно залегают все более древние толщи, так что в западной части южного борта оно сложено девонскими и турнейскими толщами с углами падения $60\text{--}70^\circ$ и образованиями каркаралинской, калмакэмельской и нижней части керегетасской свит с углами падения $50\text{--}55^\circ$ (см. рис. 21, 22, разрез 3—4). Соответственно к юго-востоку от линии разреза 1—2 все более низкие горизонты верхнепалеозойской серии осадков характеризуются пологим залеганием, т. е. переходят со смыкающего на нижнее крыло флексуры. На линии разреза 3—4 угол наклона верхнекерегетасских отложений уменьшается к центру синклинали от 35 до 20° , а отложения архарлинской свиты

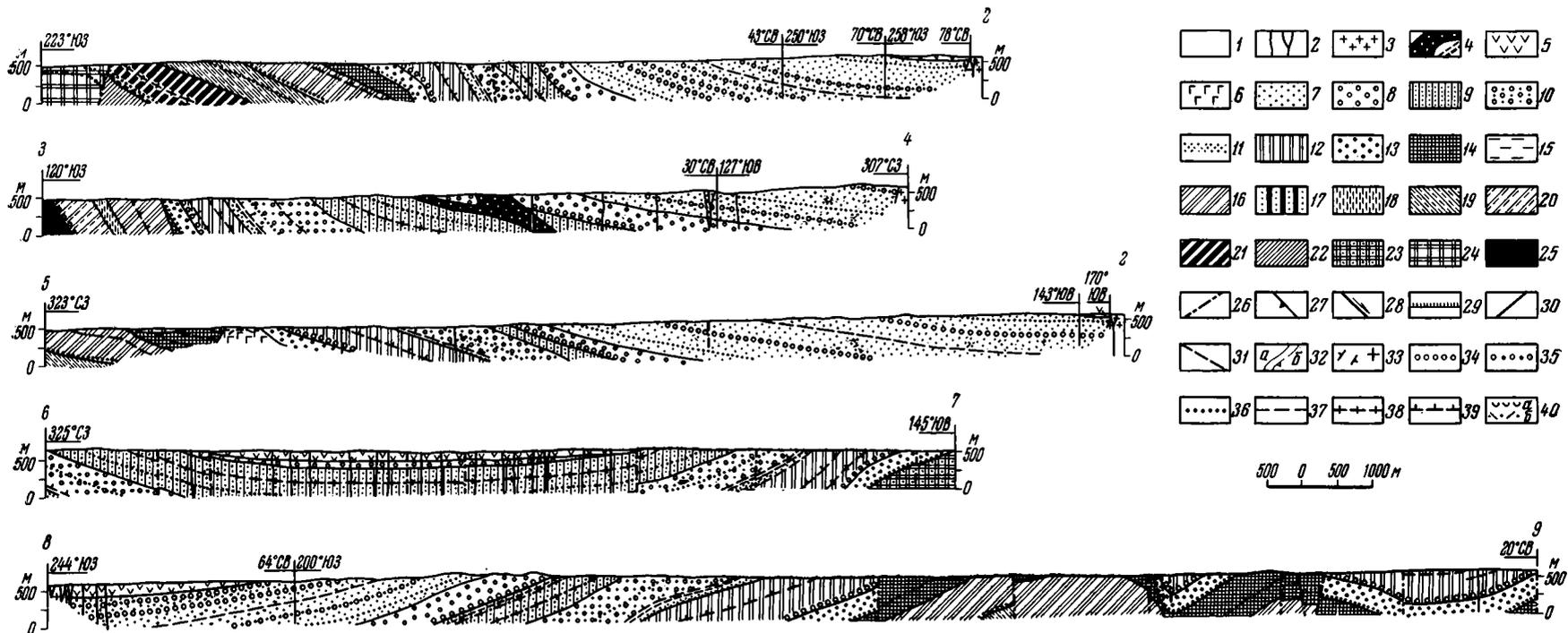


Рис. 22. Геологические разрезы Саякской синклинали (линии и номера разрезов показаны на рис. 21)

1 — четвертичные отложения; 2 — верхнепалеозойские постритные дайки; 3 — нижнепермские гранитоиды; 4 — нижнепермские дайки и силлы диорит-порфирита; 5 — нижнепермские андезитовые порфириды и их туфы; 6 — нижнепермские диориты; 7, 8 — отложения архарлинской свиты: 7 — верхняя толща, 8 — нижняя толща; 9 — 11 — отложения кергетасской свиты; 9 — верхняя толща; 10 — нижняя толща, 11 — базальные песчаники и конгломераты; 12 — отложения калмакэмельской свиты; 13 — отложения каркаралинской свиты, на северном борту Саякской синклинали также кемельбекской. Отложения: 14 — турнейские, 15 — то же на рис. 24, 16 — фаменские, в верхней части нижнетурнейские, 17 — франские, 18 — живетско-франские на южном борту синклинали, 19 — среднедевонские и франские. Слои: 20 — казахские, 21 — сарджальские, 22 — прибалхашские. Отложения: 23 — силурийские и девонские нерасчлененные, 24 — силурийские, 25 — нижнепалеозойские, 26 — разрывы разной морфологии, неразделенные; 27 — надвиги и взбросы; 28 — сдвиги; 29 — сбросы; 30 — разрывы с невыясненным характером перемещения; 31 — разрывы предполагаемые; 32 — границы толщ: а — достоверные, б — предполагаемые; 33 — элементы залегания. Пласты: 34 — конгломераты (на рис. 24 также гравелиты), 35 — гравелиты, 36 — песчаники, 37 — алевролиты и туффиты, 38 — известковые породы, 39 — туфы, 40 — кислые туфы на рис. 24 (а — витрокристаллокластические, б — литокристаллокластические)

выполаживаются до 10° и, наконец, почти до 0° . Следовательно, шарниры флексуры юго-западного и южного борта Саякской синклинали не горизонтальны, а полого изогнуты, причем наиболее погруженная часть изгиба расположена на левобережье р. Ащиозек на участке флексуры протяженностью в 15 км.

На южном борту Саякской синклинали флексура продолжается в широтном направлении. Ее восточная часть нарушена многочисленными диагональными и поперечными разрывами. Обычно они имеют амплитуду не более первых сотен метров и затухают к центру и периферии синклинали. Лишь в одном случае смещение по простиранию разрыва достигает 1,5 км в девонских слоях; северо-восточнее оно уменьшается до 0,8—1 км, и далее в гранитах разрыв не прослежен. К востоку рассматриваемая флексура затухает и кулисно подставляется другой широтной наклонной флексурой, расположенной северо-восточнее первой и отстоящей от нее на 4 км. Эта небольшая флексура составляет восточную часть южного борта Саякской синклинали и характеризуется наклоном слоев на смыкающем крыле в $45\text{--}50^\circ$ (см. рис. 21, 22, разрез 6—7). Она также нарушена мелкими поперечными разрывами.

Северо-западный и восточный борта Саякской синклинали имеют небольшую протяженность и образуют пологие моноклинали, нарушенные поперечными разрывами. Северо-западный борт характеризуется наклоном слоев в $10\text{--}25^\circ$ (см. рис. 21, 22, разрез 5—2), а восточный — в $10\text{--}15^\circ$. Оба борта сочленяются с крутыми юго-западным и южным бортами резко, под углом. В плане угол между северо-западным и юго-западным бортами внутри синклинали прямой или тупой, а по мере удаления от ее центра становится все более острым; здесь на сочленении бортов возникает узкая центриклираль, протягивающаяся к западу на 3 км. Такую же особенность, но проявленную слабее, имеет сочленение восточного и южного бортов.

Северный борт Саякской синклинали (см. рис. 21, 22, разрез 8—9) примерно втрое шире юго-западного и южного бортов, т. е. в целом гораздо более пологий. Он нарушен разрывами северо-западного простирания, между которыми расположены обрывки небольших синклинальных и антиклинальных складок, осложняющих этот борт.

В центральной, наиболее прогнутой части Саякской синклинали слои залегают полого (от 0 до 15°). Центральная часть на западе отделена от северного борта наклонной флексурой небольшой амплитуды с падением слоев на смыкающем крыле $25\text{--}45^\circ$ ЮЗ. Седловидные антиклинали разделяют центральную часть на три ячеей разной глубины. В западной — Кунгисаякской — ячейе мощность визейско-пермских отложений достигает 3500 м, в средней — Джамбашской — ячейе, по-видимому, близка к 2500—3000 м, в восточной — Либайской — ячейе не превышает 2200 м.

Кунгисаякская ячейе с ограничивающими ее наклонными флексурами юго-западного и северо-восточного бортов образует в плане изогнутую трапецию, на параллельных бортах которой слои залегают круто. Два других борта — северо-западный и восточный — и центральная часть ячейе характеризуются пологим залеганием слоев. Следовательно, Кунгисаякская ячейе — коробчатая складка, ограниченная флексурами с двух сторон, т. е. близкая по форме к короткому двустороннему грабену. Однако эта складка асимметрична, поскольку флексура юго-западного борта имеет гораздо большую амплитуду, чем флексура северного борта. Джамбашская и Либайская ячейе (см. рис. 21, 22, разрез 6—7) ограничены с юга крутыми наклонными флексурами, их другие борта пологие, а дно плоское. В отличие от линейных южных бортов, пологие борта обеих ячейе в плане имеют неровные очертания, изменяющиеся от пласта к пласту. Указанные признаки определяют обе ячейе как асимметричные

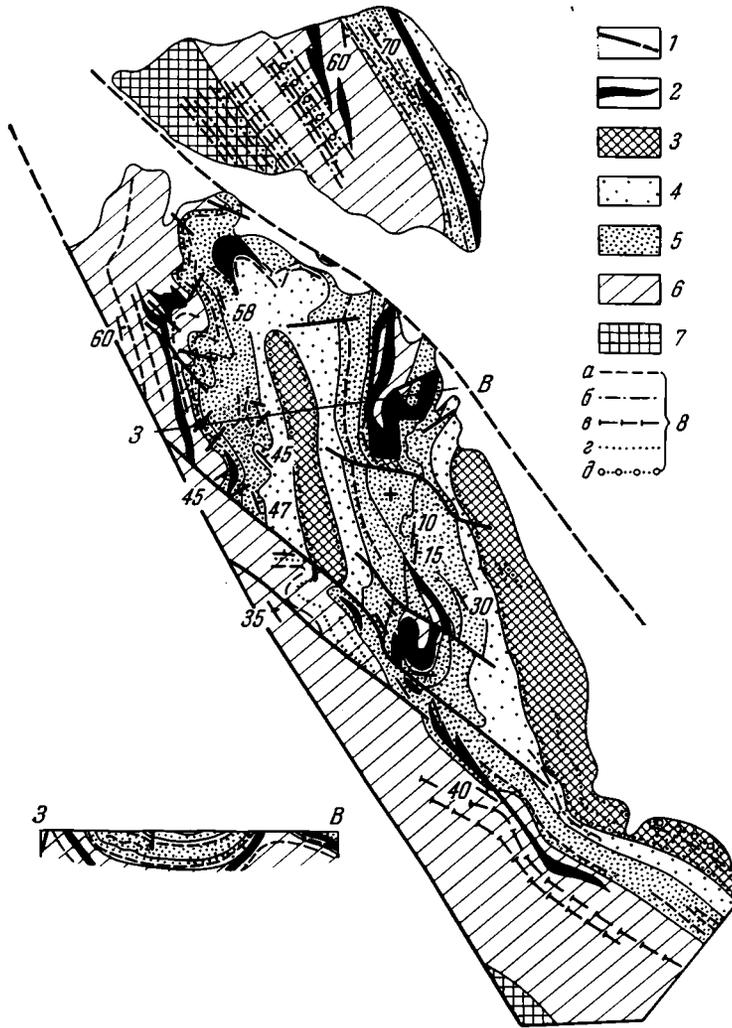


Рис. 23. Геологическая схема дополнительной синклинали I на юго-западном борту Саянской синклинали (Трифонов, 1963б)

1 — разрывы; 2 — силлы и факолиты диорит-порфирита; 3—6 — фаменско-турнейские толщи: 3 — верхнетурнейская, 4 — верхняя нижнетурнейская, 5 — нижняя нижнетурнейская; 6 — фаменская, в верхней части нижнетурнейская; 7 — казахские слои; 8 — пласты: а — глинисто-кремнистых пород, б — алевролитов, в — туфов, з — песчаников мелко- и среднезернистых, д — песчаников крупнозернистых

коробчатые складки, близкие по форме к коротким односторонним грабенам, но не имеющие разрывов сплошности пород.

Таким образом, Саянская синклиналь нелинейна и резко асимметрична. Ее юго-западный борт, постепенно переходящий в южный, состоит из двух кулисно подставляющих одна другую наклонных флексур. На нижних крыльях флексур слои быстро выполаживаются, приобретают горизонтальное залегание, которое к северу постепенно сменяется пологим падением на юг. Северный борт синклинали, в целом полого наклоненный на юг и юго-запад, плавно переходит в северо-западный и восточный борта, которые также полого наклонены к центру синклинали. Северо-западный и восточный борта под углом причленяются к флексурам юго-западного и южного бортов. Все это характеризует Саянскую

синклинали как асимметричную коробчатую складку, близкую по форме к короткому одностороннему грабену.

Верхнее крыло флексуры юго-западного борта Саякской синклинали осложнено двумя вытянутыми вдоль флексуры синклиналиями (см. рис. 13). На левом берегу р. Ащиозек находится синклинали I (рис. 23). В плане она имеет форму удлиненного на 2 км и изогнутого четырехугольника. На длинных параллельных субмеридиональных бортах синклинали слои залегают круто, на коротких бортах и в центре — полого. Таким образом, синклинали I — коробчатая, близкая по форме к двустороннему грабену. Восточный борт синклинали круче западного. На крыльях синклинали и на своде антиклинали, отделяющей ее от Кунгисаякской ячеи, видны пластовые тела диорит-порфирита.

Синклинали II расположена юго-восточнее и имеет северо-западное простирание. В отличие от синклинали I она линейна; ее длина — 8 км, ширина — не более 1 км (рис. 24). Синклинали II расчленена многочисленными разрывами северо-западного направления, отходящими под острым углом от Центрально-Казахстанского разлома. Разрывы сильно преобразовали первоначальную форму синклинали. На ее северо-западном окончании, где разрывов меньше, замыкающиеся слои имеют в плане коробчатые очертания. Северо-восточный борт синклинали II несколько круче юго-западного. Она отделена от юго-западного борта Кунгисаякской ячеи узкой гребневидной асимметричной антиклиналью. С северо-запада синклинали II ограничена взбросом, переходящим к северу в поперечный изгиб флексуры юго-западного борта Кунгисаякской ячеи.

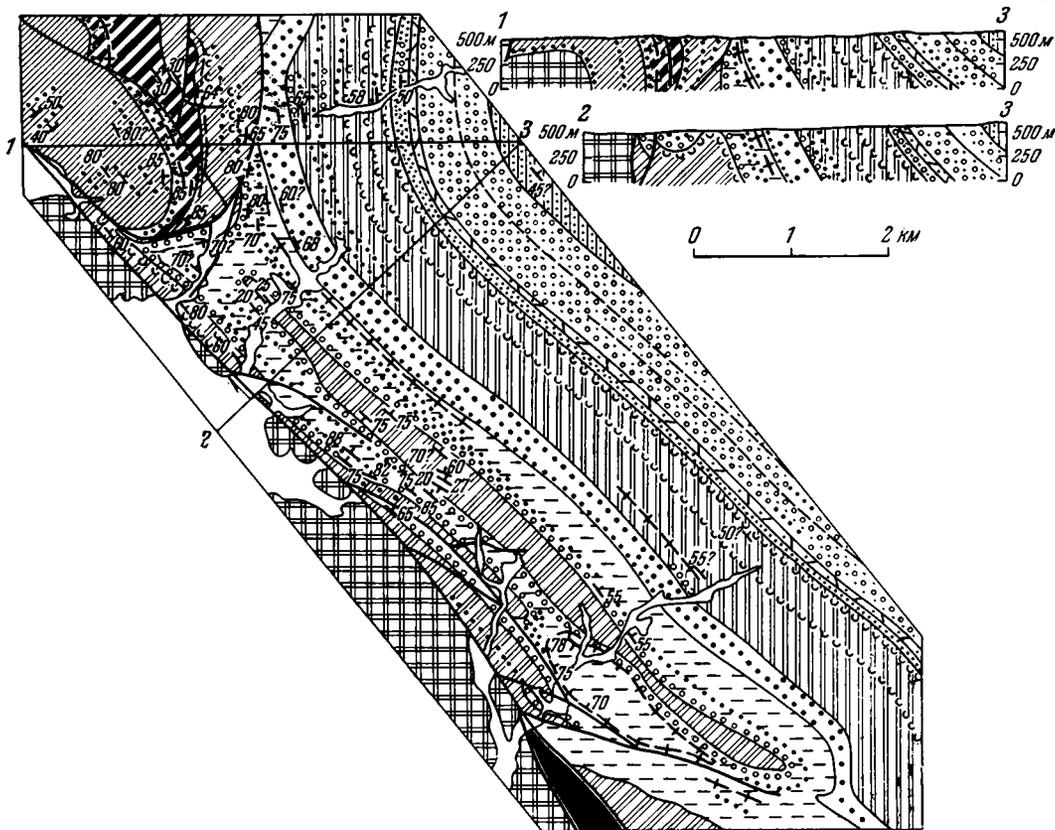


Рис. 24. Геологическая схема дополнительной синклинали II и Шатовского взброса на юго-западном борту Саякской синклинали

Условные обозначения см. на рис 22

Как уже отмечалось, северный борт Саякской синклинали осложнен небольшими дополнительными складками, оборванными разрывами северо-западного направления (рис. 25, рис. 13, 21). В северной части борта находится небольшая треугольная в плане синклиналь III. Она имеет крутые (50—60°) северо-восточный и юго-восточный борта, менее крутой (40—45°) юго-западный и пологое залегание слоев в ядре. Юго-западнее синклинали III находится синклиналь IV, удлиненная в широтном направлении и оборванная с запада разрывом. Ширина синклинали достигает 8 км. Ее северный и южный борта почти параллельны. В них углы наклона слоев достигают 30°, тогда как в ядре синклинали и на ее коротком восточном борту не превышают 8—17°. Участки синклинали с разным наклоном слоев резко под углом сочленяются между собой и в плане, и в разрезе (см. рис. 21, 22, разрез 8—9). По указанным признакам синклиналь IV сходна с синклиналью I, т. е. является коробчатой складкой, близкой по форме к двустороннему грабену.

Юго-западнее синклинали IV закартировано еще несколько небольших синклиналей и их центриклинальных окончаний, удлиненных в широтном направлении. Все они, в отличие от синклинали IV, резко асимметричны — у каждой из них южный борт примерно вдвое круче северного. Южный борт синклинали V (рис. 26) осложнен сбросом, вдоль которого проходит крутая неровная дайка диорит-порфирита. Крутые борта рассматриваемых синклиналей, представляющие собой наклонные флексуры, прямолинейны или слабо изогнуты; их очертания мало изменчивы. Северные борта синклиналей характеризуются неровными очертаниями в плане, изменяющимися от пласта к пласту. Части синклиналей с разным наклоном пластов здесь, как и у Саякской синклинали в целом, имеют угловатые сочленения. Таким образом, эти синклинали также коробчатые, но в отличие от синклинали IV асимметричны и близки по форме к односторонним грабенам.

Если небольшие синклинали северного борта имеют правильную коробчатую форму, то разделяющие их антиклинали в разных частях построены по-разному (в зависимости от того, с какими элементами синклиналей они сопряжены) и образуют вокруг синклиналей «сетку» неправильной формы. Все это позволяет утверждать, что синклинали возникли в результате проседания относительно северного борта в целом, а антиклинали пассивно заполняют пространство между такими просевшими участками.

На крутых бортах Саякской синклинали и осложняющих ее дополнительных складок распространены своеобразные мелкие складки, иногда сопровождающиеся разрывами. Простейшее нарушение такого типа закартировано на крутом восточном борту синклинали III (рис. 27). Верхние слои турнейской толщи здесь образуют резкий изгиб («язык») площадью 0,03 км², обращенный к центру синклинали. Залегающие ближе к ее ядру визейские конгломераты и песчаники тоже изогнуты, но гораздо слабее; еще ближе к ядру изгиб пропадает. Он быстро исчезает и в турнейских отложениях с удалением от ядра. Глинисто-алевролитовые породы, подстилающие деформированные слои и рядом с изгибом слагающие лишь маломощный пласт, заполняют все ядро «языка»; по-видимому, во время его образования слоистая пачка верхов турнейского яруса скользила по этим пластичным глинисто-алевролитовым породам.

Мелкие крутые смятия наблюдались на восточном борту синклинали I (см. рис. 23). Они распространены в слоистых фаменско-турнейских отложениях, содержащих много кремнисто-глинистых пород. Силлы диорит-порфирита, расположенные среди указанных отложений, повторяют их изгибы. По мере удаления от смятого участка к ядру синклинали и в противоположную сторону смятия исчезают, т. е. они дисгармоничны.

Похожие, но более крупные формы обнаружены на южном борту

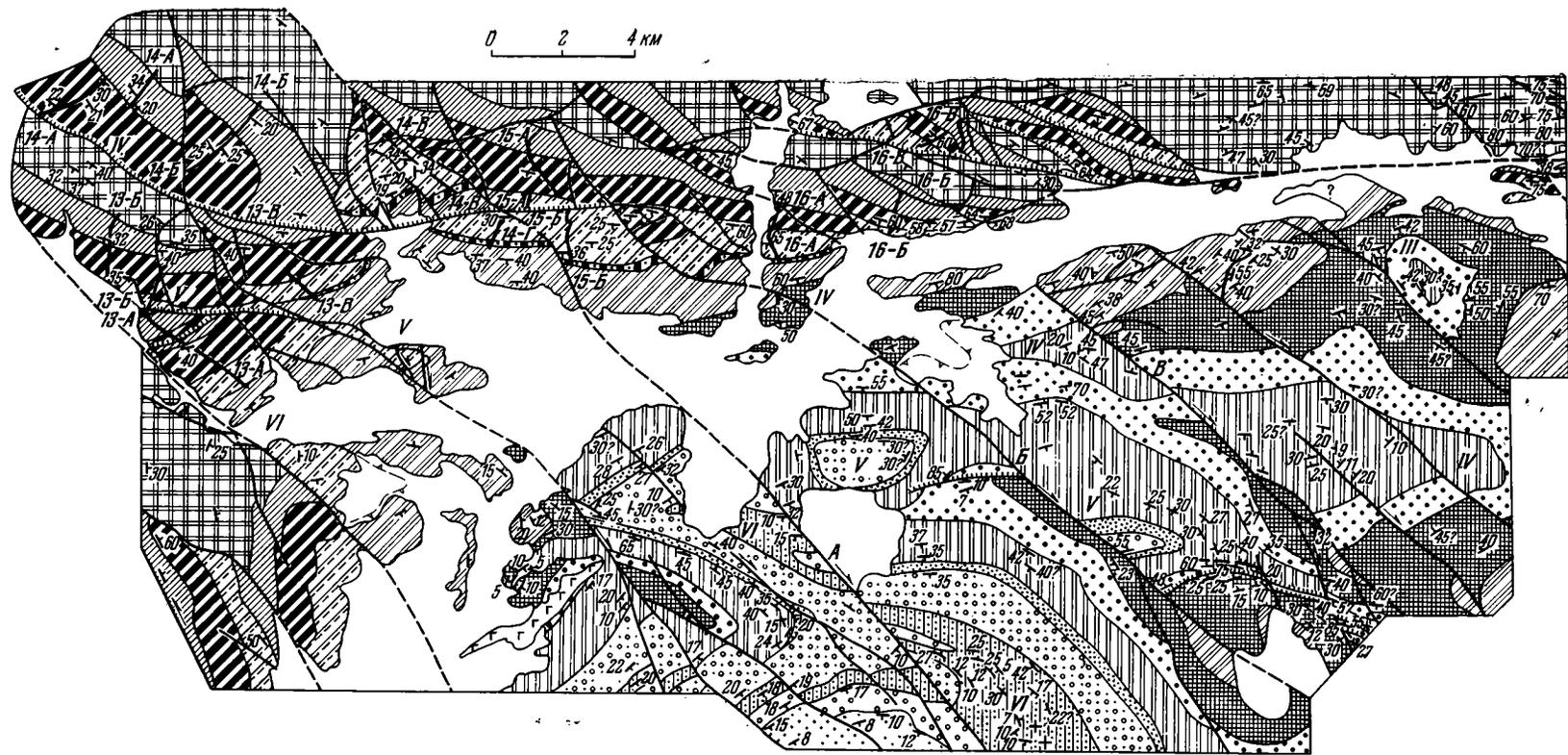


Рис. 25. Геологическая схема северного борта Саянской синклинали
 Условные обозначения см. на рис. 22

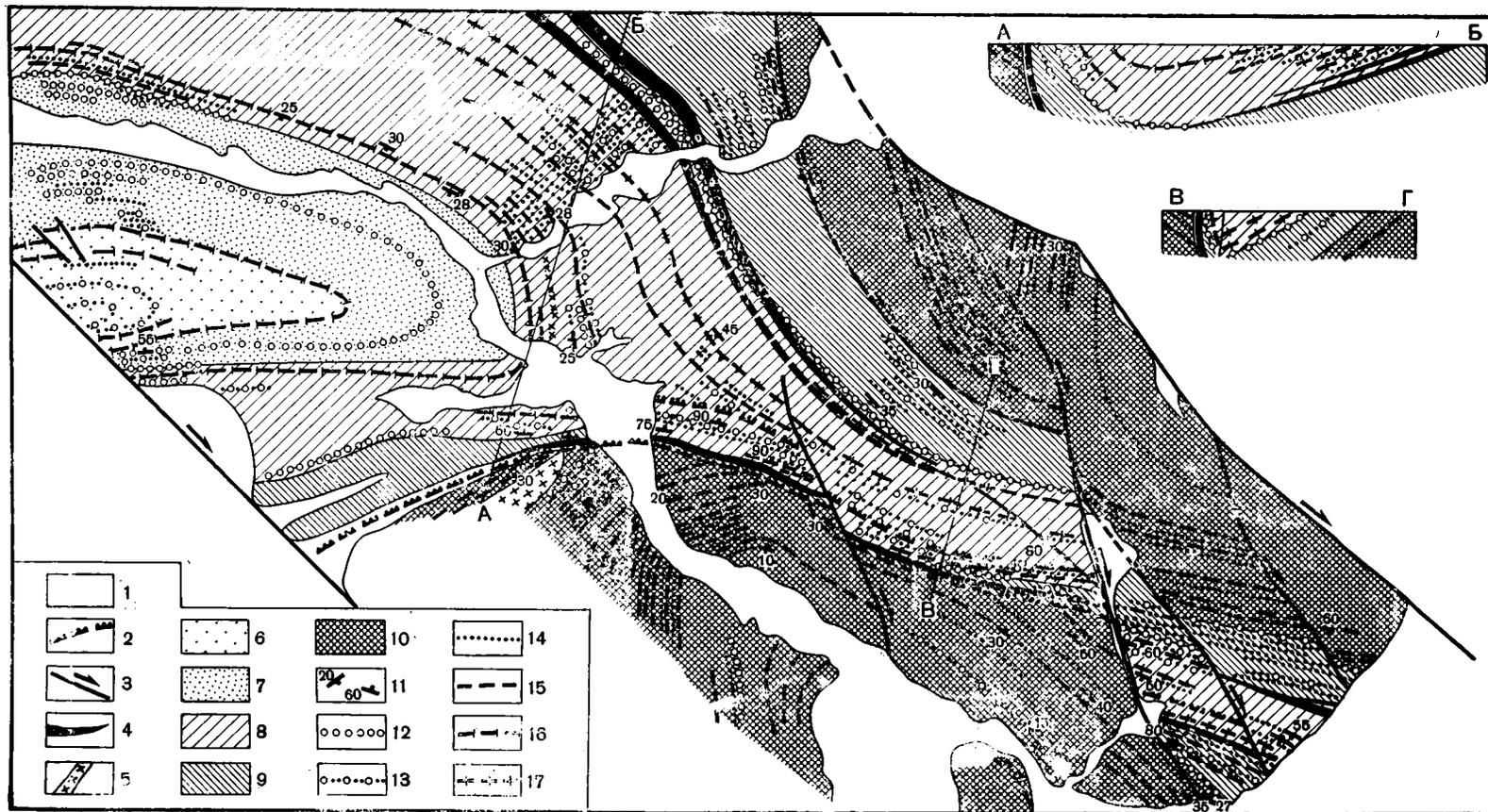


Рис. 26. Геологическая схема восточной части дополнительной синклинали V на северном борту Саянской синклинали (Трифонова, 1963а)

1 — четвертичные отложения; 2 — сбросы на крутом южном борту синклинали V; 3 — сдвиги; 4 — дайки и силлы диорит-порфирита; 5 — жила мелкозернистых гранитоидов; 6 — верхняя часть нижней толщи керегетасской свиты; 7 — нижняя часть нижней толщи керегетасской свиты. Отложения: 8 — калмакэмельской свиты; 9 — каркаралинской и кемельбекской свит; 10 — фаменско-турнейские; 11 — элементы залегания; 12 — 17 — пласты: 12 — конгломератов, 13 — грубозернистых песчаников, 14 — средне- и мелкозернистых песчаников, 15 — алевролитов и глинисто-кремнистых пород, 16 — туфов, 17 — известняков и известковистых пород

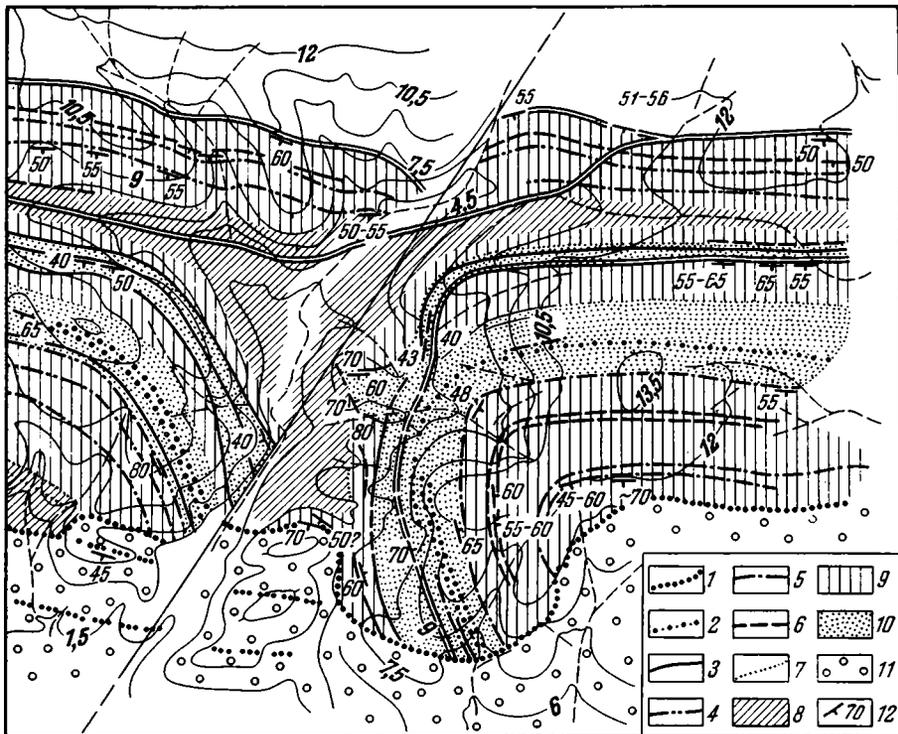


Рис. 27. Мелкая дисгармоничная складка на восточном борту дополнительной синклинали III (северный борт Саякской синклинали)

1 — конгломераты; 2 — песчаники гравийные, серые; 3 — песчаники грубозернистые, серые; 4 — песчаники среднезернистые, серые; 5 — песчаники среднезернистые, буровато-зеленые; 6 — песчаники мелкозернистые, серые; 7 — песчаники мелкозернистые, буровато-зеленые; 8 — глинистые сланцы и алевролиты; 9 — мелкозернистые песчаники с прослоями глинистых сланцев, алевролитов, средне- и грубозернистых песчаников; 10 — переслаивание песчаников разной зернистости и алевролитов; 11 — каркаралинские конгломераты с пластами песчаников; 12 — элементы залегания (горизонталями показаны относительные превышения рельефа, определенные глазомерной съемкой)

Джамбашской ячеи (см. рис. 13, а также рис. 5 из работы В. Г. Трифонова, 1963а). Они имеют облик крутых мелких беспорядочно расположенных складок, изменяющихся от пласта к пласту. Складки сложены слоистыми девонскими толщами, преимущественно песчаными, но с большим количеством глинисто-кремнистых и алевролитовых прослоев. По простирацию девонских слоев и в направлении центра ячеи складки постепенно исчезают. Подошва смятой девонской толщи, т. е. поверхность нижнепалеозойского фундамента, образует крутую и ровную моноклиналь. Лишь к югу от одной из складок поверхность фундамента нарушена разрывами с небольшими (десяtkи метров) смещениями. Следовательно, описываемые смятия развиты локально, дисгармоничны и не затрагивают фундамента. Принципиально сходны с ними смятия фаменских и турнейских отложений в периферической части северного борта Саякской синклинали (рис. 28). Эти складки сопровождаются многочисленными разрывными нарушениями.

В рассмотренных случаях размеры дисгармоничных складок и всего смятого участка находятся в прямой зависимости от размеров бортов коробчатых синклиналей, на которых они расположены. Всюду смятия захватывают лишь слоистые толщи с большим количеством глинисто-алевритового материала и быстро затухают в грубозернистых толщах.

Они не затрагивают фундамента и являются мелкими поверхностными формами, которые в пластичных осадочных породах отразили напряжения, возникшие в коробчатых синклиналях при их образовании.

В Саякской синклинали много разрывов, разных по направлению, протяженности и характеру перемещения. Среди них выделяется несколько групп:

- 1) продольные сбросы, осложняющие флексуры на крутых бортах некоторых коробчатых складок;
- 2) мелкие нарушения, осложняющие дисгармоничные смятия;
- 3) поперечные трещины с небольшим смещением, развитые на крутых бортах Кунгисаякской, Либайской и Джамбашской ячей;
- 4) открытые, обычно последние трещины, заполненные силлами диорит-порфирита (распространены на бортах синклиналей, на сводах антиклиналей и в местах перегиба слоев);
- 5) мелкие разрывы, оперяющие Центрально-Казахстанский разлом;
- 6) разрывы, смещающие южный контакт Саякской гранитной интрузии, но быстро затухающие во вмещающих породах;
- 7) заполненные дайками трещины в файоне гранитоидных массивов;
- 8) меридиональные сбросы на востоке Либайской ячей;
- 9) протяженные разрывы северо-западного направления на северо-западном и северном бортах Саякской синклинали и северо-восточного направления в ее восточной части.

Первые четыре группы нарушений прямо или косвенно связаны с образованием коробчатых синклиналей — либо Саякской синклинали в целом, либо дополнительных складок на ее бортах. Они были рассмотрены выше. Пятая группа не является специфичной для Саякской синклинали. Шестая и седьмая группы возникли в процессе становления гранитных интрузий; восьмая и девятая заслуживают специального рассмотрения, особенно последняя, наиболее широко распространенная. Разрывы последней группы картируются в виде четких, слегка изогнутых линий. Некоторые из них ветвятся, причем смещение в плане вдоль каждого из ветвлений имеет то же направление, что и вдоль единственного разрыва. Эти нарушения хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках.

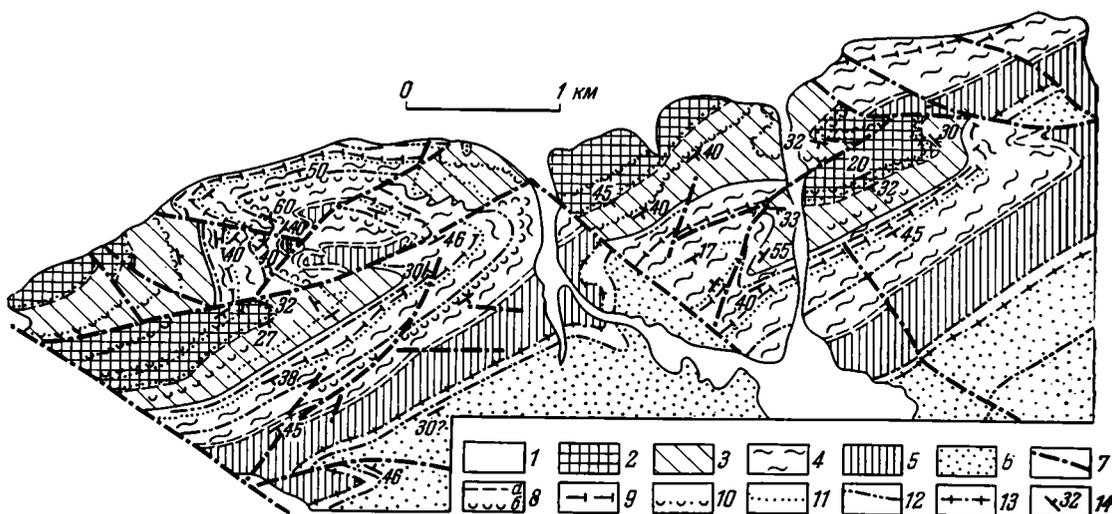


Рис. 28. Дисгармоничные смятия на северном борту дополнительной синклинали IV (северный борт Саякской синклинали)

1 — четвертичные отложения; 2 — 3 — фаненские отложения (толщи): 2 — нижняя, 3 — верхняя; 4 — 6 — турнейские отложения (толщи): 4 — нижняя, 5 — средняя, 6 — верхняя; 7 — разрывы; 8 — витрокластические туфы по границам пачек (а), внутри пачек (б); 9 — литокристаллокластические туфы; 10 — туффиты; 11 — средне- и грубозернистые песчаники; 12 — мелкозернистые песчаники и алевролиты; 13 — известковистые песчаники и алевролиты; 14 — элементы залегания

На местности им соответствуют понижения, по которым часто проходят овраги или располагаются цепочки родников.

На северо-западном и северном бортах Саяжской синклинали вдоль каждого из разрывов девятой группы слои смещены в плане по часовой стрелке, т. е. слои северо-восточного крыла смещены на юго-восток относительно их продолжений на противоположном крыле. Вдоль каждого из таких разрывов на восточном борту синклинали слои смещены в плане против часовой стрелки. При моноклинальном залегании толщ их смещение в плане не позволяет установить истинное перемещение по разрыву. Однако некоторые из разрывов описываемой группы нарушают участки Саяжской синклинали с переменным залеганием слоев.

Разрыв *A* на рис. 25 (см. рис. 13, 21, а также рис. 6 из работы В. Г. Трифонова, 1963а) пересекает северный борт Саяжской синклинали. На его западном крыле расположена широтно ориентированная центриклиналь, прислоненная к разрыву своей расширяющейся частью. Южный борт центриклинали с углами падения $20\text{--}40^\circ$ примерно вдвое круче северного ($10\text{--}15^\circ$). На восточном крыле разрыва расположена синклиналь с оборванным западным центриклинальным окончанием. Южный борт синклинали с углами падения около 40° примерно вдвое круче северного ($20\text{--}30^\circ$). Центриклиналь и оборванная синклиналь сложены одинаковыми породами; к югу от них расположена периклиналь, замыкающаяся к востоку и отделяющая их от Кунгисаяжской ячеи. Таким образом, центриклиналь и оборванная синклиналь — части единой синклинали, разобращенные разрывом. Северный борт этой синклинали смещен вдоль разрыва по часовой стрелке на 3 км, ее южный борт — на 2 км, замок периклинали — на 1,5 км. На северном борту Кунгисаяжской ячеи смещения уже нет. Следовательно, разрыв *A* — правый сдвиг, затухающий к югу.

В 5,5 км северо-восточнее описанного сдвига находится разрыв *B* (см. рис. 13, 21, 25). На разных крыльях этого разрыва закартированы две центриклинали, замыкающиеся по мере удаления от него. Центриклинали сложены разновозрастными толщами, имеют крутые южные борта, осложненные продольными сбросами, и более пологие северные. К северу от каждой центриклинали последовательно расположены антиклиналь, синклиналь, замыкающаяся к западу, и коробчатая Ащиозекская антиклиналь, отделяющая Саяжскую складку от Северо-Балхашского синклинория. Таким образом, центриклинали являются частями единой разобращенной разрывом синклинали *V*. Ядро синклинали смещено вдоль разрыва на 5 км по часовой стрелке. Это определяет разрыв как правый сдвиг; к северо-западу его амплитуда уменьшается.

В 4 км северо-восточнее описанного сдвига расположен разрыв *B*, обрывающий с запада синклиналь *IV*. Западное продолжение синклинали находится на другом крыле разрыва в 3 км северо-западнее. Следовательно, разрыв *B* — правый сдвиг с амплитудой перемещения в 3 км. Таким способом удалось определить как правые сдвиги и некоторые другие разрывы северо-западного направления.

Большая часть разрывов северо-восточного направления не выходит за пределы северо-восточного борта Либайской ячеи. Лишь некоторые из них продолжают на ее южный борт. Они смещают против часовой стрелки оба борта ячеи и определяются как левые сдвиги (см. рис. 13, 21). Самый крупный из них сдвиг *Г* имеет наибольшую амплитуду вдоль сместителя — 1,5 км. Она замерена по смещению крутого западного контакта Либайской диоритовой интрузии. Западнее, в ядре Либайской ячеи амплитуда сдвига уменьшается до 0,9 км. В 6 км юго-восточнее расположен разрыв того же направления, смещающий против часовой стрелки оба склона антиклинали, которая разделяет Либайскую и Джамбашскую ячеи. Наибольшая амплитуда этого левого сдвига 1 км.

Таким образом, по крайней мере некоторые разрывы двух описанных систем представляют собой сдвиги. Отдельные сдвиги имеют небольшую вертикальную составляющую смещения, так у сдвига *Б* северо-восточное крыло опущено примерно на 250 м, а у сдвига *В* — на 100 м. Остальные разрывы этих систем рассекают моноклинали, поэтому истинное перемещение по ним определить не удалось. Но они имеют ту же морфологию и смещение слоев в плане, что и доказанные сдвиги, и, вероятно, также являются сдвигами.

С левыми сдвигами восточной части Либайской ячеи тесно связаны распространенные там субмеридиональные сбросы; в одних случаях сдвиги примыкают к сбросам и ограничиваются ими, в других случаях имеют место обратные соотношения. К некоторым сбросам тяготеют рудные тела Саякского медного месторождения. Вероятно, связь левых сдвигов северо-восточного направления и меридиональных сбросов генетическая — и те, и другие возникли в условиях субширотного относительного растяжения.

Правые и левые сдвиги расположены на северо-западном, северном и восточном бортах Саякской синклинали. Они затухают с приближением к наиболее прогнутым в позднепалеозойское время участкам (к юго-западной и южной частям Кунгисаякской ячеи и к юго-западной части Джамбашской ячеи). К периферии бортов синклинали некоторые сдвиги также затухают (разрывы на северо-западном борту Кунгисаякской ячеи) или приобретают меньшее смещение (сдвиги *Б* и *Г*). На крутом юго-западном борту и в западной части крутого южного борта такие разрывы отсутствуют. Следовательно, они характерны для пологих бортов Саякской синклинали — на северо-западном и северном бортах развиты правые сдвиги северо-западного направления, на восточном — левые сдвиги, простирающиеся на северо-восток.

Глубина сдвигов устанавливается по их морфологии. Правый сдвиг *А* затухает к юго-востоку. При этом северный борт разорванной синклинали *VI*, перемещенный вдоль сдвига на 3 км, отстоит от юго-восточного окончания сдвига на 10 км по его юго-западному крылу и на 7 км — по северо-восточному, т. е. северо-восточное крыло сдвига *А* на столь небольшом расстоянии было сжато относительно противоположного крыла на 3 км. Амплитуда перемещения правого сдвига *Б* к северо-западу уменьшается до 1 км. Ядро разорванной синклинали *V*, смещенное вдоль сдвига на 5 км, отстоит от участка с амплитудой перемещения в 1 км на 4 км по юго-западному крылу сдвига и на 8 км по северо-восточному; т. е. юго-западное крыло на столь небольшом расстоянии относительно сжато на 4 км. Вдоль сдвига *Г* на протяжении 2,5 км амплитуда истинного перемещения изменяется от 1,5 до 0,5 км. Такие значительные напряжения относительного сжатия и растяжения не привели к образованию на крыльях сдвигов или их окончаниях осложняющих тектонических форм. Эти напряжения выразились лишь в увеличении или уменьшении углов наклона пластов на крыльях сдвигов. Если бы сдвиги продолжались на значительную глубину, в результате сжатия произошло бы значительное относительное поднятие сжатого крыла. Но этого не наблюдается ни у сдвига *А*, ни у других сдвигов. Следовательно, сдвиги на бортах Саякской синклинали — поверхностные образования.

Изложенные данные о структуре северного борта Саякской синклинали (см. рис. 25) показывают, что он пережил, по крайней мере, два качественно отличных этапа развития. В первый этап образовался общий наклон северного борта к центру Саякской синклинали и появились дополнительные коробчатые синклинали. Во второй этап возникли поверхностные сдвиги, сместившие эти складки и несколько изменившие наклон слоев на их крыльях. Установление такой последовательности делает правомочной попытку реставрировать досдвиговую структуру

северного борта. Выясняется, что периклиналь, разделяющая Кунгисаякскую ячею и синклинали VI, продолжается на запад, она отчетливо видна в девонских отложениях правобережья р. Ащизек. Расположенная севернее асимметричная синклинали VI также продолжается на правобережье р. Ащизек. Крылья ее центриклинального окончания выступают из-под четвертичных наносов юго-восточнее колодца Аккудук.

Западная часть синклинали V вскрыта северо-восточнее колодца Аккудук. На продолжении флексуры южного борта этой синклинали находится субширотный разрыв с опущенным северным крылом (см. рис. 25). В обоих крыльях разрыва слои моноклинально падают в южных румбах. Западное центриклинальное окончание сужающейся к западу синклинали IV обнаруживается на левобережье р. Ащизек в 3,5 км юго-западнее горы Жалпактобе. На западном продолжении синклинали находится широтный разрыв с опущенным северным крылом. В обоих крыльях разрыва слои падают в южных румбах (см. рис. 25).

Таким образом, флексуры, нарушающие моноклинальное залегание каменноугольных слоев на северном борту Саякской синклинали, протягивались не менее, чем на 20 км, до того как были смещены сдвигами. Отдельные флексуры отстоят друг от друга на 5 км, и созданные ими асимметричные складки вполне могут считаться линейными. Продолжаясь на запад в более древние — девонские — толщи, флексуры переходят в разрывы; вместо складок наблюдаются разделенные этими разрывами блоки моноклинально падающих слоев. Северо-восточнее горы Жалпактобе среди девонских и силурийских отложений расположено еще несколько разрывов запад-северо-западного простирания с опущенными северными крыльями (см. рис. 25). Они разделяют узкие блоки девонских и силурийских пород, падающих на юг под углами около 60°, т. е. образуют серию ступеней. По-видимому, эти разрывы аналогичны тем, которые продолжают на запад флексуры северного борта Саякской синклинали.

Возраст рассмотренных субширотных разрывов не вполне ясен. Они находятся на продолжении флексур северного борта Саякской синклинали, и вместе с тем к ним причленяются более молодые сдвиги северо-западного простирания. Один из разрывов, широтный отрезок которого находится на западном продолжении флексуры синклинали V, в участке сочленения с этой флексурой резко отгибается к юго-востоку и продолжается на северо-западный борт Саякской синклинали как правый сдвиг. На основании изложенных данных возникают два предположения. Во-первых, флексуры первоначально продолжались на запад в область распространения девонских отложений. Субширотные разрывы возникли на их месте одновременно со сдвигами. Во-вторых, субширотные разрывы были естественным продолжением флексур в девонских отложениях — породах с иными механическими свойствами, чем каменноугольные отложения. Во время образования сдвигов по этим разрывам произошли лишь дополнительные подвижки. Поскольку никаких следов флексур, т. е. подворота слоев вблизи субширотных разрывов в силурийских и девонских отложениях нет, второе предположение кажется более вероятным.

Калмакэмельская синклинали

Калмакэмельская синклинали расположена в юго-западной части Северо-Балхашского синклинория в 20 км севернее Саякской синклинали (рис. 29, см. рис. 2, 15). Она несколько удлинена в северо-западном направлении; ее длина 35 км, ширина 20 км. Синклинали сложена верхнепалеозойскими вулканогенными толщами и ограничена с юга и юго-запада Калмакэмельским разломом. Разные борта синклинали постро-

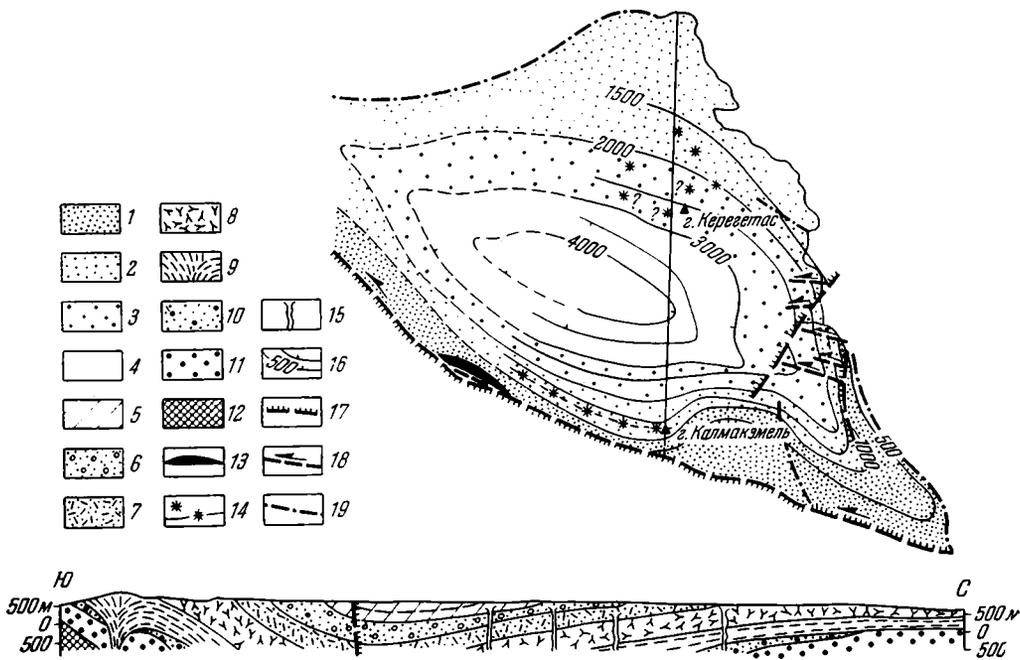


Рис. 29. Структурная схема и геологический разрез Калмакземельской синклинали

Визейско-пермские отложения на схеме: 1—4 — их подошва на глубине: 1 — до 1000 м, 2 — 1000—2000 м, 3 — 2000—3000 м, 4 — свыше 3000 м. Визейско-пермские отложения на разрезе: 5—6 — толщи кергетасской свиты: 5 — верхняя, 6 — нижняя; 7—10 — отложения калмакземельской свиты: 7 — толща Г, 8 — толща В, 9 — толща Б, 10 — толща А; 11 — отложения кемельбекской и каркаралинской свит; 12 — турнейские отложения; 13 — субвулканическое тело кварцевого порфира; 14 — вулканы и трещины, по которым происходили извержения (на схеме); 15 — то же (на разрезе); 16 — стратонзогипсы по подошве визейско-пермских отложений; 17 — сбросы; 18 — сдвиги; 19 — разрывы с невыясненным характером перемещения

ны по-разному. Юго-западный борт характеризуется выдержанным простиранием. Угол наклона слоев изменяется от 40° в периферической части борта до 30° в его средней части и $20\text{--}30^\circ$ вблизи ядра. Юго-западный борт на востоке приобретает широтное простирание и переходит в южный борт, в периферической части которого углы падения слоев местами возрастают до $45\text{--}50^\circ$. Очертания северного борта в плане изменяются от пласта к пласту, углы падения которых не превышают $10\text{--}20^\circ$. Северный борт синклинали плавно переходит в восточный борт с наклоном слоев $30\text{--}50^\circ$. Последний резко под углом сочленяется с крутым южным бортом синклинали. Угол этого сочленения в плане близ центра синклинали прямой или тупой, а по мере удаления от него становится все более острым, так что периферическая часть центриклинали узким желобом протягивается на 8 км к юго-востоку.

Основные черты строения Калмакземельской синклинали — общие очертания, резкая асимметрия, характер сочленения бортов, в частности удлиненная центриклиналь на сочленении короткого восточного борта с южным, — те же, что и у Саякской синклинали. Следовательно, Калмакземельская синклинали — такая же асимметричная коробчатая складка с флексурой в юго-западной и южной частях, близкая по форме к короткому одностороннему грабену.

Короткий восточный борт Калмакземельской синклинали, как и восточный борт Саякской синклинали, нарушен серией слабо изогнутых поперечных разрывов, вдоль которых в плане слои смещены против часо-

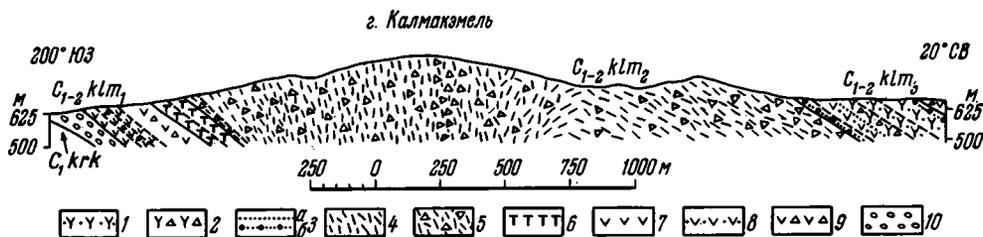


Рис. 30. Геологический разрез через вулканическую толщу юго-западного борта Калмакэмельской синклинали (Трифонов, 1964б)

1 — туфы дацитового состава; 2 — туфовые брекчин того же состава; 3 — среднезернистые (а) и грубозернистые (б) песчаники; 4—6 — образования вулканической трещины: 4 — лавы, 5 — лавовые брекчин, 6 — туфы; 7 — андезитовые порфириды; 8 — их туфы; 9 — их туфовые брекчин; 10 — конгломераты. $C_{1-2} klrk$ — отложения каркаралинской свиты; $C_{1-2} klm$ — отложения калмакэмельской свиты, $C_{1-2} klm_1$ — толща А, $C_{1-2} klm_2$ — толща Б, $C_{1-2} klm_3$ — толща В

вой стрелки. Горизонтальная амплитуда смещения вдоль этих разрывов не превышает десятков — первых сотен метров. Они не выходят за пределы одной моноклинали, но их можно предположительно считать левыми сдвигами по аналогии со сдвигами восточного борта Саякской синклинали. Все указанные поперечные разрывы заключены между двумя протяженными субмеридиональными сбросами небольшой амплитуды с относительно опущенными западными крыльями. Кроме перечисленных разрывных нарушений, в Калмакэмельской синклинали наблюдались редкие малоамплитудные трещины на юго-восточном центриклинальном окончании, единичные поперечные и диагональные разрывы на бортах синклинали и протяженный, но малоамплитудный продольный сброс в прицентральной части юго-западного борта.

Своеобразными нарушениями пластового и линзовидного залегания толщ Калмакэмельской синклинали являются неки и дайки, заполнившие жерла и трещины, по которым происходили вулканические извержения (Трифонов, 1964б). Обилие лав на юго-западном борту синклинали в составе толщи Б калмакэмельской свиты и быстрое замещение их туфами по простиранию позволили предположить, что юго-западный борт в то время был областью вулканических извержений (Кошкин, 1963).

Строение юго-западного борта детально изучено нами в районе горы Калмакэмель (рис. 30). Здесь толща Б ложится на валунные конгломераты толщи А, наклоненные на север под углами 40—45°. В основании толщи Б залегают андезитовые порфириды, местами переходящие в лавовые брекчин. Полосчатость в основной массе порфиритов и таблички вкрапленников плагиоклаза наклонены на север под углом 40°. Выше залегает линзовидный пласт андезитового литокристаллокластического туфа, падающий на север под углом 45°.

Вершина горы Калмакэмель и прилегающие части ее склонов сложены своеобразным андезитовым порфиритом. В основной массе порфирита — равномерно раскристаллизованном стекле андезитового состава — рассеяно много кристаллов и обломков кристаллов размером до 1—2, редко 3 мм. Среди них, наряду с минералами, типичными для андезитовых порфиритов (основной и средний плагиоклаз, роговая обманка, реже моноклинный пироксен), присутствуют кислый плагиоклаз и кварц. Местами в таком порфирите встречаются литообломки андезитового, изредка дацитового состава, и порода приближается к лавовой брекчин. Разности порфирита, близкие к лавовым брекчиням, есть во всей описываемой толще, но больше всего их вблизи вершины горы.

Порфириды горы Калмакэмель характеризуются упорядоченным изменением ориентировки табличчатых вкрапленников плагиоклаза и

удлиненных обломков пород. На вершине горы вкрапленники и обломки расположены вертикально. На южном склоне их наклон постепенно уменьшается до 40° и совпадает с падением подстилающих туфов и порфиритов. Непосредственно к северу от вершины вкрапленники и обломки расположены беспорядочно, но далее к северу они под углом $30\text{--}35^\circ$ падают на север так же, как вышележащие туфы и туфовые брекчии толщи В.

Указанные изменения наклона ориентированных вкрапленников и структуры порфиритов наблюдались и в более северо-западной части рассматриваемого борта синклинали. По-видимому, порфириты с небольшим количеством обломков пород и наклонным расположением ориентированных вкрапленников плагиоклаза слагают лавовые покровы, а порфириты с обильными обломками и вертикально ориентированными вкрапленниками залегают в трещине или системе трещин, по которым происходили извержения, образовавшие эти покровы. Вулканическая трещина или система трещин примерно вертикальна и простирается вдоль юго-западного борта синклинали.

Как отмечалось выше, отложения толщ В и Г калмакэмельской свиты и нижней и верхней толщ керегетасской свиты на юго-западном, южном и восточном бортах Калмакэмельской синклинали представлены преимущественно туфами. Они залегают в виде пластов или протяженных линз без заметных несогласий между ними. На северном борту синклинали (см. рис. 17) вулканические образования того же возраста слагают линзы более короткие и переменной мощности. Разнообразнее становится состав толщ. Они содержат больше лав и лавовых брекчий, чем в других частях синклинали. Все это дает основание предполагать, что извержения времени накопления указанных толщ, в отличие от извержений времени формирования толщи Б, происходили в Калмакэмельской синклинали главным образом на северном борту.

В толщах В и Г калмакэмельской свиты и в нижней толще керегетасской свиты северного борта синклинали много линз андезитовых и андезито-дацитовых порфиритов. В таких линзах таблитчатые вкрапленники плагиоклаза обычно параллельны их кровле и подошве, что позволяет рассматривать линзы как лавовые покровы. Однако в отдельных местах линзы имеют раздувы, в которых мощность лав значительно увеличивается, а вкрапленники приобретают иную ориентировку. Раздувы отличаются от остальных частей линз и рядом других особенностей.

Один из таких раздувов площадью около 1 км^2 находится в 2 км северо-восточнее горы Керегетас в толще Г калмакэмельской свиты. На территории раздува мощность линзы порфиритов достигает 300 м ; с удалением от раздува она уменьшается вдвое. В 12 км к юго-востоку от раздува и в $2,5 \text{ км}$ к северо-западу от него линза выклинивается. Раздув, как и вся линза, сложен андезитовым порфиритом с таблитчатыми вкрапленниками плагиоклаза, реже моноклинного пироксена. В южной части раздува (рис. 31) была детально изучена ориентировка вкрапленников. Выделились две удлиненные в северо-восточном направлении зоны шириной до 100 м каждая. В этих зонах вкрапленники расположены вертикально или круто ($60\text{--}90^\circ$) наклонены на северо-запад. На соседних участках вкрапленники обычно наклонены на юго-запад, реже на юг под углами $20\text{--}30^\circ$. В периферической, юго-западной части раздува наклон вкрапленников уменьшается до $15\text{--}20^\circ$ и совпадает с падением туфов, покрывающих порфириты раздува.

На юго-западном и юго-восточном краях раздува и в кровле порфиритовой линзы около раздува залегают линзовидный пласт андезитовой лавовой брекчии с округленными обломками. У южной границы раздува брекчии почти полностью выклиниваются; они исчезают и с удалением от раздува. На андезитовых порфиритах и упомянутых лавовых брек-

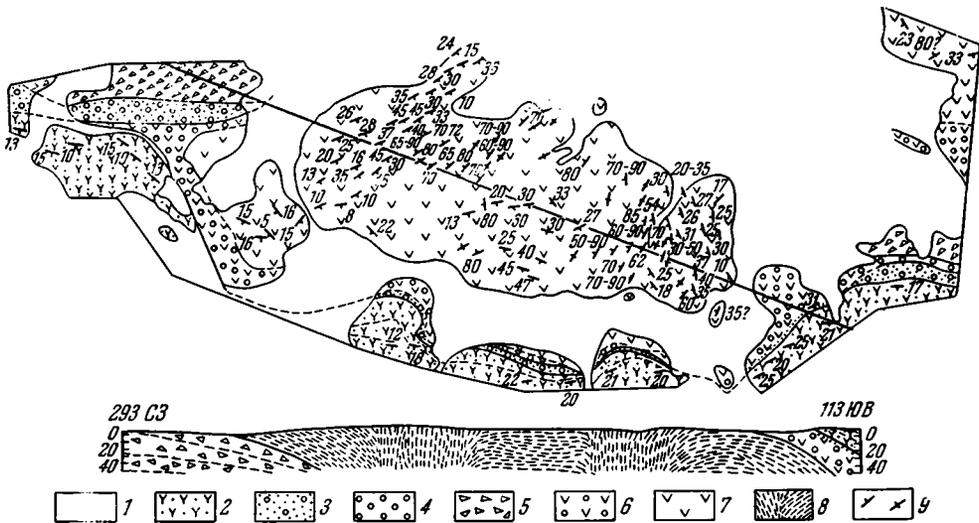


Рис. 31. Южная часть центра трещинных излияний андезитового состава в 2 км северо-восточнее горы Керегетас

1 — четвертичные отложения; 2 — туфы дацитового состава; 3 — туфогенные песчаники; 4 — туфогенные конгломераты; 5 — туфовые брекчии дацитового состава; 6 — туфовые и лавовые брекчии андезитовых порфиритов; 7 — андезитовые порфириды на карте; 8 — андезитовые порфириды в разрезе; 9 — залегание пластов и наклон ориентированных вкрапленников в андезитовых порфиритах

чия залегают туфовые брекчии, выше витрокристаллокластические туфы дацитового состава. С приближением к раздуву первые выклиниваются, а вторые резко сокращаются в мощности и прислоняются к андезитовым лавовым брекчиям краев раздува. Следовательно, во время накопления дацитовых туфов и туфовых брекчий раздув возвышался над соседними территориями, причем обрамлявшие раздув лавовые брекчии были наиболее приподнятой частью этого вулканического сооружения.

Итак, рассматриваемая часть порфиритовой линзы возвышалась над соседними территориями и была окружена андезитовыми лавовыми брекчиями. По мере удаления от нее порфириды уменьшаются в мощности и выклиниваются. На территории раздува выделяются удлиненные зоны, в которых вкрапленники круто наклонены и расположены параллельно длинным осям зон, тогда как в остальных частях линзы вкрапленников обычно расположены параллельно ее кровле и подошве. Все это позволяет предположить, что раздув был центром излияния андезитовой лавы, а упомянутые удлиненные зоны, вероятно, расположены на месте коротких трещин, по которым происходили излияния. В южной части вулканического центра эти трещины простирались на северо-северо-восток. Севернее, возможно, существовали зоны трещинных излияний иного направления (см. рис. 17, вулкан 1).

Рассмотренные раздувы с зонами вертикальных и крутых падений однообразно ориентированных таблитчатых вкрапленников выделены и в других линзах андезитовых и андезито-дацитовых порфиритов северного борта синклинали (см. рис. 17, вулкан 2 и 3). Возможно, некоторые из этих раздувов также были центрами вулканической деятельности¹. Существование вулканического центра можно предполагать и на южном борту синклинали (см. рис. 15, вулкан 4) в 3 км северо-восточнее горы

¹ Крутые наклоны ориентированных вкрапленников иногда встречаются и в лавовых покровах, но участки с такими наклонами отличаются от вулканических трещин, поскольку не образуют четко выделяющихся геологических тел.

Калмакэмель, где закартирована крупная линза андезитового порфирита в толще В калмакэмельской свиты.

Андезитовые порфириты, слагающие предполагаемые центры извержений и созданные ими лавовые покровы, весьма сходны. При извержениях более кислого состава фации вулканического жерла, прижерловых частей вулканической постройки и фации, удаленные от центров извержений, существенно различаются по структурам и текстурам пород. Эти различия, а также проявления поствулканической деятельности важны для выделения центров таких извержений.

В 4,5 км северо-западнее горы Керегетас в основании керегетасской свиты залегают окварцованные и местами ожелезненные лавовые и туфовые брекчии липарито-дацитового состава с уплощенными и иногда деформированными обломками лавы, характеризующимися плоскостной ориентировкой. Такие обломки до 5 см длиной и до 1 см толщиной близки по составу и структуре к основной массе породы. В основной массе рассеяны редкие мелкие деформированные вкрапленники плагиоклаза и биотита. Облик рассматриваемых брекчий свидетельствует о том, что они образовались в непосредственной близости от центра извержений.

Брекчии слагают отдельную сопку высотой 15 м и площадью $200 \times 300 \text{ м}^2$ (рис. 32). В северо-западной части сопки уплощенные обломки в брекчиях расположены примерно вертикально. Южнее и восточнее они наклонены на юг и юго-восток под углами $15\text{—}20^\circ$. Здесь их наклон совпадает с падением линзовидных прослоев лав и туфов, залегающих среди брекчий. Контакт между брекчиями с вертикальным и пологим расположением обломков резкий и крутой. В плане контакт образует дугу, обращенную выпуклостью на юго-восток. Таким образом, тело лавовых брекчий с вертикальным расположением обломков в своей обнаженной части залегает круто, и в плане имеет форму полуовала.

Непосредственно к юго-востоку от контакта наклон уплощенных обломков в брекчиях совпадает с падением туфов керегетасской свиты, залегающих выше описываемых образований, т. е. с общим наклоном северного борта Калмакэмельской синклинали. По мере удаления от контакта наклон обломков в брекчиях возрастает до $35\text{—}40^\circ$ на юго-запад в южной части сопки и на юго-восток в ее восточной части, т. е. превышает наклон борта синклинали. Увеличение угла наклона в брекчиях, вероятно, связано с тем, что они отлагались не на горизонтальной поверхности, а на склонах горы. Тело лавовых брекчий с круто расположенными обломками, по-видимому, находилось на вершине этой горы и обрамлялось горизонтально залегавшими брекчиями, которые по мере удаления от вершины сменялись брекчиями склонов. Предположение о существовании такой возвышенности подтверждается прислонением к брекчиям туфов дацитового состава, залегающих к юго-востоку от рассматриваемого участка (рис. 32).

Изложенные данные с залеганием лавовых и туфовых брекчий в пределах описываемого участка позволяют предположить, что здесь сохранились остатки вулкана центрального типа (см. рис. 17, вулкан 5), причем на северо-западном краю участка сохранилась часть жерла вулкана, юго-восточнее — часть конуса.

Жерло предполагаемого вулкана сложено лавовыми брекчиями с удлиненными расплюснутыми изогнутыми обломками и многочисленными пустотами (до 0,4 см в поперечнике), иногда заполненными по краям слабо сцементированным карбонатным порошком. В части конуса, прилегающей к жерлу, распространены лавовые и туфовые брекчии. Их обломки деформированы не меньше, чем в жерле вулкана; пустоты более редки. Местами содержание обломков уменьшается, и порода приближается к лаве. Выделяется линзовидный пласт литокластического туфа, состоящего из обломков (до 2 мм) тех же пород. Периферическая часть

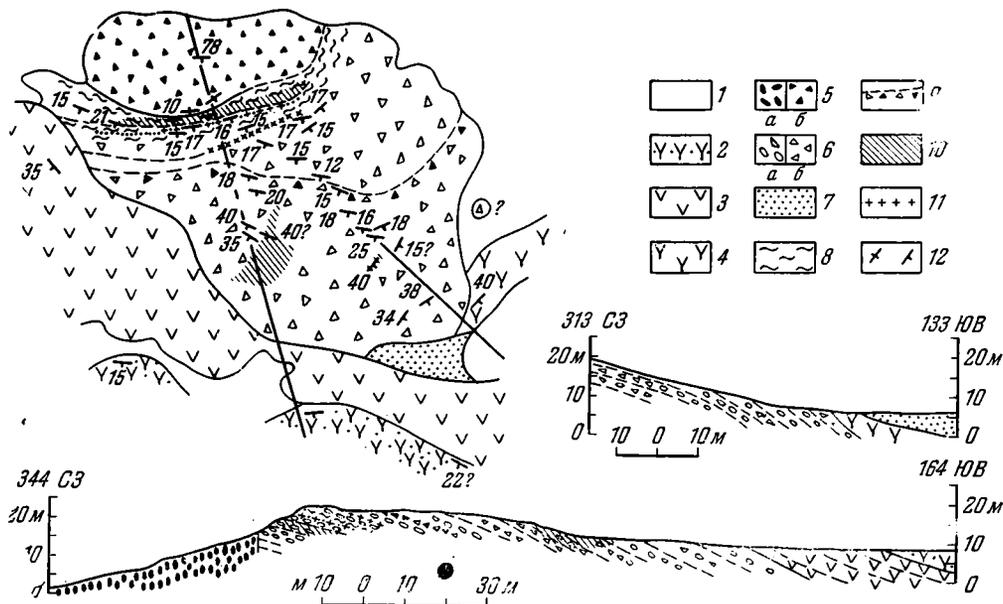


Рис. 32. Южная часть вулкана кислого состава в 4,5 км северо-западнее горы Керегетас

1 — четвертичные отложения; 2 — литокристаллокластические дацитовые туфы; 3 — андезитовые порфириты; 4 — витрокристаллические кислые туфы; 5—11 — образования вулкана: 5 — лавовые брекчии жерла на разрезе (а), на карте (б), 6 — лавы, лавовые и туфовые брекчии конуса, на разрезах (а), на карте (б), 7 — литокластические туфы, 8 — лавовые брекчии конуса с сильно удлиненными и деформированными обломками, 9 — лавовые и туфовые брекчии конуса с многочисленными «чужими» обломками, 10 — вторичные кварциты, 11 — сильно ожелезненные породы; 12 — залегание пластов и наклон ориентированных обломков в брекчиях

конуса сложена туфовыми брекчиями. В них обломки слабо деформированы и сцементированы витрокристаллокластическим туфом.

С востока к вулканической постройке прислонен пласт витрокристаллокластического дацитового туфа, отличающегося от пород вулкана. В 600 м к востоку от жерла под этим пластом (в основании керегетасской свиты) залегают витрокристаллокластические туфы липарито-дацитового состава. По составу и структуре они близки к цементирующей массе брекчий периферической части конуса, но отличаются от них значительно меньшим количеством обломков пород и немного большим содержанием обломков кристаллов. По-видимому, они являются производными рассматриваемого вулкана. Следовательно, лавовые брекчии жерла, в пределах конуса сменяющиеся туфовыми брекчиями, еще дальше от жерла сменяются туфами. Эти туфы выклиниваются в 1,5 км к востоку от жерла. В 0,4—0,5 км западнее вулкана в основании разреза керегетасской свиты залегают окварцованные брекчии и литокластические туфы, сходные с породами вулканического конуса. Подобные породы обнаружены и в 1 км северо-западнее вулкана.

Породы вулканической постройки окварцованы. Лавовые брекчии, заполняющие жерло, окварцованы сравнительно слабо: к краям жерла окварцевание возрастает; наибольшей степени оно достигает в прижерловой части конуса, а в его периферической части быстро уменьшается. В прижерловой части конуса породы местами превращены во вторичные кварциты с реликтами первичной структуры и текстуры. Наиболее крупная линза кварцитов обнажена в обрыве конуса к юго-западу от жерла вулкана. Выше линзы кварцитов наблюдается ожелезнение пород

конуса, особенно сильно проявившееся в пласте литокластического туфа и двух вышележащих пластах лавовой брекчии. Ожелезнение выразилось в гематизации основной массы породы, реже обломков, в появлении корок и натеков гематита по трещинам и поверхностям напластования. Степень ожелезнения пород конуса уменьшается к югу и востоку от жерла в том же направлении, что и окварцевания. Таким образом, окварцевание и ожелезнение — взаимосвязанные процессы, вероятно, представляющие проявления термальной деятельности вулкана. По-видимому, она происходила неоднократно, так как в брекчиях конуса присутствуют обломки, сходные с основной массой породы, но отличающиеся от нее повышенным окварцеванием или ожелезнением.

Другой предполагаемый центр извержений кислого состава расположен в 4,5—5 км севернее горы Керегетас (см. рис. 17, вулкан б). Здесь в верхней части толщи В калмакэмельской свиты выделяется линза вулканогенных пород, резко отличающаяся от обычных для этой толщи туфов и порфириров. В южной части линзы залегают лавы и лавовые брекчии дацитовых порфириров с многочисленными пустотами до 2 мм, иногда частично заполненными карбонатным порошком. В лавовой брекчии обломки и цемент близки по составу. Обломки часто округлены и напоминают лапилли и вулканические бомбы. Некоторые из них достигают 10 см в поперечнике. Лавы и лавовые брекчии слагают единое тело, восточная часть которого в плане имеет округлую форму, а западная скрыта четвертичными наносами.

Тело лав и лавовых брекчий с запада, севера и востока обрамлено изогнутыми в плане линзовидными пластами вулканогенных пород, полого (20—25°) наклоненных в южных румбах. Среди них с юга на север (сверху вниз по разрезу) выделяются: 1) лавы, туфовые, реже лавовые брекчии дацитового и липарито-дацитового состава, часто окварцованные и иногда ожелезненные; брекчии содержат расплющенные обломки, близкие к основной массе; 2) туфы того же состава, местами окварцованные; 3) дацитовые порфиры. Южнее рассматриваемой линзы залегают маломощные туфы и туфовые брекчии, обычные для толщи В, но заметно окварцованные. Вышележащие породы низов толщи Г слабо окварцованы и ожелезнены. Среди них выделяются дацитовые порфиры, близкие к лавсым образованиям упомянутого центрального «округлого тела».

Округлая форма центрального тела, обрамленного линзовидно залегающими лавами и туфами, состав его пород, окварцевание и ожелезнение в линзе и к югу от нее позволяют предположительно рассматривать это тело как остаток жерла вулкана, с деятельностью которого связаны породы линзы и частично более молодые отложения. Интересно отметить, что многие вулканические породы верхней части линзы по составу и структуре отличаются от дацитовых порфириров жерла. Возможно, это связано с различиями в составе одновременных извержений вулкана.

Если в вулкане 5 прижерловые образования слагали конус и были наклонены от жерла, здесь, в местах, доступных для наблюдения, прижерловые отложения наклонены в сторону жерла. По-видимому, это зависит от более глубокого эрозионного среза вулкана б и разрушения возвышавшейся части вулканической постройки. При таком срезе обнажилась располагавшаяся под конусом прижерловая депрессия; она сложена более древними образованиями вулкана, частично отличающимися от пород, заполнивших в дальнейшем его жерло.

Изучение палеовулканизма Калмакэмельской синклинали выявило новые различия в строении ее юго-западного, южного и северного бортов. На юго-западном борту синклинали располагалась крупная продольная трещина или система трещин, по которой происходили извержения андезито-дацитового состава. Небольшие продольно вытянутые субвулка-

нические тела есть в низах калмакэмельской свиты и восточнее горы Калмакэмель, на южном борту синклинали. По-видимому, там также происходили трещинные излияния, хотя и более слабые, чем на юго-западном борту.

На северном борту синклинали существовали многочисленные, но мелкие вулканические центры. Центры вулканической деятельности андезитового состава представляли собой группы коротких разнообразно ориентированных трещин, по которым происходили извержения. Материал кислого состава извергался вулканами центрального типа; при этом под возникшими вулканическими постройками развивались небольшие депрессии. Мелкие вулканические центры расположены на северном борту беспорядочно, не группируясь вдоль каких-нибудь линейных систем.

Кусакская, Моинсуйская, Краснооктябрьская и другие синклинали

Кусакская синклинали находится к северу от Балхашского антиклинория на сочленении Северо-Балхашского и Токрауского синклинориев (см. рис. 2). Синклинали вытянута в северо-западном направлении; ее длина более 14 км, ширина около 9 км (рис. 33). В плане синклинали имеет угловатые очертания. Юго-западной борт характеризуется наклоном слоев под углами 45—50°. Близ ядра складки слои быстро выполаживаются и севернее полого падают на юго-запад. На северо-восточном борту синклинали наклон слоев не превышает 25—30°. На коротком юго-восточном борту слои залегают полого. Северо-западная часть синклинали задернована. Таким образом, в обнаженной части Кусакская синклинали представляет асимметричную коробчатую складку с крутым юго-западным бортом.

В периферической части бортов синклинали залегают вулканические образования каркаралинской свиты. Ближе к центру и в ядре синклинали залегают толщи А, Б и В калмакэмельской свиты (см. рис. 16, табл. 13, разрезы 25, 26). Они похожи на одновозрастные отложения Калмакэмельской синклинали. В восточной части юго-западного борта и на юго-восточном борту Кусакской синклинали толща Б представлена андезитовыми и андезито-дацитовыми порфиритами с редкими пластами туфов. С приближением к северо-восточному борту и к западной части юго-западного борта они быстро замешаются туфами и туфовыми брекчиями андезитового состава, туфогенными конгломератами с галькой андезитовых порфиритов, в меньшей степени — граувакковыми песчаниками. По-видимому, в это время на юге Кусакской синклинали находилась область вулканических извержений, подобная полосе трещинных извержений на юго-западном борту Калмакэмельской синклинали.

Синклинали Моинсу расположена в западной части Балхашского антиклинория на левобережье р. Токрау (см. рис. 2). Она несколько удлинена с юго-востока на северо-запад и протягивается в этом направлении на 15 км. Синклинали сложена терригенными визейско-среднекаменноугольными толщами (см. рис. 12, разрез 9). Нами была детально изучена лишь ее восточная часть (рис. 34). Здесь отчетливо противопоставляются два борта синклинали — юго-западный с выдержанным простиранием слоев и углами падения около 40° и северо-восточный, плавно переходящий в восточный, очертания которых в плане изменчивы от пласта к пласту, а углы падения не превышают 20—30°. На сочленении крутого юго-западного борта с восточным в периферической части синклинали находится удлиненная центриклинали, продолжающаяся на юг примерно на 2 км и сходная с центриклиналиями в Калмакэмельской и Саякской синклиналиях. Таким образом, в изученной части Моинсуйская.

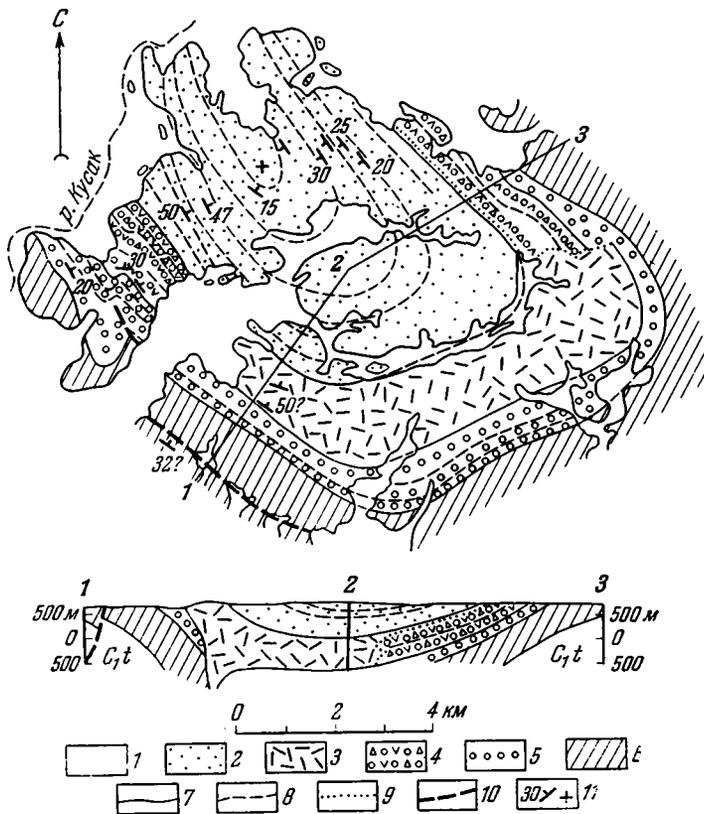


Рис. 33. Геологическая схема и разрез Кузакской синклинали

1 — четвертичные отложения; 2—5 — отложения калмакэмельской свиты: 2 — толща В, 3 — толща Б (андезитовые порфириды), 4 — толща Б (андезитовые туфы, туфовые брекчии, туфогенные конгломераты), 5 — толща А; 6 — отложения кемельбекской и каркаралинской свит; 7 — границы толщ и свит; 8 — маркирующие горизонты; 9 — границы фаций; 10 — разрывы; 11 — элементы залегания

синклинали подобна другим описанным синклиналям и является асимметричной коробчатой складкой с крутым юго-западным бортом.

Северо-восточный и восточный борта Моинсуйской синклинали нарушены разрывами северо-восточного направления. Вдоль них слои смещены в плане против часовой стрелки на расстояние до 100 м. Некоторые из разрывов пересекают центриклинали, по которой сочленяются восточный и юго-западный борта, смещая их в одном направлении. Эти разрывы — левые сдвиги. Кроме них на западе рассматриваемого участка синклинали выделяется изогнутый ветвящийся субмеридиональный разрыв, — по-видимому, сброс с опущенным восточным крылом. Более крупный долготный разрыв ограничивает описываемый участок с запада. На северо-восточном и восточном бортах синклинали наблюдались силлы диорит-порфирита, аналогичные силлам в Саякской синклинали.

На юго-западе Балхашского антиклинория к югу от гор Итмуруды находится Красноярская впадина, сложенная в основном фаменскими и турнейскими толщами (см. рис. 2). Ее глубоко погруженная южная часть, выполненная отложениями архарлинской свиты (см. рис. 12, табл. 17, разрез 10), выделяется как Красноярская синклинали (рис. 35). Она имеет в плане форму округленного по вершинам, слабо изогнутого четырехугольника, удлиненного, как и весь Красноярский прогиб, в широтном направлении. Длина синклинали 7 км, ширина

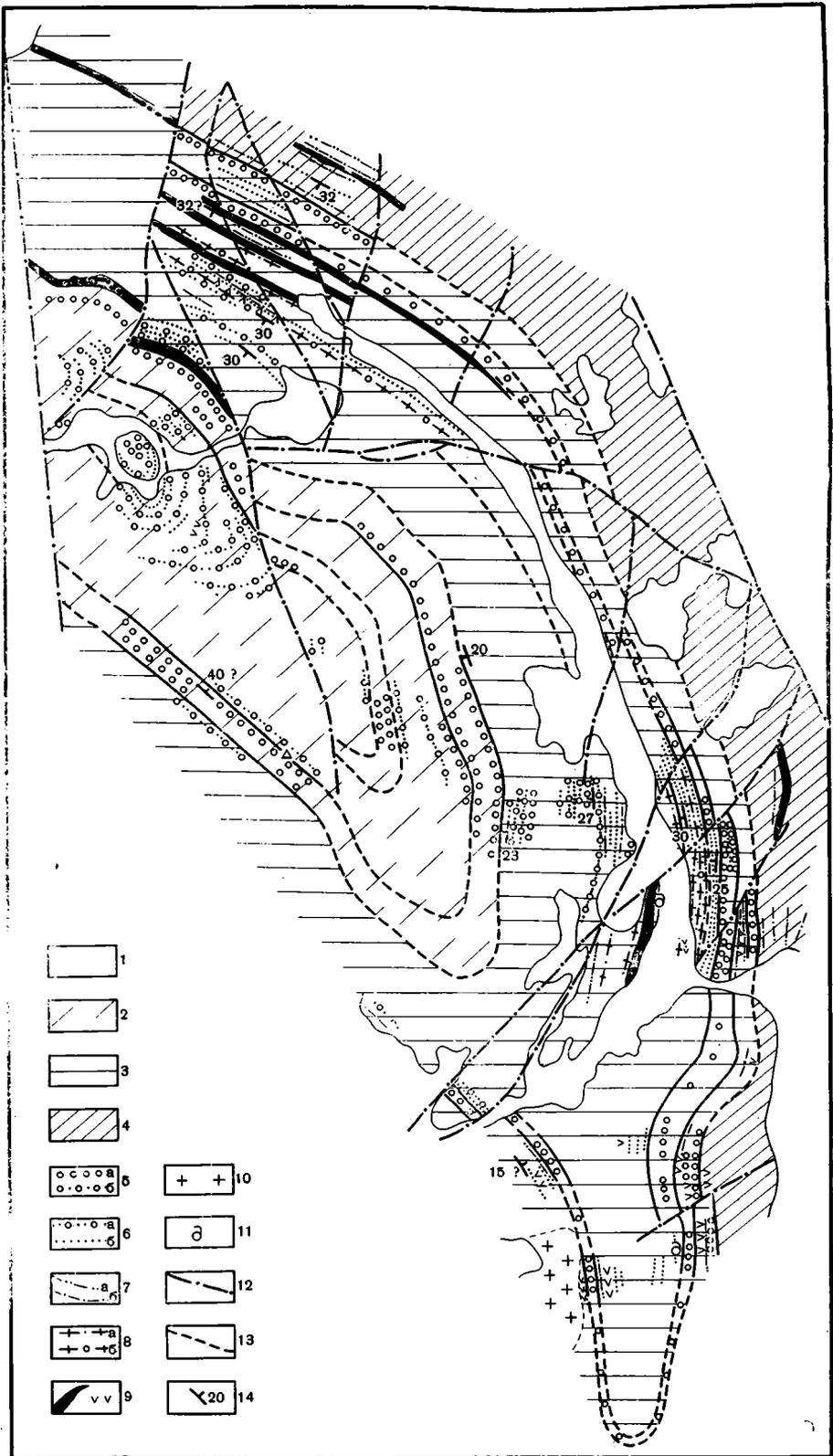


Рис. 34. Геологическая схема восточной части синклинали Моинсу (Трифонов, 1963а)

1 — четвертичные отложения; 2 — отложения калмакэмельской свиты; 3 — отложения кемельбекской, каркаралинской, в самой верхней части, возможно, калмакэмельской свит; 4 — фаменские и турнейские отложения; 5—8 — пласты: 5 — конгломератов (а), гравелитов (б), 6 — грубозернистых песчаников (а), среднезернистых песчаников (б), 7 — мелкозернистых песчаников (а), алевролитов (б), 8 — известковистых мелко- и среднезернистых песчаников (а), известковистых грубозернистых песчаников (б); 9 — пластовые тела диорит-порфирита; 10 — гранитоиды; 11 — места находок фаунистических остатков; 12 — разрывы; 13 — маркирующие горизонты; 14 — элементы залегания

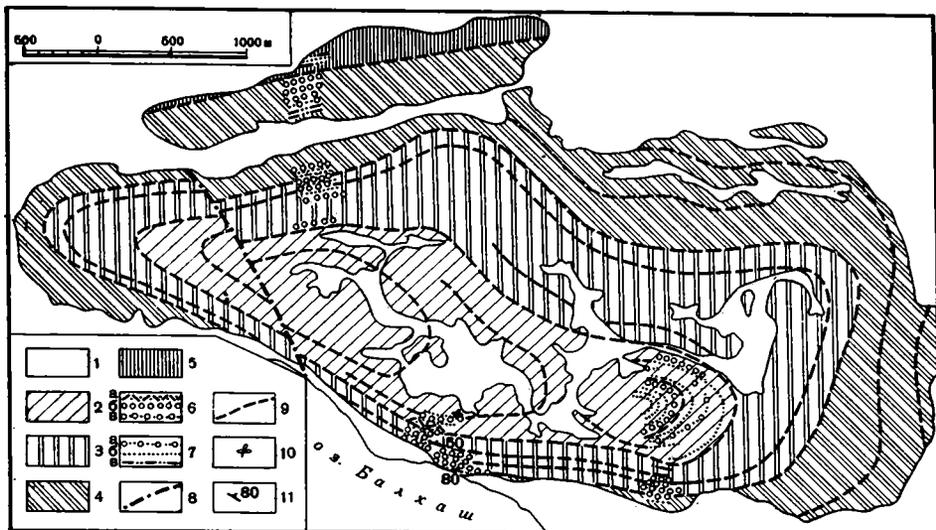


Рис. 35. Геологическая схема Красноярской синклинали (Трифонов, 1963а)

1 — четвертичные отложения; 2—4 — толщи архарлинской свиты: 2 — верхняя, 3 — средняя, 4 — нижняя, 5 — фаменско-турнейские отложения; 6—7 — пласты: 6 — кислых туфов (а), конгломератов (б), гравелитов (в); 7 — песчаников грубозернистых (а), среднезернистых (б), мелкозернистых (в); 8 — разрывы, 9 — маркирующие горизонты; 10 — места находок растительных остатков; 11 — элементы залегания

около 4 км. Ее южный борт имеет четкие линейные очертания и характеризуется в периферической части падением слоев под углами 50—80°. Северный борт синклинали примерно вдвое шире южного; его очертания в плане изменяются от пласта к пласту. Следовательно, эта синклинали, как и предыдущие, представляет собой асимметричную коробчатую складку с крутым южным бортом. Западная часть синклинали нарушена правым сдвигом северо-западного направления с амплитудой перемещения 100—200 м.

К рассматриваемому типу тектонических форм, по-видимому, относятся и некоторые другие нелинейные депрессии. В юго-западной части Северо-Балхашского синклинория находится синклинали, слабо удлиненная в запад-северо-западном направлении и нарушенная продольными разрывами. К востоку от Калмакэмельской синклинали выделяется несколько субширотных синклиналей, нарушенных разрывами широтного и северо-западного направлений. Юго-западнее горы Котанэмель расположена коробчатая Ушкызыльская синклинали северо-западного простирания.

Желтауская синклинали находится в восточной части Токрауского синклинория в 40—45 км севернее пос. Кызылту (рис. 36, см. рис. 2). Она сложена калмакэмельской, керегетасской и архарлинской свитами. Синклинали имеет коробчатые очертания в плане и вытянута в северо-западном направлении; ее длина 10 км, ширина 6 км. Керегетасские отложения юго-западного борта синклинали наклонены под углами 15—18°. Северо-восточный борт немного положе (10—15°). Залегание архарлинской толщи в ядре синклинали близко к горизонтальному. Удлиненные борта синклинали рассечены слабо изогнутыми продольными разрывами, местами состоящими из отдельных кулисно подставляющих один другой отрезков. Субширотный сброс с опущенным южным крылом ограничивает синклинали с юга и отделяет ее от моноклинально залегающих пластов керегетасской свиты.

Жирикская синклинали находится на западе Балхашского антиклинория в 30—35 км севернее пос. Красный Октябрь (см. рис. 2). Она имеет

Рис. 36. Геологическая схема Желтауской синклинали

1 — четвертичные отложения; 2 — отложения архарлинской свиты; 3, 4 — отложения керегетасской свиты; 3 — верхняя толща, 4 — нижняя толща, 5 — отложения калмакэмельской свиты; 6 — отложения каркаралинской свиты; 7 — маркирующие горизонты; 8 — сбросы; 9 — разрывы с невыясненным характером перемещения; 10 — элементы залегания

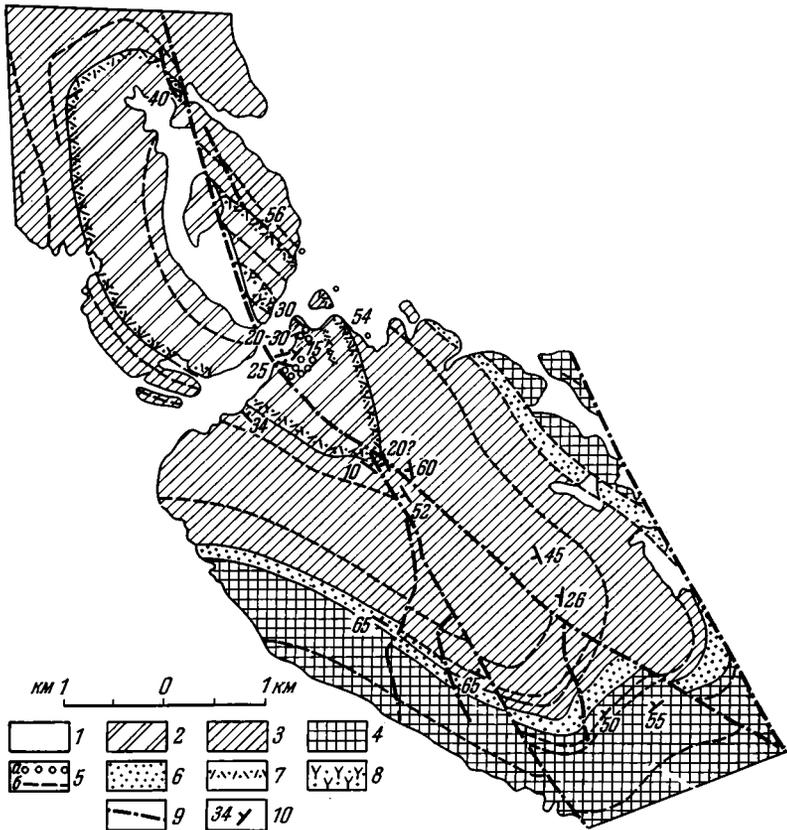
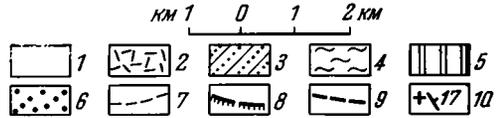
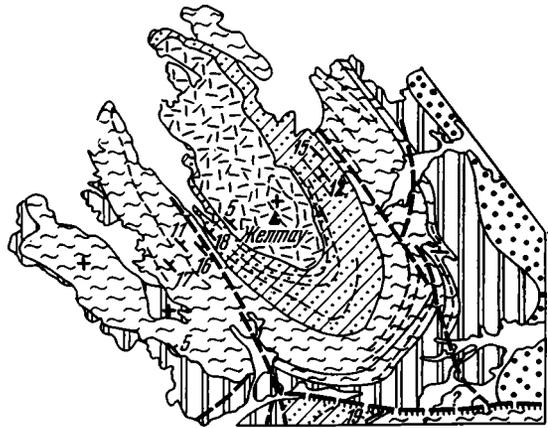


Рис. 37. Геологическая схема Жиринской синклинали

1 — четвертичные отложения; 2 — отложения калмакэмельской и, возможно, керегетасской свит; 3 — нижнедевонские отложения, 4 — силурийские отложения; 5 — пласты конгломератов (а) и песчаников (б); 6 — нижнедевонский базальный горизонт, среднезернистые песчаники; 7, 8 — пласты литокристаллокластических туфов: 7 — липаритового состава, 8 — дацитового состава; 9 — разрывы; 10 — элементы залегания

коробчатые очертания в плане (рис. 37) и вытянута в северо-западном направлении; ее длина 12 км, ширина 4 км. Синклиналь сложена нижнедевонскими толщами и туфогенно-терригенной толщей калмакэмельской (?) свиты (см. рис. 12, разрез 16). Последняя залегает на нижнедевонских толщах с небольшим угловым несогласием, но дислоцирована в одном с ними плане. В периферических частях удлиненных бортов слои круто наклонены к центру синклинали: на юго-западном борту под углом 65° , на северо-восточном — 55° . Периферическая часть короткого юго-восточного борта характеризуется углами падения $25\text{--}55^\circ$. Вблизи ядра синклинали удлиненные борта выполаживаются до $20\text{--}30^\circ$. Синклиналь рассечена ветвящимся разрывом северо-западного простирания. Разрыв смещает по часовой стрелке разные борта синклинали и, возможно, является правым сдвигом с амплитудой перемещения в сотни метров.

* * *

Саякская, Калмакэмельская, Кусакская, Моинсуйская и Краснооктябрьская синклинали нелинейны и образованы наклонными флексурами и примыкающими к ним пологими моноклиналями, плавно сменяющими одна другую, т. е. каждая синклиналь — асимметричная коробчатая складка, близкая по форме к короткому одностороннему грабену. Наклонная флексура соответствует разрыву такого грабена. В Калмакэмельской и, возможно, Кусакской синклиналях вдоль флексур расположены трещины или системы трещин, по которым происходили вулканические извержения. В Саякской, Калмакэмельской и Моинсуйской синклиналях на сочленении флексуры с соседним бортом развивается удлиненная центриклиналь. Желтауская и Жирикская синклинали также имеют коробчатые очертания, но в первой из них асимметрия удлиненных бортов проявлена слабо, а во второй эти борта примерно симметричны. Возможно, обе эти синклинали ограничены флексурами с юго-запада и северо-востока.

Крупные коробчатые складки осложнены более мелкими тектоническими формами. К ним относятся дополнительные коробчатые синклинали на верхнем крыле флексуры юго-западного борта и на северном борту Саякской синклинали. Дополнительные синклинали повторяют основные черты строения Саякской синклинали, но некоторые из них (синклиналь I, восточная часть синклинали IV), по-видимому, ограничена флексурами с двух сторон. Флексуры северного борта Саякской синклинали протягиваются вдоль борта на расстоянии до 20 км. Их амплитуда $0,5\text{--}1$ км, расстояние между флексурами около 5 км. Поэтому складки, образованные этими флексурами, могут считаться линейными, в отличие от основных коробчатых синклиналей. Флексуры синклиналей IV и V к западу переходят в разрывы, а флексура синклинали V осложнена сбросом и в своей восточной части. Вдоль сброса расположена дайка диорит-порфидита, которая структурно играет ту же роль, что и вулканическая трещина на юго-западном борту Калмакэмельской синклинали.

На северном борту Калмакэмельской синклинали распространены мелкие вулканические центры. По своему положению в структуре они соответствуют осложняющим коробчатым складкам на северном борту Саякской синклинали. На бортах Саякской и некоторых осложняющих ее коробчатых синклиналей в пластичных слоистых толщах наблюдались мелкие дисгармоничные смятия, быстро затухающие в соседних, менее пластичных толщах и пластах.

Северо-западный борт Саякской синклинали, восточные борта Саякской, Моинсуйской и, возможно, Калмакэмельской синклиналей рассечены поперечными поверхностными сдвигами. На северо-западном борту сдвиги правые, на восточных бортах — левые. Смещения по сдвигам в:

Саяжской синклинали достигают нескольких километров, в других синклиналях не превышают первых сотен метров. К числу прочих осложнений коробчатых синклиналей относятся мелкие сбросы и сбросо-сдвиги, поперечные к простиранию слоев; силлы, лакколиты и факолиты диорит-порфирита. Дополнительные коробчатые синклинали северного борта Саяжской синклинали имеют правильную грабенообразную форму, от которой зависят очертания разделяющих антиклиналей. Сказанное справедливо и для основных коробчатых синклиналей (Саяжская, Калмажская и прочие). Сопряженные с ними и равноценные им антиклинальные поднятия отсутствуют. Лишь в тех случаях, когда грабенообразные складки достаточно сближены, территория между ними может рассматриваться как антиклиналь (Ащиозекская коробчатая антиклиналь между Саяжской синклиналью и Тастыйской грабен-синклиналью).

Нелинейная грабенообразная форма синклиналей при отсутствии опрокинутых залегающих на их бортах дает основание считать, что коробчатые синклинали образовались не в результате бокового движения и смятия толщ, а в результате проседания относительно соседних территорий. Следовательно, синклинали — складки не продольного сжатия, а поперечного изгиба.

СТУПЕНЧАТЫЕ СКЛАДКИ, ГРАБЕН-СИНКЛИНАЛИ, ГРАБЕНЫ

В предыдущем разделе были описаны небольшие субширотные асимметричные синклинали с крутыми южными крыльями и пологими северными, распространенные на северном борту Саяжской синклинали. Асимметричная форма складок определяется тем, что их южные крылья представляют собой наклонные флексуры с примерно горизонтальными шарнирами. У флексур опущены северные крылья, противоположные направлению общего погружения северного борта Саяжской синклинали, из-за чего последний имеет ступенчатое строение. Одна из таких флексурных или ступенчатых складок осложнена продольным сбросом на крутом крыле и подобна одностороннему грабену с подвернутыми около сброса слоями. К западу флексуры сменяются сбросами, т. е. ступенчатые складки переходят в односторонние грабены и горсты. Следовательно, ступенчатые складки и грабены-горсты связаны постепенным переходом.

Описанные тектонические формы осложняют Саяжскую синклиналь, поэтому выявленное единство складок и разрывов может рассматриваться лишь как особенность ее строения. Однако сходные тектонические формы есть и в других частях Северного Прибалхашья. В них сочетаются проявления пластических и хрупких деформаций. Одни из таких форм более близки к асимметричным складкам, другие — к грабенам и горстам.

В северо-восточном крыле Тюлькуламского разлома, северо-западнее горы Тюлькулам обнажены девонские толщи, смятые в нелинейные складки с пологими шарнирами и нарушенные разрывами (рис. 38). На юго-востоке описываемого участка (рис. 38, разрез 3—4) выделяется коробчатая, удлиненная в запад-северо-западном направлении антиклиналь с широким, полого-волнистым сводом и крутыми крыльями, нарушенными разрывами. Для дальнейшего рассмотрения особенно важны складки на северо-западе описываемого участка (разрез 1—2), сходные по своим очертаниям со ступенчатыми складками северного борта Саяжской синклинали. Антиклинали имеют крутые, выдержанные по простиранию южные крылья; их северо-восточные крылья несколько положе и отличаются невыдержанными простираниями слоев. По-видимому, южные крылья антиклиналей представляют собой наклонные флексуры.

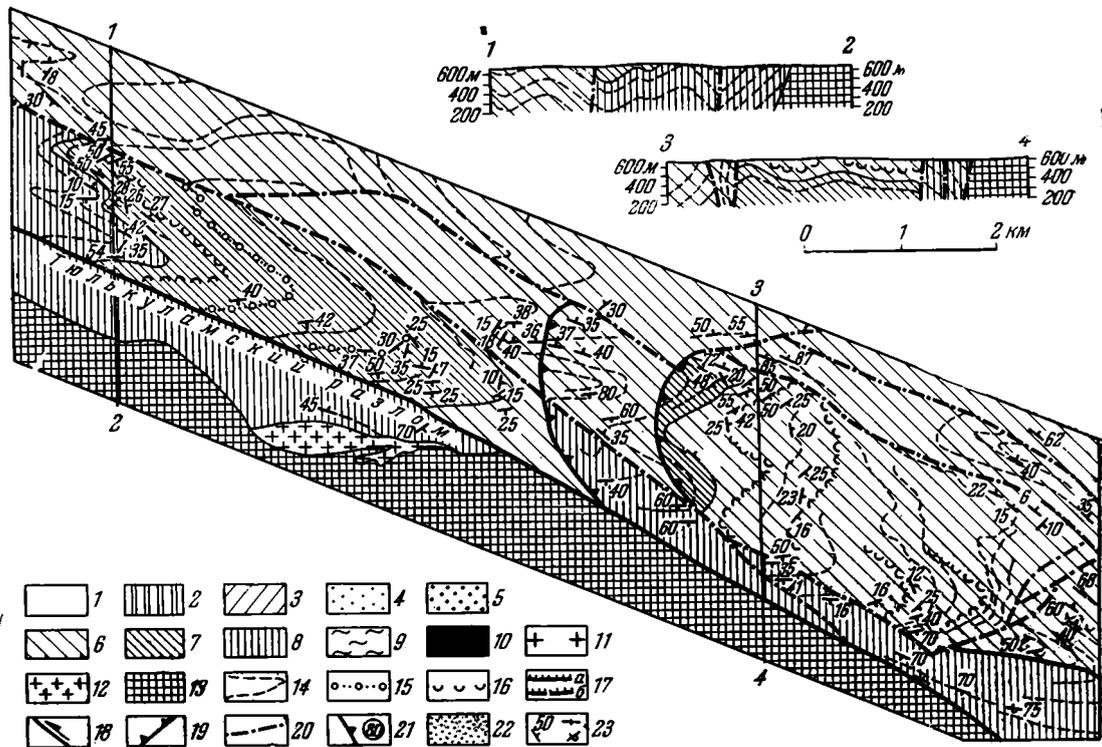


Рис. 38. Геологическая схема северо-восточного крыла Тюлькуламского разлома северозападнее горы Тюлькулам

1 — четвертичные отложения; 2 — отложения калмакэмельской (?) свиты; 3 — нерасчлененные девонские, в Бесобинской синклинали также турнейские отложения; 4 — 6 — среднедевонские отложения: 4 — верхняя толща, 5 — нижняя толща на рис. 39, 6 — охарактеризованные органическими остатками казахские слои; 7 — нижнедевонские отложения; 8 — силурийско-нижнедевонские отложения, на рис. 42 — только силурийские; 9 — нерасчлененные силурийские и девонские отложения (тастауская свита); 10 — нижнепалеозойские отложения; 11 — пермские граниты; 12 — гранитоиды неизвестного возраста; 13 — досилурийские основные и ультраосновные интрузии; 14 — 16 — маркирующие пласты: 14 — мелкозернистые песчаники на рис. 38, 39, пласты разного состава на рис. 42; 15 — грубозернистые песчаники; 16 — витрокластические кислые туфы; 17 — сбросы: а — прослеженные, б — предполагаемые; 18 — сдвиги; 19 — надвиги и взбросы; 20 — разрывы с невыясненным характером перемещения; 21 — наклон поверхностей разрывов; 22 — участки с большим количеством кварцевых жил; 23 — элементы залегания

Некоторые из флексур к востоку затухают, и связанные с ними складки выполаживаются.

Близкое строение имеет участок на левобережье сая Кызыл-Кайнар в северном крыле широтного Бесобинского разлома (рис. 39). Здесь силурийские и девонские толщи простираются под острым углом к разлому — на восток-северо-восток. Как и сместитель разлома, они круто ($60-80^\circ$) наклонены на север. Моноклиальное падение слоев осложнено небольшими ступенчатыми складками. Складки образованы изгибами слоев вблизи субширотных сбросов, наклоненных навстречу падению слоев, в сторону Бесобинского разлома. Эти складки отличаются от рассмотренных выше тем, что в них складчатые деформации сочетаются с разрывами; изгибы возникли лишь на отдельных участках сбросов. В других частях сбросов изгибов нет; там ступенчатые складки, осложненные сбросами, сменяются односторонними грабенами и горстами.

В 40 км к северо-востоку от пос. Красный Октябрь южнее горы Итбас находится удлиненная в северо-западном направлении полоса выходов пород кергетасской свиты (см. рис. 2, 12, табл. 16, разрез 14). В своей

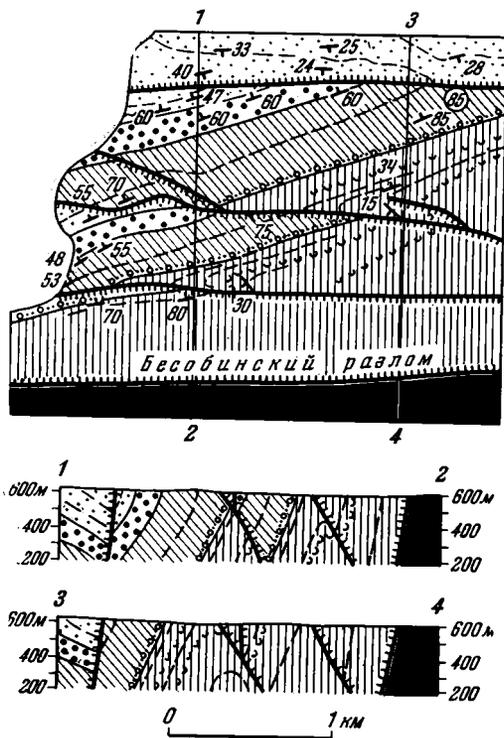


Рис. 39. Геологическая схема северного крыла Бесобинского разлома около сая Кызыл-Кайнар

Условные обозначения см. на рис. 38

восточной части (рис. 40) она ограничена с юга крутым разрывом со значительной сбросовой составляющей перемещения. Южное крыло разрыва сложено нижнепалеозойскими толщами. К северо-востоку от рассматриваемой полосы выделяется еще один крутой разрыв запад-северо-западного простираения с опущенным южным крылом. Сбросовая составляющая перемещения по этому разрыву намного меньше, чем по южному. В полосе, заключенной между разрывами, кергетасские отложения несогласно перекрывают нижнепалеозойские образования и наклонены на юго-запад под углами $40-70^\circ$. Моноклираль, сложенная кергетасской толщей, в сочетании с южным разрывом образует односторонний грабен. Моноклираль нарушена небольшими асимметричными синклиналями, южные крылья которых почти вертикальны и осложнены продольными сбросами. Эти синклинали сходны со ступенчатыми складками сая Кызыл-Кайнар.

Грабенообразная форма Итбасской структуры свидетельствует о том, что она образовалась путем проседания относительно соседних территорий. В этой связи неожиданными оказываются результаты изучения тектонической трещиноватости в районе дополнительной складки, осложняющей центральную часть рассмотренного грабена. Трещиноватость изучалась в дополнительной синклинали и на крыльях антиклинали, ограничивающей ее с юга, в верхнепалеозойских известняках, реже в нижнепалеозойских яшмах. Устанавливается широкое распространение: 1) сколов, параллельных осям складок и наклоненных под средними углами на юго-запад и северо-восток; 2) крутых, почти вертикальных диагональных сколов; 3) крутых отрывов, перпендикулярных осям складок и часто расположенных кулисообразно вдоль крутых трещин скальвания.

Указанное расположение трещин скальвания и отрыва характерно не для структур проседания, а для складок продольного изгиба, образованных горизонтальным сжатием поперек их оси (Пэк, 1960; Кушнарев, Лукин, 1960; Mead, 1920). Иное расположение трещин наблюдается на западном периклинальном окончании антиклинали. Здесь трещины отрыва крутые и ориентированы вдоль оси антиклинали. Крутые сколы образуют с ними угол около 45° . Таким образом, расположение рассмотренных трещин не отражает напряжений, вызвавших образование Итбасского грабена, и различно в разных его частях. Вероятно, оно отражает вторичные напряжения, возникшие в палеозойских отложениях, главным образом в известняках при их деформировании.

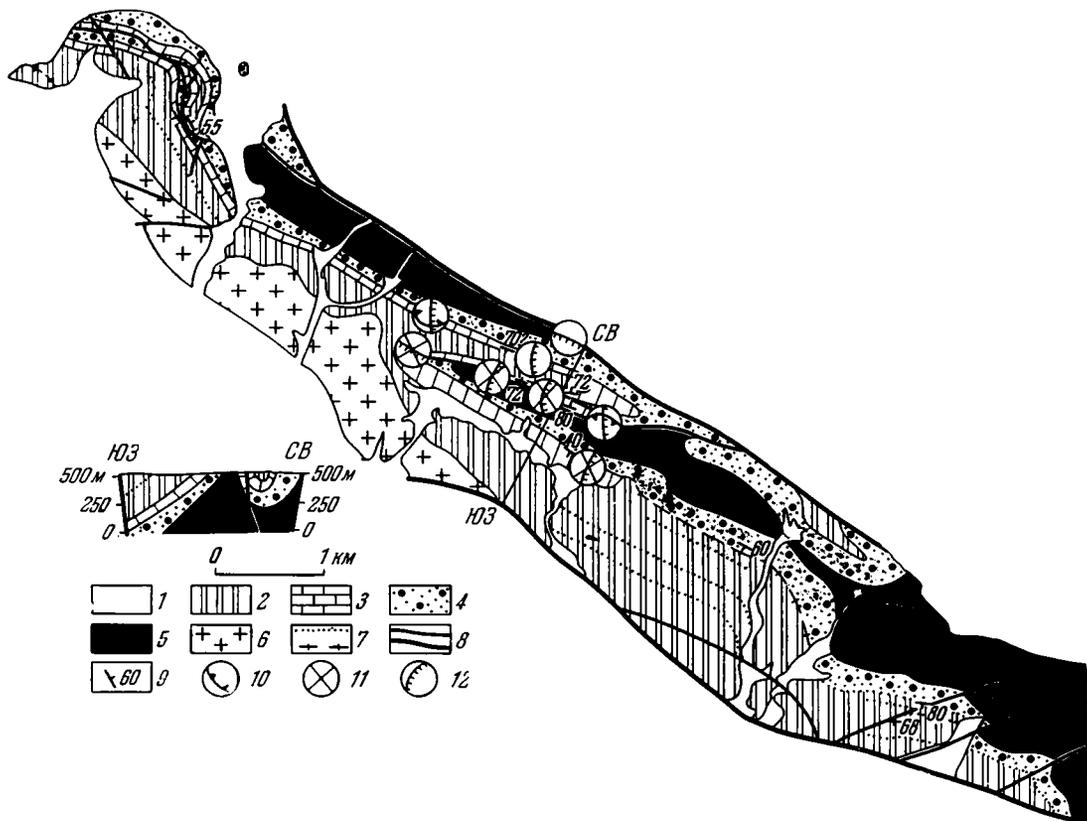


Рис. 40. Геологическая схема и разрез Итбасского грабена

1 — четвертичные отложения; 2—4 — отложения керегетасской свиты: 2 — надизвестняковая толща, 3 — известняковый пласт, 4 — базальный горизонт; 5 — нижнепалеозойские отложения; 6 — верхнепалеозойские гранит-порфиры; 7 — пласты песчаников (вверху), известковистых песчаников (внизу); 8 — разрывы (крупные нарушения выделены жирными линиями); 9 — элементы залегания; 10—12 — тектонические трещины, нанесенные на сетку В. Шмидта: 10 — трещины надвигания, 11 — трещины сдвига, 12 — трещины отрыва

В 15 км северо-восточнее пос. Красный Октябрь находятся четыре короткие субширотные депрессии, выполненные терригенными отложениями архарлинской свиты, которые несогласно перекрывают нижнепалеозойские толщи, реже фаменские или турнейские слои (см. рис. 2). Депрессии расположены кулисообразно одна относительно другой и в целом образуют полосу запад-северо-западного простирания. Каждая депрессия отделена от соседней крутым разрывом северо-западного простирания. Восточная из указанных депрессий — Каражальская — имеет длину 6 км и ширину — менее 2 км. На ее северном крыле архарлинская толща несогласно залегает на нижнепалеозойской и круто (70—90°) падает на юг. Крутые южные падения прослеживаются на протяжении 1,3 км, затем они быстро выволаживаются и южнее падают на север. Южное крыло депрессии в 4—5 раз уже северного; это зависит от первичного сокращения мощности верхнего палеозоя к югу и, вероятно, от нарушенности южного крыла продольным сбросом. Следовательно, Каражальская депрессия сочетает в себе черты синклинали и одностороннего грабена.

Две менее крупные депрессии расположены северо-западнее Каражальской. Они имеют синклинальную форму, нарушенную небольшими разрывами. Обе депрессии ограничены с севера крутыми продольными

сбросами, т. е., как и Каражальская депрессия, являются грабен-синклиналями. Четвертая — северо-западная — депрессия крупнее предыдущих. Она характеризуется падением верхнепалеозойской толщи на север и ограничена с севера крутым разрывом, в сочетании с которым образует односторонний грабен.

Кызылкудукский субширотный двусторонний грабен, сложенный керетасской и архарлинской толщами (см. рис. 2, 10; разрез 13), расположен среди выходов нижнего палеозоя в 40—45 км восточнее пос. Красный Октябрь. Протяженность грабена 10 км, ширина 2 км. С запада он ограничен крутым прямолинейным разломом северо-западного простирания. Внутренняя часть грабена представляет собой синклиналь, нарушенную крутыми продольными разрывами.

Итак, в Северном Прибалхашье выделяется ряд тектонических форм, в которых разрыв слоев типа сброса сочетается с их изгибом. Один крайний член такого ряда — ступенчатая складка. Она образована наклонной флексурой с примерно горизонтальными шарнирами, нарушающей моноклинальное падение слоев, причем у флексуры опущено крыло, противоположное направлению наклона моноклинали. Другой крайний член ряда — сброс без изгиба слоев возле его сместителя. При моноклинальном падении слоев по разные стороны такого сброса возникают односторонний горст и односторонний грабен.

Ступенчатые складки без разрыва сплошности слоев наблюдались северо-западнее горы Тюлькулам (см. рис. 38). Похожие складки есть и в соседних районах. Ступенчатые складки со сбросами вдоль флексур, иначе говоря, сбросы, осложненные изгибами слоев около сместителей, описаны на левобережье сая Кызыл-Кайнар (см. рис. 39). К их числу относятся также Каражальская грабен-синклиналь и небольшие грабен-синклинали на северном крыле одностороннего Итбасского грабена (см. рис. 40). В этих нарушениях амплитуда перемещения складывается из перемещения по сбросу и флексурного изгиба слоев. Степень участия одной и другой деформации в общем перемещении может быть различной. В значительной мере она зависит от вязкости пород. Итбасский грабен — пример тектонической формы, образованной перемещением по сбросу без изгиба слоев. На левобережье сая Кызыл-Кайнар наблюдался постепенный переход по простиранию ступенчатых складок со сбросом вдоль флексуры в односторонние грабены и горсты без изгиба слоев. На северном борту Саякской синклинали прослежены постепенные переходы между всеми членами ряда от ступенчатых и коробчатых складок до грабенов и горстов.

СБРОСЫ

Принципы изучения разрывных нарушений

Изучение сбросов, так же как и других разрывов Северного Прибалхашья, сопряжено с рядом трудностей. Разрыв со значительным вертикальным перемещением часто не удается уверенно отнести к числу сбросов, взбросов или надвигов из-за плохой обнаженности сместителя и выровненности рельефа. При моноклинальном падении толщ рассекающие их мелкие сдвиги неотличимы от сбросов или взбросов. Еще труднее опознать крупные сдвиги. Они формировались длительно, с конца девонского или начала каменноугольного периода до пермского периода (см. раздел «История развития...»). Попытки выяснить амплитуды перемещений вдоль некоторых сдвигов по смещению более древних элементов структуры не дали достоверных результатов. Некоторые позднепалеозойские структурные элементы и толщи разных крыльев крупных сдвигов весьма сходны и на первый взгляд кажутся частями единых

тектонических форм и фациальных зон, разобщенных горизонтальными перемещениями вдоль этих разломов. Однако такие структурные элементы возникали независимо один от другого в связи с движениями по сдвигам. Поэтому расстояния между ними не соответствуют величинам истинных перемещений.

Все сказанное заставило обратиться к другому методу диагностики разрывов, основанному на изучении их морфологии и приразрывных дислокаций. Для этого на рассматриваемой территории были отобраны и детально изучены разрывы разных типов, перемещения по которым удалось точно определить. Исследовались поверхности сместителей таких «эталонных» разрывов (прямолинейный, волнистый или ломаный характер поверхности, зеркала скольжения, штрихи, борозды и т. д.), тектонические трещины в приразрывной зоне (сопряженные, оперяющие и другие системы трещин, разрывов, жил), приразрывные складки, магматические проявления, динамометаморфизм и прочие изменения состава пород в зоне разломов. По характеру приразрывных дислокаций устанавливалось поле тектонических напряжений, в котором формировался тот или иной разрыв. Данные, полученные по «эталонным» разрывам, сравнивались с результатами изучения разрывов в других районах (Anderson, 1942; Белицкий, 1953; Гзовский, 1954, 1963; Пэк, 1939, 1960; Чернышев, 1955; Кушнарев, 1960; Союшкин, 1960), с данными тектонического моделирования (Mead, 1920; Cloos, 1928, 1931, 1936; Гзовский, 1963; Белоусов, Гзовский, 1964), с наблюдениями над деформациями в зонах разрывов, возникающих при современных катастрофических землетрясениях (Лукиянов, 1963).

Указанными способами изучались зоны разрывов, у которых при геологическом картировании не удавалось точно определить наклон сместителя и характер перемещения. В случае, если разрыв по строению сместителя и приразрывным дислокациям был сходен с тем или иным «эталонным» разрывом, принималось, что они относятся к одному морфологическому типу.

Такой метод диагностики разрывов требовал детального изучения тектонических трещин, мелких разрывов, жил и даек в зонах изучавшихся разломов. Поэтому, прежде чем приступать к их описанию, следует остановиться на способах изучения тектонической трещиноватости. А. В. Пэк (1960), И. П. Кушнарев и Л. И. Лукин (1960) разделяют все трещины на эндогенные (контракционные), тектонические и экзогенные. Трещины первой группы возникают в осадочных породах при уменьшении объема осадков в процессе усыхания, диатогенеза и последующих изменений, а также в изверженных породах при их остывании. Эндогенные трещины не распространяются за пределы геологических тел, с изменением объема которых они связаны, и находятся в определенных геометрических соотношениях с формой этих тел. Например, в осадочных породах каждая эндогенная трещина нарушает лишь один пласт и часто перпендикулярна его кровле и подошве, в соседнем пласте густота таких трещин и рисунок, образуемый ими на поверхности пласта, иные. Экзогенные трещины возникают в результате эрозии и поверхностного выветривания горных пород. Обычно они примерно параллельны современной поверхности.

В отличие от эндогенных и экзогенных трещин, тектонические трещины пересекают разные пласты и закономерно расположены относительно тех или иных элементов складок и разрывов. Тектонические трещины не следует понимать как разрывы без смещения. Они отличаются от разрывов не качественно, а количественно — размерами и амплитудой перемещения, обычно не превышающей сантиметров и редко достигающей нескольких метров (Гзовский, 1964). Как и разрывы, тектонические трещины можно разделить на два класса: скальвания и отрыва.



Рис. 41. Характер нарушений и тектоническая трещиноватость в юго-западном крыле Центрально-Казахстанского разлома западнее горы Кишкин-Табаккалган

1 — четвертичные отложения; 2 — девонские отложения; 3 — силурийские отложения; 4 — разрывы; 5 — пласты витрокластических кислых туфов; 6 — маркирующие горизонты; 7 — элементы залегания. Трещины: 8 — отрыва; 9 — сдвигания; 10 — надвижения; 11 — отрыва типа трещин системы 10 в зоне Бесобинского разлома

Трещины скалывания, или сколы (Пэк, 1939, 1960), прямолинейны и выдержаны по направлению на значительном протяжении. Их плоскости сглажены, часто отполированы. Видны следы перемещений вдоль поверхностей трещин: смещения крыльев, борозды и штрихи скольжения. Жилы и дайки вдоль сколов имеют форму пластин примерно постоянной толщины. По наклону поверхности и направлению перемещения крыльев среди трещин скалывания различаются микросбросы, микросдвиги, микронадвиги. Трещины отрыва, или отрывы (Пэк, 1960; Шихин, 1960), обычно непротяженны. Их поверхности неровные; выступам на одной стенке соответствуют углубления на противоположной. Крылья трещин не смещены вдоль их поверхностей, но, как правило, раздвинуты. Раздвинутые отрывы обычно заполнены дайками или жилами. Последние имеют неправильную форму, переменную мощность, часто ветвятся и кулисообразно подставляют одна другую. Различия между трещинами скалывания и отрыва особенно заметны в неоднородных породах: конгломератах, грубозернистых песчаниках, туфовых брекчиях и т. п.

Для целей настоящей работы важно было разделить тектонические трещины, связанные со складками и с разрывами. Первые характеризуются закономерным расположением относительно элементов складок; они различны на крыльях складок и на их центриклинальных и периклиналильных окончаниях (см. рис. 40). Вторые появляются вблизи разломов и затухают с удалением от них. Эти трещины характеризуются закономерным расположением относительно поверхности разрыва и не зависят от залегания пород в приразрывной полосе. На рис. 41 изображен участок местности вблизи Центрально-Казахстанского разлома. Здесь силурийская толща смята в брахискладки, в разных частях которых трещины скалывания и отрыва имеют неизменное расположение.

Перечисленные признаки позволили опознавать приразрывные тектонические трещины среди других типов трещиноватости. Приразрывные трещины изучались в пределах многочисленных обнажений зоны разрыва, ширина которой в зависимости от размера и типа нарушения

колеблется от первых метров до километра. Результаты изучения отдельных обнажений статистически обрабатывались; выделялись системы приразрывных трещин, характерные для каждого обнажения. Эти системы трещин, названные в работе замерами, использовались для характеристики разрыва в целом. Применялись два способа обработки трещин. Один из них, приближенный, но более наглядный, заключался в том, что наиболее характерные, часто повторявшиеся системы трещин наносились на сетку В. Шмидта, причем разным знаком показывались кливаж, разные типы сколов и отрывов. Второй способ заключался в том, что полюсы всех систем трещин, выделенных в отдельных обнажениях, наносились на сетку В. Шмидта, а затем вычислялась плотность расположения полюсов трещин в каждой части полусферы относительно всей полусферы в процентах. Такие диаграммы строились для разных морфологических типов трещин.

Бесобинский разлом и некоторые вопросы методики изучения разрывов

Общая структура зоны разлома

Под названием Бесобинской зоны смятия В. Я. Кошкин выделил полосу субширотных разрывов и прилежащих к ним измененных, сильно дислоцированных палеозойских пород к югу от Бесобинской гранитной интрузии. В. В. Галицкий назвал эту полосу разрывов Чулькызыльским разломом и проследил его от Бесобинской интрузии на восток до Джунгарского разлома. В работе Н. А. Афсничева (1960) рассматриваемая полоса разрывов упоминается как Тюлькуламский разлом, разделяющий внутри Джунгаро-Балхашской структурно-фациальной зоны участки с разными разрезами среднепалеозойских отложений.

К югу от Бесобинской гранитной интрузии в районе Турангасая (рис. 42, см. рис. 2, восточная часть) выделяются три грубо параллельных крупных субширотных разрыва. Между ними, а также севернее породы сильно дислоцированы и местами динамометаморфизованы, что позволяет считать всю полосу дислокаций зоной единого Бесобинского разлома шириной в 3 км. Три крупных разрыва (ветви Бесобинского разлома) картируются как резкие границы областей распространения разновозрастных пород с разным залеганием. К северу от северной ветви обнажены нижне- и среднедевонские терригенные толщи, ороговикованные вблизи Бесобинской гранитной интрузии. Они местами залегают полого, местами наклонены в северных румбах или смяты в мелкие пологие складки. На западном склоне Турангасая девонские толщи нарушены небольшими крутыми слабо изогнутыми разрывами северо-западного и широтного простираний, причленяющимися к северной ветви Бесобинского разлома.

Между северной и средней ветвями залегают пласты зеленоцветных силурийских песчаников и алевролитов. Они стоят на головах, простираются примерно вдоль ограничивающих их ветвей Бесобинского разлома и местами нарушены небольшими разрывами и изгибами. К югу от средней ветви вскрыты более низкие горизонты силура, наклоненные на север и несогласно залегающие на нижнепалеозойских образованиях. Моноклиналь, сложенная терригенной силурийской толщей, иногда осложнена мелкими складками и разрывами. Нижний палеозой представлен метаморфизованными вулканогенными и терригенными породами, яшмами, небольшими интрузиями основного и ультраосновного состава. Они дислоцированы сильнее и сложнее силурийских отложений. Южная ветвь Бесобинского разлома отделяет нижний палеозой от калмакэмельской свиты (см. рис. 12, разрез 7). Ее пласты простираются

примерно вдоль разрыва и падают на север, в сторону выходов нижнего палеозоя. Калмакэмельская свита с разрывом залегает на маломощной живетско-верхнедевонской терригенной толще, которая, в свою очередь, несогласно перекрывает силурийские отложения. Последние к западу от Турангася местами размыты, и девонская толща покоится на нижнем палеозое.

Описанное строение зоны Бесобинского разлома выдерживается на протяжении 5 км к западу и 7 км к востоку от Турангася. Простираение отдельных крупных разрывов обычно колеблется от 80 до 90°. Линии их выходов на поверхность полого изогнуты. В 4 км восточнее Турангася северная и средняя ветви разлома сливаются и продолжают к востоку как один разрыв. Близ слияния северная ветвь простирается по азимуту 90—100°. Северная и средняя ветви Бесобинского разлома выражены в современном рельефе отчетливыми уступами. Южная ветвь видна хуже; на значительном протяжении линия ее выхода на поверхность скрыта четвертичными наносами.

На склоне Турангася северная ветвь Бесобинского разлома в приповерхностной части наклонена на север под углами 80—90°. Наклон средней ветви разлома виден плохо; в 1,5 км к востоку от Турангася он предположительно определяется в 70—80°С. В 5—7 км восточнее Турангася единый разрыв, возникший из слияния северной и средней ветвей, падает на север под углами 70—75°. Это хорошо видно в трех обнажениях плоскости разрыва. Наклон южной ветви Бесобинского разлома, по-видимому, близок к вертикальному. Следовательно, в описываемом сечении Бесобинский разлом ограничивает с двух сторон сложно построенный горст. В ядре горста вскрыты нижнепалеозойские, реже силурийские отложения; последние в целом падают на север. С севера горст ограничен двумя разрывами, между которыми стоят на головах силурийские толщи. Далее к северу обнажены девонские толщи, залегающие полого или наклоненные под углами 30—50° в северных румбах. Суммарная сбросовая составляющая перемещения по северной и средней ветвям Бесобинского разлома превышает 1,5 км (здесь, как и в других частях разлома, она определялась геометрически по мощностям и углам наклона толщ, слагающих крылья). С юга горст ограничен одним

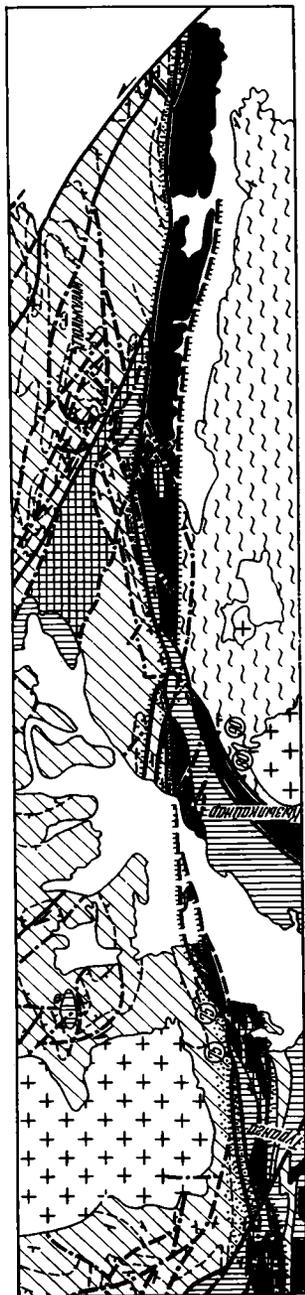


Рис. 42. Геологическая схема зоны Бесобинского разлома (по материалам В. В. Галлицкого, В. Я. Кошкина, А. К. Мясникова с дополнениями автора)

Условные обозначения см. на рис. 38

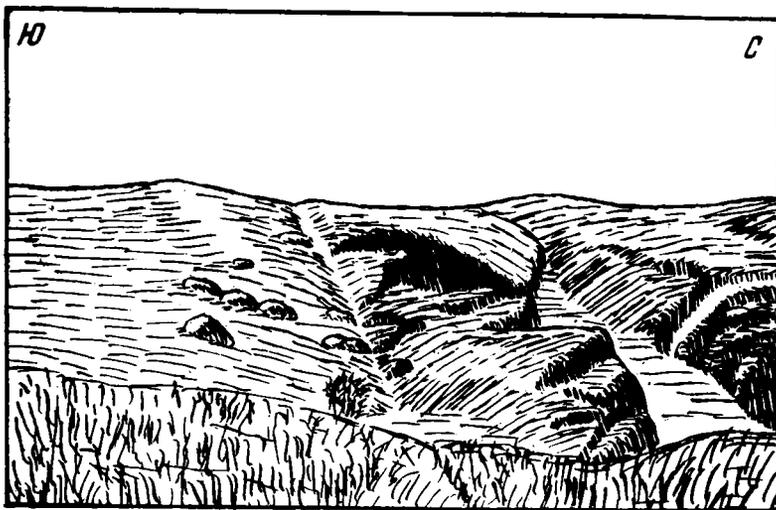


Рис. 43. Общий вид и наклон поверхности северной ветви Бесобинского разлома в 8,5 км восточнее Турангасая; кливаж в северном крыле разрыва параллелен его поверхности

разрывом — южной ветвью Бесобинского разлома. Сбросовая составляющая перемещения по ней, вероятно, достигает 2 км. В сочетании с падающими на север девонскими и каменноугольными отложениями южного крыла этот разрыв образует односторонний грабен.

В 5—6 км западнее Турангасая к Бесобинскому разлому с юга примыкает прямолинейный крутой разрыв северо-западного простирания. Он смещает против часовой стрелки выходы силурийских, девонских и каменноугольных отложений южного крыла разлома на 1—2 км, а его крутопадающую южную ветвь — на 400 м. Вероятно, смещение по разрыву в плане отражает истинное левосдвиговое перемещение по нему.

Далее к западу количество ветвей Бесобинского разлома возрастает. Его северные ветви отгибаются к северу и обособляются в зону разрывов, простирающихся параллельно западному краю Бесобинского гранитного массива (см. рис. 2). Южные ветви, постепенно отдаляясь одна от другой на расстояние до 12 км, продолжают на запад и запад-северо-запад, где причленяются к прямолинейному Восточно-Саякскому разлому северо-западного простирания. Последний, как указывалось выше, ограничивает с востока наиболее погруженную часть Саякской синклинали. На рассматриваемом участке приразрывные дислокации наблюдаются лишь вблизи отдельных ветвей Бесобинского разлома. Между ветвями слои дислоцированы не сильнее, чем в удалении от разлома. По-видимому, здесь не следует выделять единую зону разрывных нарушений. В типичном виде она появляется лишь в 6—7 км западнее Турангасая и продолжается на восток.

В 7 км восточнее Турангасая южная ветвь Бесобинского разлома скрывается под неоген-четвертичными наносами урочища Чулькызыл. Две слившиеся северные ветви здесь отклоняются к северу и далее простираются по азимуту 65—70° (см. рис. 42). Этот северный разрыв картируется в виде единой четкой полого-волнистой линии. Он разграничивает сложно дислоцированные толщи нижнего палеозоя — силура и залегающие севернее девонские толщи. Последние обычно наклонены в северных румбах под углами 30—50° и слагают южное крыло сложно построенной Бесобинской синклинали. Поверхность северного разрыва падает на северо-запад под углами 80—90°. На участке протяженностью

400 м, где простирание разрыва изменяется до 75° , угол его падения уменьшается до $70\text{--}75^\circ$ С (рис. 43). Сбросовая составляющая перемещения по разрыву достигает 1,5—2 км. Северо-восточное простирание северного разрыва наблюдается на протяжении 6 км; восточнее он скрыт наносами урочища Чулькызыл. В месте изгиба северного разрыва (7 км восточнее Турангасая) от него отходит на восток небольшой разрыв восток-северо-восточного простирания; он отчетливо выражен в рельефе уступом с опущенным южным крылом. В 3 км северо-восточнее изгиба от северного разрыва отходит на восток небольшой субширотный разрыв. Отмечены и другие мелкие нарушения, подробно описанные ниже.

Под неоген-четвертичными наносами урочища Чулькызыл северная ветвь Бесобинского разлома продолжается, вероятно, в субширотном направлении и вскрывается вновь к востоку от урочища, в районе сая Кызыл-Кайнар. Продолжения южной ветви разлома здесь не видно; вероятно, она приключается к северной ветви в урочище Чулькызыл. Таким образом, в районе сая Кызыл-Кайнар Бесобинский разлом представлен одним крупным субширотным разрывом. Он имеет прямолинейную, восточнее полого изогнутую линию выхода и в приповерхностной части, по-видимому, наклонен на север под углами $80\text{--}90^\circ$. По разрыву соприкасаются ниже-среднедевонские отложения северного крыла (возможно, что непосредственно возле разлома из-под них выступают верхи силурийской толщи) и нижнепалеозойские, редко силурийские толщи южного крыла. Сбросовая составляющая перемещения достигает 1,5 км.

В районе сая Кызыл-Кайнар девонские (и верхнесилурийские?) толщи северного крыла Бесобинского разлома обычно простираются под острым углом к нему — по азимуту $70\text{--}80^\circ$ и падают на северо-запад под углами $60\text{--}70^\circ$, редко 80° (см. рис. 39). Они нарушены малоамплитудными сбросами широтного и запад-северо-западного простираний, приключающимися на востоке к Бесобинскому разлому. Сбросы наклонены на юг; вблизи них слои местами подвернуты в направлении перемещения, из-за чего моноклинальное залегание девонских толщ осложнено описанными выше ступенчатыми складками. Севернее закартирован еще один крутой субширотный сброс, также соединяющийся на востоке с Бесобинским разломом. У сброса опущено северное крыло; он отделяет ниже-среднедевонские толщи от более молодых девонских отложений, обычно падающих на юг под углами $20\text{--}30^\circ$.

Нижнепалеозойские толщи южного крыла Бесобинского разлома характеризуются крутыми падениями и простираются по азимуту $70\text{--}80^\circ$. На юге они перекрыты круто падающими силурийскими отложениями, возможно, смятыми в складки. В 5 км восточнее сая Кызыл-Кайнар нижнепалеозойские образования срезаются Бесобинским разломом, и к нему примыкают нижние горизонты силура. Еще восточнее в южном крыле разлома вновь вскрывается нижний палеозой. Его выходы отделены от силурийской толщи крутым разрывом (см. рис. 42). Нижнепалеозойские и силурийские отложения района сая Кызыл-Кайнар нарушены малоамплитудными крутыми разрывами северо-западного простирания. Направления перемещений по разрывам различны. Один из них, насколько можно судить по наклону сместителя и ориентировке борозд на нем, — сброс с опущенным юго-западным крылом, другие, возможно, имеют сдвиговую составляющую перемещения.

В 9—11 км восточнее сая Кызыл-Кайнар к Бесобинскому разлому с юга приключается двумя крутыми ветвями Калмаганбельский разлом северо-восточного простирания. Между его ветвями залегает силурийская толща. В 3 км юго-западнее сочленения с Бесобинским разломом ветви сливаются, затем вновь расходятся, ограничивая полосу сильно окремненных, очевидно, нижнепалеозойских отложений шириной до 2 км. К западу от Калмаганбельского разлома залегают силурийские

песчаники и алевролиты, к востоку — кремнисто-терригенные мелкообломочные силурийские и девонские толщи, относимые к тастауской свите.

От соединения с Калмаганбельским разломом на западе до соединения с Тюлькуламским разломом северо-западного простирания на востоке Бесобинский разлом вновь состоит из двух основных разрывов. Северный разрыв картируется в виде пологой выпуклой к северу дуги с простиранием от 80 до 95° (см. рис. 42). В приповерхностной части он, вероятно, наклонен на север под углами 80—90°. К северу от разрыва залегают силурийские и девонские толщи, простирающиеся примерно вдоль него и наклоненные на север. Они нарушены протяженными, но, по-видимому, малоамплитудными разрывами восток-северо-восточного и северо-западного простираний. К югу от северного разрыва выходят на поверхность нижнепалеозойские образования, частично перекрытые на западе силурийской терригенной толщей. Последняя залегаet вдоль разрыва и падает на север. Нижнепалеозойские толщи дислоцированы сложнее. Обычно они простираются вдоль разрыва, смяты в складки разного масштаба и нарушены небольшими разрывами северо-западного и северо-восточного направлений.

По субширотной южной ветви Бесобинского разлома нижнепалеозойские образования приведены в соприкосновение с упоминавшимися выше кремнисто-терригенными силурийскими и девонскими отложениями. Их залегание редко удается определить. По немногочисленным замерам можно предполагать, что они смяты в складки. Южная ветвь Бесобинского разлома хорошо видна лишь на протяжении 10 км к востоку от Калмаганбельского разлома. Падение плоскости сместителя здесь крутое. Восточнее разрыв скрыт четвертичными наносами; его продолжение предполагается по прямолинейной южной границе выходов нижнего палеозоя.

В западном крыле прямолинейного Тюлькуламского разлома расположен крупный массив ультрабазитов. Он продолжается до слияния Тюлькуламского разлома с северной ветвью Бесобинского разлома. Далее к востоку северная ветвь Бесобинского разлома простирается субширотно (азимут 90—100°) и близ поверхности наклонена на север под углами 80—90°. На ее северном крыле залегают девонские толщи, на южном — нижнепалеозойские. На востоке северная ветвь расщепляется на два разрыва, между которыми выходят силурийские отложения и небольшие массивы ультра-основных пород. Возле слияния с Джунгарским разломом оба разрыва отгибаются к юго-востоку до 110—120°. Девонские толщи северного крыла Бесобинского разлома простираются примерно вдоль него. Они слагают моноклинали или смяты в простые складки. Южная ветвь Бесобинского разлома на рассматриваемом участке, как и западнее, скрыта под отложениями современной долины и намечается по ее прямолинейному северному склону. Южная ветвь разделяет породы нижнего палеозоя и кремнисто-терригенные силурийские и девонские толщи.

Из приведенного описания видно, что от соединения с Калмаганбельским разломом до соединения с Джунгарским разломом, т. е. на протяжении 39 км, строение Бесобинского разлома существенно не изменяется и близко к его строению в районе Турангасая. Две субширотные ветви разлома ограничивают горст, в котором вскрыты нижнепалеозойские толщи. Северная ветвь разлома имеет сбросовую составляющую перемещения свыше 1 км, на востоке до 2 км; у южной ветви сбросовая составляющая перемещения несколько меньше.

Таким образом, на всем протяжении Бесобинского разлома (свыше 80 км) его основные ветви наклонены в сторону опущенных крыльев или вертикальны и имеют большую сбросовую составляющую перемещения. Остается неясным, имеют ли они также сдвиговую составляющую. Вы-

яснить это можно лишь подробно рассмотрев приразрывные дислокации, которые в основном изучались вдоль северной ветви разлома и оказались различными на участках ее разного простирания. Ниже описаны четыре таких участка: 1) субширотный участок в районе Турангасая (до 5 км к западу и до 7 км к востоку от него); 2) участок северо-восточного простирания в 7—13 км восточнее Турангасая; 3) 33-километровый участок слабо изменчивого, но в целом субширотного простирания между саем Кызыл-Кайнар и сочленением с Тюлькуламским разломом; 4) 18-километровый участок несколько изменчивого, но в целом субширотного простирания между Тюлькуламским и Джунгарским разломами.

Описание участков Бесобинского разлома

В районе Турангасая между северной и средней ветвями Бесобинского разлома, а также к северу и к югу от них в полосе шириной в 1,5—2 км силурийские и девонские отложения интенсивно кливажированы. Простирание кливажа (рис. 44, 1, 3) примерно совпадает с простиранием ветвей разлома (70° — 100° , обычно 80° — 90°). В большинстве случаев трещины кливажа вертикальны (свыше 60% от 108 — общего числа замеров) или наклонены на юг не более 70° (25% замеров). Лишь изредка (менее 10% всех замеров) они наклонены на север не более 80° . В склонах Турангасая видно, что к северу от северной ветви Бесобинского разлома трещины кливажа наклонены на юг под углами 80° — 90° . С приближением к северному разрыву трещины становятся вертикальными и вблизи него падают на север под углами 80° — 90° , т. е. параллельно плоскости разрыва.

Отдельные кливажные трещины отстоят одна от другой на расстоянии от миллиметра до первых сантиметров. Их частота и форма зависят от структуры, состава и прочности пород. Обычно поверхности трещин неровные или шероховатые. Лишь в первично глинистых породах они иногда бывают гладкими. Кливажные трещины полого изгибаются, ветвятся, пересекаются под очень острыми углами, ограничивая тонкие линзочки ненарушенной породы. Изредка на поверхностях наклонных кливажных трещин видны зеркала скольжения и борозды, направленные по падению трещин. Все перечисленные признаки позволяют рассматривать описанные трещины как кливаж разлома (Белоусов, 1954; Белевцев, Тохтуев, 1960). Местами, особенно часто вблизи северного и среднего разрывов, терригенные породы рассланцованы по трещинам кливажа. Непосредственно возле северного разрыва, в полосе шириной до первых метров они превращены в филлигы. Изредка вдоль разлома наблюдаются маломощные линзы мрамора и мраморизованного известняка, текстура которого сохранила следы течения известкового материала.

Нижнепалеозойские породы между средним и южным разрывами, как правило, не кливажированы. В яшмах и измененных ультра-основных породах часто видна тонкая полосчатость. Обычно она простирается широтно или на восток-северо-восток и наклонена под углами 80° — 90° С.

К северу от Бесобинского разлома встречено несколько даек кварцевых порфиров, связанных с Бесобинским пермским гранитным массивом. В пределах массива и возле его контактов дайки имеют меридиональное или северо-западное простирание, но с приближением к северной ветви Бесобинского разлома они отгибаются на восток, и в зоне разлома простираются субширотно. Здесь дайки круты, слабо изогнуты и неровны; выступают на одной стенке дайки соответствуют углубления на другой стенке. Следовательно, дайки заполняют трещины отрыва. Их ширина достигает 1—2 м.

В удалении от северной ветви Бесобинского разлома дайки слабо трещиноваты. С приближением к разлому в них появляются неровные

трещины, параллельные трещинам кливажа вмещающих пород. На расстоянии до 200 м от разлома дайки трещиноваты достаточно интенсивно, хотя и слабее вмещающих пород. В них появляется настоящий кливаж, изредка субширотные кварцевые жилки и другие системы трещин, характерные для приразломной зоны. Таким образом, образование приразломной трещиноватости происходило в основном до внедрения пермских даек; в ослабленной степени оно продолжалось во время и после их формирования.

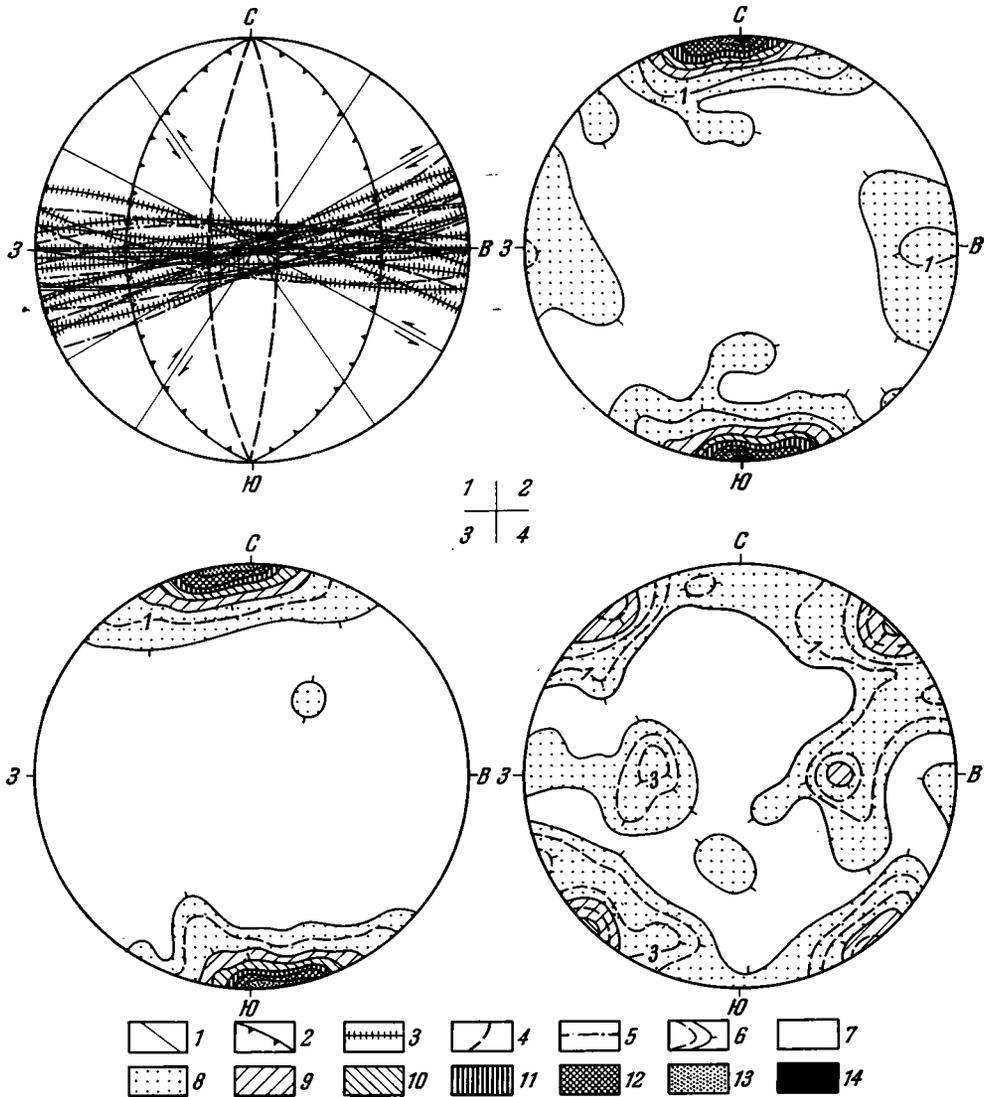


Рис. 44. Диаграммы расположения тектонических трещин в Бесобинской зоне разломов
 Диаграммы: 1 — общее расположение трещин (нанесена 1/50 часть от всего количества размеров — 850). Диаграммы 2—4 — плотности полюсов трещин; 2 — отрывов (423 замера), 3 — кливажа (252 замера), 4 — сколов (175 замеров)

Условные обозначения (1—5) к диаграмме 1. Трещины: 1 — сдвигания; 2 — надвигания; 3 — отрыва; 4 — отрыва системы 10; 5 — кливажа. Условные обозначения (6—14) к диаграммам 2—4: 6 — линии равных плотностей полюсов трещин (сплошные линии соответствуют плотностям 0,5, 10% и т. д., плотности на пунктирных линиях указаны цифрами процентов); 7—14 — разные плотности полюсов трещин: 7—0%, 8 — от 0 до 5%, 9 — от 5 до 10%, 10 — от 10 до 15%, 11 — от 15 до 20%, 12 — от 20 до 25%, 13 — от 25 до 30%, 14 — свыше 30%

Рис. 45. Строение кварцевых жил, заполняющих трещины; отрыва вблизи северной ветви Бесобинского разлома (район Турангасая)

А — просто построенная протяженная кварцевая жила; Б — сложно построенная кварцевая жила в плане; В — система ветвящихся кварцевых жил (вид с запада); Г — одна из жил системы В (вид с юга); видны борозды по падению жилы; Д — система ветвящихся коротких кварцевых жил; видно кулисообразное расположение мелких жилок между двумя крупными жилами, тонкими штрихами показано направление кливажа



Наиболее яркая черта рассматриваемого участка Бесобинского разлома — обилие кварцевых жил. Вблизи северного и среднего разрывов они занимают несколько процентов площади. Жилы сложены белым кварцем. Изредка их отдельные участки представляют собой тектонические брекчии из обломков вмещающих пород, сцементированных кварцем. В некоторых жилах наряду с кварцем присутствует кальцит. Он образует оторочки вдоль стенок, а также тонкие прожилки и гнезда, ориентированные по простиранию жилы. В отдельных жилах наблюдались мелкие примазки малахита.

Около 80% всех жил (160 из 200 замеров) простирается вдоль Бесобинского разлома (азимуты 70—100°, обычно 80—90°). Эти субширотные жилы чаще всего вертикальны (55% их общего числа), наклонены на юг под углами 80—89° (свыше 20%) или 70—79° (10%). Немногим более 10% жил под углами 80—89° наклонены на север (см. рис. 44, 1, 2).

Толщина субширотных кварцевых жил колеблется от долей сантиметра до 1,5 м. Различаются жилы относительно короткие (длина превышает толщину меньше чем в 10 раз) и протяженные. Первые составляют около 40% общего числа жил. Обычно их толщина 5—20 см, изредка достигает 30—50 см. Мощность протяженных жил, как правило, не превышает 20 см, но в раздувах достигает 0,5—1 м. Длина протяженных жил измеряется десятками метров. Немногие из них (5%) имеют протяженность свыше 100 м при ширине до 1—1,5 м.

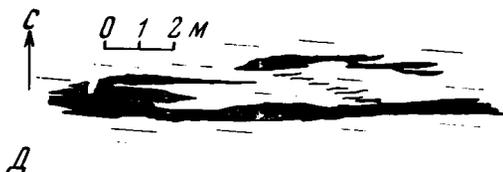
Стенки субширотных жил неровные, иногда зазубренные; выступам



Б



Г



Д

на одной стенке жилы соответствуют углубления на противоположной. Обычно жилы слегка изогнуты или волнисты как по простиранию, так и по падению. Они редко имеют форму одной пластины (рис. 45, А). Чаще жилы ветвятся; они разделяются на пучок примерно параллельных жил, которые далее по простиранию или падению могут вновь соединиться (рис. 45, Б, В, Д). Ветвящиеся жилы часто расположены близко одна от другой и образуют полосы шириной в несколько метров и длиной свыше 100 м. Иногда в такой полосе можно выделить главную, наиболее мощную жилу, по отношению к которой другие являются апофизами. Обычно простирание полосы совпадает с простираниями составляющих ее жил, но изредка отличается от них, становясь север-запад-

ным или северо-восточным. В таких случаях наблюдается кулисообразное расположение жил в плане. Перечисленные особенности субширотных жил характеризуют их как заполненные кварцем трещины отрыва.

Относительно редки (не более 6% общего числа жил) субмеридиональные кварцевые жилы. Их простирание колеблется от 350 до 10° (см. рис. 44, 1, 2), а угол наклона — от 90 до 60°. В единичных случаях жилы наклонены на запад под углами 60—80°. Субмеридиональные жилы коротки и имеют толщину до 5 см, редко 10 см. Морфологически они сходны с субширотными жилами, т. е. также заполняют трещины отрыва, и отличаются от них лишь большей волнистостью.

Очень редко (всего в трех точках наблюдения) встречались примерно горизонтальные кварцевые жилки толщиной до первых сантиметров. Морфологически они отличаются трещинам отрыва.

Трещины отрыва составляют 75% общего числа тектонических трещин без кливажа, замеренных в зоне Бесобинского разлома (240 замеров). В них перемещение было направлено поперек или почти поперек поверхности трещины. Наряду с ними широко распространены трещины скальвания со следами перемещений вдоль поверхности трещины. Крутые, часто вертикальные трещины с гладкими притертыми стенками развиты восточнее Турангасая между северной и средней ветвями Бесобинского разлома (рис. 46). Они имеют протяженность от 200 до 1300 м и иногда пересекают все пространство между ветвями разлома. Эти трещины прямолинейны или полого изогнуты и обычно не ветвятся.

Между северной и средней ветвями Бесобинского разлома силурийские отложения стоят на головах. Они разделяются на две пачки: северную (верхнюю?), состоящую из мелкозернистых песчаников и алевролитов с многочисленными прослоями гравелитов, средне- и грубозернистых песчаников, и южную (нижнюю?), где среди мелкозернистых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев более грубых прослоев нет. Обе пачки окрашены в зеленовато-серые цвета, причем южная светлее северной. Граница пачек весьма четкая. Указанные крупные трещины пересекают обе пачки, смещая их границы и маркирующие горизонты. При вертикальном залегании слоев такие видимые в плане смещения могут быть только результатом сдвиговых перемещений. Трещины северо-западного направления — левые сдвиги, северо-восточного — правые. Амплитуда перемещения — от 10 до 100 м; на востоке рассматриваемого участка она иногда достигает 200 м.

Крутые, рассекающие кливаж трещины протяженностью до 10 м, редко 100 м, морфологически сходные с описанными, встречаются по обе стороны северной ветви Бесобинского разлома. Они простираются на северо-запад обычно по азимуту 300—330°, реже на северо-восток по азимуту 40—60° (см. рис. 44, 1, 4). Трещины северо-западного простирания преимущественно вертикальны, реже наклонены в ту или другую сторону под углами около 70°. Трещины северо-восточного направления также вертикальны, редко наклонены под углом 80°. Эти секущие кливаж трещины прямолинейны или слабо волнисты. Они имеют гладкие, большей частью притертые стенки, на которых видны зеркала скольжения, иногда примерно горизонтальные борозды. Следовательно, трещины относятся к числу сколов.

Крылья трещин обычно сложены однообразными породами, что затрудняет определение истинного перемещения по ним. Однако часто вдоль закрытых крутых трещин скальвания отмечаются смещения и изгибы круто поставленных кливажных пластин на величину до 10—20 см (рис. 47). Вдоль трещин северо-западного направления наблюдались левосдвиговые перемещения, вдоль трещин северо-восточного направления — правосдвиговые. На рассматриваемой территории удалось

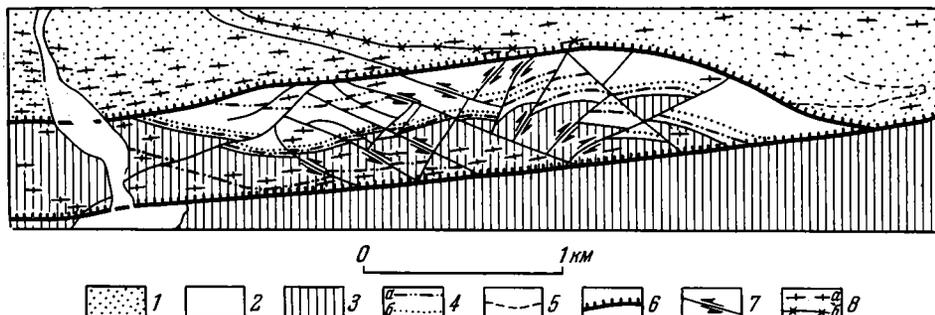


Рис. 46. Мелкие сдвиги между северной и средней ветвями Бесобинского разлома (район Турангасая)

1 — девонские отложения; 2, 3 — силурийские отложения: 2 — верхняя толща, 3 — нижняя толща; 4 — пласты песчаников мелкозернистых (а), средне- и крупнозернистых (б); 5 — пласт витрокристаллокластического кислого туфа; 6 — сбросы; 7 — сдвиги; 8 — кварцевые жилы (а) и дайки кварцевого порфира (б)

проследить весь ряд переходов от чисто сдвигового перемещения по трещине до изгиба кливажных пластин без разрыва, т. е. до флексуры с вертикальным или крутым шарниром. Очень редко в том же направлении, что и кливажные пластины, смещены субширотные кварцевые жилы. Наблюдались и иные соотношения секущих сколов с субширотными жилами, так очертания жил грубо повторяют изгибы кливажных пластин, но не несут следов растрескивания и деформации кварца. В таких случаях кварц, вероятно, заполнял трещину отрыва, уже изогнутую в процессе сдвигания.

Среди крутых сколов закрытые трещины составляют более 60%. Наряду с ними есть трещины скалывания, заполненные кварцем, иногда с примесью кальцита. Эти жилы протяженны, слабо волнисты; их мощность обычно не превышает 15 см и мало изменяется по простиранию. На гладких стенках жил местами видны горизонтальные борозды.

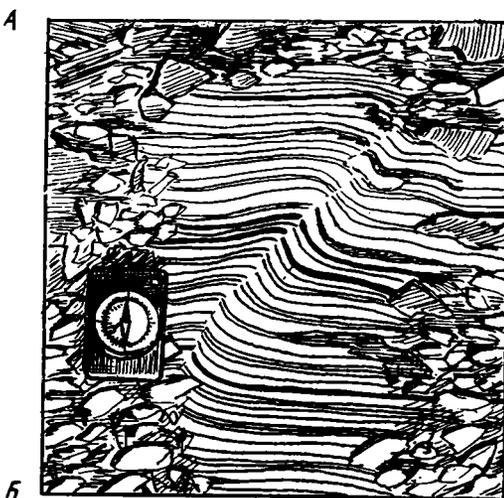


Рис. 47. Мелкие сдвиговые смещения кливажных пластин в плане (северное крыло Бесобинского разлома в районе Турангасая)

А — левый сдвиг, Б — правый сдвиг

Отмечены случаи, когда к закрытой или чаще заполненной кварцем трещине скалывания под острым углом примыкают и кулисообразно располагаются вдоль ее простирания крутые субширотные заполненные кварцем трещины отрыва (рис. 48).

Такие трещины отрыва называются оперяющими. Они были впервые получены экспериментально Г. Клоосом (H. Cloos, 1928, 1931) и в дальнейшем получили признание как показатель направления перемещения по оперенной трещине скалывания (Пэк, 1939, 1960; Гзовский, 1954, 1963; Кушнарев, Лукин, 1960; Чернышев, 1955). По данным этих исследователей оперяющие трещины отрыва образуют с основной трещиной скалывания острый угол, направленный в сторону перемещения оперенного крыла. В нашем случае трещины скалывания и отрыва крутые, почти вертикальные, т. е. перемещение по сколам происходило в горизонтальном направлении. В юго-западных крыльях трещин скалывания

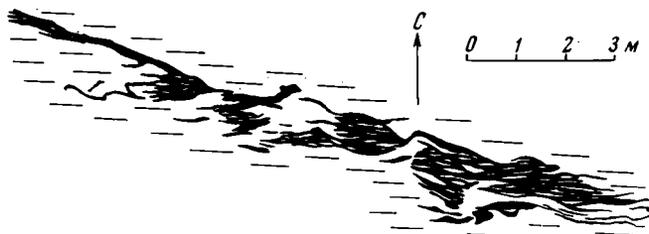


Рис. 48. Субширотные трещины отрыва, оперяющие трещину скалывания северо-западного простирания (район Турангасая). Все трещины крутые и заполнены кварцем. Тонкими штрихами показано направление кливажа

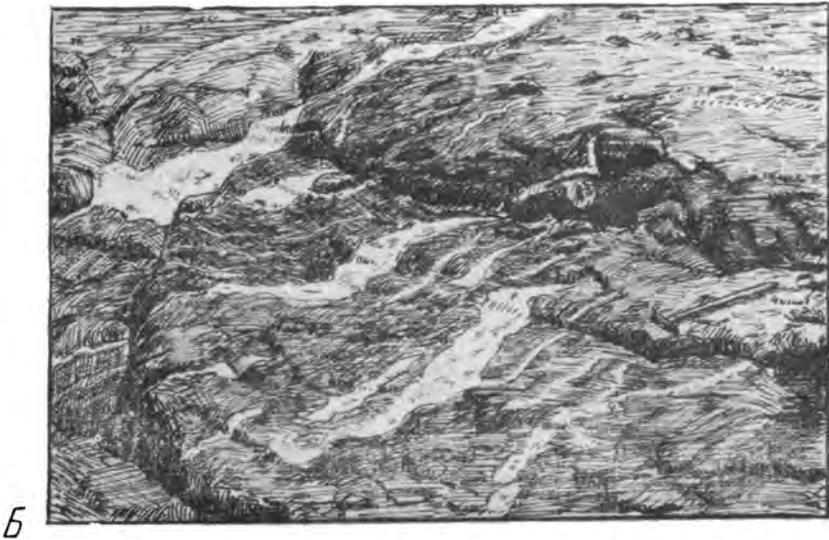
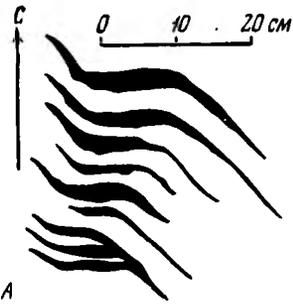
северо-западного направления острый угол обращен на юго-восток, в северо-восточных — на северо-запад. Следовательно, по оперенным трещинам скалывания происходили левосдвиговые перемещения. Тем же способом устанавливаются правосдвиговые перемещения по оперенным трещинам скалывания северо-восточного простирания.

Иногда на продолжении крутых трещин скалывания или в удалении от них наблюдаются полосы кулисообразно расположенных субширотных крутых трещин отрыва с кварцевым заполнением. Эти полосы, или ряды, имеют, как и трещины скалывания, северо-западное (см. рис. 45, Д) или северо-восточное (рис. 49) простирание. Некоторые исследователи (Гзовский, 1963; Пэк, 1960; Шихин, 1960) связывают такой ряд с деформацией сдвига и считают, что возникновение ряда может предшествовать образованию на его месте трещины скалывания. В зависимости от взаиморасположения ряда и составляющих его трещин выделяются ряды левые и правые (Белоусов, 1952). Они помогают определить направление сдвига вдоль оси ряда или по той трещине скалывания, на продолжении которой находится ряд (Гзовский, 1960, 1963). В нашем случае левые ряды имеют северо-западное простирание, правые — северо-восточное. Первые возникли при левосдвиговом перемещении, вторые — при правосдвиговом. Иногда кулисообразно расположенные трещины отрыва имеют в плане S-образную форму. М. В. Гзовский считает ее результатом искривления трещин отрыва в процессе продолжающейся при сдвигании пластической деформации.

Поверхности некоторых крутых сколов изогнуты. На рис. 50 изображена такая трещина, заполненная кварцем. Она состоит из протяженных участков северо-западного простирания и более коротких субширотных участков. На участках северо-западного простирания жила маломощна, относительно прямолинейна и имеет гладкие стенки. На субширотных

Рис. 49. Крутые трещины отрыва, кулисообразно расположенные одна относительно другой в плане (правые ряды северо-восточного простирания)

А — между северной и средней ветвями Бесобинского разлома в районе Турангасая, *Б* — в северном крыле разлома восточнее Турангасая



участках жила раздувается, ее стенки становятся неровными. М. В. Гзовский (1963) объясняет волнистость подобных трещин следующим образом. По данным тектонического моделирования он намечает типичные стадии деформации сдвига: 1) пластическое сдвигание без разрушения; 2) образование кулисообразного ряда раскрывающихся трещин, вытянутого вдоль зоны сдвига (левый ряд при левом сдвигании и правый — при правом); 3) изгибание трещин в S-образные формы; 4) продольное сжатие промежутков между трещинами; отсюда — изменение направления их разрастания; усиление S-образной формы; 5) соединение концов соседних трещин в результате разрушения промежутков между ними. Последующее перемещение по трещине порождает возникновение зияющих полостей, чередующихся с участками выжимания и истирания сближенных выпуклых частей крыльев.

Таким образом, М. В. Гзовский связывает образование зияющих участков у трещин скалывания с перемещением вдоль их первично неровной поверхности. К сходному выводу пришли Е. М. Андерсон (Anderson, 1942), А. В. Пэк (1960), И. П. Кушнарев (1960). По данным Ю. С. Шихина (1960), перемещение по волнистому разрыву с образованием зияющих полостей может быть значительно отдалено от момента возникновения волнистого разрыва. Интересные материалы по рассматриваемому вопросу получены А. В. Лукьяновым (1963, 1964) при изучении деформаций в зоне Долиноозерского разлома Гобийского Алтая, образовавшихся при катастрофическом землетрясении 4 декабря 1957 г. Во время землетрясения по этому разлому запад-северо-западного простирания произошли левосдвиговые перемещения. Однако при отклоне-

нии разлома влево от основного направления вдоль него возникли зияющие полости, при отклонении вправо — сжатые участки.

Итак, результаты наблюдений над нарушениями, возникающими при современных катастрофических землетрясениях, над деформациями в зонах древних разрывов, а также данные тектонического моделирования показывают, что при отклонении трещины скальвания от основного направления в ней возникают участки сжатия или растяжения. В описанном выше примере (рис. 50) участки растяжения — раздувы кварцевой жилы — имеют субширотное простирание. Их ориентировка указывает на левосдвиговые перемещения вдоль участков северо-западного простирания жилы. Аналогичные искривления с образованием мощных кварцевых жил наблюдались вдоль многих трещин скальвания северо-западного и северо-восточного простираний. Важно отметить, что их субширотные участки, заполненные мощными кварцевыми жилами, морфологически часто не отличимы от субширотных трещин отрыва.

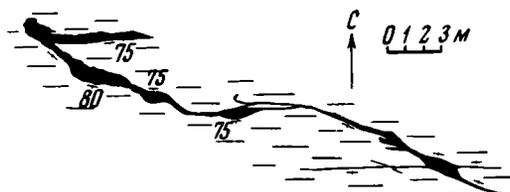


Рис. 50. Изогнутая трещина скальвания, заполненная кварцем (северное крыло Бесобинского разлома в районе Турангасая). Обозначены элементы залегания жилы. Обращают внимание раздувы кварцевой жилы на субширотных отрезках трещины

Все изложенные данные позволяют утверждать, что в зоне Бесобинского разлома крутые сколы северо-западного направления являются левыми сдвигами и микросдвигами, а северо-восточного направления — правыми сдвигами и микросдвигами. В дальнейшем они называются трещинами сдвига. Трещины сдвига составляют около 60% общего числа трещин скальвания района Турангасая (70 замеров). Наряду с ними в зоне Бесобинского разлома есть пологие сколы (см. рис. 44, 1, 4). Они секут кливаж, простираются субмеридионально и наклонены на запад или восток под углами 30—45°. Эти трещины прямолинейны или полого-волнисты, их стенки гладкие. Большинство пологих трещин закрыты; вдоль остальных наблюдаются пологоволнистые кварцевые жилки толщиной до первых сантиметров. Направление смещений по пологим трещинам скальвания установить не удалось. Наклон их поверхностей и некоторые соображения, изложенные ниже, позволяют предполагать надвиговые перемещения по таким трещинам. В дальнейшем они называются трещинами надвигания.

Кварцевые жилы, заполнившие трещины разных морфологических типов, нередко связаны постепенными или резкими переходами. Уже отмечались жилы по субширотным трещинам отрыва, оперяющим жилу по трещине скальвания (см. рис. 48), а также случаи искривления жил северо-западного и северо-восточного направлений с образованием субширотных раздувов. Наблюдались сочленения жилок по трещинам надвигающего и горизонтальным трещинам отрыва с субширотными крутыми жилами. Описаны и другие сочетания кварцевых жил, заполнивших трещины разных морфологических типов. Эти сочетания и взаимные переходы свидетельствуют об одновременном заполнении трещин жильным материалом.

В зоне Бесобинского разлома района Турангасая выделяются следующие системы трещин и разрывов: 1) круто наклоненные на север северная и средняя ветви Бесобинского разлома (сколы со значительной сбросовой составляющей перемещения), расположенные вблизи них и параллельные им трещины кливажа с редкими бороздами по падению; 2) круто наклоненные на юг трещины кливажа с редкими бороздами по

падению; 3) крутые сколы северо-западного направления (левые малоамплитудные сдвиги и микросдвиги); 4) крутые сколы северо-восточного направления (правые малоамплитудные сдвиги и микросдвиги); 5) пологие субмеридиональные трещины надвигания, наклоненные на запад; 6) такие же трещины, наклоненные на восток; 7) субширотные трещины отрыва, вертикальные или круто наклоненные на юг (кварцевые жилы, редко дайки; жилы группируются в полосы, простирающиеся параллельно отдельным жилам); 8) субширотные трещины отрыва, оперяющие трещины сдвигания или образующие ряды кулисообразно расположенных трещин (ряды имеют северо-западное и северо-восточное простираения); 9) горизонтальные трещины отрыва; 10) субмеридиональные крутые трещины отрыва; 11) субширотный вертикальный кливаж.

Главное значение имеет северная и средняя ветви Бесобинского разлома. С ними, вероятно, сопряжены круто наклоненные на юг трещины кливажа. Угол между этими системами нарушений не превышает 40° . Многочисленные кварцевые жилы — трещины отрыва системы (7) — простираются параллельно им, но вертикальны или очень круто наклонены на юг. Они как бы оперяют северную и среднюю ветви Бесобинского разлома. Острый угол между трещинами отрыва и оперяемыми разрывами в северных крыльях разрывов направлен по падению. Следовательно, оперяемые разрывы — сбросы без большой сдвиговой составляющей смещения. Две системы сопряженных сколов, по одной из которых установлено направление перемещения, и трещины отрыва позволяют приблизительно восстановить положение осей эллипсоида упругой составляющей деформации и совпадающего с ним эллипсоида напряжений, вызвавших образование этих отрывов и сколов (Anderson, 1942; Гзовский, 1963)¹. Алгебраически максимальное главное нормальное напряжение σ_1 (наименьшее сжатие — наибольшее растяжение) было ориентировано горизонтально поперек зоны Бесобинского разлома. Алгебраически минимальное главное нормальное напряжение σ_3 (наибольшее сжатие — наименьшее растяжение) было ориентировано вертикально. Ось промежуточного главного нормального напряжения σ_2 располагалась горизонтально вдоль Бесобинской зоны.

С иным положением осей напряжений связано образование сопряженных систем крутых сдвигов и микросдвигов северо-западного и северо-восточного простираний и кулисообразно расположенных вдоль них крутых субширотных отрывов. Ось σ_1 была направлена примерно горизонтально поперек Бесобинской зоны, ось σ_3 — вдоль зоны, ось σ_2 — вертикально.

При образовании основных продольных сбросов и косо ориентированных сдвигов Бесобинской зоны принципиально различалось лишь значение вертикальной оси напряжений — при возникновении сбросов в этом направлении действовало алгебраически минимальное главное нормальное напряжение, при возникновении сдвигов — промежуточное. Соотношение между горизонтально ориентированными осями напряжений оставалось неизменным — алгебраически наибольшее из них (относительное растяжение) было направлено поперек зоны разлома. Это относительное растяжение выразилось в образовании многочисленных крутых субширотных зияющих трещин (раздвигов по В. В. Белоусову, 1952), заполнившихся кварцем, местами кварцевым порфиром. Вероятно, соотношение между горизонтально ориентированными осями напряжений оставалось неизменным и при образовании сопряженных систем меридиональных пологих сколов, условно названных выше трещинами

¹ Реконструкции положения осей напряжений в зоне Бесобинских сбросов, так же как в зонах описанных ниже сдвигов и надвигов, производились для однородной изотропной среды. Влияние неоднородности и анизотропии на возникновение разрывов рассмотрено в разделе «Парагенезы тектонических форм и их происхождение».

надвигания. В таком случае по ним действительно происходили надвиговые перемещения, сопровождавшиеся возникновением горизонтальных трещин отрыва системы (9). При этом ось σ_1 располагалась вертикально, ось σ_2 — горизонтально поперек зоны разлома, ось σ_3 — горизонтально вдоль нее.

Одному напряженному состоянию соответствует одна пара сопряженных систем сколов и одна система отрывов. Возникает вопрос, обязательно ли изменение наименования осей главных нормальных напряжений в зоне Бесобинского разлома было связано с изменением направления прилагаемых сил. Еще опыты У. Д. Мида (Mead, 1920) показали, что при образовании складки продольного изгиба в ней возникают две пары систем сколов, которые выше были названы трещинами надвигания и сдвига. Это подтвердили наблюдения других исследователей (Пэк, 1960; Вировлянский, 1960; Кушнарев, Лукин, 1960; Белицкий, 1960; Гзовский, 1963). По их мнению, разные пары трещин скальвания возникли без изменения направления приложенных сил, в результате переориентировки напряжений внутри деформируемого объекта. М. В. Гзовский (1963) полевыми наблюдениями и лабораторными исследованиями установил, что возникновение разрывов сказывается на напряженном состоянии соседних участков. Там может немного измениться ориентировка осей напряжений или наименование осей при сохранении их направления. Вероятно, последнее имело место на рассматриваемой территории.

Исходные тектонические напряжения вызвали образование сбросов — ветвей Бесобинского разлома. Смещение по сбросам (деформация сдвига) привело к возникновению оперяющих трещин отрыва системы (7). Трещины скальвания, сопряженные с основными сбросами, проявились слабее — в виде наклоненного на юг кливажа¹. Образование основных сбросов привело к разрядке касательных напряжений вдоль сбросов, т. е. к относительному уменьшению вертикального сжатия. Такое перераспределение напряжений было причиной возникновения сдвигов и микросдвигов северо-западного и северо-восточного простирания, оперенных субширотными трещинами отрыва. Дальнейшее уменьшение относительной роли вертикального сжатия, вызванное разрядкой касательных напряжений при сдвиговых перемещениях, обусловило формирование субмеридиональных трещин надвигания и горизонтальных отрывов.

Итак, в районе Турангася Бесобинский разлом является зоной сбросов без сдвиговой составляющей перемещения. Суммарная вертикальная составляющая перемещения по северной и средней ветвям разлома — 1,5—2 км. При наклоне сбросов около 80° горизонтальное перемещение их крыльев, т. е. растяжение в субмеридиональном направлении определяется в 300—350 м. Перемещения по сбросам сопровождались образованием крутых субширотных кварцевых жил. Величина горизонтального растяжения, вычисленная по мощностям жил, более 100 м. Наконец, в зоне разлома есть сдвиги северо-западного и северо-восточного направлений. Перемещение по ним также можно рассматривать как проявление меридионального горизонтального растяжения на величину не менее первых сотен метров. Следовательно, образование северной и средней ветвей Бесобинского разлома и всех связанных с ними нарушений в районе Турангася отражает субмеридиональное горизонтальное раздвижение на 600—900 м. Общее перемещение в зоне разлома складывалось из вертикальной составляющей и горизонтального раздвижения.

При описании разных типов нарушений зоны Бесобинского разлома осталось неясным происхождение вертикального кливажа и субмеридио-

¹ Причины столь неравноценного проявления сопряженных систем сколов при простом сдвигании рассмотрены ниже, при описании участка Бесобинского разлома северо-восточного простирания.

нальных крутых отрывов. Как отмечалось выше, вертикальные трещины кливажа встречаются чаще кливажных трещин, наклоненных на юг или на север (см. рис. 44, 1, 3). Все они неровные, слегка изогнутые. На наклонных кливажных трещинах изредка наблюдались борозды по падению, причем кливаж с северным падением параллелен северной и средней ветвям Бесобинского разлома. Это дало основание рассматривать наклонные трещины кливажа как сопряженные системы трещин скальвания — микросбросов, сходящихся под острым углом. Вертикальный кливаж параллелен кварцевым жилам, заполнившим трещины отрыва. На стенках вертикальных кливажных трещин не встречено борозд или зеркал скольжения. Возможно, такой кливаж развился по трещинам отрыва.

Подвижки по ветвям Бесобинского разлома происходили многократно. Они могли вызывать небольшую переориентировку осей напряжений, хотя существенного изменения их направления, как показано выше, не происходило. Проявления такой переориентировки — борозды, изредка наблюдавшиеся на стенках кварцевых жил по широтным трещинам отрыва (см. рис. 45, Г). Борозды направлены по падению жил и отмечены голько в жилах, наклоненных на юг под углами 75—80°. Достаточно переориентировка осей напряжений на несколько градусов, чтобы стенки таких жил как поверхности ослабленной прочности пород стали микросбросами, сопряженными с основными сбросами Бесобинской зоны. Небольшая переориентировка осей напряжений обусловила появление «веера» крутых трещин, простирающихся параллельно зоне разлома. Одни и те же трещины на одних этапах могли быть отрывами, на других — сколами. В совокупности они образовали сложную систему густой трещиноватости, т. е. кливаж.

Субмеридиональные крутые трещины отрыва не отражают непосредственно установленную систему напряжений, поскольку они расположены поперек осей σ_2 или σ_3 — среднего или наибольшего сжатия. Их происхождение удовлетворительно объясняется механизмом «упругого последействия», предложенным Л. У. де Ситтером (1960). «Упругое последействие» — снятие упругой составляющей деформации после прекращения сжимающих усилий. Наибольшее упругое расширение, поперек к которому возникают трещины отрыва, происходит как раз в направлении наибольшего предшествующего сжатия. Проявление такого механизма Л. У. де Ситтер видит в палеозойских и третичных дайках Шотландии, описанных Е. М. Андерсоном (Anderson, 1942). Л. У. де Ситтер привлекает механизм «упругого последействия» и для объяснения приоткрывания трещин скальвания. Последнее, возможно, также применимо к Бесобинской зоне, поскольку здесь заполненные кварцем трещины скальвания весьма многочисленны.

В 7—13 км восточнее Турангася (рис. 51, см. рис. 42) северная ветвь Бесобинского разлома простирается по азимуту 65—70°, она наклонена на север под углами 80—90°. Повсеместно опущено северное крыло разрыва; сбросовая составляющая достигает 1,5—2 км. Девонские песчаники северного крыла интенсивно кливажированы, вблизи разрыва рассланцованы. Непосредственно возле разрыва мелкозернистые терригенные породы часто превращены в филлиты или разрыхлены; зона брекчирования отсутствует. Трещины кливажа в большинстве случаев, но не во всех, совпадают со слоистостью. Простирание половины замеренных трещин кливажа — 70—80°, остальных 55—69° или около 90°. Средний угол отклонения простираний кливажных трещин от простирания основного разрыва 7—10°. Угол их падения близок к углу падения разрыва (80—90°). В некоторых обнажениях, где кливаж пересекает отчетливо слоистые пакки пород, видно, что кливажные трещины смещают крутостоящие слои по правилу правого сдвига. Заметные переме-

щения происходили лишь по отдельным кливажным трещинам, морфологически не отличимым от прочих; их амплитуда не превышает 10 см.

Породы северного крыла разрыва пронизаны дайками кварцевого порфира и многочисленными кварцевыми жилами (35 замеров). Мощность даек обычно не превышает 1 м, кварцевых жил — первых десятков сантиметров. Стенки даек и жил неровные, зазубренные, слегка изогнутые; выступам на одной стороне соответствуют углубления на другой. Преобладают короткие жилы, изменчивые по мощности. Мощность даек тоже изменяется по простиранию, хотя и не столь резко, как кварцевых

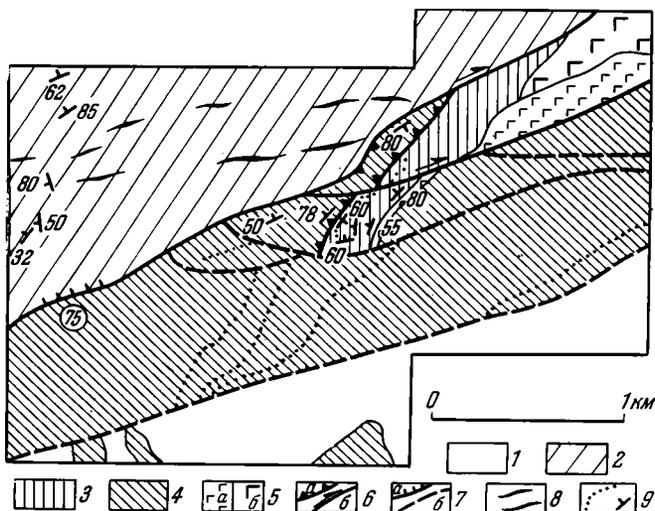


Рис. 51. Геологическая схема сбросо-сдвигового участка Бесобинского разлома

Отложения: 1 — четвертичные; 2 — девонские; 3 — силурийские; 4 — нижнепалеозойские; 5 — интрузивные образования: а — габбро, б — крупнозернистые диориты; 6а—разрывы; 6б — надвиги и взбросы, 6б — сдвиги, 7а — сбросы (цифрами в кружке указан наклон поверхности), 7б — разрывы с невыясненным характером перемещения; 8 — кварцевые жилы; 9 — маркирующие пласты и элементы залегания

жил. Перечисленные признаки позволяют считать, что дайки и жилы заполнили трещины отрыва. Простирание даек и подавляющего большинства жил 85—95°, реже близко к 75°; они вертикальны или наклонены на север под углами не больше 80°. Наряду с многочисленными субширотными жилами встречено несколько крутых жил меридионального или северо-северо-восточного простирания.

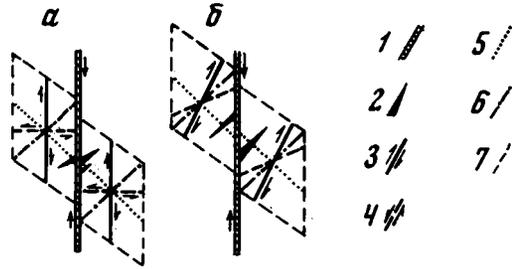
Субширотные дайки и кварцевые жилы оперяют северную ветвь Бесобинского разлома и образуют с ней острый угол, направленный на северо-восток. Иногда мелкие кварцевые жилы расположены кулисно одна относительно другой, создавая правые ряды северо-восточного простирания. Такое расположение кварцевых жил и даек, заполнивших трещины отрыва, свидетельствует о правосдвиговом перемещении по северной ветви Бесобинского разлома.

Северо-восточное простирание разрыва с предполагаемой правосдвиговой составляющей перемещения и субширотное направление оперяющих его крутых трещин отрыва позволяют восстановить примерную ориентировку осей напряжений, создавших разрывы. Ось σ_1 (наибольшее растяжение) — горизонтальна и направлена на север, ось σ_3 (наибольшее сжатие) — горизонтальна и широтна, ось σ_2 — вертикальна. При таком расположении осей редкие субмеридиональные трещины отрыва, вероятно, имеют то же происхождение, что и отрывы системы (10) более западного участка разлома. Кливаж, по-видимому, образован трещинами скалывания — правыми сдвигами, примыкающими к основному разрыву под углами 7—10°. Впервые такие оперяющие трещины скалывания экспериментально получил при простом сдвигании Г. Клоос (Cloos, 1928, 1931). М. В. Гзовский (1963) объясняет их возникновение следующим образом.

Деформация простого сдвига охватывает полосу, прилежащую к плоскости сдвига. Ось σ_3 образует с плоскостью сдвига угол 45° , обращенный в направлении сдвига, ось σ_1 — угол 45° , обращенный в противоположную сторону. Максимальные касательные напряжения действуют на площадках, расположенных под углом 45° к осям σ_1 и σ_3 ; одни из них параллельны, другие перпендикулярны плоскости сдвига. По величине они равны. Если трещины скалывания совпадают с направлением действия максимальных касательных напряжений, то они должны быть параллельны или перпендикулярны плоскости сдвига (рис. 52, а). Однако особенности пластической деформации, предшествующей образованию трещин, при простом сдвиге таковы, что площадки, параллельные плоскости сдвига, при деформации не изменяют первоначальной

Рис. 52. Схема расположения трещин в момент их возникновения при деформации простого сдвига (а — при угле скалывания 45° , б — при угле скалывания меньше 45° , по данным М. В. Гзовского, 1963)

1 — шов главного разрыва; 2 — трещины отрыва; 3, 4 — сопряженные трещины скалывания; 5 — ось напряжений σ_1 ; 6 — ось напряжений σ_3 ; 7 — условные границы рассматриваемого участка



ориентировки, а площадки, перпендикулярные плоскости сдвига, все более отклоняются от нее и образуют с направлением сдвига острый угол. Поэтому в положение, перпендикулярное плоскости сдвига, попадают все новые площадки, и длительность действия максимальных касательных напряжений на них значительно меньше, чем на площадках, параллельных сдвигу. Прочность пород — функция длительности действия напряжений. Следовательно, в направлении, параллельном сдвигу, трещины скалывания возникнут скорее, чем в перпендикулярном направлении. Так объясняется частое отсутствие или слабая выраженность сопряженной системы сколов возле сбросов, надвигов, сдвигов.

По данным Е. М. Андерсона (Anderson, 1942) и М. В. Гзовского (1963), трещины скалывания нередко отклоняются от направления действия максимальных касательных напряжений в сторону оси σ_3 на угол $45 - \alpha$, где α — угол скалывания. Такие трещины располагаются наискось, кулисообразно по отношению к плоскости сдвига и образуют с ней острый угол, обращенный в направлении сдвига (рис. 52, б). Трещины одного знака с направлением сдвига (например, правосдвиговые трещины при правом сдвиге) образуют угол, намного меньший 45° , трещины противоположного знака — намного больший. Возможности для образования этих двух сопряженных систем трещин не одинаковы. Скорее и легче возникнут трещины под более острым углом к плоскости сдвига, поскольку в их направлении на каждую площадку касательные напряжения, близкие к максимальным, действуют более длительное время. Рассмотренный механизм можно применить к нашему случаю, где угол трещин скалывания с поверхностью сдвига — $7-10^\circ$. Он же объясняет почти полное отсутствие второй системы опережающих трещин скалывания.

Простирание силурийских и нижнепалеозойских отложений в южном крыле описываемого разрыва в целом северо-восточное, но изменяется в широких пределах. Эти отложения местами кливажированы. Простирание кливажа $50-70^\circ$, угол наклона $80-90^\circ$ СЗ. Интересен небольшой ($1,2$ км) разрыв, простирающийся по азимуту $25-35^\circ$ и гра-

ниченный с севера северной ветвью Бесобинского разлома, а с юга отходящим от нее на восток изогнутым субширотным разрывом (см. рис. 51). К востоку от линии небольшого разрыва обнажена силурийская толща. Она залегает на нижнем палеозое и отделена от последнего расширяющейся к северу межпластовой интрузией крупнозернистого диорита. Возле контакта с нижним палеозоем силурийские слои наклонены на северо-запад под углами $55-80^\circ$. Вблизи небольшого разрыва они изогнуты в синклинали, простирающуюся вдоль разрыва. Северо-западный борт синклинали вертикален или слегка запрокинут. На северо-западном крыле небольшого разрыва залегают нижнепалеозойские слои. Они наклонены на северо-запад под углами $50-80^\circ$. Плоскость небольшого разрыва, по-видимому, круто наклонена на северо-запад. Все это определяет небольшой разрыв как взброс. Характерно, что он отходит под острым углом «влево» от северной ветви Бесобинского разлома. Взбросы и надвиги, ответвляющиеся, таким образом, от основного нарушения, описал А. В. Лукьянов (1963, 1965) в зонах разрывов, возникших при современных катастрофических землетрясениях. Там подобные «левые» взбросовые ответвления появились при правосдвиговом перемещении по основному разлому.

Описанный взброс, примыкающая к нему синклинали и круто падающая на северо-запад межпластовая интрузия диорита рассечены плавно изогнутым разрывом, примерно параллельным северной ветви Бесобинского разлома. Все перечисленные структурные элементы смещены вдоль разрыва по часовой стрелке, что определяет его как правый сдвиг с амплитудой в $100-150$ м.

Структурные данные о южном крыле северной ветви Бесобинского разлома (правый сдвиг по параллельному разрыву, отходящий к югу взброс) подтверждают правосдвиговое перемещение вдоль нее. Оно сочетается с отмеченной выше сбросовой составляющей перемещения. Следовательно, на рассмотренном участке северный разрыв представляет собой правый сбросо-сдвиг.

Между саем Кызыл-Кайнар и Тюлькуламским разломом на 33-километровом участке северная ветвь Бесобинского разлома слабо изогнута, но в целом простирается субширотно (см. рис. 42). Она очень круто наклонена на север и имеет сбросовую составляющую перемещения $1-2$ км. Силурийские и девонские отложения вблизи этого разрыва интенсивно кливажированы. Ориентировка кливажа примерно совпадает с ориентировкой разрыва. Более 60% кливажных трещин (58 из 93 замеров) имеют простирание $75-90^\circ$, реже (22%) они простираются по азимуту $65-74^\circ$, еще реже (11%) — $91-100^\circ$. Как правило, трещины вертикальны или наклонены на север не более 80° . В подавляющем большинстве кливаж совпадает или почти совпадает со слоистостью; часто близки их простирания, но слоистость наклонена на север немного более кливажа. Смещения по трещинам кливажа не отмечены. Кливаж, совпадающий со слабо проявленной полосчатостью, изредка наблюдался и в нижнепалеозойских кремнистых породах; его направление такое же.

Силурийские и девонские отложения приразрывной полосы пронизаны многочисленными кварцевыми жилами. Жилы наблюдались возле сая Кызыл-Кайнар, в $5-11$ км к востоку от него (здесь они приурочены к участкам слабого искривления основного разрыва), а также еще восточнее в наиболее выпуклой к северу части разрыва. Среди них более 70% составляют субширотные жилы (104 из 148 замеров). Около 80% субширотных жил простираются по азимуту $75-95^\circ$, остальные имеют простирание $60-74^\circ$ или $96-106^\circ$. Обычно субширотные жилы вертикальны или наклонены на север не более 80° ; лишь немногие из них (15%) круто наклонены на юг.

Субширотные жилы заполняют трещины отрыва. Преобладают короткие, иногда ветвящиеся жилы. Их толщина, как правило, не превышает 10 см, но в раздувах и на слиянии ветвей может достигать 30—50 см. Обычно жилы встречаются в одиночку или группируются в полосы, параллельные простиранию жил, гораздо реже (8%) имеют кулисообразное расположение в плане. Кулисообразно расположенные жилы невелики и маломощны.

Кроме описанных жил местами наблюдались заполненные кварцем субмеридиональные трещины отрыва, вертикальные или наклоненные на восток не более 75°. Они составляют не более 10% общего числа жил, коротки, маломощны и почти всегда изогнуты.

Наряду с трещинами отрыва вблизи северной ветви Бесобинского разлома распространены крутые трещины скалывания северо-западного, реже северо-восточного простираний. Они составляют около 30% общего числа замеренных трещин без кливажа (56 из 183 замеров). Сколы северо-западного направления чаще всего (66%) имеют простирание 300—320°, реже 285—299° или 321—340°. Они либо вертикальны (32%), либо наклонены на северо-восток не более 65° (42%), либо наклонены на юго-запад не более 70° (26%). Сколы северо-восточного направления чаще всего (более 60%) простираются по азимутам 40—60°, реже 10—30°. Они либо вертикальны (38%), либо наклонены на юго-восток не более 70° (43%), либо наклонены на северо-запад не более 80° (19%).

Примерно половина крутых трещин скалывания имеет притертые стенки. На них часто видны горизонтальные или полого наклоненные борозды. Местами по трещинам отмечаются смещение и изгиб кливажных пластин. Вдоль трещин северо-западного направления происходило левосдвиговое перемещение кливажных пластин, вдоль трещин северо-восточного направления — правосдвиговое. Амплитуды сдвиговых перемещений вместе с изгибами не превышают 10 см.

Другая половина крутых трещин скалывания имеет кварцевое заполнение. Кварцевые жилы протяженные, выдержанные по мощности, ровные или полого изогнутые. Толщина жил северо-западного направления не превышает 20 см, северо-восточного направления — 10 см. Местами к ним причленяются кулисообразно расположенные оперяющие субширотные трещины отрыва, также заполненные кварцем. Иногда такие кулисообразно расположенные в плане кварцевые жилы встречаются на продолжении трещин скалывания или в удалении от них. Они образуют правые ряды северо-восточного простирания, реже левые ряды северо-западного простирания, что указывает соответственно на правое и левое горизонтальное сдвигание в направлении рядов. Местами кулисообразно расположенные жилы настолько сближены, что сливаются в удлиненные кварцевые штоки. Все изложенное позволяет считать крутые трещины скалывания северо-западного направления левыми микросдвигами, северо-восточного направления — правыми микросдвигами.

Пологие трещины скалывания (трещины надвигания?) встречаются редко и обычно заполнены маломощными волнистоизогнутыми кварцевыми жилками. Они простираются по азимутам от 0° до 10°, редко 30° и наклонены на восток под углами около 40°.

Таким образом, приразломная трещиноватость субширотного отрезка северной ветви Бесобинского разлома между саем Кызыл-Кайнар и Тюлькуламским разломом в основном сходна с трещиноватостью района Турангасая. Системы трещин отрыва и скалывания на обоих участках зоны разлома расположены одинаково и находятся в одинаковых количественных соотношениях. Кливаж на обоих участках чаще всего вертикален, но среди наклонных трещин кливажа в районе Турангасая преобладают трещины с южным падением, а здесь — с северным. Круто

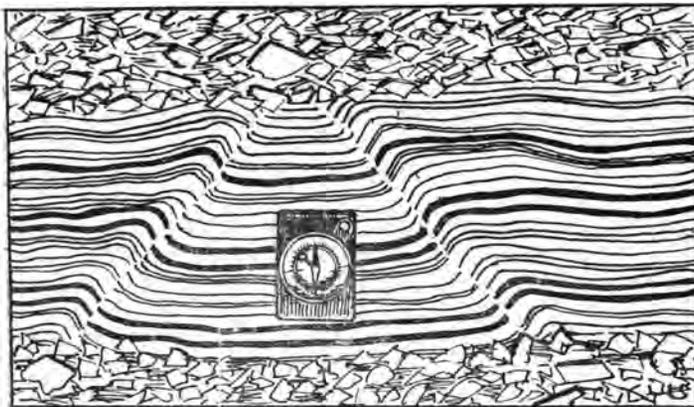
наклоненные на север кливажные трещины примерно параллельны основному разрыву; возможно, по ним и по разрыву происходили перемещения в одном направлении. При описании района Турангасая трещины кливажа, наклоненные на юг, рассматривались как трещины скальвания, сопряженные с основными сбросами. Такие сопряженные с основным разрывом сколы есть и в районе Кызыл-Кайнара. Это малоамплитудные сбросы в северном крыле разрыва, простирающиеся почти параллельно разрыву и наклоненные в его сторону (см. рис. 39). Сходство приразломной трещиноватости и восстанавливаемого по ней поля тектонических напряжений позволяет предполагать, что между саем Кызыл-Кайнар и Тюлькуламским разломом северная ветвь Бесобинского разлома является сбросом со значительным горизонтальным растяжением в субмеридиональном направлении.

Между Тюлькуламским и Джунгарским разломами (см. рис. 42) на протяжении 18 км северная ветвь Бесобинского разлома, вероятно, круто наклонена на север и имеет сбросовую составляющую перемещения свыше 1,5 км. Она простирается по азимуту 90—100°, но на небольшом отрезке вблизи Джунгарского разлома отгибается до 120°. Силурийские и девонские отложения приразрывной зоны кливажированы, местами рассланцованы в направлении 80—95°. Вблизи Джунгарского разлома простираение кливажа изменяется до 120°. Кливаж вертикален, реже наклонен на север не положе 80°. Как правило, он простирается вдоль слоистости, но часто отличается от нее большей крутизной падения. В нижнепалеозойских яшмах и ультраосновных породах приразрывной зоны иногда видна тонкая полосчатость. Она простирается вдоль разлома, но обычно наклонена под углами 70—90° Ю.

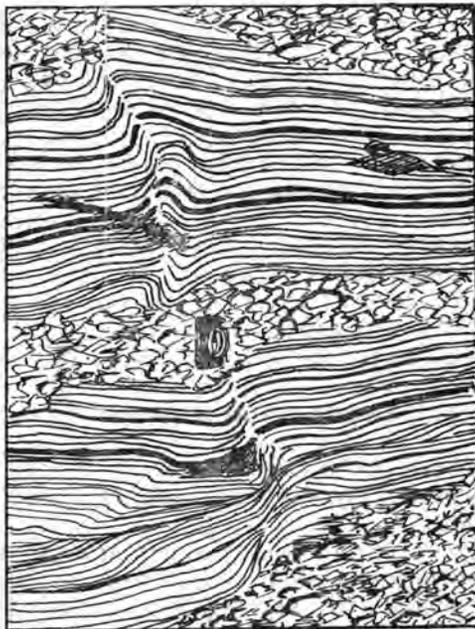
В терригенных породах приразрывной зоны во многих местах широко развиты кварцевые жилы. Чаще всего они простираются по азимуту 75—95°, вертикальны или наклонены на север не положе 80°. Жилы изменчивы по мощности, неровны, слегка изогнуты. Они заполняют трещины отрыва. Часто жилы ветвятся; на слиянии нескольких ветвей местами возникают кварцевые штоки. Толщина жил по трещинам отрыва, большей частью не превышает 15 см, но в раздувах может достигать 30 см. Преобладают короткие жилы, причем жилы с простираением 75—80°, как правило, короче широтных.

Непосредственно возле основного разрыва в его северном крыле встречены три линзы неслоистого мрамора, белого или пестро окрашенного по трещинам кливажа. Две линзы находятся в средней части рассматриваемого отрезка разрыва, вертикальны и простираются широтно. Их мощность достигает нескольких метров, протяженность свыше 1 км. Третья линза обнаружена возле слияния с Джунгарским разломом. Она также широтна, но простирается по азимуту 120°. Ее толщина измеряется первыми метрами, протяженность — несколькими сотнями метров. Линзы параллельны трещинам кливажа, но немного не параллельны слоям терригенных пород возле них. По-видимому, линзы сложены первично осадочными известняковыми породами, метаморфизованными вблизи разрыва и перемещенными из своего первоначального положения в положение трещин отрыва, т. е. в структурном отношении они аналогичны описанным выше кварцевым жилам.

В приразрывной зоне встречены примерно вертикальные трещины скальвания северо-западного (315—335°) и северо-восточного (35—65°) направлений. Вдоль закрытых трещин скальвания северо-западного направления наблюдались левосдвиговые смещения и изгибы кливажных пластин, вдоль трещин северо-восточного направления — правосдвиговые. Амплитуда сдвиговых перемещений обычно измеряется сантиметрами. Местами изгибы кливажа, связанные с такими перемещениями, расположены столь часто, что создают пологую гофрировку кливажных



А



Б

Рис. 53. Мелкие нарушения в линзе мрамора (северное крыло Бесобинского разлома юго-восточные горы Тюлюкулам; изображения даны в плане)

А — изгибы кливажных пластин при право- и левосдвиговых перемещениях; Б — левосдвиговое перемещение, приведшее к изгибанию и течению мрамора

пластин с амплитудой отдельных складочек в 1—2 см. Особенно эффектно смещения и изгибы кливажа вдоль крутых трещин скалывания выражены в мраморных линзах (рис. 53, А). Иногда перемещения по трещинам приводили к течению мрамора; в нем возникали мелкие складки весьма причудливой формы (рис. 53, Б). Крутых трещин скалывания северо-восточного направления больше, чем северо-западного. Они часто заполнены протяженными, выдержанными по мощности, ровными кварцевыми жилами толщиной до 10—15 см. Изредка такие жилы оперены кулисообразно расположенными субширотными кварцевыми жилами. Отмечены также единичные субмеридиональные трещины скалывания, полого наклоненные на восток.

Перечисленные особенности приразрывной трещиноватости самого восточного участка Бесобинского разлома такие же, как в районе Турангасая. По-видимому, и здесь разрыв был сбросом с горизонтальным растяжением в субмеридиональном направлении. Значительных сдвиговых перемещений вдоль его поверхности не происходило.

Выводы

Итак, Бесобинский разлом почти повсеместно состоит из субширотных сбросов без значительной сдвиговой составляющей перемещения. Исключением является 6-километровый участок северо-восточного простиранья разлома, где наряду со сбрасыванием происходили правосдвиговые перемещения. Среднепалеозойские отложения приразрывной полосы расщеплены кливажом разлома разного происхождения. Слабее кливаж проявлен в пермских дайках, совсем слабо — в кварцевых жилах. Дайки нарушены трещинами отрыва и скальвания, гораздо более редкими, чем во вмещающих породах, и ориентированными в том же направлении. В единичных случаях трещины скальвания смещают кварцевые жилы трещин отрыва. Вместе с тем, трещины скальвания сами нередко заполнены кварцем, и такие кварцевые жилы могут сливаться с жилами трещин отрыва. Следовательно, по одним лишь структурным признакам устанавливается длительное развитие зоны Бесобинского разлома и неоднократное образование в ней трещин одного и того же морфологического типа.

Основные особенности Бесобинского разлома, как зоны сбросов, можно суммировать следующим образом.

1. Разлом в плане обычно состоит из нескольких ветвей, которые на большом протяжении почти параллельны одна другой. Ветви разлома полого изогнуты. Участки между ними и возле них представляют собой грабены и горсты.

2. Отдельные ветви разлома часто выражены уступами в современном рельефе.

3. Простиранья слоев грубо параллельны зоне разлома. В них могут существовать продольные ступенчатые складки, созданные изгибанием слоев вблизи сбросов.

4. В терригенных породах приразрывной полосы интенсивно развит кливаж разлома. Он простирается параллельно разлому, падает вдоль или под некоторым углом к его ветвям. Вблизи разрывов вдоль трещин кливажа породы рассланцованы.

5. В зоне разлома распространены дайки и многочисленные кварцевые жилы, заполнившие трещины отрыва. Они простираются вдоль разлома, и в разрезе оперяют его ветви. Трещины отрыва образуют с ветвями разлома острый угол, обращенный острием в направлении перемещения.

6. В меньшем количестве, чем отрывы, развиты крутые сколы, простирающиеся под острым углом к ветвям разлома. По ним происходили сдвиговые перемещения. Острый угол между трещинами скальвания и простираньем основных разрывов показывает направление сдвига по трещинам скальвания (в данном случае трещины скальвания северо-западного направления — левые сдвиги, северо-восточного — правые). Иногда трещины скальвания оперены крутыми трещинами отрыва, простирающимися вдоль зоны разлома.

7. Еще реже выделяются пологие трещины скальвания, простирающиеся поперек разлома. По ним, вероятно, происходили надвиговые перемещения. Пологие трещины скальвания иногда оперены горизонтальными трещинами отрыва.

Другие сбросы

На территории Северного Прибалхашья установлено несколько разрывов или зон разрывов со значительной вертикальной составляющей перемещения, наклон сместителей которых точно определить не удалось. Сравнение с Бесобинским разломом помогает выяснить их истинную природу.

Майкамысская зона

На северном побережье Балхаша, к югу от Саякской синклинали расположен широтный участок крупного Центрально-Казахстанского разлома (см. рис. 2). Он состоит из нескольких грубо параллельных разрывов со сплошной зоной раздробленных пород между ними (Майкамысская зона разрывов, по В. Я. Кошкину). Ширина зоны 10 км, протяженность свыше 30 км. Зона в целом и составляющие ее разрывы имеют субширотное простирание. К западу разрывы сливаются в более крупные нарушения; их простирание становится запад-северо-западным. Еще западнее они соединяются в один крупный разлом северо-западного простирания. В восточном направлении разрывы Майкамысской зоны также сливаются в более крупные нарушения и, отклоняясь к юго-востоку, скрываются под водами Балхаша. Таким образом, рассматриваемая субширотная зона разрывов ограничена с двух сторон разрывами северо-западного простирания, и в плане имеет миндалевидную форму.

Между разрывами Майкамысской зоны и рядом с ней на поверхность выходит зеленоцветная терригенная силурийская толща. В центральной части зоны она прорвана небольшим штоком гранодиорита. Вне зоны разрывов силурийские породы залегают полого, а местами, по сведениям А. М. Смирнова, смяты в брахиформные складки. В зоне разрывов залегание пластов становится крутым. Сильная трещиноватость и динамометаморфизм не позволяют выделить здесь отдельные складки. Разрывы Майкамысской зоны разграничивают выходы разных горизонтов силурийской толщи с различным залеганием и составом пород. В центральной части зоны силурийский разрез отличается наибольшей мощностью и полнотой. По-видимому, у северных разрывов Майкамысской зоны опущены южные крылья, а у южных — северные. Все разрывы выражены в рельефе резкими уступами или ложбинами, имеют прямую или слабо изогнутую линию выхода. Сместители разрывов крутые.

Породы зоны разрывов нарушены вертикальным кливажом разлома, сходным с кливажом Бесобинской зоны. Вблизи разрывов густота кливажных трещин увеличивается, по ним происходит расщепление пород. Непосредственно возле выходов сместителей разрывов на поверхность песчаники и алевролиты иногда превращены в филлиты, хлоритовые или серицитовые сланцы. Местами разные крылья разрывов кливажированы в разной степени. У северных разрывов менее нарушены северные крылья, у южных — южные. Простирания разрывов и кливажа примерно совпадают. В соответствии с плавным изгибанием разрывов простирание кливажа в центральной части зоны чаще всего субширотное, а в западной несколько отклоняется к северо-западу. В целом, направление кливажа колеблется от 90 до 110°. В половине точек наблюдения (60 замеров из 120) оно составляет 100—105°. Местами отмечаются изгибы кливажных пластин, аналогичные изгибам по диагональным трещинам скалывания в зоне Бесобинского разлома. Если такие изгибы расположены близко один от другого, возникает пологая мелкая плейчатость.

В приразрывной полосе много кварцевых жил. В некоторых жилах наряду с белым кварцем присутствует кальцит, изредка анкерит. Встре-

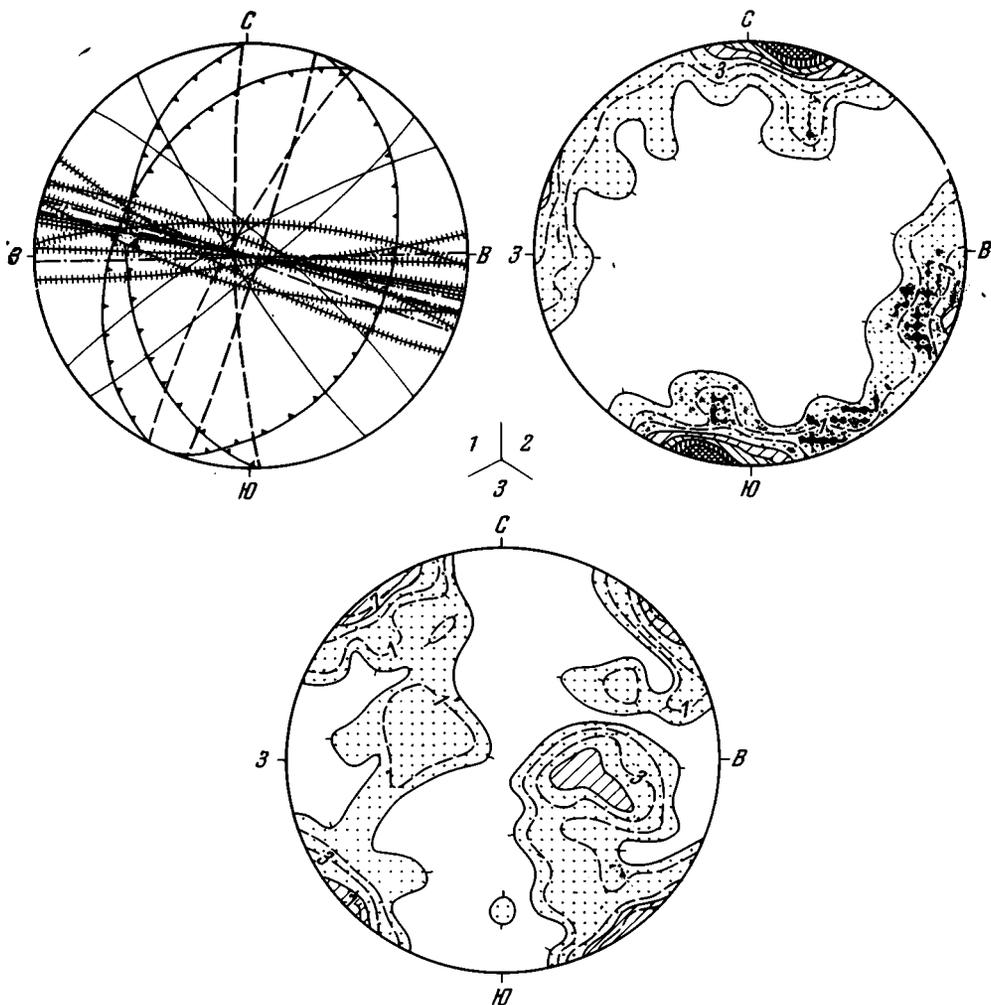


Рис. 54. Диаграммы расположения тектонических трещин вблизи субширотных ветвей Центрально-Казахстанского разлома

1 — общее расположение трещин (нанесена $1/25$ часть от всего количества замеров — 584); 2 — плотности полюсов трещин отрыва (307 замеров); 3 — плотности полюсов трещин скалывания (157 замеров). Условные обозначения см. на рис. 44

чены единичные маломощные жилы, нацело сложенные кальцитом. Среди кварца иногда наблюдаются примазки малахита. Отдельные участки кварцевых жил состоят из обломков вмещающих пород, сцементированных кварцем. Местами включения вмещающих пород имеют форму линз, вытянутых вдоль жилы. Большинство жил (233 замера из 363) имеют субширотное простирание: $90-105^\circ$, гораздо реже $106-120^\circ$ и $70-89^\circ$. Такие жилы обычно вертикальны, изредка наклонены на юг или на север не более 80° . В местах изгибов кливажа жилы также изогнуты, однако деформации жильного материала в них отсутствуют. Следовательно, жилы заполнили изогнутые пустоты. Вблизи субширотных жил степень расланцевания пород нередко возрастает. Возле некоторых жил в полосе до 3 см вмещающие терригенные породы превращены в хлоритовые или серицитовые сланцы.

Субширотные жилы иногда ветвятся. Их стенки неровные; выступам на одной стенке соответствуют углубления на противоположной. Толщина

жил обычно не более 10—20 см. Преобладают короткие жилы, длина которых (до 2 м) превышает толщину не более чем в 10 раз. Реже встречаются протяженные жилы. Их длина может достигать нескольких десятков метров, мощность весьма изменчива. Отмечены случаи, когда мощность такой жилы на расстоянии в несколько метров изменялась от 2 до 50 см. Иногда жилы сгруппированы в полосы, параллельные простиранию жил. Ширина полос обычно не превышает 1 м, протяженность может измеряться первыми сотнями метров. Все перечисленные признаки определяют субширотные крутые жилы как трещины отрыва (рис. 54, 1, 2). В единичных случаях на стенках жил, круто наклоненных на север, видны борозды по падению.

В меньшем количестве (65 из 363 замеров жил) распространены крутые кварцевые жилы меридионального и северо-северо-восточного простирания. Они также заполнили трещины отрыва и отличаются от субширотных жил меньшей толщиной, обычно не превышающей 10 см, и большей изогнутостью. Простирание таких жил колеблется от 350 до 50°, чаще (66%) оно составляет 0—25°. Большинство жил вертикальные; встречены жилы, наклоненные на восток, реже на запад не более 70°. Наряду с жилами наблюдались незаполненные трещины меридионального и северо-северо-восточного простирания. Они имеют шероховатые или неровные стенки и, по-видимому, также относятся к числу отрывов. Количество их невелико. В единичных обнажениях отмечены примерно горизонтальные трещины отрыва с маломощным кварцевым заполнением.

Кроме трещин отрыва, составляющих две трети общего числа замеренных трещин без кливажа, в Майкамысской зоне разрывов развиты крутые и пологие трещины скалывания. Они имеют гладкие стенки, отличаются относительной прямолинейностью и протяженностью. Нередко вдоль сколов расположены выдержанные по мощности прямые или слабо изогнутые жилы, обычно состоящие из кварца. Толщина жил вдоль крутых трещин обычно не превышает 10 см, вдоль пологих — 5 см.

Крутые трещины скалывания имеют северо-западные (300—340, чаще всего 310—325°) и северо-восточные (30—70, чаще всего 45—60°) простирания. В большинстве случаев они вертикальны, реже наклонены в ту или другую сторону не более 60° (рис. 54, 1, 3). Трещины северо-восточного направления более многочисленны. Вдоль них изредка наблюдались горизонтальные борозды. Некоторые крутые сколы имеют волнистую поверхность. В таких случаях на их субширотных участках образовались зияния, а по ним мощные неровные кварцевые жилы, сходные с жилами трещины отрыва. В западной части Майкамысской зоны, где основные разрывы простираются на запад-северо-запад, короткие субширотные отрывы в плане часто расположены кулисообразно. Ряды кулисообразных трещин простираются на северо-запад и иногда оперяют крутые трещины скалывания или кливажные трещины с азимутом простирания 290°. Горизонтальные борозды указывают на сдвиговые перемещения вдоль крутых трещин. Образование зияний на субширотных участках волнистых трещин скалывания и кулисообразное расположение субширотных трещин отрыва дают основание предполагать, что трещины скалывания северо-западного направления — левые сдвиги, северо-восточного — правые.

Пологие трещины скалывания (рис. 55) имеют азимуты простирания от 350 до 30°, редко 50°. Чаще всего отмечаются простирания 10—20°. Более 75% замеренных трещин наклонены на восток, остальные — на запад. Углы наклона колеблются от 25 до 50° (см. рис. 54, 1, 3).

Жилы, заполнившие разные системы трещин, часто сливаются или переходят одна в другую. На слиянии жил местами возникли небольшие кварцевые штоки. Они отмечены также на окончаниях трещин от-



Рис. 55. Трещины надвигания и кливаж на участке субширотного простириания зоны Центрально-Казахстанского разлома

рыва. Некоторые штоки образовались при слиянии сближенных кулисообразно расположенных жил. Гораздо более редки случаи пересечения трещин со смещением. Наблюдались сдвиговые смещения до 1 м протяженной кварцевой жилы северо-северо-восточного простириания, а также смещение крутой трещины скалывания северо-восточного направления за счет раздвигания стенок субширотной трещины отрыва.

Все изложенные данные показывают, что приразрывные дислокации Майкамысской и Бесобинской зон весьма сходны. Вероятно, Майкамысская зона также состоит из продольных сбросов. Эти сбросы ограничивают сложный грабен со ступенчатыми крыльями. Движения по сбросам сопровождалось относительным горизонтальным растяжением, проявившимся в образовании кварцевых жил. Растяжение было направлено поперек зоны, т. е. по азимуту около 10° .

Котырассанский разлом

Как уже отмечалось, на границе Балхашского антиклинория с Токрауским синклиниорием находится Котырассанская синклиналь, сложенная намюрско-среднекаменноугольной толщей (см. рис. 2, 20, 12, разрез 17). В северной части на протяжении 10 км синклиналь имеет северо-западное простириание, южнее на протяжении 33 км — субмеридиональное. Восточный борт синклинали вертикален или круто наклонен на запад. По резкой полого волнистой в плане границе намюрско-среднекаменноугольной толща восточного борта приведена в соприкосновение с силурийскими, южнее — фаменскими отложениями, причем ее нижние горизонты близ контакта отсутствуют. Слои силурийских пород обычно круто наклонены и простираются на северо-запад. Залегания в фаменской толще более разнообразны, однако и здесь преобладают северо-западные простириания. Контакт намюрско-среднекаменноугольных отложений с более древними обычно выражен в рельефе уступом или ложбиной. Таким образом, Котырассанская синклиналь ограничена с востока полого-волнистым разломом с единой крутой поверхностью сместителя. Местами восточный борт синклинали отсутствует, и наклоненные на восток

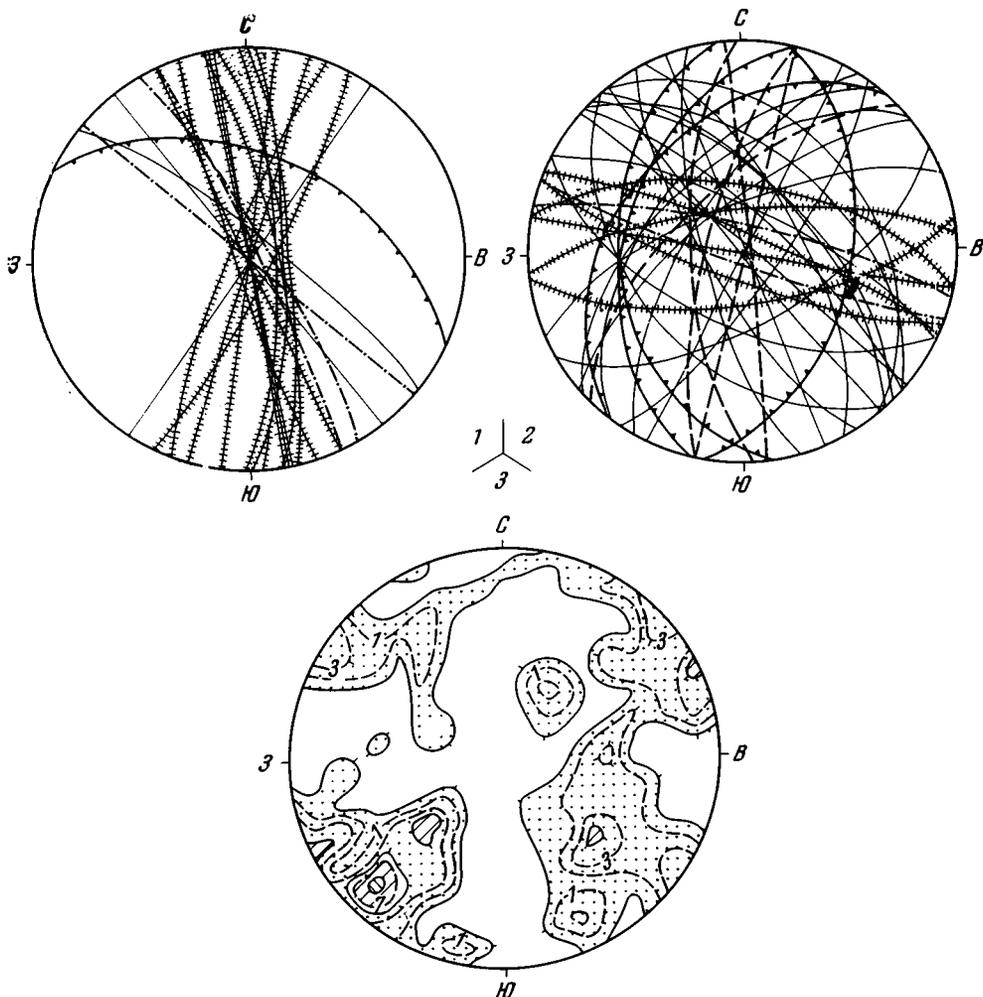


Рис. 56. Диаграммы расположения тектонических трещин в зонах некоторых предполагаемых сбросов

1 — расположение трещин на участке субмеридионального простирания Котырассанского разлома (нанесена $\frac{1}{2}$ часть от общего числа замеров 42), 2 — расположение трещин на участке субширотного простирания Калмакэмельского разлома (нанесена $\frac{1}{3}$ часть от общего числа замеров 231), 3 — плотности полюсов трещин скальвания на участке того же простирания Калмакэмельского разлома (151 замер). Условные обозначения см. на рис. 44

слои западного борта непосредственно соприкасаются с силурийскими отложениями. Вертикальная составляющая перемещения по разлому, по-видимому, превышает 1 км.

Ниже рассматривается субмеридиональный отрезок Котырассанского разлома, где в двух участках — на севере и в его средней части — были детально изучены приразрывные нарушения. На обоих осмотренных участках породы восточного крыла нарушены кливажом разлома. На севере, в силурийских породах кливаж вертикален, реже наклонен на юго-запад не более 75° . Его простирание — $315-330^\circ$. Возле разлома по трещинам кливажа породы рассланцованы. На южном участке, в фаненских породах кливаж вертикален и простирается по азимуту 335° . С удалением от разлома он ослабевает.

Породы восточного, местами западного крыльев разлома пронизаны многочисленными кварцевыми жилами, обычно простирающимися вдоль

разлома. В единичных жилах наряду с кварцем есть кальцит. Свыше 50% жил имеют простирание $350-0^\circ$, остальные — $1-25^\circ$, реже $340-349^\circ$. Больше половины из них вертикальны, остальные наклонены на запад под углами $75-80^\circ$. Крайне редко наблюдались жилы, круто наклоненные на восток. Жилы неровны, иногда изогнуты. Выступам на одной стенке жилы соответствуют углубления на другой. Встречено много коротких жил толщиной до 30, редко 50 см. Наряду с ними есть протяженные жилы длиной в десятки, иногда первые сотни метров. Протяженные жилы изменчивы по мощности. В раздувах их толщина достигает 0,5 м, изредка 1—1,5 м. Согласно перечисленным признакам субмеридиональные жилы заполняют трещины отрыва (рис. 5б, 1). Тем не менее, на стенках некоторых жил южного участка, наклоненных на запад под углами $75-80^\circ$, видны борозды по падению.

Трещины скальвания возле Котырасанского разлома немногочисленны. К их числу относятся крутые гладкие притертые трещины северо-западного простирания в намюрско-среднекаменноугольных породах. Им отвечают также тонкие ровные кварцевые жилы северо-западного направления, соединяющие неровные кулисообразно расположенные субмеридиональные жилы. Некоторые крутые жилы в плане волнисто-изогнуты. Они состоят из мощных субмеридиональных отрезков и менее мощных, но более ровных отрезков северо-западного простирания. Такие заполненные кварцем трещины аналогичны волнисто-изогнутым сколам Бесобинской зоны, где на субширотных изгибах трещин возникли зияния. Субмеридиональное простирание зияний вдоль трещин скальвания около Котырасанского разлома, по-видимому, связано с праводвиговыми перемещениями вдоль северо-западных отрезков трещин. Редкие вертикальные сколы северо-восточного (35°) направления представлены полого-изогнутыми тонкими (до 5 см) кварцевыми жилами, расположенными кулисообразно и примыкающими под углом к мощным субмеридиональным жилам. Единичные пологие трещины скальвания также заполнены кварцем. Они простираются по азимуту 295° и наклонены на юг под углом 50° .

Таким образом, в зоне Котырасанского разлома выделяются те же основные системы трещин, что и в зоне Бесобинского разлома. Они встречаются в одинаковых количественных соотношениях и одинаково ориентированы относительно основных разрывов. Исключение представляет собой кливаж, который вблизи Котырасанского разлома простирается под углом к нему, совпадая с простиранием кливажированных толщ. Вероятно, субмеридиональный участок Котырасанского разлома является сбросом без значительных сдвиговых перемещений вдоль него. Сбрасывание по разлому сопровождалось поперечным, т. е. субширотным горизонтальным растяжением, выразившимся в образовании большого числа кварцевых жил.

Широтный участок Калмакэмельского разлома

В районе горы Калмакэмель и восточнее до Бесобинского гранитно-го массива граница Балхашского антиклинория с Северо-Балхашским синклинорием проходит по Калмакэмельскому разлому (см. рис. 2). К югу и западу от горы Калмакэмель разлом картируется в виде единой, хорошо различимой на местности крутой поверхности смещения. В южном крыле разлома находится Тастыйская грабен-синклинали (см. рис. 19). Слагающая ее керегетасская толща по разлому приведена в соприкосновение с отложениями кемельбекской, каркаралинской и калмакэмельской свит Калмакэмельской синклинали. Вертикальная составляющая перемещения определяется в 1,5—2 км.

Восточнее Тастыйской грабен-синклинали Калмакэмельский разлом также выделяется достаточно отчетливо как поверхность сочленения разновозрастных пород, которые вблизи разлома сильно трещиноваты, нарушены разрывами северо-западного и субширотного простираний и местами смяты в сложные складки. В северном крыле разлома породы нарушены сильнее. Здесь на поверхность выведены отложения кемельбекской и каркаралинской свит. В южном крыле обычно залегают фаненские и турнейские толщи. Вертикальная составляющая перемещения измеряется сотнями метров, местами превышает 1 км. Если в Тастыйской грабен-синклинали было опущено южное крыло разлома, то к востоку от нее — северное. Как будет показано в следующей главе, это связано с длительной и сложной историей развития Калмакэмельского разлома. Севернее Бесобинского гранитного массива Калмакэмельский разлом соединяется с Тюлюкулинским (Шайданским, по В. Я. Кошкину) разломом; далее к востоку они продолжаютяся как единый Муллабулакский разлом. В. С. Войтович (1962) проследил его на восток до озера Алакуль и назвал Барлык-Алакульским разломом. Муллабулакский, или Барлык-Алакульский, разлом является границей участков Джунгаро-Балхашской области с разными разрезами среднего и верхнего палеозоя.

Из приведенного краткого описания видно, что вблизи горы Калмакэмель и восточнее Калмакэмельский разлом простирается субширотно, круто наклонен и имеет значительную вертикальную составляющую перемещения. Для уточнения направления перемещения на протяжении 25 км к востоку от горы Калмакэмель изучалась приразломная трещиноватость. Многочисленные системы трещин были выделены в Тастыйской грабен-синклинали. Однако они не увязались воедино так просто, как в зоне Бесобинского разлома. Было установлено, что в Тастыйской грабен-синклинали разные системы трещин возникали при движении по Калмакэмельскому разлому и по разрывам, оперяющим его с юга, при проседании грабен-синклинали в ее средней части и на восточном центриклинальном окончании. Когда эти разноориентированные трещины сочетались в одном обнажении, их не всегда удавалось разделить. Поэтому массовые замеры трещин на территории Тастыйской грабен-синклинали пришлось исключить из рассмотрения.

Более определенные результаты дало изучение северного крыла Калмакэмельского разлома и его южного крыла к востоку от Тастыйской грабен-синклинали. Здесь выделено несколько систем трещин отрыва и скалывания (см. рис. 56, 2, 3). Подавляющее большинство трещин отрыва простирается субширотно, чаще всего по азимуту 90—110°. К северу от Тастыйской грабен-синклинали в визейско-намюрских отложениях трещины отрыва заполнены кварцем, реже кальцитом. Мощность таких кварцевых жил, как правило, не превышает 10 см, но в единичных случаях достигает 1 м. Преобладают короткие жилы. Местами жилы группируются в полосы, параллельные простиранию отдельных жил. Субширотные жилы вертикальны или наклонены на юг не более 70°.

К востоку от Тастыйской грабен-синклинали трещины отрыва наклонены на север или на юг не более 60°. Они слегка приоткрыты, имеют ломаную или волнистоизогнутую неровную поверхность и часто остаются незаполненными. Местами отрывы расположены настолько часто, что образуют кливаж. Рассланцевания по таким кливажным трещинам не отмечено. Иногда вдоль отрывов проходят кварцевые жилы толщиной до 2 см, редко 10 см. На стенках жил изредка видны борозды, ориентированные по падению и указывающие на повторные подвижки вдоль поверхности трещины.

Менее распространены трещины отрыва субмеридионального (355—20°) простирания, вертикальные или наклоненные на восток не более

65°. Обычно это неровные, слегка изогнутые небольшие трещины. В мелкозернистых однородных породах поверхности трещин становятся прямыми, но их стенки остаются шероховатыми. Иногда по субмеридиональным трещинам отрыва проходят кварцевые и кварц-кальцитовые жилки толщиной до 1 см. Встречены три кальцитовые жилы мощностью до 0,5—1 м в раздувах.

Крутые трещины скальвания простираются на северо-запад 300—340°, реже на северо-восток — 25—80°. Сколы северо-западного направления группируются в два четко различимых максимума с азимутами 310—320° и 330—340° (см. рис. 56, 3). Как правило, они вертикальны или наклонены на юго-запад не более 50°. Реже отмечаются крутые северо-восточные падения трещин. Сколы северо-восточного направления образуют два более слабых максимума с азимутами простираения 35—45° и около 60°. Они вертикальны или наклонены на юго-восток не более 50°. Местами крутые трещины скальвания расположены настолько часто, что создают кливаж. Чаще кливаж образован трещинами северо-западного простираения. Вдоль крутых сколов, в том числе сближенных до кливажа, наблюдались горизонтальные борозды — следы сдвиговых перемещений. Иногда по трещинам скальвания проходят тонкие протяженные кварцевые жилки. Их толщина не превышает 1 см.

Пологие трещины скальвания простираются в северных румбах от 340 до 50° и наклонены на восток, реже на запад под углами 30—50°. Они образуют несколько слабо выраженных максимумов (см. рис. 56, 3). В немногих местах, но весьма четко проявилась система субширотных (75—115°) сколов с бороздами, ориентированными по падению. Эти трещины наклонены под углами 60—80° на юг и часто сближены до кливажа.

Таким образом, трещиноватость вдоль широтного отрезка Калмакэмельского разлома к востоку от Тастыйской грабен-синклинали сходна с трещиноватостью вдоль Бесобинского разлома. Главное значение имеют крутые, простирающиеся вдоль разлома и, вероятно, оперяющие его трещины отрыва и крутые, простирающиеся косо к разлому трещины скальвания с признаками сдвиговых перемещений. Это дает основание предполагать, что широтный отрезок Калмакэмельского разлома — сброс без сдвиговой составляющей перемещения. В районе горы Калмакэмель, где разлом имеет запад-северо-западное простираение, выделяются те же системы трещин, но отрывы простираются немного более широтно, чем поверхность разлома. Их положение оказывается промежуточным между отрывами зон сбросов (простираются вдоль разрывов) и отрывами зон сдвигов (простираются под углом около 45° к разрывам). Вероятно, на отрезке запад-северо-западного простираения Калмакэмельского разлома наряду со сбрасыванием происходило небольшое левосдвиговое перемещение.

Обращает внимание и то, что в зоне Калмакэмельского разлома крутые и пологие сколы не образуют столь резко обособленных максимумов, как в зоне Бесобинского разлома. Выделяются трещины, по своему расположению как бы переходные между крутыми диагональными и пологими поперечными сколами. На их плоскостях местами видны косо ориентированные борозды. Очевидно, в зоне Калмакэмельского разлома, как и Бесобинского, при возникновении пологих поперечных и крутых диагональных трещин скальвания наименьшее главное нормальное напряжение σ_3 было ориентировано горизонтально вдоль разлома. Однако в отличие от Бесобинского разлома наибольшее σ_1 и среднее σ_2 главные нормальные напряжения были близки по величине. Это и вызвало появление «промежуточных» трещин скальвания. В лабораторных опытах (Пэк, 1939) при равенстве напряжений σ_1 и σ_2 возникал сплошной равномерный конус трещин скальвания вокруг оси наибольшего сжатия σ_3 .

Эталонные разрывы
(Чубарайгырский надвиг, системы Тесиктасских
и Томарских разрывов, Шатовский взброс)

Чубарайгырский надвиг

Чубарайгырский разрыв (Коптева, Щерба, 1963) находится в восточном крыле Центрально-Казахстанского разлома северо-западнее гор Чубарайгыр (см. северную часть рис. 2). Здесь выходят на поверхность андезитовые порфиры, реже кварцевые порфиры керегетасской свиты, прорванные пермскими дайками трахилипаритпорфира, полого или круто наклоненными на северо-запад (рис. 57). Отложения керегетасской свиты и тела трахилипаритпорфиров прорваны биотитовыми гранитами саякского комплекса и изменены под их влиянием.

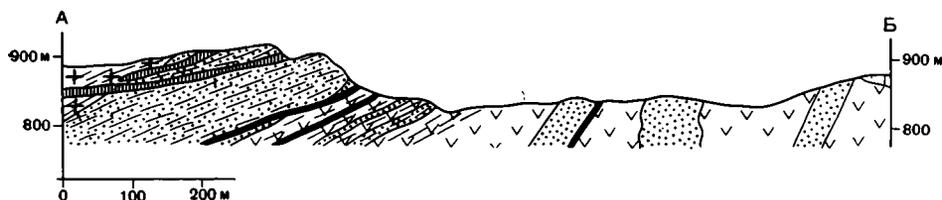
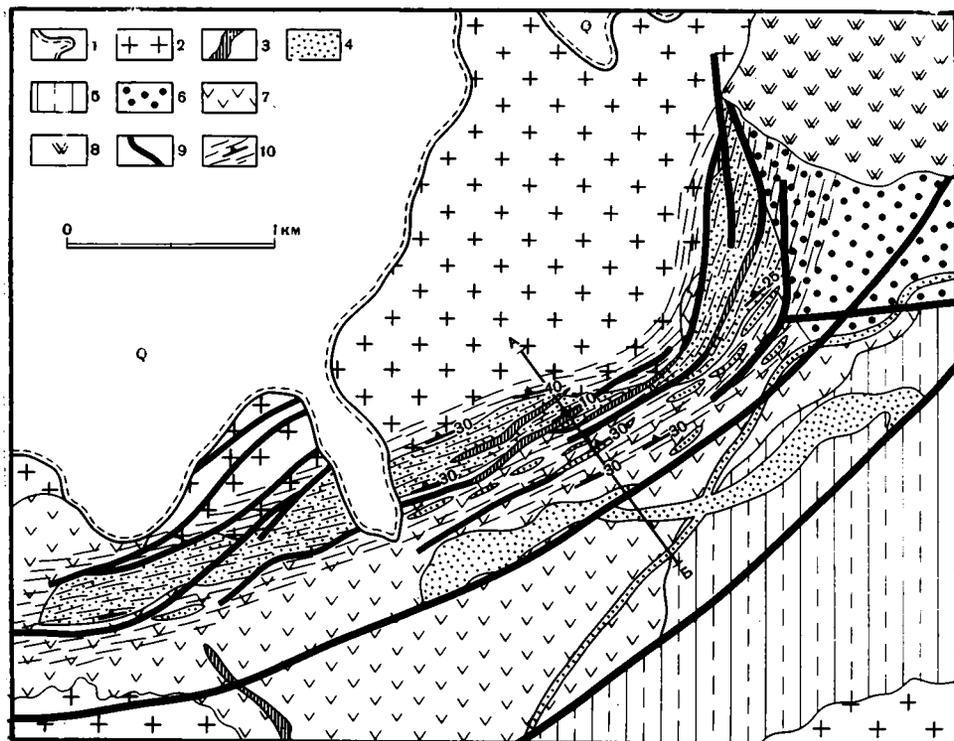


Рис. 57. Геологическая схема и разрез зоны Чубарайгырского надвига (по данным В. В. Коптевой и И. Г. Щерба, 1963)

1 — граница распространения четвертичных отложений; 2 — биотитовые граниты; 3 — гранит-порфировые дайки; 4 — трахилипаритпорфировые силлы и дайки; 5 — 7 — отложения керегетасской свиты: 5 — пепловые туфы, 6 — кварцевые порфиры, 7 — андезитовые порфиры; 8 — окварцованные породы; 9 — разрывы; 10 — расланцевание и элементы залегания сланцеватости

Чубарайгырский разрыв выражен зоной интенсивной трещиноватости пород шириной около 600 м и протяженностью свыше 5 км. Зона проходит вдоль юго-восточного контакта гранитного массива. Ее простираение на юго-западе — 50—70°. Северо-восточнее зона отгибается к северу и простирается в направлении 0—20°. Отдельные трещины обычно параллельны зоне в целом и наклонены на северо-запад под углами около 30°. По ним, согласно данным В. В. Коптевой, происходило надрывание северо-западного крыла разрыва.

Эти трещины надвигания имеют гладкие притертые слегка волнистые стенки. Они особенно многочисленны в кергетасских отложениях, где образуют наклонный кливаж и вызывают рассланцевание пород. Непосредственно в зоне трещиноватости вскрывается дайка трахилипаритпорфира мощностью до 150 м. Дайка и сопровождающие ее мелкие инъекции трахилипаритового состава расположены примерно вдоль трещиноватости. По-видимому, они внедрились вдоль уже сформированных трещин надвигания в момент ослабления сжимающих напряжений. Трахилипаритпорфировые тела, в свою очередь, пронизаны трещинами надвигания того же направления (рис. 58). Местами они редки, местами сгущаются до кливажа и сопровождаются рассланцеванием.

Ряд протяженных пологих кулисообразно подставляющихся сколов пронизывают все породы зоны до гранитов включительно. Эти трещины простираются вдоль зоны и имеют крупноволнистую поверхность. На отрезках, где они параллельны другим трещинам надвигания, их стенки притерты. На отрезках, где сколы выполаживаются до 5—15°, их стенки раздвинуты и промежутки заполнены гранит-порфиром. Выше рассматривались случаи возникновения зияний вдоль крутых волнистоизогнутых трещин скальвания. Здесь подобное явление имеет место вдоль пологих трещин и связано с надвиганием по их поверхности. Зияющие участки волнистых трещин надвигания похожи на трещины отрыва.

Таким образом, формирование надвига и зоны трещиноватости вдоль него происходило длительно. Оно началось до внедрения трахилипаритпорфиров и закончилось после внедрения гранитов.

Кроме описанных пологих трещин в зоне Чубарайгырского надвига распространены секущие их крутые трещины скальвания (см. рис. 58, Б). Они простираются под углом больше 45° к зоне разрыва и образуют две сопряженные системы. На участке восток-северо-восточного простираения надвига крутые сколы простираются в направлениях 330 и 15° и наклонены в западных румбах под углами 70—75°. На участке северо-северо-восточного простираения надвига крутые сколы простираются по азимутам 250 и 310° и наклонены на запад под углами 75—90°.

При формировании надвига и трещин надвигания наибольшее сжатие σ_3 было направлено приблизительно горизонтально поперек простираения разрыва, среднее главное нормальное напряжение σ_2 — горизонтально вдоль разрыва, наименьшее сжатие (наибольшее растяжение) σ_1 было вертикальным. При образовании крутых сколов, пересекающих трещины надвигания, ось напряжений σ_3 , вероятно, не изменила своего направления, но напряжение σ_1 стало действовать горизонтально вдоль зоны, а напряжение σ_2 — вертикально, т. е. по субширотным сколам происходили левосдвиговые перемещения, по субмеридиональным сколам — правосдвиговые. Интересно отметить, что эти микросдвиги составляли с осью наибольшего сжатия σ_3 угол в 20—30°.

Своеобразные крупные трещины простираются примерно вдоль Чубарайгырского надвига (70° в его юго-западной части и 15° — в северо-восточной), расположены вертикально или наклонены на юго-восток не положе 80°. Они имеют зазубренные, слегка раздвинутые стенки без следов продольного скольжения, т. е. являются отрывами. Обычно эти

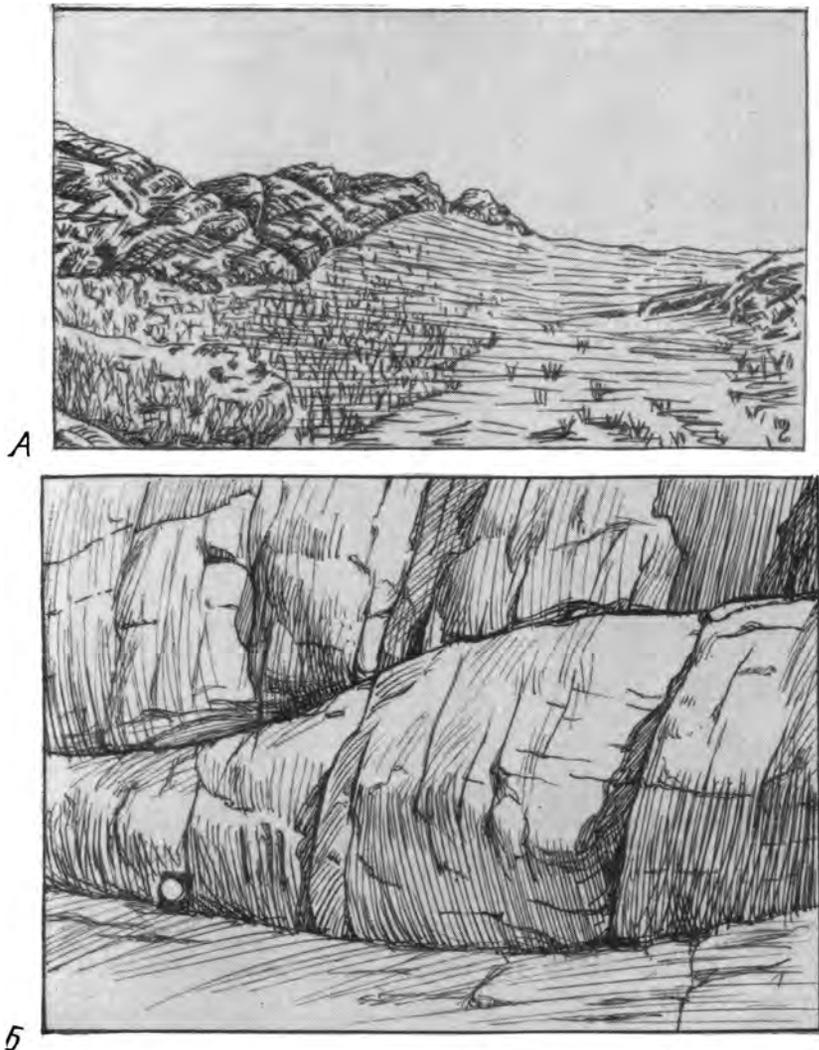


Рис. 58. Общий вид Чубарайгырского надвига и трещин в его зоне
 А — общий вид зоны надвига; видны трещины надвигания в скальных выходах трахилипаритпорфира, Б — нижний контакт трахилипаритпорфира с рассланцованными кергетасскими отложениями; в трахилипаритпорфире видны пологие трещины надвигания и крутые трещины сдвига

трещины остаются незаполненными. Вероятно, их образование такое же, как и крутых поперечных отрывов системы (10) в зоне Бесобинских сбросов.

Надвиги вблизи урочища Томар

Некоторые морфологические особенности надвигов раскрывает система Томарских разрывов, изученная автором совместно с А. В. Лукьяновым в восточном крыле Центрально-Казахстанского разлома в 80 км севернее гор Чубарайгыр (рис. 59). Здесь, к юго-западу от урочища Томар обнажены три девонские толщи, сменяющие одна другую без видимого несогласия. Две нижние толщи, по данным Н. Р. Асатуллаева, имеют среднедевонский возраст, верхняя — франкий. Нижняя

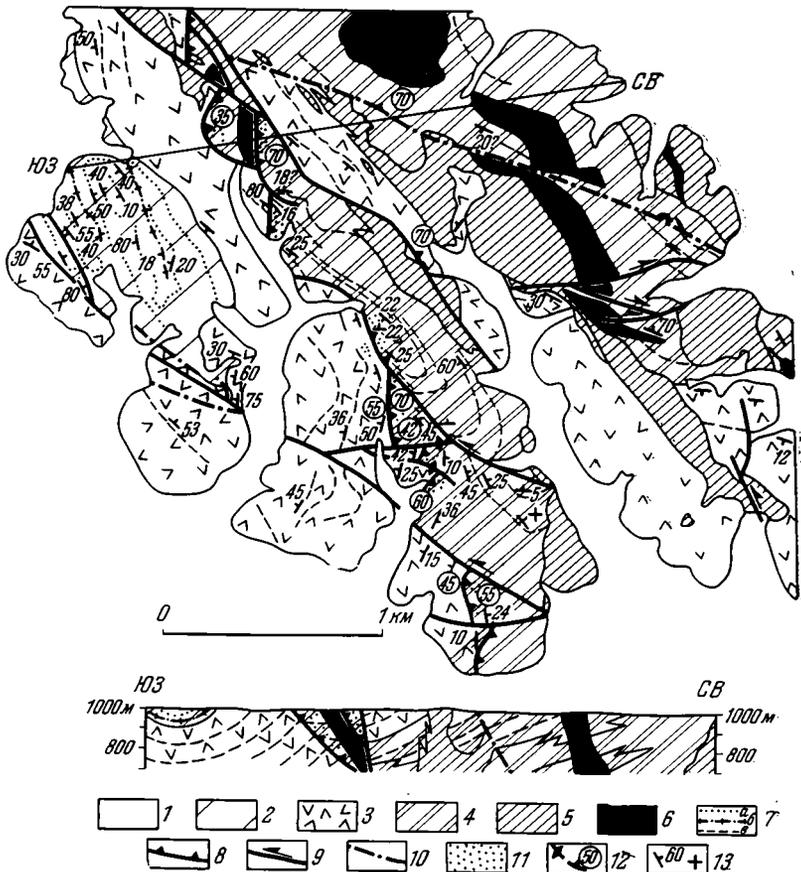


Рис. 59. Геологическая схема юго-западного склона урочища Тома

1 — четвертичные отложения; 2 — франские отложения; 3, 4 — среднедевонские отложения; 3 — верхняя порфиритовая толща, 4 — нижняя липарито-дацитовая толща; 5, 6 — позднепалеозойские (?) рвущие тела; 5 — кварцевые порфиры, 6 — диорит-порфиры; 7 — пласты песчаников (а), известковистых пород (б), туфов (в); 8 — надвиги и взбросы; 9 — сдвиги; 10 — разломы с невыясненным характером перемещения; 11 — зоны повышенного вторичного окварцевания пород; 12 — элементы залегания поверхностей разрывов; 13 — элементы залегания пластов

толща сложена литокристаллокластическими туфами липаритовых и дацитовых порфиров, линзовидно переслаивающимися и местами переходящими в туфовые брекчии. Средняя толща представлена андезитовыми порфиритами, их туфами, туфовыми брекчиями, туфогенными песчаниками с линзами более кислых вулканогенных пород. Обычно она окрашена темнее нижней толщи. Верхняя толща состоит из мелкозернистых песчаников, алевролитов, глинистых сланцев с прослоями средне- и грубозернистых песчаников, органогенно-обломочных известняков, туффитов и пепловых туфов. Нижняя и средняя толщи прорваны небольшими верхнепалеозойскими (?) интрузиями кварцевых порфиров и диорит-порфиритов. Они имеют разную форму, но часто удлинены в северо-западном направлении.

В юго-западной части рассматриваемого района находится ядро крупной синклинали, простирающейся на северо-северо-запад и замыкающейся на юго-востоке. В ядре залегает франская толща. Северо-восточное крыло синклинали в целом характеризуется пологим наклоном слоев на юго-запад, однако такое моноклинальное залегание нарушено

небольшими пологими складками северо-западного простирания и изгибами слоев возле разрывов. Самый крупный разрыв имеет ломаную линию выхода и простирается на северо-запад; его северо-восточное крыло опущено.

К юго-западу от крупного разрыва расположено несколько более мелких разрывов субмеридионального и северо-западного простираний. Они образуют единую систему нарушений, причленяющуюся на севере к упомянутому крупному разрыву. Эта система, названная нами системой Томарских разрывов, и является предметом дальнейшего описания. Некоторые разрывы Томарской системы изогнуты; их простирание изменяется от субмеридионального на севере до северо-западного на юге. Разрывы и участки разрывов северо-западного и субмеридионального простираний устроены по-разному.

Разрывы и участки разрывов северо-западного, иногда почти широтного простирания характеризуются крутым, часто вертикальным положением сместителей. По некоторым из них устанавливаются левосдвиговые смещения оси пологой симметричной синклинали и крутых контактов интрузий. Амплитуды смещений не превышают 100—200 м.

Каждый субмеридиональный разрыв или участок разрыва имеет четкую единую поверхность смещения, наклоненную на восток под углами от 35 до 70°. В восточных крыльях выходит нижняя «кислая» толща девона, в западных крыльях — средняя «порфиритовая» толща. Следовательно, восточные крылья разрывов приподняты, т. е. субмеридиональные разрывы представляют собой надвиги и взбросы. С приближением к разрывам пласты их висячих восточных крыльев все более окварцовываются и возле разрывов часто бывают превращены во вторичные кварциты. Местами в кварцитах видны параллельные основному разрыву трещины скалывания, но чаще трещиноватость проходит вдоль поверхностей напластования. Никаких дополнительных изгибов слоев, связанных с перемещениями по надвигам, в висячих крыльях не отмечено. В лежащих крыльях слои обычно падают под углами 25—35° на юго-запад. Непосредственно около надвигов они местами дополнительно изгибаются в направлении перемещения, т. е. выкручиваются до 70—80°.

Подобные рассмотренным случаи перехода надвигов в сдвиги при изменении простирания разрывов описаны в геологической литературе. Л. У. де Ситтер (1960) отмечает их, в частности, в Ломбардских Альпах. Для нас небольшие надвиги и сдвиги урочища Томар интересны как эталоны, с которыми можно сравнивать крупные разрывы. Особого внимания заслуживают явления окварцевания в крыльях надвигов.

Надвиги района горы Тесиктас

Две системы нарушений, по своим очертаниям в плане напоминающим Томарские разрывы, были выделены Р. М. Антониюком и изучены автором в Центральной части Балхашского антиклинария, севернее родника и горы Тесиктас (рис. 60, см. рис. 2). Все разрывы Восточно-Тесиктасской системы имеют одну особенность — каждый разрыв в северной части простирается меридионально или на северо-северо-запад, а южнее он более или менее резко отклоняется к востоку и приобретает северо-западное простирание. К участку северо-западного простирания с юга причленяется следующий разрыв, испытывающий подобный изгиб и т. д. Всего на изученном 10-километровом протяжении Восточно-Тесиктасской системы нарушений выделено семь изогнутых разрывов. По Восточно-Тесиктасской системе разрывов приведены в соприкосновение нижнепалеозойские толщи восточного крыла и нижнесилурийские толщи западного крыла. Нижнепалеозойские и силурийские толщи прости-

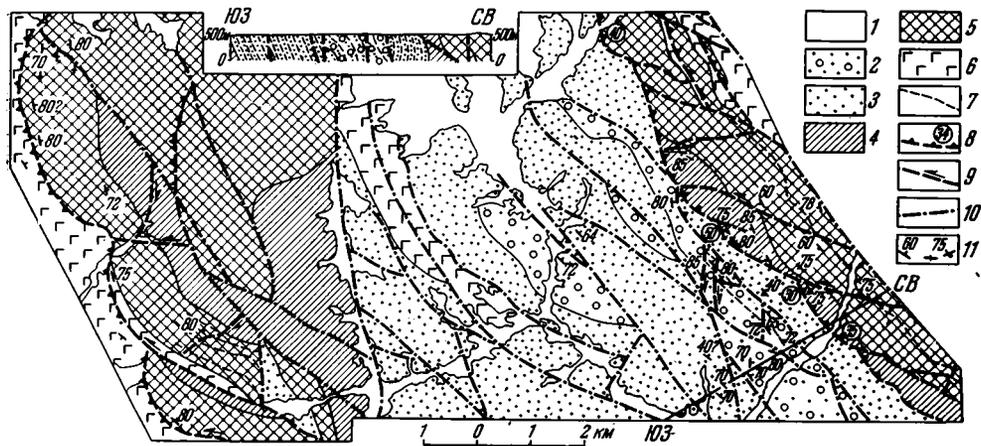


Рис. 60. Геологическая схема района Тесиктасских разрывов (по данным Р. М. Антонюка с дополнениями автора)

Отложения: 1 — четвертичные; 2 — уинлок-лудловские; 3 — ландверийские; 4 — 6 — нижнепалеозойские: 4 — тюретайская свита, 5 — казикская свита, 6 — итмурундинская свита; 7 — маркирующие пласты; 8 — надвиги и взбросы (цифрами в кружках показаны наклоны поверхностей разрывов); 9 — сдвиги; 10 — разрывы с невыясненным характером перемещения; 11 — элементы залегания

раются примерно вдоль всей системы разрывов. Однако участки северо-западного простирания разрывов рассекают нижнепалеозойские толщи. Эти участки вертикальны или почти вертикальны. Вдоль них круто или вертикально стоящие нижнепалеозойские пласты испытали левосдвиговое перемещение до 200 м, иногда 600 м.

Восточные крылья субмеридиональных участков разрывов сложены более древними толщами, чем западные крылья. Сместители разрывов наклонены на восток под углами 30—50°. Следовательно, восточные крылья разрывов надвинуты на западные крылья. Амплитуда надвиговых перемещений возрастает с юга на север от нескольких сотен метров до 1,5 км. Таким образом, Восточно-Тесиктасская система разрывов в целом имеет характер сложного надвига, всячее крыло которого нарушено диагональными сдвигами. Силурийские толщи западного крыла этого сложного надвига смяты в узкую, нарушенную продольными разрывами принадвиговую синклиналь. Ее восточное крыло запрокинута до 70°, редко 40°. Вероятно, образование запрокинутой продольной синклинали связано с изгибанием слоев в направлении надвиговых перемещений. Нижнепалеозойские толщи восточного крыла сложного надвига часто также запрокинуты до 80—75°.

Западно-Тесиктасская система нарушений по очертаниям в плане повторяет Восточно-Тесиктасскую. Она состоит из трех изогнутых разрывов. В отличие от Восточно-Тесиктасской системы здесь приподнято западное крыло, сложенное породами итмурундинской свиты, в то время как в восточном крыле залегают верхи итмурундинской, казикская и тюретайская свиты. Они простираются вдоль изогнутых разрывов и круто наклонены на восток. Местами субмеридиональные участки разрывов пересечены небольшими оврагами. По изгибанию линии выходов в склонах оврагов можно предполагать наклон на запад, т. е. надвигание на субмеридиональных участках разрывов. Участки северо-западного, иногда почти широтного простирания разрывов характеризуются крутым наклоном сместителей. По одному из таких разрывов установлено левосдвиговое смещение на 60 м крутонаклоненных нижнепалеозойских пластов.

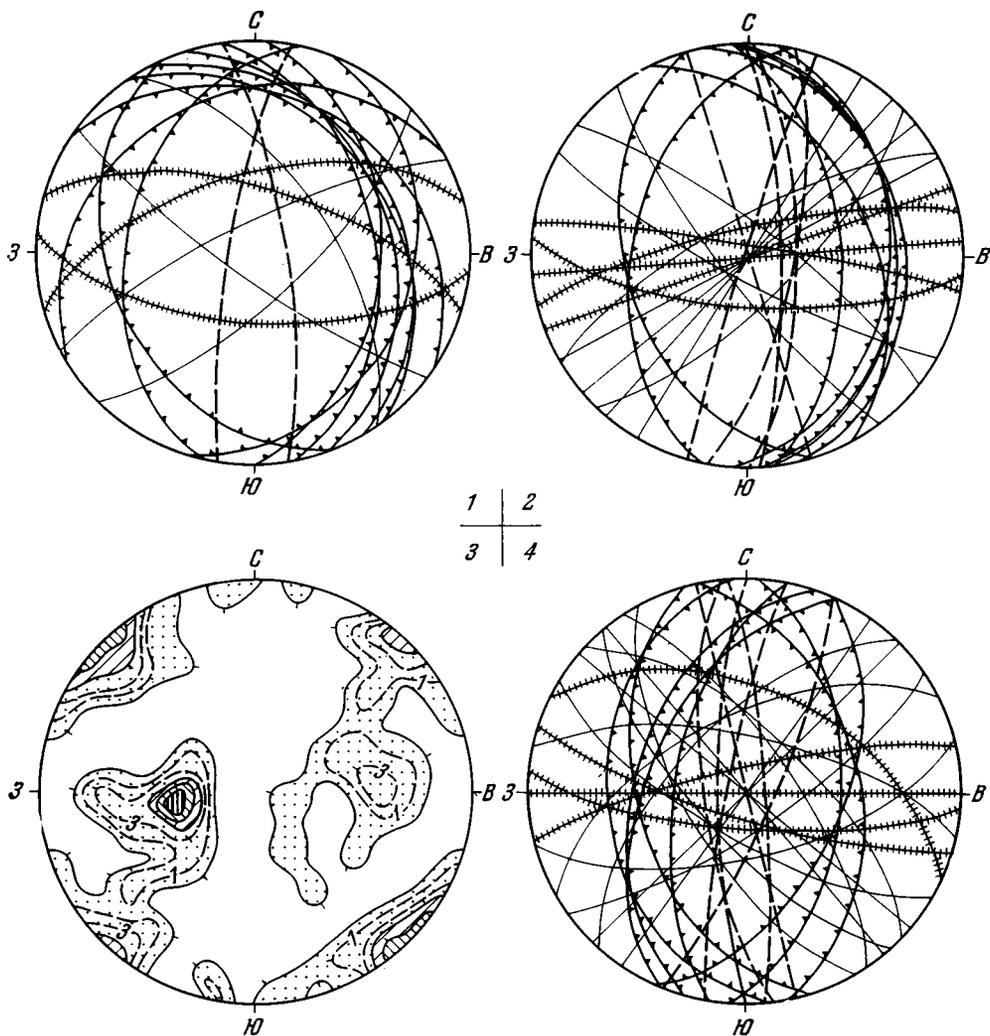


Рис. 61. Диаграммы расположения тектонических трещин в зонах некоторых субмеридиональных разрывов

1 — расположение трещин вблизи Западно-Тесиктаских надвигов (нанесена $\frac{1}{15}$ часть от общего числа замеров 305), 2 — расположение трещин на субмеридиональном участке Центрально-Казахстанского разлома (нанесена $\frac{1}{7}$ часть от общего числа замеров 189), 3 — плотности полюсов трещин скалывания на том же участке Центрально-Казахстанского разлома (119 замеров), 4 — расположение трещин вблизи Тастыйского разрыва (нанесена $\frac{1}{3}$ часть трещин от общего числа замеров 111). Условные обозначения см. на рис. 44

Автором была детально изучена трещиноватость возле надвиговых участков Западно-Тесиктаской системы разрывов (рис. 61, 1). Трещины отрыва здесь относительно малочисленны (67 из 305 замеров). Их стенки зазубрены, иногда волнисты; выступам на одной стенке соответствуют углубления на другой. У 30% отрывов пространство между стенками заполнено кварцем. Мощности таких жилок обычно не превышают 1—1,5 см. Некоторые жилки ветвятся. 60% трещин отрыва имеют субширотное ($70\text{--}120^\circ$) простирание. Как правило, они наклонены не положе 70° . Выделяется, однако, малочисленная группа субширотных трещин, наклоненных на юг под углами $30\text{--}40^\circ$. Среди субширотных отрывов наиболее велик процент трещин, заполненных кварцем. Изредка субширотные крутые жилки расположены кулисообразно

вдоль крутых трещин скальвания северо-западного и северо-восточного простираний. 30% трещин отрыва имеют субмеридиональное простирание. Оно колеблется от 335 до 20°, но чаще всего составляет 0—10°. Субмеридиональные отрывы либо вертикальны, либо наклонены на запад или восток не положе 65°. Относительно редки (10%) достоверные тектонические трещины отрыва с почти горизонтальным залеганием. Однако автор далеко не всегда уверенно отличал их от приповерхностных экзогенных трещин; возможно, пологих трещин отрыва гораздо больше.

подавляющую часть приразрывных трещин (238 из 305 замеров) составляют трещины скальвания. Это гладкие прямолинейные или слабо волнистые трещины. На их стенках часто видны зеркала скольжения и борозды. Местами трещины расположены настолько часто, что напоминают кливаш. Обычно трещины закрыты; изредка вдоль них проходят тончайшие жилки кварца и гематита.

По условиям залегания и направлению борозд сколы разделяются на несколько групп. Наиболее многочисленны пологие сколы, параллельные соседним надвигам Западно-Тесиктасской системы (78 замеров). В соответствии с искривлениями надвигов трещины разных частей приразрывной полосы имеют разное направление. Обычно они простираются по азимутам 320—360° и наклонены на запад под углами 30—40°. Борозды на трещинах (10 замеров) ориентированы по падению. По-видимому, вдоль этих трещин происходили надвиговые подвижки, соответствовавшие подвижкам по Западно-Тесиктасским надвигам.

Менее многочисленны (35 замеров) пологие трещины скальвания, наклоненные на восток под углами 25—50°. Они простираются субмеридионально или на северо-восток (чаще всего по азимутам 345, 5, 40°). Борозды на стенках трещин (10 замеров) ориентированы по падению. Вероятно, они представляют собой трещины надвигания, сопряженные с трещинами первой группы. Сравнительно редки (10 замеров) весьма пологие трещины надвигания с углами наклона до 15° и изменчивыми простираниями.

Крутые трещины скальвания (вертикальные или наклоненные не положе 50°) образуют две группы. Сколы одной группы (30 замеров) простираются по азимутам 300—340°, чаще всего 325—340°; сколы другой группы (37 замеров) — по азимутам 45—70°. Характерно, что крутые сколы чаще наклонены в западных румбах, чем в восточных. На стенках крутых сколов наблюдались примерно горизонтальные борозды (12 замеров на трещинах северо-западного и пять замеров на трещинах северо-восточного простирания). По-видимому, сколы двух указанных групп взаимно сопряжены и относятся к числу трещин сдвигания.

Как отмечалось выше, две сопряженные системы сколов с известным направлением перемещения позволяют восстановить ориентировку создавших их тектонических напряжений. Такую пару сколов образуют самые распространенные группы трещин: трещины надвигания, непосредственно связанные с движениями по Западно-Тесиктасским надвигам. При их возникновении ось главных нормальных напряжений σ_1 (наименьшее сжатие — наибольшее растяжение) была примерно вертикальной, ось σ_2 располагалась горизонтально субмеридионально, ось σ_3 (наибольшее сжатие) — горизонтально субширотно. Эти же силы вызвали образование приблизительно горизонтальных трещин отрыва.

Вторая пара сколов — крутые трещины сдвигания северо-западного и северо-восточного направлений. Они встречаются довольно часто, хотя и менее распространены, чем трещины надвигания. Неясно, какая из двух систем крутых трещин отрыва — более многочисленная субширотная или менее многочисленная субмеридиональная — связана с этими сколами. Можно лишь предполагать, что ориентировка напряжений при формировании крутых и пологих сколов коренным образом не

различалась (горизонтальное субширотное сжатие было неизменно большим горизонтального субмеридионального и вертикального сжатия), однако вследствие перемещения по пологим сколам касательные напряжения на их плоскостях уменьшились, и оси напряжений σ_1 и σ_2 поменялись местами. Перераспределение напряжений и привело к появлению крутых сколов. В таком случае по сколам северо-западного направления произошли левосдвиговые перемещения, а по сколам северо-восточного направления — правосдвиговые; те же силы вызвали образование субширотных крутых отрывов.

Пологие трещины надвигания и крутые трещины сдвига не обособлены резко, а связаны трещинами промежуточного расположения с косой ориентировкой борозд. Такие трещины немногочисленны, однако характерны. Они образуют две системы: северо-западного (21 замер) и северо-северо-восточного (10 замеров) направлений. Первые обычно простираются по азимутам $310\text{—}340^\circ$ и падают на юго-запад под углами $40\text{—}60^\circ$. На их стенках борозды (шесть замеров) наклонены на северо-запад. Они соответствуют левосдвиговым перемещениям, сочетающимся с надвиганием. Отмечены также единичные трещины с простираением $290\text{—}295^\circ$ и углами наклона $50\text{—}60^\circ$ СВ. На их стенках борозды наклонены на юго-восток, что отвечает такому же направлению перемещения. Сколы второй системы простираются по азимутам $350\text{—}30^\circ$ и обычно падают на запад под углами $45\text{—}60^\circ$. На их стенках борозды (три замера) наклонены на юг, что указывает на сочетание надвигания с правосдвиговым перемещением.

Кроме сколов с промежуточными сдвиго-надвиговыми перемещениями наблюдались, как отмечено выше, отрывы с промежуточным залеганием. Они простираются субширотно и наклонены на юг под углами $30\text{—}40^\circ$. Такие «промежуточные» сколы и отрывы могли возникнуть либо при близкой величине напряжений σ_1 и σ_2 , либо в том случае, если оси этих напряжений поменялись местами не мгновенно, а постепенно, вращаясь вокруг оси σ_3 .

Наряду с описанными трещинами надвигания и сдвига выделяется небольшая (12 замеров) группа крутых субширотных сколов. Они простираются по азимутам $70\text{—}80^\circ$ и наклонены на юг под углами $45\text{—}70^\circ$, реже простираются по азимуту 290° и наклонены под теми же углами на север. Вдоль обеих систем субширотных сколов борозды ориентированы по падению (восемь замеров). Неясно, происходили ли по этим сколам сбросовые или взбросовые подвижки. В первом случае им отвечали бы субширотные крутые трещины отрыва, во втором — субмеридиональные. Более реально исходить из предположения, что ориентировка напряжений при развитии Западно-Тесиктасских надвигов коренным образом не изменялась, т. е. горизонтальное сжатие в субширотном направлении было постоянно больше, чем в субмеридиональном. Если так, то крутые субширотные сколы представляют собой микросбросы, которые возникли, когда сжатие в вертикальном направлении вследствие разрешения касательных напряжений на плоскостях надвигов и сдвигов превысило горизонтальное субширотное сжатие.

Субширотные трещины сбрасывания связаны с левосдвиговыми сколами трещинами промежуточного направления (шесть замеров). Они простираются по азимутам $290\text{—}300^\circ$ и падают на юго-запад под углами $45\text{—}50^\circ$. На их стенках борозды (пять замеров) наклонены на юго-восток.

Приведенное объяснение происхождения трещин в зонах Западно-Тесиктасских надвигов исходит из того очевидного предположения, что первопричиной образования трещин были перемещения по основным надвигам. Поэтому наиболее распространены трещины надвигания, параллельные надвигам. Второе предположение, допущенное при объяс-

нении, состоит в том, что соотношение величин горизонтально ориентированных главных нормальных напряжений не изменялось при развитии надвигов — субширотное сжатие все время было больше субмеридионального. Относительно увеличивалось по мере разрешения касательных напряжений на плоскостях возникавших разрывов и трещин лишь вертикальное сжатие. Это привело к возникновению сначала крутых трещин сдвигания, простирающихся под острым углом к надвигам, потом крутых трещин сбрасывания, простирающихся перпендикулярно надвигам. С увеличением относительного вертикального сжатия связано и появление крутых субширотных отрывов. При таком объяснении остаются непонятными субмеридиональные крутые отрывы. Вероятно, они аналогичны отрывам системы (10) Бесобинской зоны разломов.

Следует оговориться, что оси главных нормальных напряжений, по-видимому, не занимали строго вертикального, горизонтального широтного и горизонтального меридионального направлений. Однако восстановление их точного положения по методике М. В. Гзовского (1963) показало, что они отклоняются от этих направлений не более чем на $10\text{--}15^\circ$. При наших приблизительных построениях столь небольшими отклонениями можно пренебречь. Угол скальвания (угол между сколом и направлением наибольшего сжатия) различен у разных групп трещин. У трещин надвигания он колеблется от 30 до 40° , у трещин сдвигания близок к 45° , у трещин сбрасывания — к 30° .

Менее детально изучались трещины около Восточно-Тесиктасских надвигов. Здесь наблюдались субмеридиональные трещины надвигания, наклоненные под углом 30° к востоку, трещины надвигания северо-западного (320°) простираения, наклоненные под углом 35° З, крутые трещины сдвигания северо-западного (320°) и северо-восточного (55°) направлений. Выделены три группы трещин отрыва: крутые, простирающиеся по азимуту 70° , крутые субмеридиональные и почти горизонтальные. Таким образом, трещиноватость зоны Восточно-Тесиктасских надвигов принципиально сходна с трещиноватостью зоны Западно-Тесиктасских надвигов. Первая отличается от второй лишь меньшим развитием трещин надвигания с западными падениями. Это понятно, поскольку Восточно-Тесиктасские надвиги наклонены на восток.

Взброс у горы Шат

Шатовский разрыв нарушает юго-западный борт Саякской синклинали восточнее горы Шат (см. рис. 2, 13, 24). Он отчетливо прослеживается на протяжении $2,5$ км, простираясь меридионально в северной части и на юго-запад — в южной. Далее к югу разрыв причленяется к Центрально-Казахстанскому разлому. В западном крыле разрыва вскрыты сарджальские слои и несогласно перекрывающие их фаменские отложения. В удалении от разрыва они падают на северо-восток под углами $30\text{--}80^\circ$. Ближе к разрыву простираение слоев становится субмеридиональным в меридиональной северной части разрыва и северо-восточным в его южной части. Угол падения возрастает до $80\text{--}90^\circ$. Непосредственно возле разрыва слои запрокинуты до $65\text{--}85^\circ$. Таким образом, толщи западного крыла разрыва слагают асимметричную антиклиналь, восточный борт которой простирается вдоль разрыва и запрокинут.

В восточном крыле разрыва вскрыты турнейские толщи и несогласно перекрывающие их пласты каркаралинской свиты. Они слагают борт Саякской синклинали и осложняющую его дополнительную синклинали II. Вблизи разрыва слои круто падают на восток (центриклинальное окончание синклинали II) или запрокинуты до 80° (юго-западный борт Саякской синклинали). Следовательно, в обоих крыльях разрыва

слои чаще всего запрокинуты на запад. В том же направлении наклонен разрыв — взброс с надвинутым западным крылом. Амплитуда взброса около 500 м.

На субмеридиональном отрезке Шатовского взброса в его западном крыле была изучена приразрывная трещиноватость. Наиболее четко выражены параллельные взбросу трещины надвигания — азимут простириания 5° , угол падения 60° , и косо расположенные трещины сдвига — азимут простириания 60° , углы падения $50\text{--}80^\circ$ СЗ.

Выводы

Основные диагностические признаки надвигов и взбросов можно суммировать следующим образом.

1. Линия выхода надвига на поверхность обычно полого извилиста.

2. Простириание надвига примерно параллельно простирианию слоев в его крыльях. Иногда в висячем крыле надвига расположена асимметричная антиклиналь, а в лежащем крыле — асимметричная синклиналь с крутым приразрывным бортом. Приразрывные борта синклинали и антиклинали могут быть запрокинуты.

3. Вблизи надвигов иногда отмечается повышенное окварцевание пород до появления вторичных кварцитов¹.

4. Вблизи надвигов и взбросов наиболее распространены параллельные им трещины надвигания. Иногда возникают оперяющие горизонтальные отрывы и сопряженные с параллельными сколами трещины надвигания, наклоненные в противоположную сторону. На стенках трещин надвигания борозды ориентированы по падению.

5. В меньшем количестве возникают крутые трещины сдвига, простирающиеся под острым углом к линии надвига. Они образуют две сопряженные системы сколов и часто сопровождаются крутыми трещинами отрыва, простирающимися поперек надвигов. На стенках трещин сдвига борозды примерно горизонтальны.

6. Встречаются также крутые трещины отрыва, простирающиеся вдоль надвигов. Иногда их больше, чем крутых трещин отрыва, простирающихся поперек надвигов; реже, чем последние, они заполнены жильным материалом.

Меридиональный отрезок Центрально-Казахстанского разлома и Тастыйский разрыв

Центрально-Казахстанский разлом простирается примерно меридионально на протяжении 80 км от горы Кишкине-Табаккалган на юге до восточного обрамления Кусакской синклинали на севере (см. рис. 2). Далее к северу разлом скрыт четвертичными наносами р. Кусак и соседних урочищ². Линия разлома видна в окрестностях гор Кишкине- и Улькен-Табаккалган, а также на севере — в районах горы Актас и родника Карабас-Жайдак. В окрестностях гор Табаккалган по единой поверхности разрыва приведены в соприкосновение верхнесилурийские — нижнедевонские толщи западного крыла с турнейской толщей и отложениями калмакэмельской свиты восточного крыла. Вблизи разлома тер-

¹ Образование таких кварцитов происходило в основном не за счет привноса кремнекислоты, а из-за выноса из породы других элементов. В этом существенное отличие зон надвигов от описанных выше зон сбросов, где происходил обильный привнос кварца, образование жил и увеличение объема породы.

² Еще севернее, уже за пределами описываемого района, Центрально-Казахстанский разлом выделяется вновь и также простирается субмеридионально. Является ли этот весьма протяженный разлом самостоятельным нарушением или продолжением одноименного разлома Северного Прибалхашья, пока не ясно.

ригенные силурийско-девонские толщи смяты в брахискладки и нарушены мелкими разрывами; но в целом они простираются вдоль разлома и чаще всего наклонены в его сторону. Труднее определить залегание вулканогенных ниже-среднекаменноугольных толщ восточного крыла, местами сильно окварцованных и прорванных небольшими интрузиями гранит-порфира. Здесь преобладают падения пластов на восток, т. е. от разлома.

В районе горы Актас Центрально-Казахстанский разлом состоит из двух ветвей. К западу от разлома вскрыты среднедевонская и фаменская толщи. Они залегают по-разному в разных местах, но чаще наклонены на северо-восток. Между ветвями разлома вскрыты вулканогенно-терригенные отложения каркаралинской свиты, обычно падающие на юго-восток. В восточном крыле на поверхность выходят вулканогенные кергетасские отложения, полого падающие в юго-восточных румбах.

Обе ветви разлома продолжаютя на север, в район родника Карабас-Жайдак. К западу от разлома здесь обнажены вулканогенно-терригенные толщи кемельбекской и каркаралинской свит, собранные в пологие брахискладки. Между ветвями разлома выступают на поверхность турнейские и каркаралинские отложения, нарушенные мелкими разрывами. В восточном крыле залегает кергетасская свита, с разрывом перекрывающая турнейскую толщу. Вдоль восточной ветви разлома протягивается небольшая интрузия кварцевого порфира и гранит-порфира. Подобные интрузивные тела есть между ветвями разлома и в его восточном крыле.

Между районом гор Табаккалган и горой Актас Центрально-Казахстанский разлом скрыт четвертичными наносами долины Пойтак и лишь предполагается по выходам пород на склонах долины. Западный склон долины очерчивает плавную дугу, выпуклую на восток. Здесь залегают нижедевонские, реже верхнесилурийские толщи, простирающиеся примерно вдоль края долины. Восточный склон долины имеет неправильные очертания. Здесь обнажены пермские граниты, вулканогенные толщи турнейского яруса, каркаралинской и калмакэмельской свит. Ближайшие выходы ниже-среднекаменноугольных вулканогенных и нижедевонских терригенных толщ отстоят друг от друга на 2 км. На севере необнаженного участка выходы пермских гранитов отстоят от нижедевонских толщ на 0,5 км. Никаких явлений контактового метаморфизма в нижедевонских толщах нет. В них отсутствует также окварцевание, характерное для вулканогенных и интрузивных пород восточного склона долины. Все это дает основание предполагать, что Центрально-Казахстанский разлом проходит вдоль западного края долины Пойтак и образует плавную, выпуклую к востоку, дугу.

Таким образом, на всем протяжении субмеридионального Центрально-Казахстанского разлома его западное крыло приподнято относительно восточного. Силурийско-девонские толщи западного крыла разлома слагают восточный склон меридионального участка Балхашского антиклинория. Антиклинорий представляет собой широкую складку с плоским сводом, восточный склон которой уже и круче западного. Восточный склон параллелен Центрально-Казахстанскому разлому и частично им срезан. Меридиональные участки Центрально-Казахстанского разлома и Балхашского антиклинория — тектонические формы одного масштаба, и более крутой наклон восточного склона антиклинория мог быть результатом дополнительного изгибания слоев в направлении перемещения по разлому.

Характерная особенность меридионального отрезка Центрально-Казахстанского разлома — повышенное окварцевание пород его восточного крыла. Крупные тела вторичных кварцитов слагают горы Кишкине- и Улькен-Табаккалган. Рядом с ними и севернее, до долины Пойтак,



A



Б



В

Рис. 62. Тектонические трещины вблизи меридионального участка Центрально-Казахстанского разлома

A — трещины надвигания (гора Кишкине-Табаккалган, вид с юга); *Б* — сочетание трещин надвигания и отрыва упругого последствия (гора Улькен-Табаккалган, вид с севера); *В* — заполненные кварцем субширотные трещины отрыва (гора Улькен-Табаккалган)

выделяется несколько более мелких тел, вытянутых вдоль разлома. Такие же мелкие тела вторичных кварцитов протягиваются вдоль восточной ветви разлома в районе горы Актас. Сильно окварцованные участки есть в пределах гранитного массива южнее горы Актас. С удалением от разлома окварцевание ослабевают. Отсутствует оно и в терригенных породах его западного крыла.

На обнаженных участках Центрально-Казахстанского разлома к югу и к северу от долины Пойтак была изучена приразрывная трещинова-

тость (см. рис. 61, 2, 3). Наиболее подробно изучались трещины восточного крыла в районе гор Табаккалган и к северу от них. Здесь трещин скальвания больше, чем трещин отрыва. Обычно их стенки притерты, но изредка по трещинам развиваются тончайшие жилки кварца, эпидота или гематита. Преобладают пологие сколы, простирающиеся вдоль разрыва и наклоненные под углами $30\text{--}35^\circ$ З (рис. 62, А, Б). Вдоль них иногда прослеживаются полосы милонитизированных пород толщиной до 2 м. Местами трещины сближены до кливажа. В соответствии с искривлением разлома простираание сколов изменяется от 340 до 360° ; половина трещин простирается по азимуту 355° . Гораздо более редки сколы с простирааниями $330\text{--}335^\circ$, наклоненные под углом 40° В.

Крутые сколы, на стенках которых местами видны горизонтальные борозды, образуют две сопряженные системы. Иногда они имеют вид кливажа. Трещины первой системы простираются по азимутам $310\text{--}320^\circ$, вертикальны, реже наклонены на юго-запад не положе 70° . Трещины второй системы простираются по азимутам $35\text{--}60^\circ$, вертикальны, реже наклонены на юго-восток не положе 80° . Трещин северо-восточного направления больше, чем северо-западного.

Выделяются три системы трещин отрыва: крутые субширотные, крутые субмеридиональные и примерно горизонтальные; последние сравнительно редки. Часто трещины отрыва заполнены тонкими кварцевыми жилками толщиной до 1 см, иногда 3 см. Чаше других заполнены кварцем субширотные трещины отрыва (рис. 62, В). Они простираются по азимутам $70\text{--}105^\circ$ и наклонены под углами $75\text{--}90^\circ$ Ю. Наблюдалось кулисообразное расположение субширотных отрывов вдоль крутых трещин скальвания северо-западного и северо-восточного направлений. Субмеридиональные отрывы наклонены под углами $70\text{--}90^\circ$ З (см. рис. 62, Б). Их большая часть простирается точно на север, остальные отклоняются от этого направления до 350 и 35° .

В западном крыле Центрально-Казахстанского разлома выделяются те же системы трещин с такими же направлениями, но крутых сколов здесь больше, чем пологих, а среди пологих сколов наклоненные на восток встречаются столь же часто, как и наклоненные на запад. Субширотные трещины отрыва западного крыла, в отличие от восточного, наклонены под углами $75\text{--}80^\circ$ С.

В окрестностях горы Актас, в восточном крыле разлома крутые и пологие сколы составляют подавляющее большинство трещин. Пологие сколы простираются по азимутам $340\text{--}5^\circ$ и образуют две сопряженные системы трещин, одна из которых, более распространенная, характеризуется падениями трещин на запад под углами $25\text{--}50^\circ$, другая — падениями на восток под углами $40\text{--}50^\circ$. На стенках трещин, наклоненных на запад, иногда видны борозды, ориентированные по падению. Крутые сколы также образуют две сопряженные системы. Трещины первой системы, более многочисленные, простираются по азимутам $40\text{--}50^\circ$ и падают под углами $70\text{--}90^\circ$ СЗ. На их стенках наблюдались горизонтальные борозды. Трещины второй системы простираются по азимутам $310\text{--}320^\circ$ и наклонены под углами $60\text{--}90^\circ$ СВ.

Трещины отрыва в районе горы Актас чаще всего примерно вертикальны и простираются субширотно ($80\text{--}90^\circ$). Обычно вдоль них проходят маломощные кварцевые жилки. Здесь же распространены крутые дайки трахилипаритпорфира, реже кварцевого порфира мощностью до 1 м. Они заполняют трещины отрыва и простираются по азимутам $75\text{--}80^\circ$. Относительно редки субмеридиональные ($350\text{--}10^\circ$) трещины отрыва, наклоненные под углами $80\text{--}90^\circ$ З. Иногда вдоль них проходят маломощные кварцевые жилки, но чаще трещины остаются незаполненными. Такие же системы трещин выделяются у родника Карабас-Жайдак, однако пологие сколы там относительно редки.

Итак, вблизи меридионального отрезка Центрально-Казахстанского разлома преобладают пологие и крутые трещины скальвания. Пологие сколы простираются вдоль разлома по азимутам $340\text{—}360^\circ$ и, как правило, наклонены на запад под углами $25\text{—}50^\circ$. На их стенках изредка видны борозды, ориентированные по падению. Гораздо реже субмеридиональные сколы под углами $40\text{—}50^\circ$ наклонены на восток. Вертикальные и крутые трещины скальвания простираются под углом к основному разлому: в северо-восточном ($35\text{—}60^\circ$), реже северо-западном ($310\text{—}320^\circ$) направлениях. На их стенках борозды ориентированы горизонтально, что указывает на сдвиговые перемещения по трещинам.

Среди отрывов различаются вертикальные и крутые трещины субширотного и субмеридионального направлений. Примерно горизонтальные трещины отрыва сравнительно малочисленны. Вдоль трещин отрыва, чаще всего субширотных, проходят кварцевые жилы, иногда дайки кислых вулканических пород. Наблюдались случаи кулисообразного расположения крутых субширотных отрывов вдоль крутых сколов северо-западного и северо-восточного направлений.

Трещиноватость возле меридионального отрезка Центрально-Казахстанского разлома подобна трещиноватости в зонах Западно-Тесиктасских надвигов. Появление вторичных кварцитов и общее строение крыльев разлома усиливает его сходство с надвигами и взбросами. Возле «эталонных» надвигов и взбросов большая часть пологих трещин скальвания была параллельна поверхности разрыва. В зоне Центрально-Казахстанского разлома пологие сколы, как правило, наклонены на запад под углами $25\text{—}50^\circ$. Вероятно, так же наклонен разлом. По наклону разлома, мощностям и залеганию приведенных в соприкосновение толщ можно определить амплитуду надвигания. Она предполагается равной $3\text{—}5$ км, но на севере, в районе родника Карабас-Жайдак, по-видимому, уменьшается до 1 км.

Тастыйский разрыв протяженностью в 10 км полого изогнут в плане и в целом простирается на северо-северо-восток. Он причленяется к Калмакэмельскому разлому и ограничивает с северо-запада Тастыйскую грабен-синклинали (см. рис. 2, 19). Амплитуда вертикального смещения вдоль разрыва невелика; по нему приведены в соприкосновение каркаралинская и калмакэмельская свиты или разные их горизонты. На севере, вблизи Калмакэмельского разлома в восточном крыле Тастыйского разрыва залегает керететаская свита, в западном крыле — толща Б калмакэмельской свиты. В средней части на небольшом отрезке Тастыйский разрыв разделен на две ветви; блок пород, заключенный между двумя ветвями, приподнят относительно обоих крыльев разрыва.

Каркаралинские и калмакэмельские отложения восточного крыла в целом падают от разрыва; слои и разрыв простираются под острым углом друг к другу, причем острие этого угла направлено на север. В северной части разрыва угол между линией его выхода и простираем керететаских слоев близок к прямому. В западном крыле Тастыйского нарушения каркаралинские и калмакэмельские отложения полого падают от разрыва. Острый угол между линией разрыва и простираем пластов здесь не превышает 10° и также обращен на север. Таким образом, зона Тастыйского разрыва представляет собой антиклинали, которая погружается на север и отделяет Тастыйскую грабен-синклинали от коробчатой синклинали, расположенной северо-западнее. Тастыйский разрыв нарушает ядро этой антиклинали.

Изучить трещины, свойственные только Тастыйскому разрыву, невозможно, поскольку наряду с ними в зоне разрыва существуют системы трещин, связанные с развитием Тастыйской грабен-синклинали и с движениями по Калмакэмельскому разлому. Однако трещиноватость зоны Тастыйского разрыва (см. рис. 61, 4) отличается от трещиноватости

соседних участков зоны Калмакэмельского разлома и Тастыйской грабен-синклинали. Поэтому с известной осторожностью ее можно использовать для характеристики Тастыйского разрыва.

Около 75% трещин зоны Тастыйского разрыва (79 из 111 замеров) относится к числу сколов. Наиболее многочисленны крутые сколы, образующие две сопряженные системы. Трещины первой системы (24 замера) простираются по азимутам 300—340°, трещины второй системы (17 замеров) — по азимутам 40—75°. Они вертикальны или наклонены не положе 60°. На стенках трещин обеих систем наблюдались горизонтальные борозды. Пологие сколы также образуют две сопряженные системы трещин, простирающихся примерно вдоль Тастыйского разрыва по азимутам 355—25°. Они наклонены на запад (10 замеров) или на восток (11 замеров) под углами 35—60°. На стенках пологих трещин скальвания борозды ориентированы по падению. Сколы этих четырех четко выделяющихся систем обычно имеют гладкие притертые края и местами расположены настолько часто, что образуют кливаж. Наряду с ними наблюдались трещины скальвания промежуточного залегания с косо ориентированными бороздами. Некоторые из таких «промежуточных» трещин (девять замеров) простираются по азимутам 330—350° и падают на юго-запад, реже на северо-восток под углами 50—70°. На стенках трещин юго-западного падения борозды наклонены на северо-запад. Другие «промежуточные» трещины (четыре замера) простираются по азимутам 20—40° и наклонены на северо-запад, реже на юго-восток под углами 50—60°. На стенках трещин с северо-западным падением борозды наклонены на юго-запад. Встречены сколы (четыре замера) с простирающимися 90—110°, наклоненными под углами 45—80° Ю. На их стенках борозды ориентированы по падению.

Выделяются две системы неровных, иногда слегка приоткрытых трещин отрыва. Отрывы первой системы (18 замеров) простираются по азимутам 80—110°, вертикальны или наклонены не положе 60°. Изредка они заполнены кварцевыми жилками толщиной до 2 см. Отрывы второй системы (14 замеров) простираются по азимутам 0—10°, вертикальны или падают на запад, редко на восток не положе 80°. В единичных случаях они также заполнены тончайшими кварцевыми жилками.

Как видно из приведенного описания, в зоне Тастыйского разрыва распространены такие же системы трещин, как и возле Западно-Тесик-тасских надвигов. Расположение трещин относительно разрывов также сходно. Особенность трещиноватости зоны Тастыйского разрыва — большая крутизна трещин надвигания (35—60° по сравнению с 25—50° в зонах Западно-Тастыйских надвигов). Возможно, это связано с большей крутизной Тастыйского разрыва, что позволяет предположительно считать его взбросом. Второе отличие зоны Тастыйского разрыва — относительное обилие трещин сдвига северо-западного направления. Вероятно, оно связано с влиянием крутого Калмакэмельского разлома, который вблизи рассматриваемого участка простирается на северо-запад.

СДВИГИ

Эталонные сдвиги с установленной амплитудой перемещения

Небольшие сдвиги с установленной амплитудой перемещения возникли на последних этапах развития структуры района и сместили участки ранее образованных складок и разрывов. Изучение дислокаций в зонах мелких сдвигов и сравнение их с дислокациями в зонах крупных разломов позволяют предполагать сдвиговую природу некоторых крупных

разломов. Поэтому мелкие сдвиги интересны прежде всего как эталоны для выявления крупных сдвигов.

Некоторые сдвиговые нарушения с доказанной амплитудой перемещения были рассмотрены при описании других тектонических форм. Таковы сдвиги на пологих бортах коробчатых синклиналей. Правые сдвиги северо-западного направления с амплитудой перемещения до 3—4 км установлены на северо-западном и северном бортах Саякской синклинали (см. рис. 13, 21, 25). Левые сдвиги восток-северо-восточного направления с амплитудой перемещения до 1—1,5 км выявлены на восточном борту Саякской синклинали. Быстрое затухание сдвигов по простиранию, как отмечено выше, дает основание считать их поверхностными образованиями. При сдвиговом перемещении крыло разрыва на одном его окончании испытывает сжатие, на другом — растяжение. Сжатие и растяжение выражаются в изменении углов падения слоев, которые в Саякской синклинали простираются косо по отношению к сдвигам. Небольшие левые сдвиги северо-восточного и субширотного направлений с амплитудой перемещения до 200 м развиты на восточных бортах Моинсуйской и, вероятно, Калмакэмельской синклиналей (см. рис. 15, 29, 34).

Сдвиги в коробчатых синклиналях круты и прямолинейны. Они отчетливо выражены в рельефе ложбинами или уступами. Вдоль выхода сдвига на поверхность иногда расположен овраг или цепочка родников. В неширокой приразрывной полосе распространены параллельные сдвигу крутые трещины скальвания. С левыми сдвигами восточного борта Саякской синклинали связаны небольшие субмеридиональные сбросы, которые в одних случаях причленяются к сдвигам, в других — ограничивают их.

Острый угол между сдвигом и примыкающим к нему сбросом обращен в направлении сдвигового перемещения.

Левые сдвиги северо-западного направления с амплитудами перемещения 100—200 м установлены по смещениям в плане оси синклинали и крутых контактов интрузивных тел в районе урочища Томар (см. рис. 59). Они сочетаются с субмеридиональными надвигами и иногда переходят в них при искривлении поверхности разрыва. Сдвиги прямолинейны и обычно выражены в рельефе узкими ложбинами или резкими уступами. Сместители сдвигов крутые, часто вертикальные. Им параллельны трещины скальвания, частота которых быстро убывает с удалением от разрыва. В 1 км северо-восточнее левых сдвигов наблюдались правые сдвиги восток-северо-восточного простирания. Правосдвиговые перемещения устанавливаются по смещениям в плане крутого северного контакта удлиненной интрузии диорит-порфирита; их амплитуда — 20—60 м.

Восточно-Тесиктасская система разрывов состоит из изогнутых нарушений, которые на субмеридиональных отрезках представляют собой надвиги, а на отрезках северо-западного простирания — левые сдвиги (см. рис. 60). Сдвиговые перемещения выявлены по смещениям в плане круто и вертикально стоящих нижнепалеозойских пластов. Сдвиги круты, прямолинейны, отчетливо выражены в рельефе. Амплитуды перемещений по ним достигают 200 м, редко 600 м. Разрывы Западно-Тесиктасской системы изгибаются подобно разрывам Восточно-Тесиктасской системы. Их субмеридиональные отрезки — надвиги, а отрезки северо-западного простирания морфологически сходны с левыми сдвигами Восточно-Тесиктасской системы. Вероятно, они также являются левыми сдвигами. Вдоль одного из них установлено левосдвиговое смещение на 60 м крутопадающих пластов. Остальные разрывы простираются вдоль пластов. С предполагаемыми и доказанными левыми сдвигами Западно-Тесиктасской системы сопряжены правые сдвиги северо-северо-восточ-

ного простирания с амплитудой горизонтального смещения крутопадающих пластов в несколько десятков метров.

Тесиктасские сдвиги и надвиги — отрезки единых изогнутых разрывов. Поэтому тектоническая трещиноватость возле них в общих чертах одинакова. Сдвиги и надвиги различаются лишь количественными соотношениями трещин разных морфологических типов. В зонах Восточно-Тесиктасских сдвигов подавляющее большинство трещин — сколы (49 из 62 замеров). Наиболее распространены (19 замеров) крутые трещины скальвания, простирающиеся по азимутам 300—340° и наклоненные не положе 75°. Они часто имеют вид кливажа. Присутствуют также сколы с простираниями 30—60° (10 замеров), наклоненные на юго-восток не положе 70° или на северо-запад не положе 60°. На стенках крутых трещин скальвания обоих направлений наблюдались горизонтальные борозды, указывающие на сдвиговые перемещения вдоль их поверхностей. Пологие сколы простираются по азимутам 330—30° и под углами 20—45° наклонены на запад (13 замеров) или на восток (семь замеров).

Трещины отрыва образуют три системы. Отрывы первой системы (пять замеров) простираются по азимутам 55—80° и падают на юг, реже на север под углом 80°. Отрывы второй системы (пять замеров) расположены примерно горизонтально. Отрывы третьей системы (три замера) простираются по азимутам 0—10° и наклонены на восток под углами 75—90°. Вдоль трещин двух первых систем иногда проходят кварцевые жилки толщиной до 1—1,5 см; трещины третьей системы не заполнены.

Итак, левые сдвиги Восточно-Тесиктасской системы оперены крутыми трещинами отрыва восток-северо-восточного простирания. Вдоль сдвигов расположены многочисленные трещины сдвига, по которым, как и по основным разрывам, вероятно, происходили левосдвиговые перемещения. В таком случае перемещения по сопряженным трещинам сдвига северо-восточного направления были правосдвиговыми. При формировании трех перечисленных систем трещин, так же как и основных сдвигов, ось наибольшего сжатия σ_3 располагалась примерно горизонтально и субширотно, ось наименьшего сжатия σ_1 — горизонтально и субмеридионально, ось среднего главного нормального напряжения σ_2 — вертикально.

Разрядка касательных напряжений на поверхностях сдвигов при движении по ним привела к относительному уменьшению вертикального сжатия; оси напряжения σ_1 и σ_2 поменялись местами. Возникли пологие субмеридиональные сколы с надвиговыми перемещениями и горизонтальные отрывы. Они сравнительно малочисленны на сдвиговых отрезках Восточно-Тесиктасских разрывов и приобретают большее распространение на их надвиговых отрезках. Субмеридиональные отрывы, вероятно, образовались так же, как отрывы системы (10) в зоне Бесобинского разлома.

Вблизи Западно-Тесиктасских сдвигов картина трещиноватости сложнее. Здесь преобладают сколовые трещины (166 замеров из 219). Среди них наиболее многочисленны крутые трещины сдвига с горизонтальными бороздами. Они простираются по азимутам 300—340° (23 замера) и 15—60° (30 замеров); углы падения превосходят 65°. Пологие сколы с бороздами, ориентированными по падению, образуют две сопряженные системы. Трещины одной системы (14 замеров) простираются по азимутам 320—360° и наклонены на запад под углами 20—40°. Трещины другой системы (12 замеров) простираются по азимутам 0—40° и наклонены под углами 20—45° В.

Крутые сколы северо-западного простирания грубо параллельны Западно-Тесиктасским левым сдвигам и, вероятно, также характеризу-

ются левосдвиговыми перемещениями. В соответствии с этим сопряженные сколы северо-восточного направления следует рассматривать как правые сдвиги. Пологие субмеридиональные сколы отвечают трещинам надвигания, широко распространенным вблизи Западно-Тесиктасских надвигов.

Кроме трещин «чистого» надвигания и сдвигания в зонах сдвигов есть сколы с косо ориентированными бороздами, т. е. со сложным перемещением (42 замера). Они либо простираются на северо-северо-запад и падают в западных румбах под углами $40-60^\circ$, либо простираются на северо-северо-восток и падают в западных румбах под углами $30-60^\circ$.

На стенках трещин северо-северо-западного простираения борозды наклонены на северо-запад, на стенках трещин северо-северо-восточного простираения — на юго-запад. Первые представляют собой сочетание надвига и левого сдвига, вторые — сочетание надвига и правого сдвига.

Сравнительно малочисленны (13 замеров) сколы с простираениями $80-115^\circ$, наклоненные на юг, реже на север под углами $30-70^\circ$. На их стенках борозды ориентированы по падению. По аналогии с зонами Западно-Тесиктасских надвигов можно предполагать, что по этим трещинам происходили сбросовые перемещения. Наблюдались также сколы (22 замера) с азимутами простираения $295-300^\circ$, углами падения $35-50^\circ$ ЮЗ и азимутами простираения $55-70^\circ$, углами падения $40-60^\circ$ СЗ или ЮВ. По косо ориентировке борозд первые следует считать левыми сбросо-сдвигами, вторые — правыми сбросо-сдвигами.

Трещины отрыва в зонах Западно-Тесиктасских сдвигов образуют три системы. Отрывы одной системы (23 замера) простираются по азимутам $70-120^\circ$ и наклонены под углами $60-90^\circ$. Отрывы другой системы (16 замеров) простираются по азимутам $0-10^\circ$ и наклонены на запад, реже на восток, не положе 70° . Отрывы третьей системы (14 замеров) примерно горизонтальны.

Вдоль трещин отрыва иногда расположены кварцевые жилки толщиной до $1,5$ см. Чаще других заполнены кварцем трещины субширотной системы.

Трещиноватость возле Западно-Тесиктасских сдвигов сходна с трещиноватостью возле надвигов, в которые сдвиги переходят при изменении простираения. Но если в зонах надвигов преобладали трещины надвигания двух сопряженных систем, одна из которых была параллельна надвигам, то здесь преобладают трещины сдвигания двух сопряженных систем, причем одна из них параллельна сдвигам. Сколы, параллельные сдвигам, местами образуют кливаж.

Крутые субширотные трещины отрыва, оперяющие сдвиги Западно-Тесиктасской и Восточно-Тесиктасской систем, простираются под острым углом к сдвигам. Острие этого угла ориентировано в направлении сдвигового перемещения. Подобное соотношение поверхности разрыва и оперяющих трещин отрыва было описано на участке северо-восточного простираения Бесобинского разлома (см. рис. 42, 51), где по нему предполагались сбросо-сдвиговые перемещения. Там же отмечались трещины скалывания, оперяющие разлом под небольшим углом ($7-10^\circ$), острие которого обращено в направлении сдвигания.

Центральная часть Гастыйской грабен-синклинали (см. рис. 19) нарушена прямолинейными крутыми разрывами северо-северо-западного простираения. Вдоль них каменноугольные и девонские слои смещены в плане по часовой стрелке на расстояние от первых десятков метров до 1 км. Обычно разрывы непротяженны и пересекают пачки пород, моноклинально падающие на север. Однако некоторые из них протягиваются на значительное расстояние и пересекают толщи, наклоненные

на север под разными углами. По-видимому, они представляют собой правые сдвиги¹. Один из таких разрывов смещает на 300 м небольшой грабен на южном крыле Тастыйской грабен-синклинали. Этот разрыв определенно является правым сдвигом.

Вблизи одного из сдвигов, пересекающих толщи с переменным падением слоев (см. рис. 19, разрыв в 4—5 км к западу от линии разреза С—Ю), была изучена тектоническая трещиноватость. Выделены две системы крутых сколов: азимут простирания 320° , угол падения 80° ЮЗ и азимут простирания 55° , угол 80° СЗ, а также две системы пологих сколов: азимут простирания 90° , угол 50° Ю и азимут простирания 105° , угол 25° С. Крутые сколы распространены шире пологих. Сдвиг оперен трещинами отрыва (азимуты простирания $0—5^\circ$, углы падения не больше 80°). Вдоль них проходят кварцевые жилки толщиной до 1 см, редко 1,5 см. Более редки вертикальные субширотные отрывы. Таким образом, трещиноватость в зоне описываемого сдвига имеет много общего с трещиноватостью в зонах Восточно-Тесиктасских сдвигов. Поскольку описываемый сдвиг правый, а те левые, то сопровождающие их трещины по-разному ориентированы относительно стран света.

Выводы

Краткое описание сдвигов с установленной амплитудой перемещения позволяет наметить общие особенности этой группы нарушений.

1. Сдвиги прямолинейны и отчетливо выражены в рельефе ложбинами или уступами.

2. Сместители сдвигов крутые, часто вертикальные.

3. При искривлении разрывов сдвиговые перемещения могут сменяться надвиговыми. Надвиги возникают в случае отклонения левых сдвигов вправо от обычного направления.

4. Со сдвигами иногда сочетаются наклонные сбросы. Сдвиги могут переходить в сбросы при искривлении разрывов. Острый угол между простираниями сдвига и такого сброса обращен в направлении сдвига.

5. Вертикальное смещение по сдвигу может колебаться в широких пределах, поскольку оно связано не с вертикальным, а с горизонтальным перемещением.

6. Параллельно сдвигам расположены многочисленные трещины сдвига и мелкие сдвиги с таким же направлением перемещения. Иногда они не строго параллельны сдвигу, а образуют с ним угол до 20° ; острие угла обращено в сторону сдвигового перемещения. В подчиненном количестве и не всегда развиваются сопряженные трещины сдвига и мелкие сдвиги с противоположным направлением перемещения. Они образуют со сдвигом угол от 60 до 90° ².

7. Сдвиги оперены крутыми трещинами отрыва, образующими с поверхностью сдвига угол около 45° . Острие угла ориентировано в направлении сдвига.

8. В зонах сдвигов относительно редки трещины надвигания и оперяющие их горизонтальные отрывы. Простирания надвиговых трещин образуют с линией сдвига угол около 45° . Острие угла обращено в сторону, противоположную сдвиганию.

¹ Похожие разрывы северо-северо-западного направления встречены в восточной части Тастыйской зоны. Вдоль них падающие на север девонские толщи в плане смещены по часовой стрелке на 0,5—2 км. Направление истинного перемещения по разрывам не ясно.

² Если угол между сдвигом и сопряженными сколами отличается от прямого, то его острие ориентировано в направлении сдвига (Гзовский, 1963).

Крупные сдвиги северо-западного простирания

Северная часть Котырассанского разлома

На 7-километровом северном отрезке простирание Котырассанского разлома колеблется от 330 до 300°, изредка 290° (см. рис. 20). Его сместитель почти вертикален. В юго-западном крыле обнажены намюрско-среднекаменноугольные отложения, стоящие на головах или круто падающие на юго-запад. В северо-восточном крыле выходят песчаники и алевролиты силура. По-видимому, на рассматриваемом отрезке

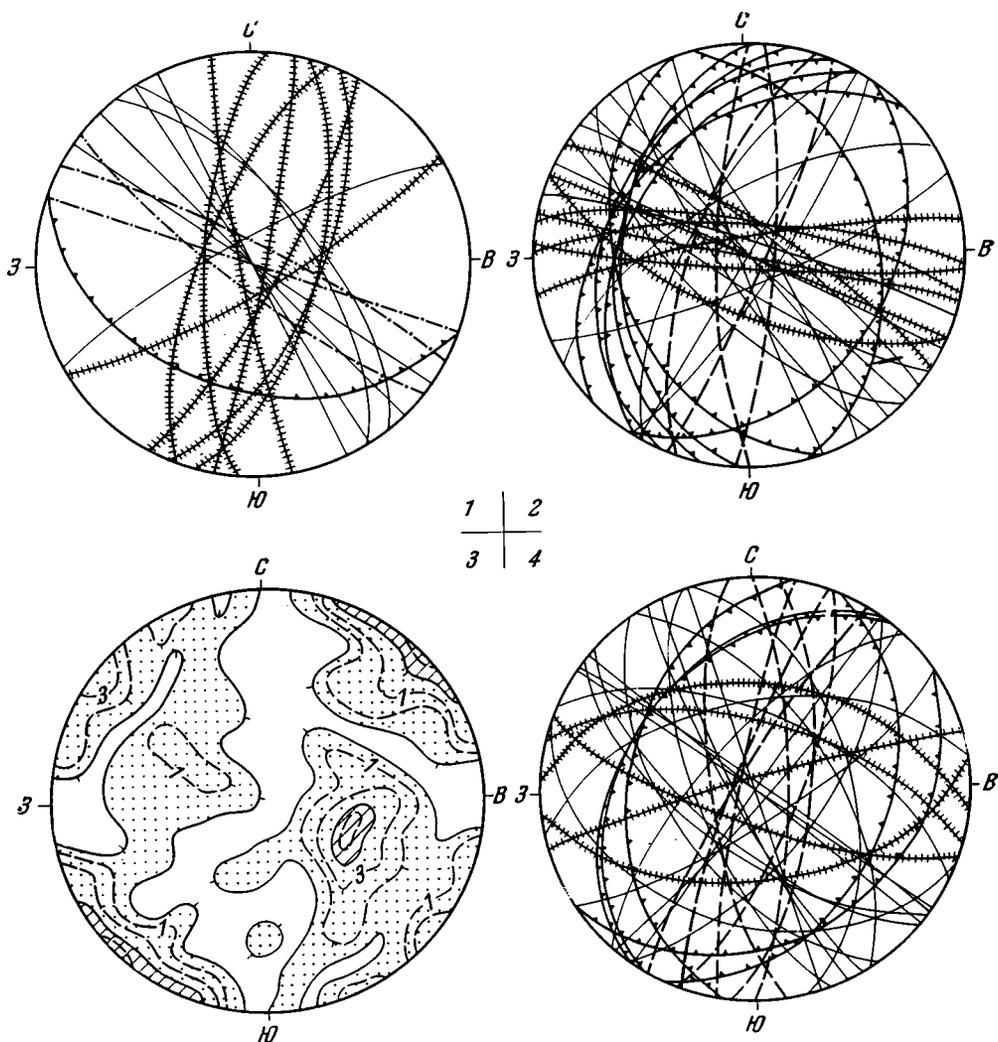


Рис. 63. Диаграммы расположения тектонических трещин в зонах некоторых разломов северо-западного простирания

1 — расположение трещин на участке северо-западного простирания Котырассанского разлома (нанесена $\frac{1}{2}$ часть от общего количества замеров 40), 2 — расположение трещин на участках северо-западного простирания Центрально-Казахстанского разлома (нанесена $\frac{1}{10}$ часть от общего количества замеров 322), 3 — плотности полюсов трещин скальвания на тех же участках Центрально-Казахстанского разлома (195 замеров), 4 — расположение трещин на участке северо-западного простирания Калмакзмельского разлома (нанесена $\frac{1}{3}$ часть от общего количества замеров 120).

Условные обозначения см. на рис. 44

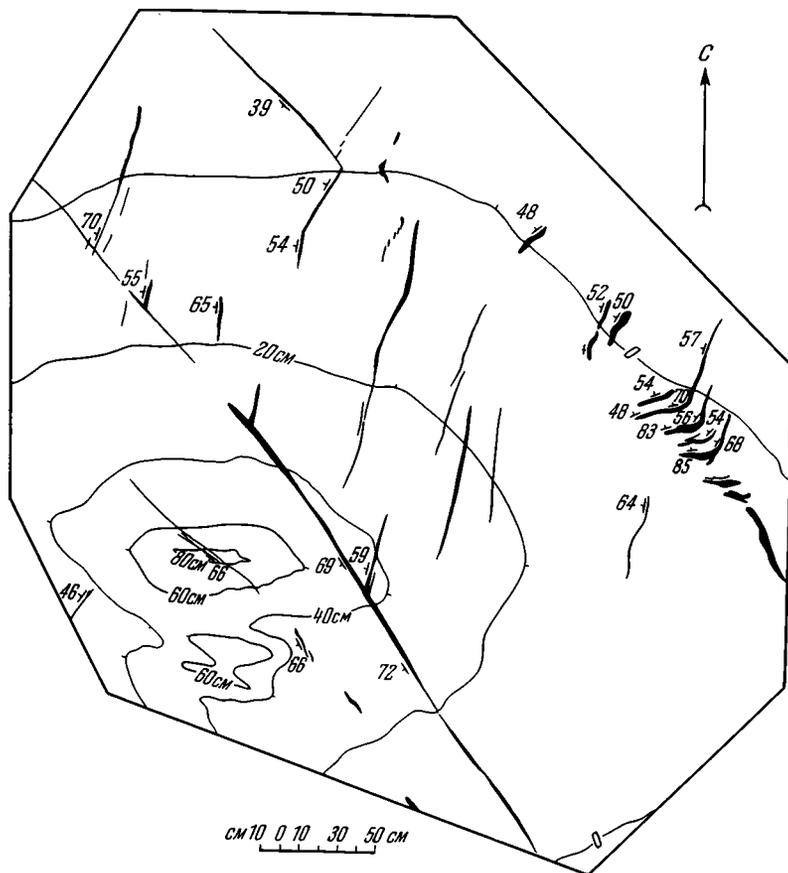


Рис. 64. Заполненные кварцем трещины скалывания северо-западного направления и субмеридиональные трещины отрыва на участке северо-западного простирания зоны Котырассанского разлома

разлома происходили сбросовые перемещения, вызвавшие опускание юго-западного крыла.

Разлом отчетливо выражен в рельефе уступом с поднятым юго-западным крылом. В силурийских породах наблюдаются кливаж и совпадающая с ним слоистость. Они простираются в направлении $290-315^\circ$, примерно вертикальны, реже наклонены не более 75° . В 100-метровой приразрывной полосе силурийские породы рассланцованы по кливажу. Алевролиты и мелкозернистые песчаники превращены в филлиты. Зерна средне- и крупнозернистых песчаников расплющены вдоль кливажных трещин. Их цемент перекристаллизован, в нем широко распространены пластинчатые минералы, ориентированные параллельно трещинам кливажа. Непосредственно возле разрыва силурийские и намюрско-среднекаменноугольные породы трудно различимы. Они превращены в тектоническую брекчию — мелкие линзовидные обломки кремнеолой породы, уплощенные параллельно разрыву и сцементированные тальком и хлоритом. Вдоль разрыва местами видны линзы мраморизованного известняка, подобные линзам того же состава в зоне Бесобинского разлома.

Северо-восточное, в меньшей степени юго-западное крылья Котырассанского разрыва нарушены трещинами скалывания и отрыва с кварцевым, редко кальцитовым заполнением (рис. 63, 1). Протяженные ровные трещины скалывания (рис. 64) обычно простираются по ази-

мутам 310—330°, т. е. вдоль разрыва или под острым углом к нему. В последнем случае угол между трещиной скалывания и поверхностью разрыва редко превышает 30°; острие этого угла в северо-восточном крыле разрыва направлено на юго-восток. Трещины скалывания вертикальны или наклонены не положе 60°. На их стенках видны горизонтальные или косо ориентированные борозды. Сколы других направлений крайне редки. Они либо простираются на северо-восток (50—70°) и падают под углами 70—90° ЮВ, либо простираются субширотно и падают под углами 40° С и 60° Ю. На стенках сколов северо-восточного направления наблюдались косо ориентированные борозды, на стенках субширотных сколов — борозды по падению.

Трещины отрыва (рис. 64) простираются по азимутам 350—30°, вертикальны или наклонены не положе 60°. Они отличаются от трещин скалывания меньшей протяженностью, изогнутостью, неровностью стенок. Толщина кварцевых жил по трещинам отрыва обычно измеряется сантиметрами, но иногда достигает 1 м. Отрывы оперяют Котырассанский разрыв и крутые сколы северо-западного направления. Часто отрывы располагаются кулисообразно один относительно другого и группируются в правые ряды северо-западного простираения.

Итак, отрезок северо-западного простираения Котырассанского разрыва — слабо изогнутое крутопадающее нарушение. Вдоль разрыва или под острым углом к нему расположены крутые трещины сдвига. Трещины отрыва образуют с его плоскостью угол около 50°. Острие угла между Котырассанским разрывом и оперяющими его отрывами и сколами в северо-восточном крыле разрыва обращено на юго-восток, в юго-западном крыле — на северо-запад. Изредка наблюдаются сопряженные трещины сдвига и простирающиеся перпендикулярно к отрывам трещины надвига. Все это позволяет предполагать правосдвиговые перемещения вдоль описываемого отрезка Котырассанского разрыва, сопровождавшие спускание его юго-западного крыла.

Участки северо-западного простираения Центрально-Казахстанского разлома

Центрально-Казахстанский разлом простирается на северо-запад — юго-восток от горы Кишкине-Табаккалган до южного борта Саякской синклинали (см. рис. 2). Южнее Саякской синклинали разлом расщепляется сначала на две, потом на большее количество ветвей. Самая западная ветвь продолжается на юго-восток и скрывается под водами Балхаша. Остальные ветви постепенно отгибаются на восток и становятся широтными. По ним устанавливаются сбросовые перемещения. Севернее пос. Майкамыс сбросы собираются в три крупных разрыва, которые вновь приобретают юго-восточное простираение и к востоку от Майкамыса скрываются под водами Балхаша. Таким образом, Центрально-Казахстанский разлом простирается в северо-западном направлении на двух участках: между горой Кишкине-Табаккалган и южным обрамлением Саякской синклинали (90 км) и в районе пос. Майкамыс (10 км). На обоих участках, северном и южном, поверхности разлома и его ветвей крутые, нередко вертикальные. Линии их выходов на поверхность поразительно прямолинейны и обычно выражены в рельефе уступами или ложбинами.

Вертикальное смещение по разлому изменчиво в разных его частях. Об этом можно судить по возрасту толщ, слагающих крылья разлома. Западнее и южнее горы Кишкине-Табаккалган в западном крыле залегают силурийские толщи, в восточном — турнейские. Далее к югу, в районе горы Шоинтас в западном крыле вскрываются толщи нижней

половины девонской системы, в восточном крыле — силурийские. Южнее западное крыло сложено нижнепалеозойскими толщами, восточное — силурийскими и нижнедевонскими, а еще южнее, на берегах р. Ащизек, силурийские отложения западного крыла граничат по разлому с девонскими толщами. Силурийские породы слагают западное крыло и в более южных районах, где с востока к разлому примыкает Саякская синклиналь. Вдоль него залегают девонские, изредка турнейские толщи юго-западного борта синклинали. На ее южном ограничении к разлому причленяется широтная полоса выходов нижнего палеозоя. Далее к югу, вплоть до побережья Балхаша по разлому соприкасаются разные горизонты силура.

На юго-западном борту Саякской синклинали и севернее р. Ащизек к Центрально-Казахстанскому разлому с обеих сторон причленяются крутые, относительно прямолинейные разрывы. Они простираются на северо-запад, но немного более широтно, чем основной разлом. Угол между разломом и указанными нарушениями обычно не превышает 10—20°. По одному из таких разрывов, выделенному в районе горы Шоинтас, В. Я. Кошкин отмечает левосдвиговое перемещение. Левыми сдвигами являются и некоторые разрывы, отходящие в сторону Центрально-Казахстанского разлома от Восточно-Тесиктасских надвигов. Небольшие разрывы, пересекающие юго-западный борт дополнительной синклинали II (см. рис. 24), возможно, имеют сбросовую составляющую перемещения. Севернее синклинали II к Центрально-Казахстанскому разлому примыкает субмеридиональный Шатовский взброс.

Вблизи обоих отрезков северо-западного простиранья Центрально-Казахстанского разлома тектоническая трещиноватость одинакова (см. рис. 63, 2, 3) и описывается совместно. Южнее Саякской синклинали силурийские породы зоны разлома кливажированы в направлении 100—120°. Трещины кливажа вертикальны, реже наклонены на юг не положе 80°. Их направление примерно совпадает с ориентировкой кливажа на соседнем субширотном участке Центрально-Казахстанского разлома и, вероятно, определено сбросовыми перемещениями, происходившими на этом участке.

В зоне Центрально-Казахстанского разлома трещины скалывания (195 замеров) распространены шире, чем трещины отрыва (127 замеров). Среди первых преобладают (69 замеров) крутые сколы, простирающиеся в направлении 305—340°, чаще всего 315—320°. Они вертикальны или наклонены на северо-восток, реже на юго-запад не положе 60°. Стенки трещин обычно притерты, но иногда вдоль них проходят ровные протяженные кварцевые жилы толщиной до 3 см, в единичных случаях 15 см. Непосредственно около Центрально-Казахстанского разлома сколы местами расположены настолько часто, что образуют кливаж, параллельный разлому.

Вторая система крутых сколов с простираньями 25—70° выражена менее четко. Сколы (52 замера) вертикальны или наклонены на юго-восток не положе 60°, реже на северо-запад не положе 70°. Вдоль них изредка проходят кварцевые и кальцитовые жилки толщиной до 2 см. На стенках крутых сколов северо-западного и северо-восточного направлений наблюдались горизонтальные борозды.

Пологие сколы простираются по азимутам 0—30° и наклонены на восток (61 замер) или на запад (13 замеров) под углами 30—50°. 40% пологих трещин скалывания заполнены кварцевыми жилками толщиной до 3 см.

Среди отрывов преобладают (78 замеров) трещины с простираньями 90—115°. Они вертикальны или наклонены на юг, редко на север не положе 60°. Подавляющее большинство субширотных трещин отрыва заполнены кварцем. Мощность жил, как правило, не превышает 5 см, но в

отдельных случаях может достигать 10 и даже 30 см. Местами трещины отрыва расположены кулисообразно одна относительно другой и образуют левые ряды северо-западного простирания. Такие кулисообразно расположенные жилы могут оперять крутые сколы северо-западного простирания. Иногда субширотные кварцевые жилы сливаются с жилами, заполнившими крутые и пологие трещины скальвания. Отрывы второй системы (45 замеров) простираются по азимутам 0—25°. Они часто также заполнены кварцем. Толщина субмеридиональных жил обычно не превышает 5 см. Отрывы третьей системы (четыре замера) примерно горизонтальны. Вдоль них проходят кварцевые жилки толщиной до 3 см.

Итак, простирающиеся на северо-запад отрезки Центрально-Казахстанского разлома прямолинейны и четко выражены в рельефе. Их сместители крутые. Видимые вертикальные смещения по разлому изменчивы: выделяются участки, где более древние породы залегают в юго-западном крыле, и участки, где они залегают в северо-восточном крыле. Разлом оперен крутыми разрывами, по некоторым из которых установлены левосдвиговые перемещения. Угол между этими разрывами и основным разломом обычно не превышает 10—20°; его острие обращено на юго-восток в юго-западном крыле разлома. На севере рассматриваемой территории Центрально-Казахстанский разлом отклоняется к северу и становится субмеридиональным надвигом. Южнее Саякской синклинали он отклоняется к востоку и на протяжении 30 км состоит из нескольких субширотных сбросов.

В зоне разлома широко распространены параллельные ему трещины сдвига. С ними сопряжены крутые трещины сдвига, простирающиеся на северо-восток. Разрыв в целом и отдельные сколы северо-западного направления оперены субширотными трещинами отрыва. Последние иногда расположены кулисообразно и образуют левые ряды северо-западного простирания. Встречены также пологие субмеридиональные сколы (трещины надвигания?) и примерно горизонтальные отрывы. Особое положение занимают субмеридиональные крутые отрывы, вероятно, аналогичные отрывам системы (10) зоны Бесобинского разлома. Все перечисленные особенности отрезков северо-западного простирания Центрально-Казахстанского разлома указывают на левосдвиговые перемещения вдоль их поверхностей.

Участок северо-западного простирания Калмакэмельского разлома

Калмакэмельский разлом простирается на северо-запад западнее горы Калмакэмель (см. рис. 2, 15, 19). На протяжении 23 км он ограничивает с северо-востока Тастыйскую грабен-синклинали. Слагающая ее керегетасская толща соприкасается по разлому с отложениями каркаралинской и калмакэмельской свит юго-западного борта Калмакэмельской синклинали. Северо-западнее Тастыйской грабен-синклинали видимое в плане смещение по разлому резко уменьшается, но более древние породы по-прежнему вскрываются в северо-восточном крыле. На протяжении 30 км по разлому приведены в соприкосновение каркаралинская и калмакэмельская свиты или разные горизонты последней. Севернее горы Улькен-Табаккалган рассматриваемое нарушение причленяется к Центрально-Казахстанскому разлому.

В центральной части Тастыйской грабен-синклинали к Калмакэмельскому разлому под углом 30—45° примыкают сопряженные с ним правые сдвиги северо-северо-западного простирания (см. рис. 19). На северо-западном ограничении Тастыйской грабен-синклинали к Калмакэмельскому разлому причленяется Тастыйский разрыв северо-северо-восточного простирания, вероятно, являющийся взбросом.

В зоне Калмакэмельского разлома трещины скалывания (88 замеров) преобладают над трещинами отрыва (32 замера). Среди первых наиболее распространены (43 замера) крутые сколы, простирающиеся по азимутам $305\text{--}340^\circ$ (см. рис. 63, 4). Они вертикальны или наклонены на северо-восток, реже на юго-запад не положе 55° . Непосредственно возле разлома крутые сколы северо-западного направления местами образуют параллельный разлому кливаж. С ними сопряжены сколы, простирающиеся по азимутам $35\text{--}50^\circ$, редко 75° и наклоненные не положе 70° (26 замеров). На стенках крутых сколов северо-западного и северо-восточного направлений наблюдались горизонтальные борозды. Пологие сколы (трещины надвигания?) редки. Они простираются по азимутам $350\text{--}35^\circ$ и наклонены на запад (семь замеров) или восток (семь замеров) под углами $30\text{--}45^\circ$. Еще реже (четыре замера) встречаются сколы, простирающиеся по азимутам $10\text{--}25^\circ$ и наклоненные на запад или восток под углами около 70° . Вероятно, по ним происходили сложные взбросо-сдвиговые перемещения. Вдоль крутых и пологих трещин скалывания изредка располагаются ровные кварцевые жилки толщиной до 1 см.

Трещины отрыва образуют две системы. Отрывы первой системы (19 замеров) простираются по азимутам $80\text{--}95^\circ$, иногда $110\text{--}120^\circ$ и наклонены на юг, реже на север не положе 50° . Некоторые из них заполнены кварцем; толщина кварцевых жил не превышает 3 см. Отрывы второй системы (13 замеров) простираются по азимутам $0\text{--}20^\circ$; они вертикальны, реже наклонены не положе 60° . Вдоль них изредка располагаются кварцевые жилки толщиной до 2 см.

На отрезке северо-западного простираения Калмакэмельский разлом прямолинеен, круто наклонен. Видимое в плане вертикальное смещение по нему колеблется в широких пределах. Восточнее рассматриваемого отрезка разлом становится широтным, и по нему отмечаются большие сбросовые перемещения. Трещиноватость на отрезке северо-западного простираения Калмакэмельского разлома такая же, как на участках северо-западного простираения Центрально-Казахстанского разлома и Тесиктасских разрывов. Все это позволяет предполагать на рассматриваемом отрезке Калмакэмельского разлома левосдвиговые перемещения.

Крупные крутонаклоненные разрывы со значительной левосдвиговой составляющей перемещения выделяются и в других частях Северного Прибалхашья. В. Я. Кошкин отмечает левосдвиговые перемещения вдоль крутого разрыва северо-западного простираения, ограничивающего с юго-запада Итбасский грабен. Сдвиговые перемещения сопровождали опускание северного крыла разрыва и образование грабена. Менее крупный разрыв северо-западного простираения с опущенным южным крылом расположен северо-восточнее Итбасского грабена (см. рис. 40). Разрыв оперен вертикальными трещинами отрыва, простирающимися по азимутам $280\text{--}290^\circ$ и образующими с поверхностью разрыва угол в $10\text{--}20^\circ$. Острие этого угла в южном крыле разрыва направлено на восток. Как уже отмечалось, горизонтальное растяжение в зонах сбросов вызывает образование продольных отрывов; в зонах сдвигов оперяющие трещины отрыва простираются под углом около 45° к сдвигам. Промежуточное положение отрывов в данном случае, вероятно, связано с тем, что сбрасывание южного крыла разрыва, вызванное горизонтальным растяжением, сопровождалось левосдвиговым перемещением (сложное сдвигание, по определению М. В. Гзовского, 1963).

Если крупные разрывы северо-западного простираения, как правило, оказываются левыми сдвигами, то более мелкие нарушения того же или близкого направления иногда представляют собой правые сдвиги. Они смещают верхнепалеозойские складки, т. е. возникают на последних эта-

пах тектонического развития района. Выше были описаны такие правые сдвиги в Саякской синклинали и Тастыйской грабен-синклинали. В. Я. Кошкин выделил их также в восточной части Краснооктябрьской впадины.

ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

Крупнейшие позднепалеозойские тектонические формы, встреченные на территории Северного Прибалхашья,— Балхашский антиклинорий, Северо-Балхашский и Токрауский синклинории. Они нелинейны и изогнуты. Осложняющие их складки прерывисты и, как правило, тоже нелинейны.

На территории антиклинория и синклинориев широко распространены разрывы разных масштабов, амплитуды и направления перемещения. Самые крупные разрывы — Центрально-Казахстанский и Джунгарский,— более протяженные, чем синклинории и антиклинорий, и выходят за пределы рассматриваемой территории. Калмакэмельский и Котырасанский разломы отделяют Балхашский антиклинорий от соседних синклинориев. Вдоль этих разломов расположены Тастыйская и Котырасанская пограничные грабен-синклинали. Важным структурным элементом является Бесобинский разлом, нарушающий восточную половину антиклинория и проходящий вдоль его оси. Более мелкие разрывы распространены повсеместно. Они ограничивают блоки пород разной величины, внутри которых пласты либо почти не нарушены, либо залегают моноклинально, либо изогнуты или смяты в мелкие брахискладки. Участки со слабо нарушенным, почти горизонтальным залеганием средне- и верхнепалеозойских толщ часто встречаются в синклинориях, но есть и на территории Балхашского антиклинория.

В Северном Прибалхашье выделяются три основные группы нарушений. Первая группа — сбросы и флексуры, которые могут переходить друг в друга по простирацию. Сбросы ограничивают горсты, грабены и ступени. Флексуриобразные нарушения образуют коробчатые и ступенчатые складки поперечного изгиба. Местами слои изогнуты в направлении перемещения по сбросам или, что то же самое, флексуры осложнены сбросами. При таких сочетаниях складчатых и разрывных деформаций возникают грабен-синклинали и горст-антиклинали.

Ко второй группе относятся надвиги, взбросы, принадвиговые и привзбросовые складки. Образование некоторых надвигов и взбросов не сопровождается изгибанием слоев (Чубарайгырский надвиг). Чаще надвиговые и взбросовые перемещения вызывают смятие слоев и образование складок продольного сжатия. Эти складки асимметричны — их приразрывные крылья круче противоположных и иногда запрокинуты. Антиклинальная складка наблюдалась в висячем крыле Шатовского взброса, продольная синклинали складка — в лежащем крыле Восточно-Тесиктасского сложного надвига. С надвиговыми перемещениями по Центрально-Казахстанскому разлому, вероятно, связана асимметрия меридионального участка Балхашского антиклинория (приразломный восточный склон антиклинория уже и круче западного склона). Много надвигов и взбросов встречено в районе гор Казик и Тесиктас — высоко приподнятой части антиклинория, сложной нижнепалеозойскими и силурийскими толщами. Возможно, столь значительное поднятие района гор Казик и Тесиктас — результат воздымания пластов при движении по надвигам и взбросам.

Обе указанные группы нарушений включают и складки, и разрывы, причем складчатые и разрывные дислокации связаны постепенными переходами. Это позволяет выделять на рассматриваемой территории складчатости сброса и надвига (Пейве, 1960).

Третья группа нарушений — сдвиги. С ними не связаны никакие специфические складки, однако в некоторых участках Северного Прибалхашья деформация горизонтального сдвигания определила кулисообразное расположение грабенных, коробчатых и ступенчатых складок. В районе горы Итмурунды (юго-западная часть Балхашского антиклинория) ряд кулисообразно расположенных субширотных грабенных простирается на северо-запад. Флексура южного борта Саякской синклинали в восточной части синклинали кулисообразно подставляется второй субширотной флексурой, расположенной в 4—5 км севернее первой. Вторая флексура на востоке кулисообразно подставляется субширотным Бесобинским разломом, расположенным в 15—20 км севернее второй флексуры. Этот ряд кулисообразно расположенных тектонических форм имеет северо-восточное простирание.

Асимметричные коробчатые синклинали, грабен-синклинали, сбросы, взбросы, надвиги и сдвиги — главные тектонические формы, распространенные на территории Балхашского антиклинория и соседних синклинорий¹. Их осложняют более мелкие дислокации. Коробчатые синклинали осложнены дополнительными коробчатыми и ступенчатыми складками, сдвигами, дисгармоничными смятиями пород, некками, дайками и силлами. В грабен-синклиналях встречены дополнительные грабены и коробчатые синклинали, некки, дайки, лакколлиты. С крупными разрывами разных морфологических типов связаны разные системы трещин, даек и жил. В зонах сдвигов отмечены также оперяющие и сопряженные сдвиги, а в зонах надвигов — тела вторичных кварцитов.

Крупные надвиги, сбросы и сдвиги нигде не пересекаются, но могут переходить друг в друга — в пределах одного изогнутого разрыва иногда выделяются надвиговые, сбросовые и сдвиговые участки разного простирания. Все это позволяет предполагать генетическую связь между крупными разрывами и складками разных морфологических типов. Предполагается также генетическая связь между крупными складками и разрывами и осложняющими их тектоническими формами. Для выяснения характера этих связей, помимо строения и пространственных соотношений между тектоническими формами, нужно знать историю их развития. Необходимо выяснить, во-первых, как развивались крупные разрывы и складки — одновременно или последовательно, во-вторых, сколько длительно происходило их развитие и изменялась ли при этом скорость тектонических движений, в-третьих, когда и в какой последовательности возникли осложняющие тектонические формы, в-четвертых, в какой мере направление и форма рассматриваемых нарушений зависят от более древней структуры района.

¹ Особым типом нарушений пластового залегания пород являются жерла вулканов и гранитные массивы. Их много в Северо-Балхашском и Токрауском синклинориях. На территории антиклинория граниты встречаются реже; вулканических центров там почти нет. Жерла вулканов и мелкие гранитные тела образуют некки, штоки или дайки. Некоторые крупные гранитные массивы имеют форму горизонтальных или наклонных пластин и заплывают полости отслаивания внутри чехла вулканогенно-осадочных палеозойских отложений (Щерба, 1960).

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ФОРМ И ИХ СООТНОШЕНИЯ С БОЛЕЕ ДРЕВНИМИ СТРУКТУРНЫМИ ЭЛЕМЕНТАМИ

ДОДЕВОНСКОЕ ВРЕМЯ

В нижнем палеозое на территории Балхашского антиклинория накапливались фациально изменчивые морские вулканогенно-осадочные толщи, представленные вулканическими образованиями преимущественно базальтового и андезитового состава, а также кремнистыми и полимиктовыми терригенными отложениями. Намечается общее изменение режима осадконакопления — вслед за эпохой интенсивного вулканизма образовывались кремнистые породы, после чего в большом количестве отлагались терригенные осадки.

Мощность нижнепалеозойского вулканогенно-терригенного комплекса превышает 5 км. Между итмурундинской и казикской свитами, а также в основании ордовикских отложений отмечаются угловые несогласия. К концу нижнего палеозоя рассматриваемые отложения были метаморфизованы, смяты, нарушены многочисленными разрывами и прорваны небольшими интрузиями ультраосновного, основного, редко более кислого состава.

Каледонская складчатость не привела к ликвидации геосинклинального режима; на месте прежней геосинклинали образовалась герцинская геосинклинальная область. Морские граувакковые силурийские толщи отложились на размытой поверхности нижнего палеозоя с резким угловым несогласием. Несмотря на это, герцинские тектонические формы унаследовали простирания каледонских структурных элементов. Такую преемственность тектонического развития, впервые отмеченную Н. С. Шатским (1938, 1940) и В. Ф. Беспаловым (1954), в дальнейшем подчеркивали А. А. Богданов (1959) и Б. И. Борсук (1960; Боровиков, Борсук, 1958).

По данным В. Я. Кошкина, намечается зональность силурийских отложений Балхашского антиклинория. От гор Итмуруды через южное ограничение Саякской синклинали в зону Бесобинского разлома протягивается узкая субширотная полоса, где на размытой поверхности нижнего палеозоя залегает верхнелудловская толща. Она характеризуется сравнительно небольшой мощностью (до 1—1,5 км) и повышенным содержанием грубообломочных пород. К северу и к югу от этой полосы увеличивается мощность и содержание мелкообломочных разностей; разрез лудловского яруса становится более монотонным. Севернее субширотной полосы, по данным Р. М. Антонюка, появляются уинлокские и даже ландоверийские отложения. На северном окончании Балхашского антиклинория и в горах Тюлькули мощность лудловских отложений достигает 2,5 км.

Таким образом, на территории Балхашского антиклинория в силу существовало субширотное относительное поднятие, к северу и к югу от которого располагались более прогнутые участки. Подошва северного прогиба погнулась к северу.

ПЕРВАЯ ПОЛОВИНА ДЕВОНСКОГО ПЕРИОДА

Девонские толщи Балхашского антиклинория представлены морскими терригенными отложениями — продуктами размыва вулканогенных пород. В отличие от силурийских толщ они содержат много туфоженных прослоев. По-видимому, терригенный и туфовый материал поступал главным образом из районов девонского континентального вулканизма.

Отложения первой половины девона — мелководные образования, почти лишенные внутренних размывов. Поэтому их мощности отражают величину относительного прогибания разных частей Балхашского антиклинория. Для этого времени устанавливается фациальная зональность, в общем сходная с силурийской; но лучшая изученность девонских отложений позволяет выявить много новых черт тектонического развития.

Силурийское относительное поднятие южной части Балхашского антиклинория было унаследовано раннедевонским поднятием Краснооктябрьской зоны, которое простиралось субширотно и имело ширину 5—20 км. В пределах поднятия отложения первой половины девона отсутствуют или представлены грубообломочными казахскими слоями мощностью до 350 м, несогласно перекрывающими силурийские и нижнепалеозойские толщи.

Территории к северу и к югу от Краснооктябрьского антиклинального поднятия характеризуются более полными и мощными разрезами, меньшей грубообломочностью отложений; нижедевонские слои здесь чаще всего согласно сменяют силурийские. Южнее Краснооктябрьского поднятия находился обширный прогиб, преобразовавшийся потом в Северо-Джунгарский синклиорий. На севере этого прогиба, в Чаукарской зоне мощность ниже-среднедевонских отложений около 2000 м (Кошкин, 1961). Вторая прогнутая область располагалась к северу от антиклинального поднятия. В ее южной части, Котанбулак-Балинской зоне прогибание было умеренным (1200—1800 м). Более северная Когалыджайдак-Тюлькулинская зона прогнулась на 2600—3000 м.

Недостаток данных не позволяет определить форму южного крыла Краснооктябрьского антиклинального поднятия. Северное крыло поднятия (рис. 65) в плане изогнуто и состоит из протяженных кулисообразно расположенных участков широтного или северо-западного простирания и коротких участков субмеридионального простирания. На участках северо-западного и широтного простирания ближайшие разрезы Краснооктябрьской и Котанбулак-Балинской зон отстоят один от другого на 9 км (см. рис. 4, разрезы 2 и 3 на юге Саякской синклинали, разрез 1 и разрез Жирикской синклинали в юго-западной части Балхашского антиклинория). Следовательно, здесь на коротком расстоянии изменяются мощности и состав отложений, в то время как на остальной территории зон они весьма выдержаны. По-видимому, рассматриваемые участки северного крыла антиклинального поднятия представляли собой разрывы или скорее флексуры (рис. 66, 67, разрез I). На субмеридиональных участках границы поднятия мощности отложений, вероятно, изменялись более постепенно.

Для времени накопления прибалхашских слоев между Котанбулак-Балинской и Когалыджайдак-Тюлькулинской зонами не устанавливается резких различий. В обеих зонах накапливались отложения мощностью 400—480 м. Последняя возрастает до 750—800 м в некоторых участках западного склона Балхашского антиклинория (районы горы

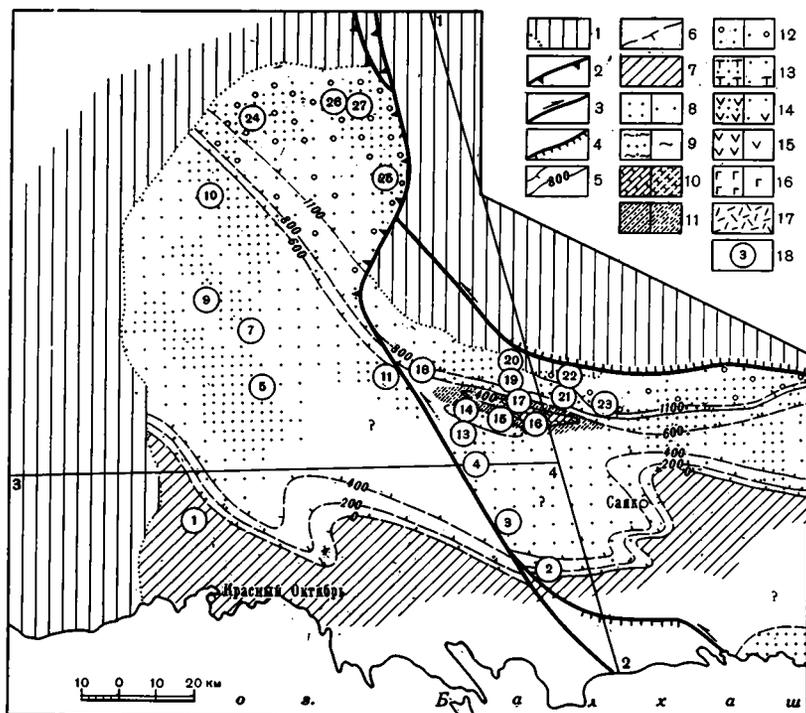


Рис. 65. Схема распространения фаций и мощностей сарджальских слоев Балхашского антиклинория

1 — Северо-Балхашский и Токрауский синклинии; 2 — 4 — крупные позднепалеозойские разломы: 2 — надвиги, 3 — сдвиги, 4 — сбросы; 5, 6 — изопохиты: 5 — прослеженные в местах выходов отложений на поверхность, 6 — предполагаемые; 7 — области, где осадки не накапливались; 8—16 — фации (в левой части условного знака — наблюдавшиеся в местах выходов отложений на поверхность, справа — предполагаемые): 8 — морские терригенные отложения со сравнительно небольшим содержанием туфов и карбонатов; 9, 10 — терригенные отложения с повышенным содержанием карбонатных пород: 9 — в верхней половине разреза; 10 — в его средней части; 11 — фации, переходные от 8 к 10; 12 — терригенные отложения с небольшим количеством туфов и повышенным содержанием грубообломочных пород в низах разреза; 13 — терригенные отложения с большим количеством туфов; 14 — вулканогенно-терригенные отложения преимущественно кислого состава; 15 — вулканогенные отложения преимущественно кислого состава (на рис. 72 в нижней половине разреза — среднего состава); 16 — вулканогенные отложения преимущественно среднего состава на рис. 72, среднего и кислого состава на рис. 73; 17 — области интенсивного проявления липаритового вулканизма в «калмакэмельское» время или только в конце его; 18 — важнейшие разрезы

Бурубай, по данным И. Н. Красиловой за 1963 г., и родника Когалы-Джайдак). В горах Тюлькули мощность сокращена до 250 м, вероятно, за счет того, что 50-метровая верхняя пачка прибалхашских слоев с размывом перекрыла подстилающие отложения. В районе горы Шоинтас прибалхашские слои не отлагались или были размывы к началу накопления сарджальских слоев (Бубличенко, 1945а).

Наиболее четко различия между Котанбулак-Балинской и Когалы-Джайдак-Тюлькулинской зонами проявились во время накопления сарджальских слоев. Эти различия отчасти фациальные (в Когалы-Джайдак-Тюлькулинской зоне несколько больше туфогенных прослоев, а в низах разрезов много грубообломочных пород), но главным образом выражены в мощностях осадков. В Котанбулак-Балинской зоне мощности обычно колеблются от 480 до 570 м, в Когалы-Джайдак-Тюлькулинской зоне они достигают 1150—1300 м (см. рис. 65).

Граница зон простирается широтно в восточной части Балхашского антиклинория и на северо-запад в его западной части. Фациальные

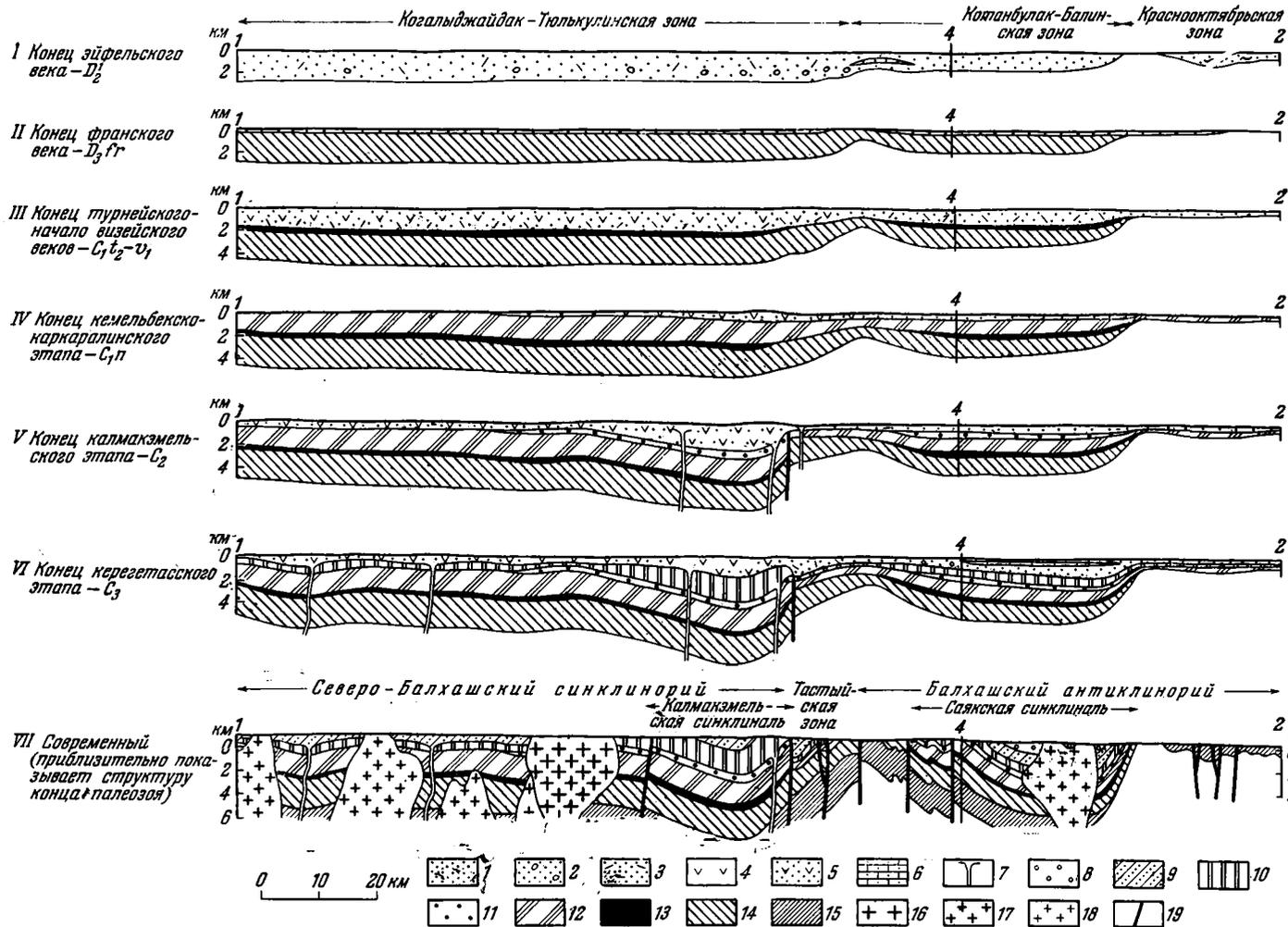


Рис. 66. Фациальные профили девонских и каменноугольных отложений Северного Прибалхашья по линии 1—2 (вертикальный масштаб вдвое больше горизонтального, линия профилей показана на рис. 2, 65, 69, 70, 72, 73)

1 — алевриты и песчаники с небольшим количеством средне- и грубозернистых разностей; 2 — алевриты и песчаники с большим количеством средне- и грубозернистых разностей; 3 — туфогенно-терригенные отложения; 4 — вулканогенные отложения с большим содержанием лав и игнимбритов; 5 — вулканогенные отложения с редкими линзами лав и игнимбритов; 6 — известняки и карбонатно-терригенные породы; 7 — жерла и трещины, по которым происходили вулканические извержения; 8 — архарлинская свита; 9 — керегетасская свита; 10 — калмакэмельская свита; 11 — кемельбекская и каркаралинская свиты; 12 — фаменские и турнейские отложения; 13 — живетские и франские отложения; 14 — отложения нижней половины девонской системы; 15 — силурийские отложения; 16 — верхнепермские граниты; 17 — верхнекаменноугольные - нижнепермские гранитоиды; 18 — нижнекаменноугольные гранитоиды; 19 — разрывные нарушения

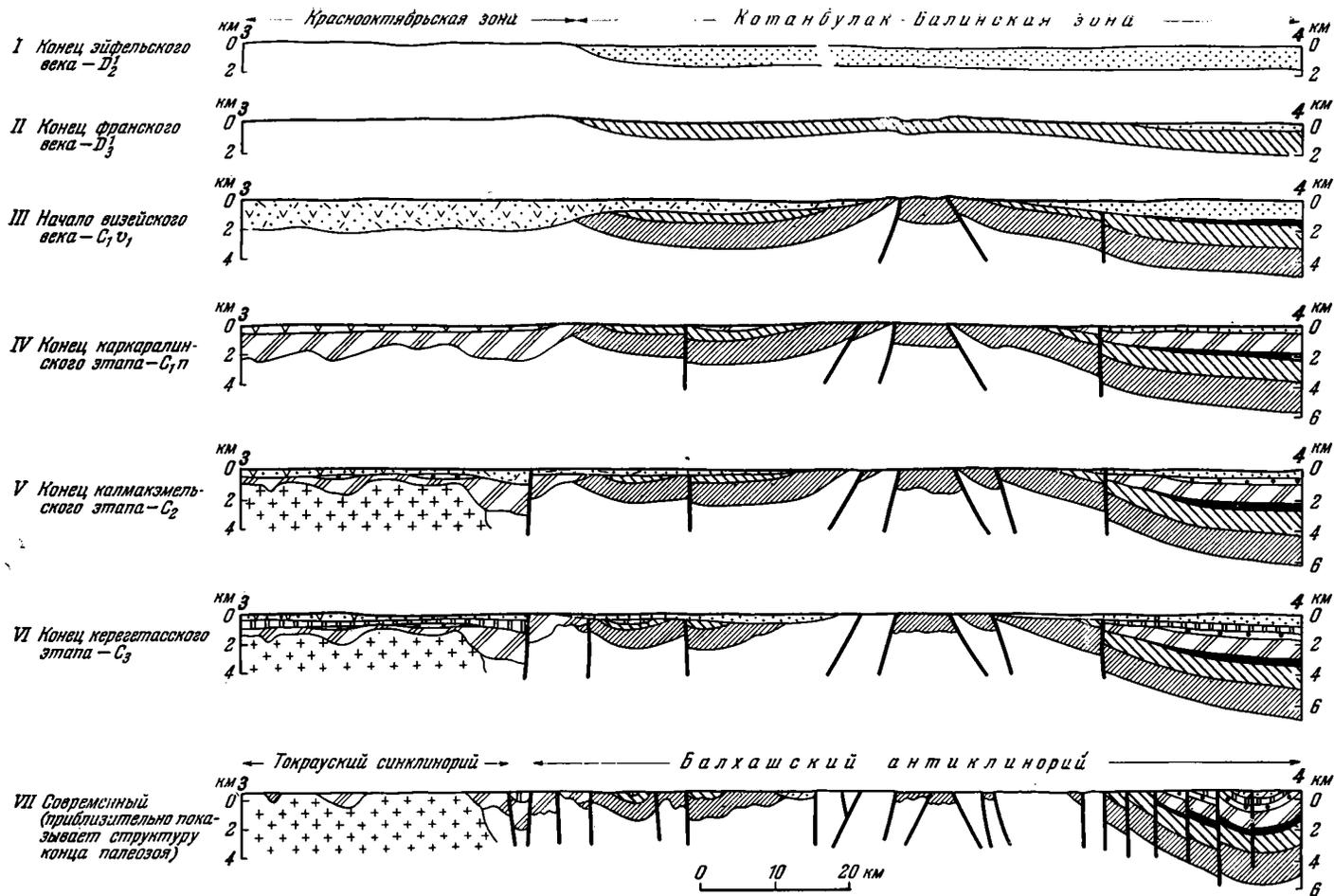


Рис. 67. Фациальные профили девонских и каменноугольных отложений Северного Прибалхашья по линии 3—4 (вертикальный масштаб вдвое больше горизонтального, линия профилей показана на рис. 2, 65, 69, 70, 72, 73)

Условные обозначения те же, что и на рис. 66

изменения на их границе подробно изучены между Саякской и Калмак-эмельской синклиналими. Здесь в северной части Котанбулак-Балинской зоны выделяется небольшой прогиб запад-северо-западного простирания, ограниченный с севера узким Ащиозекским антиклинальным поднятием (см. рис. 65, 66). В прогибе мощность сарджальских слоев достигает 700 м (см. рис. 4—6, разрез 14), а на поднятии сокращается до 350—410 м (разрезы 16—Б, В). На поднятии появляется много карбонатно-терригенных и карбонатных пород. Севернее Ащиозекского поднятия (между разрезами 17 и 19) на протяжении 4 км карбонатность сарджальских слоев уменьшается, а мощность быстро возрастает на 300—400 м. Далее к северу возрастание мощности происходит медленнее: от 750—800 до 800—850 м на протяжении 7 км (разрезы 19 и 20). По-видимому, северный склон Ащиозекского поднятия между разрезами 17 и 19 во время накопления сарджальских слоев представлял собой флексуру с опущенным северным крылом, разделявшую рассматриваемые зоны. На нижнем перегибе флексуры (разрез 19) отмечено повышенное содержание грубообломочных терригенных пород. Сходные изменения фаций и мощностей сарджальских слоев на границе зон установлены в более восточном пересечении — от горы Джетымшоки на северном борту Саякской синклинали к западному окончанию гор Тюлькукули. Быстрое возрастание мощности на границе зон происходит также между горами Котанбулак (разрез 10) и родником Когалы-Джайдак (разрез 24).

Рассмотренные примеры дают основание предполагать, что во время накопления сарджальских слоев граница Котанбулак-Балинской и Когалыджайдак-Тюлькулинской зон была выражена флексурой с опущенным северным крылом. Ширина смыкающего крыла флексуры не превышала первых километров, амплитуда вертикального перемещения колебалась от 300 до 600 м. В районе р. Ащиозек верхнее крыло флексуры осложнялось небольшими продольными поднятиями. К северу от основной флексуры, по-видимому, существовали флексурные изгибы меньшей амплитуды и протяженности. Так, в районе горы Сарыбиик (разрез 21) мощность сарджальских слоев близка к 950 м и мало изменяется в соседних участках. Севернее и восточнее горы Сарыбиик мощность скачкообразно возрастает до 1150—1250 м (разрезы 22, 23) и также выдерживается на значительном протяжении.

Казахские слои Котанбулак-Балинской и Когалыджайдак-Тюлькулинской зон были частично, а местами полностью, размыты в конце среднего — начале верхнего девона. Полная мощность казахских слоев (около 700 м) сохранилась лишь на северо-восточном и восточном ограничениях Саякской синклинали, где казахские слои согласно сменяются живетскими. В других частях Котанбулак-Балинской зоны мощность казахских слоев колеблется от 0 до 650 м. Вероятно, первоначально она также не превышала 700 м. В Когалыджайдак-Тюлькулинской зоне сохранившиеся от размыва казахские слои имеют мощность до 900—1000 м. Следовательно, во время накопления казахских слоев сохранялись прежние различия между зонами; очевидно, развивалась и разделявшая их флексура. Продолжала развиваться также небольшая флексура запад-северо-западного простирания, выделенная к северу и востоку от горы Сарыбиик. На ее северном крыле (разрезы 22, 23) мощность казахских слоев — 950—1000 м, а на южном крыле (разрез 21) — лишь 750—820 м.

В первой половине девона территория Балхашского антиклинория была частью обширного морского бассейна, ограниченного континентами, на которых происходила вулканическая деятельность. Продукты извержений в основном представлены пирокластическими породами кислого и среднего состава. Наиболее интенсивная вулканическая деятель-

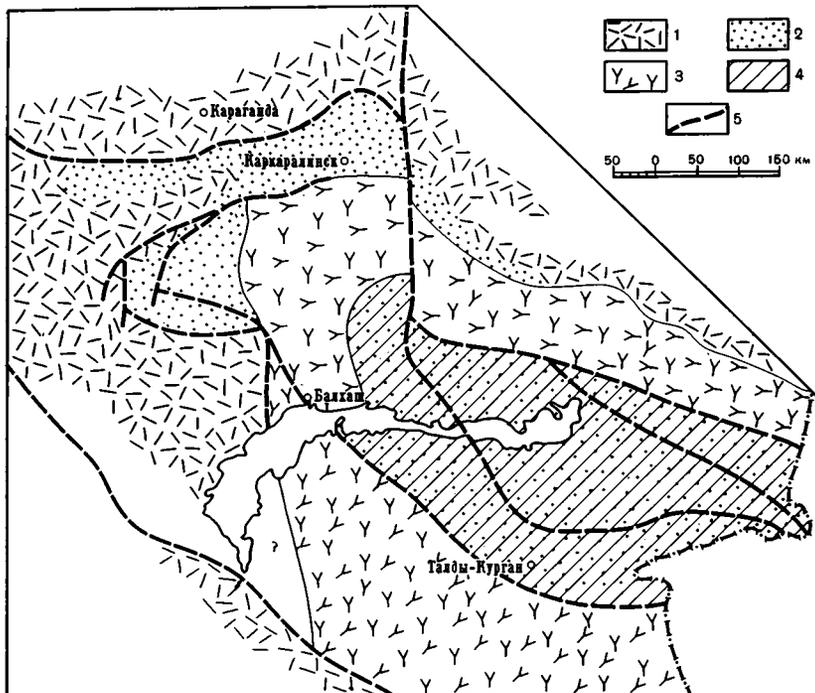


Рис. 68. Вулканические пояса первой половины девонского периода и верхнего палеозоя в Центральном Казахстане (с использованием данных Н. В. Аксаментовой, Р. М. Антоюка, 1964; Н. А. Афоничева, 1960; А. А. Богданова, 1959, 1963; В. С. Войтовича, 1962; В. Я. Кошкина, 1961, 1963; А. С. Кумпана, 1960; Н. Г. Марковой, 1964; В. Г. Тихомирова, 1966; Г. М. Фремда, 1963; Н. П. Четвериковой, 1966)

1, 2 — первая половина девона: 1 — области мощного наземного вулканизма, 2 — области накопления морских туфогенно-терригенных толщ (отдельные участки были свободны от осадков); 3, 4 — верхний палеозой: 3 — области мощного наземного вулканизма; 4 — области накопления морских туфогенно-терригенных толщ (обширные площади были свободны от осадков); 5 — крупные позднепалеозойские разломы

ность имела место вдоль границ континента с областью морского осадконакопления. Это позволило А. А. Богданову (1959; Богданов и др., 1963) выделить зону максимального распространения вулканогенных пород как краевой вулканический пояс. По данным А. А. Богданова, пояс охватывает Западно-Балхашский синклинорий, Сарысу-Тенизский водораздел, Карагандинский синклинорий и разделяет области каледонской и герцинской складчатости. Исследования последних лет (Кошкин, 1961; Аксаментова, Антоюк, 1964; Маркова, 1964) показали, что вулканический пояс продолжается в хребет Чингиз и Предчингизье. Он обрамляет область морского осадконакопления на протяжении 1700 км и остается незамкнутым только на юге (рис. 68). В целом, пояс имеет угловатые очертания, располагаясь вдоль зон крупных разломов: Чингизской, Спасской, Бетпакалинской. По Успенской зоне разломов ответвление пояса заходит внутрь области морского осадконакопления в виде широкого «языка» протяженностью в 200 км. С образованием пояса связано внедрение комагматичных интрузий гранитоидов (Богданов, 1959; Маркова, 1964).

Континентальные отложения вулканического пояса были в значительной мере размыты в первой половине девона или позднее и сохранились лишь в относительно прогнутых участках. Их мощности достигают нескольких километров в депрессиях около центров извержений и умень-

шаются с удалением от последних. Наряду с этим, в Чингизе и Предчингизье намечается общее нарастание мощности вулканогенных пород с северо-востока на юго-запад, т. е. с приближением к области морского осадконакопления (Кошкин, 1961; Аксаментова, Антонюк, 1964; Асатуллаев и др., 1965). В присводовой части Чингизского антиклинория отложения нижней половины девона несогласно перекрывают подстилающие толщи, выполняют отдельные впадины и обычно имеют мощность до 1500 м. На юго-западном крыле антиклинория мощность отложений того же возраста достигает 2000—2500 м, иногда 3500 м; несогласие в основании девонских толщ уменьшается, местами исчезает.

Накопление морских осадков в области, ограниченной вулканическим поясом, происходило повсеместно и с разной интенсивностью. На северо-восточном крыле Северо-Балхашского синклинория В. Я. Кошкин (1961) выделяет Карабулакскую зону морских отложений нижней половины девона, представленных слоистыми туфами, туфовыми брекчиями, реже песчаниками и алевролитами¹. По-видимому, Карабулакская зона, расположенная вблизи области континентального вулканизма и поэтому особенно богатая туфами, находилась на северном склоне крупного Северо-Балхашского прогиба. На юго-западном и южном склонах этого раннедевонского прогиба, в Когалыджайдак-Тюлькулинской зоне Северного Прибалхашья содержание туфогенного материала в одновозрастных отложениях уменьшается, а мощность значительно возрастает и достигает 2600—3000 м. Северо-Балхашский прогиб удлинен в запад-северо-западном направлении более чем на 250 км при ширине 120—140 км. Нелинейная форма прогиба, более глубокое погружение ограниченного флексурой изогнутого юго-западного и южного крыла по сравнению с северо-восточным определяют сходство Северо-Балхашского прогиба с позднепалеозойскими асимметричными коробчатыми синклиналиями типа Саякской.

Вероятно, в пределах области морского осадконакопления существовали и другие подобные прогибы (Щерба, 1966). Наряду с ними можно выделить участки умеренного опускания типа Котанбулак-Балинской зоны, а также сравнительно узкие горстоподобные поднятия, где осадки не отлагались или были крайне маломощными. К числу последних относится субширотное Краснооктябрьское поднятие, северный борт которого образован несколькими флексурами (или разрывами), кулисообразно расположенными одна относительно другой.

Итак, важнейшим структурным элементом первой половины девона был вулканический пояс, осложненный впадинами около центров извержений и прорванный интрузиями гранитоидов, комагматичными вулканическим образованиям. Пояс обрамлял область морского осадконакопления, в пределах которой существовали глубокие асимметричные коробчатые прогибы, участки слабого опускания и узкие горстоподобные поднятия. Эти тектонические формы имели субширотное или северо-западное простирание. Морские туфогенно-терригенные толщи формировались за счет продуктов континентальной вулканической деятельности на территории пояса, который, таким образом, возвышался над морским бассейном. Тем не менее, мощности континентальных вулканических образований, сохранившихся от последующего размыва, местами превышают мощности морских осадков. Следовательно, отдельные участки вулканического пояса прогибались не слабее, чем дно морского бассейна.

¹ В последние годы И. А. Аниатов обнаружил в верхней части этого комплекса живетскую фауну. Однако нижележащая часть комплекса по-прежнему может считаться нижнедевонско-эйфельской.

В живетско-франское время на отдельных участках Балхашского антиклинория отлагалась маломощная (до 400 м) толща терригенных осадков с прослоями туфогенных песчаников, туффитов, мелкообломочных туфов. Туфогенные прослои обычно редки. Их содержание возрастает около южного борта Северо-Балхашского синклинория и к востоку от Саякской синклинали. По-видимому, туфогенный материал приносился из Предчингизья, где в живетский и, возможно, франкий века происходила вулканическая деятельность.

В. Я. Кошкин (1961) относит 25-метровую нижнюю пачку живетского яруса гор Кызылжал (см. рис. 9, разрез 1) к регрессивной серии осадков. Она сменяется 20-метровой пачкой ожелезненных песчаников, аргиллитов и углесодержащих пород, отлагавшихся при максимальном сокращении морского бассейна. Выше следует трансгрессивная серия живетских и франских морских осадков. Живетские слои отлагались лишь в восточной и крайней западной частях Балхашского антиклинория. Во франкий век морской бассейн восточной части антиклинория расширился к западу. Трансгрессивное залегание франских осадков хорошо видно на северо-западном окончании Саякской синклинали, где франские слои, с разрывом залегающие на казахских и согласно сменяющиеся фаменскими, постепенно уменьшаются в мощности с востока на запад и выклиниваются на меридиане колодца Бала (см. рис. 6, разрезы 16-А, 14-Г, 13-А). Живетско-франская трансгрессия достигла максимума в конце франского века, но даже в этот момент море покрывало меньшую часть Балхашского антиклинория, чем во время накопления казахских или фаменских слоев. Свободной от морских осадков

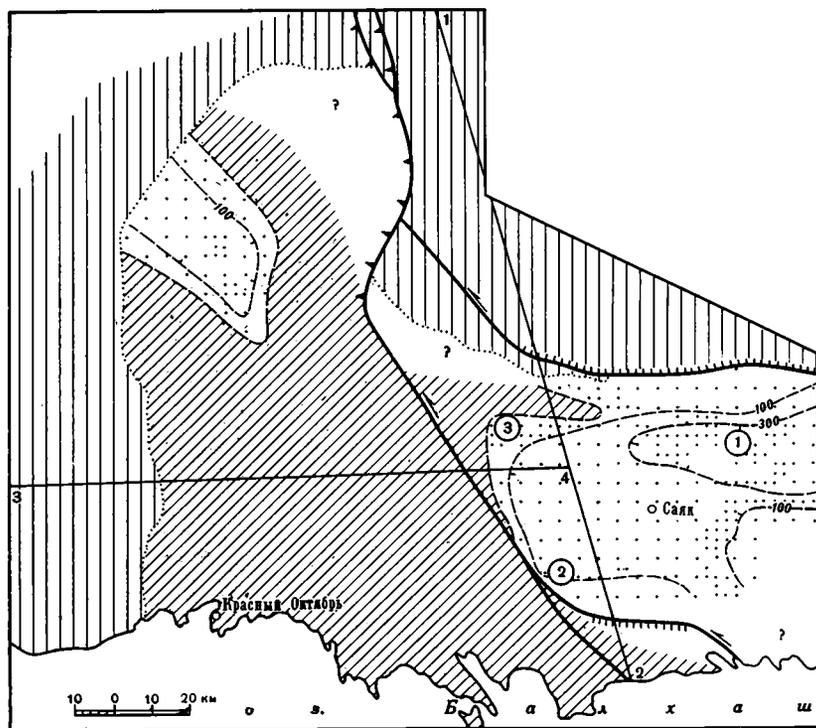


Рис. 69. Схема распространения фаций и мощностей живетско-франских отложений Балхашского антиклинория
Условные обозначения см. на рис. 65

оставалась меридиональная часть антиклинория и западная половина Краснооктябрьской зоны (рис. 69).

Воздымание меридиональной части Балхашского антиклинория (см. рис. 67, разрез II) — новообразование живетско-франского времени, приблизившее структурный план района к позднепалеозойскому. К западу и к востоку от меридионального поднятия частично наследуется зональность первой половины девона, но наибольшее погружение (до 400 м) испытывает Котанбулак-Балинская зона. Таким образом, в живетско-франской структуре Балхашского антиклинория сочетаются частично унаследованные и новообразованные элементы.

ФАМЕНСКИЙ И ТУРНЕЙСКИЙ ВЕКА

В фаменский век продолжается распространение живетско-франской трансгрессии. Поэтому фаменские отложения в одних участках согласно сменяют франские слои (Саякская синклиналь и ее восточное продолжение), а в других с размывом перекрывают нижележащие толщи.

Среди фаменских и турнейских отложений Северного Прибалхашья различаются две основные фации: вулканогенно-терригенная и морская терригенная. Вулканические образования первой фации переслаиваются с терригенными осадками и представлены преимущественно пирокластическими накоплениями дацитового, реже андезитового и липаритового состава. Извержения происходили как в подводных, так и в наземных условиях. За счет разрушения наземных вулканических построек формировался терригенный материал обеих фаций.

На большей части Балхашского антиклинория накапливались терригенные осадки с небольшой примесью туфогенного материала и мало мощными прослоями туфов (терригенная фация). Ее граница с вулканогенной фацией примерно совпадала с границей Балхашского антиклинория и соседних синклинириев. Граница фаций наиболее четко прослеживается вдоль южного борта Северо-Балхашского синклинория, где она проходит по Ащиозекской антиклинали, Тюлькулинскому разлому и его восточному продолжению — Муллабулакскому разлому, выделенному В. Я. Кошкиным и А. К. Мясниковым. Западная граница терригенной фации неровная и менее четкая. Содержание вулканогенных пород возрастает уже на западном склоне антиклинория (см. рис. 10, 11, разрезы 14, 16, 17), но большое количество вулканических образований выявляется лишь в Токрауском синклинории.

В западной и северной частях Токрауского синклинория, а также на северо-восточном крыле Северо-Балхашского синклинория вулканогенно-терригенные отложения замещаются карбонатными и терригенными. Таким образом, интенсивная фаменско-турнейская вулканическая деятельность была спецификой склонов Северо-Балхашского и Токрауского синклинириев, сопряженных с Балхашским антиклинорием.

В фаменско-турнейских разрезах синклинириев вулканические образования распределены неравномерно — их много в средней толще, тогда как нижняя и верхняя толщи содержат лишь прослойки туфов. Во многих разрезах Балхашского антиклинория также удается выделить среднюю толщу, обогащенную туфами и туффитами. Очевидно, время ее накопления совпадает со временем усиления вулканической деятельности в соседних частях синклинириев, откуда поступал туфовый материал.

На южном борту Северо-Балхашского синклинория средняя, наиболее вулканогенная толща формировалась с конца фаменского века до конца нижнетурнейского времени. На восточном борту Токрауского синклинория формирование средней толщи началось в нижнетурнейское и закончилось в верхнетурнейское время. Соответственно, накопление верхней, песчаной, толщи, происходившее вслед за этапом интенсивных

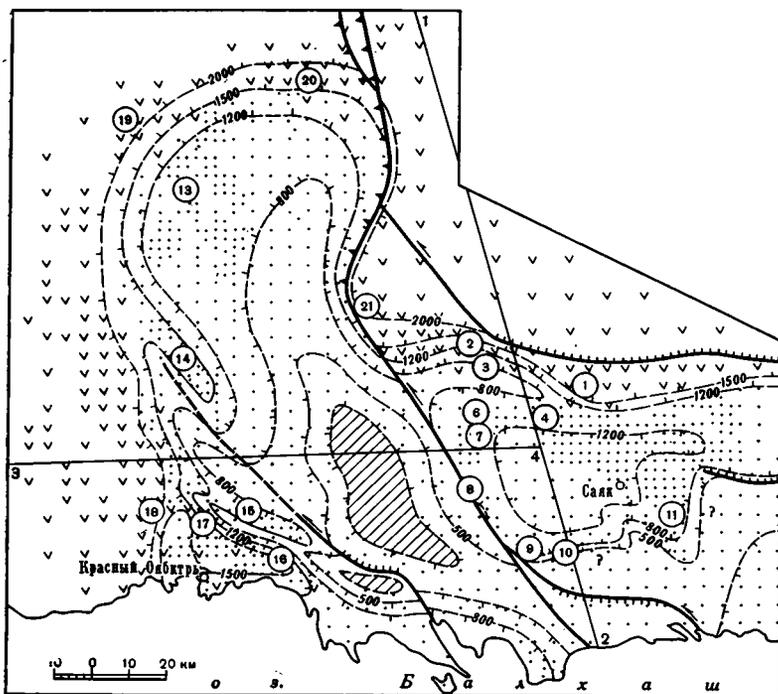


Рис. 70. Схема распространения фаций и мощностей фаменско-гурнейских отложений Балхашского антиклинория и соседних частей Северо-Балхашского и Токрауского синклинириев

Условные обозначения см. на рис. 65

извержений, закончилось в Северо-Балхашском синклинирии в конце турнейского, а в Токрауском — лишь в начале визейского веков.

Поскольку в фаменско-гурнейских разрезах синклинириев присутствуют линзы вулканических пород, мощности отдельных горизонтов вулканогенно-терригенной толщи, возможно, не соответствуют степени относительного прогибания за время формирования этих горизонтов. Определение величины прогибания еще более осложняется тем, что в моменты усиления эффузивной деятельности на территории синклинириев возникали вулканические острова, служившие источником сноса обломочного материала. Однако морские и континентальные вулканические образования чередуются в разрезах с мелководными туфогенно-терригенными осадками, т. е. отклонение мощностей отложений от величины относительного прогибания было эпизодическим. Поэтому мощности фаменско-гурнейских вулканогенно-терригенных толщ можно использовать для выявления вертикальных тектонических движений, но лишь в течение больших отрезков времени, соответствующих ярусам и подъярусам.

Общая мощность фаменско-гурнейских отложений возрастает при переходе с Балхашского антиклинория в соседние синклинирии от 1000 до 1700 м на пересечении северный борт Саякской синклинали (см. рис. 10, 11, разрез 4) — горы Тюлькили (разрез 1); от 1350—1400 до 2000—2300 м на пересечении горы Котанбулак (разрез 13) — горы Шольдаыр (разрез 19); от 1800 до 2500 м на пересечении горы Каражал (разрез 16) — горы Батыкызыл (разрез 18). Следовательно, области вулканической деятельности в целом погружались относительно территории Балхашского антиклинория. Граница Балхашского относительного поднятия и Северо-Балхашского прогиба на большом протяжении

имела вид уступа, совпадавшего с Тюлькулинским и Муллабулакским разломами (рис. 70). Западная граница Балхашского поднятия не была столь резкой, однако в ряде последовательно взятых турнейских разрезов гор Батыкызыл видно, что изменение мощности и состава пород от Балхашского поднятия к Токраускому прогибу происходило постепенно, но быстро.

Образование Северо-Балхашского и Токрауского прогибов, в которых происходила вулканическая деятельность, и сопряженного с ними Балхашского поднятия завершило перестройку раннедевонской структуры Северного Прибалхашья. Перестройка началась еще в живетско-франское время с воздымания меридиональной части Балхашского антиклинория. В фаменско-турнейское время этот процесс дополнился возникновением Токрауского прогиба, резко наложенного на более древние тектонические формы, а также вулканической деятельности в Северо-Балхашском и Токрауском прогибах. Структурные преобразования, предшествовавшие накоплению фаменско-турнейских толщ, сопровождались размывом подстилающих отложений. Наиболее глубокий размыв отмечается в западной части района, где преобразования были особенно существенными. В горах Котанбулак (см. рис. 4,5, разрез 10) фаменская толща залегает на казахских слоях, мощность которых сокращена до 200—250 м, а в горах Сарыюба (разрез 8) — на нижних горизонтах казахских слоев или на сарджальских слоях. В восточных частях Котанбулак-Балинской и Краснооктябрьской зон, не испытавших больших преобразований, обычен согласный переход от франских отложений к фаменским.

По мощности фаменско-турнейских отложений, по характеру размывов в их подошве и в основании отдельных толщ на территории Балхашского антиклинория устанавливается рост некоторых складок и разломов. На большей части Саяжской синклинали мощность фаменско-турнейских отложений — 950—1050 м. В западной части южного борта верхняя толща фаменско-турнейского разреза каркаралинской свиты уничтожена размывом, предшествовавшим накоплению каркаралинской свиты. В восточной части южного борта кроме «предкаркаралинского» размыва фиксируется размыв в основании верхней толщи фаменско-турнейского комплекса. Из-за этих размывов и, вероятно, первичного уменьшения мощности средняя толща отсутствует, нижняя сокращена до 150 м, верхняя — до 160 м. По-видимому, указанные размывы и изменения мощности связаны с движениями по флектуре, ограничивающей Саяжскую синклинали с юга (см. рис. 66, разрез III).

В фаменско-турнейское время продолжается относительное воздымание Ащиозекской антиклинали, ограничивающей Саяжскую синклинали с севера. Оно проявилось в предфаменском размыве казахских слоев на своде и северном крыле антиклинали, а также в сокращении на своде антиклинали мощности фаменской толщи до 250—270 м (см. рис. 10, разрез 3).

В фаменский век на юго-западе Балхашского антиклинория, по данным В. Я. Кошкина, возникла Краснооктябрьская впадина. Как и Саяжская впадина, она была немного удлинена в широтном направлении. В центральной части впадины мощность фаменских отложений — 700—800 м. К востоку она постепенно сокращается до 150 м, причем отдельные горизонты выпадают из разреза. В западной части впадины, вблизи гор Батыкызыл (см. рис. 10, 11, разрез 17) мощность фаменской толщи — около 500 м. К югу от гор Батыкызыл турнейские отложения несогласно перекрывают дофаменские. Вероятно, здесь находилось небольшое поднятие, разделявшее Краснооктябрьскую и Токраускую впадины. Турнейские отложения Краснооктябрьской впадины более выдержаны по мощности (разрез 16). В. Я. Кошкин отмечает лишь некоторое

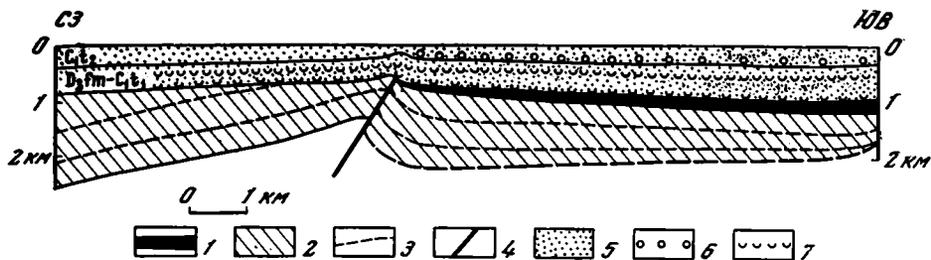


Рис. 71. Фациальный профиль фаменских и турнейских отложений района Шатовского взброса

1 — живецко-франские отложения; 2 — отложения нижней половины девонской системы; 3 — границы слоев нижней половины девона; 4 — Шатовский взброс; 5 — терригенные отложения с небольшим количеством грубообломочных разностей; 6 — терригенные отложения с большим количеством грубообломочных разностей; 7 — туфы и туффиты

уменьшение последней в южной части впадины. Севернее Краснооктябрьской впадины, возле горы Копшоки (разрез 15) фаменско-турнейские отложения имеют иные мощности и состав. Очевидно, район горы Копшоки отделялся от Краснооктябрьской впадины узким Итмурундинским антиклинальным поднятием северо-западного простирания (рис. 70).

В фаменско-турнейских терригенных породах Краснооктябрьской впадины и западного окончания Саякской синклинали встречены обломки яшм и метаморфизованных вулканогенных пород, сходных с теми, что слагают сейчас наиболее приподнятую часть Балхашского антиклинория. С приближением к ней на западном окончании Саякской синклинали возрастает степень предфаменского размыва, а в Краснооктябрьской впадине отмечается сокращение мощности фаменских отложений на 500 м, турнейских — на 120 м. В районе горы Копшоки в том же направлении мощность турнейских толщ уменьшается на 200 м. По-видимому, центральная часть антиклинория (окрестности гор Казик и Тесиктас) была относительно приподнятой и эпизодически служила источником сноса обломочного материала.

Одновременно с Саякской впадиной и поднятием гор Казик и Тесиктас, возможно, возник разделявший их отрезок северо-западного простирания Центрально-Казахстанского разлома (см. рис. 67, разрез III), к которому под острым углом примыкала флексура южного борта Саякской синклинали. В это же время началось относительное воздымание западного крыла Шатовского взброса (рис. 71). По мере приближения к нему с юго-востока сокращается мощность верхней толщи фаменско-турнейского комплекса, а верхи этой толщи срезаются отложениями каркаралинской свиты. В 6,5 км юго-восточнее взброса фаменские отложения согласно сменяют франские, а в западном крыле взброса они с небольшим несогласием залегают на нижней части сарджальских слоев.

Итак, в фаменско-турнейское время появились основные элементы позднепалеозойской структуры рассматриваемого района — Балхашское поднятие, преобразовавшееся потом в Балхашский антиклинорий, и обрамляющие его крупные прогибы с вулканической деятельностью преимущественно дацитового состава, преобразовавшиеся в дальнейшем в Северо-Балхашский и Токрауский синклинории. Тогда же возникли или наметились некоторые другие тектонические формы, отчетливо выраженные в позднепалеозойской структуре: Саякская синклинали, Краснооктябрьская впадина, Ащиозекское и Итмурундинское антиклинальные поднятия, поднятие гор Казик и Тесиктас, участок северо-западного простирания Центрально-Казахстанского разлома (?), Шатовский взброс.

ВРЕМЯ НАКОПЛЕНИЯ ВИЗЕЙСКО-ПЕРМСКИХ ТОЛЩ И ЗАВЕРШЕНИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУРЫ

В визейско-пермский этап в общих чертах сохранилась фациальная зональность фаменско-турнейского времени — на территории Северо-Балхашского и Токрауского синклинориев накапливались вулканогенные и вулканогенно-терригенные толщи (вулканическая фациальная зона), на территории Балхашского антиклинория — туфогенно-терригенные и терригенные толщи (терригенная фациальная зона). Однако характер извержений стал иным. Для фаменско-турнейского времени более характерны морские вулканические образования, а в визейско-пермский этап вулканическая деятельность происходила почти исключительно в наземных условиях. Визейско-пермские толщи Балхашского антиклинория накапливались, как и фаменско-турнейские, преимущественно в морских и прибрежно-морских условиях. Однако среди визейско-пермских отложений есть и континентальные образования, особенно многочисленные в самой молодой архарлинской свите.

По сравнению с фаменско-турнейскими границы зон немного изменились. Западная граница Токрауской вулканической области несколько сместилась к западу; в районе горы Котырасан отмечается также небольшое смещение к западу восточной границы этой области. Южная граница Северо-Балхашской вулканической области сместилась к северу. Прежде она проходила по Ащизекской антиклинали и Тюлькулинскому разлому, с визейского века на большом протяжении совпала с Калмак-эмельским разломом. Постепенно сдвигалась и северо-восточная граница этой вулканической области (Кошкин, 1963). Вулканические извержения фаменско-турнейского времени происходили главным образом в западной и южной частях Северо-Балхашского синклинория. Вулканическая деятельность «калмакэмельского» времени охватила почти всю территорию синклинория, а в «керегетасское» время к вулканической области причленился новый район Предчингизья.

Переход от морского осадконакопления к наземному осуществлялся по-разному в Северо-Балхашском и Токрауском синклинориях. На востоке Токрауского синклинория в нижневизейское время продолжалось накопление таких же осадков, как в верхнетурнейское время. К середине визейского века фаменско-нижневизейские толщи, по данным М. К. Бахтеева и В. С. Попова, были деформированы и несогласно перекрыты континентальными отложениями каркаралинской свиты.

В юго-западной части Северо-Балхашского синклинория в первой половине визейского века накапливалась кемельбекская свита. На южном борту Северо-Балхашского синклинория и к югу от Кусакской синклинали она имеет мощность до 300 м и представлена фациально изменчивыми пресноводными и прибрежно-морскими терригенными осадками с маломощными линзами многозольных углей, железной руды и редкими линзами андезито-базальтовых порфиритов и туфов. Кемельбекская свита залегает согласно или с небольшим размывом на турнейских осадках и постепенно сменяется отложениями каркаралинской свиты. В. Я. Кошкин (1962) отмечает, что кемельбекская и каркаралинская свиты накапливались в сходных палеогеографических условиях; переход одной свиты в другую определялся лишь усилением вулканической деятельности и увеличением содержания вулканогенных пород. Поскольку этот процесс начался неодновременно, то граница свит часто оказывается фациальной, а не стратиграфической. Регрессивная серия осадков кемельбекской свиты, напоминающая нижнюю часть живетского разреза Балхашского антиклинория, как бы связывает в единый ряд фаменско-турнейские морские осадки и наземные вулканические образования визейско-пермского возраста.

Кемельбекская свита того же состава, но без прослоев вулканогенных пород, накапливалась на северном борту Саякской синклинали. Она имеет мощность до 50 м и к югу выклинивается. Там каркаралинские сложения с размывом перекрывают турнейские.

Вулканические образования каркаралинской, калмакэмельской, керегетасской и архарлинской свит, взятые вместе, имеют такой же состав, как фаменско-турнейские. Однако каждая свита визейско-пермского разреза обладает петрографическими и химическими особенностями.

Для каркаралинской свиты наиболее характерны породы андезитового и андезито-базальтового состава. Наряду с ними местами распространены, изредка преобладают, вулканические образования липаритового, дацитового и трахитового состава. Если андезитовый и андезито-базальтовый вулканизм — новообразование «каркаралинского» времени, то накопление кислых вулканических продуктов, вероятно, следует рассматривать как реликтовые проявления фаменско-турнейских магматических очагов (Кошкин, 1963). Центры каркаралинских извержений кислого и среднего состава не совпадают.

Калмакэмельская свита сложена породами андезитового и дацитового состава. В верхах разрезов Калмакэмельской синклинали появляются более кислые вулканические образования. В керегетасской свите преобладают породы липаритового и дацитового состава, часто повышенной щелочности. В предчингизской части Северо-Балхашского синклинория, которая, по мнению В. Я. Кошкина (1963), причленилась к вулканической области лишь в «керегетасское» время, широко распространены также эффузивы андезитового и андезито-базальтового состава. В архарлинской свите преобладают кислые вулканические образования.

Таким образом, несмотря на многочисленные отклонения, состав визейско-пермских вулканических извержений постепенно изменялся от среднего к кислому. В соответствии с этим изменялся и тип извержений. В каркаралинской свите лавы и лавовые брекчии преобладают над туфами и туфовыми брекчиями. В калмакэмельской свите содержание туфов возрастает. В керегетасской свите преобладают туфы и игнимбриты, причем последние особенно многочисленны в верхней части свиты. Андезитовые и андезито-базальтовые керегетасские отложения предчингизской части Северо-Балхашского синклинория представлены главным образом лавами. Для архарлинской свиты характерно обилие пирокластических образований.

Терригенные отложения Балхашского антиклинория мелководны и в основном состоят из продуктов размыва разновозрастных вулканических, реже интрузивных образований Северо-Балхашского и Токрауского синклинориев. В соответствии с изменением состава вулканических извержений изменялся и состав туфогенно-терригенных толщ Балхашского антиклинория. Вместе с тем, в терригенных отложениях есть обломки местных палеозойских пород, т. е. на территории антиклинория также существовали области сноса.

Вдоль границ вулканической и терригенной фациальных зон распространены каркаралинские, калмакэмельские и керегетасские отложения переходного типа. Это прибрежно-морские, реже континентальные туфогенно-терригенные толщи. Туфового материала, поступавшего из вулканической зоны, здесь больше, чем в терригенной зоне. В «калмакэмельское» время и перед накоплением керегетасской свиты в переходной полосе (Тастыйская и Котырассанская грабен-синклинали) проявился собственный липаритовый вулканизм. В Тастыйской грабен-синклинали известны и более поздние липаритовые дайки.

О прогибах, поднятиях и разломах времени накопления визейско-пермских толщ можно судить главным образом по мощностям отложе-

ний. В связи с этим возникает вопрос, допустимо ли установление величин относительного прогибания по мощностям наземных вулканогенных толщ и на основании их сравнения с мощностями мелководных морских осадков (последние отражают степень прогибания довольно точно). Визейско-пермские толщи Балхашского антиклинория состоят в основном из продуктов разрушения разновозрастных пород вулканической области, однако в каждой свите антиклинория есть пласты известняков. Известняки отлагались, когда вынос обломочного материала из вулканической области почти прекращался, т. е. когда рельеф там выравнивался. Поэтому, хотя в отдельные моменты рельеф вулканической области был сильно расчлененным, и мощности отложений не соответствовали величине прогибания, мощности же свит в целом или крупных длительно формировавшихся толщ отражают степень относительного погружения того или иного участка. Такие суммарные мощности можно сравнивать одну с другой и с мощностями морских осадков Балхашского антиклинория.

В Северо-Балхашском и Токрауском синклиниях¹ развитие коробчатых синклиналей типа Калмакэмельской отличалось от развития остальных территорий. Вне коробчатых синклиналей суммарная мощность визейско-пермских отложений сравнительно невелика. Отдельные свиты и толщи местами увеличиваются в мощности, местами сокращаются или выпадают из разреза. Нередко мощность какой-нибудь свиты возрастает там, где более древние и более молодые отложения маломощны или отсутствуют. По мощностям отложений различаются участки вулканической деятельности преимущественно среднего и преимущественно кислого состава и участки, удаленные от центров извержений. Их расположение со временем изменялось.

Мощности каркаралинских отложений в местах андезитового и андезито-базальтового вулканизма и в удалении от центров извержений не превышают 500—600 м. Эти участки испытывали общее погружение. Степень погружения Северо-Балхашского синклинория, вероятно, уменьшалась к северо-востоку; на его северо-восточном борту каркаралинские толщи не накапливались (Кошкин, 1963). К северу и востоку от гор Кызыладыр, где, по данным О. М. Гаек, распространены каркаралинские туфы и лавы кислого состава и где можно предполагать центры их извержений, мощность возрастает до 800—1000 м. По-видимому, на фоне общего прогибания этот участок представлял собой более глубокую депрессию.

Калмакэмельские отложения имеют относительно выдержанный андезито-дацитовый состав. Их мощности достигают 400—600 м в Северо-Балхашском синклинории и 300—400 м в Токрауском синклинории. На отдельных участках (например, к югу от гор Кызыладыр) калмакэмельские отложения отсутствуют и, вероятно, не накапливались.

В керегетасское время на рассматриваемых территориях происходили вулканические извержения преимущественно кислого состава. Вокруг центров извержений накапливались продукты вулканической деятельности, возвышавшиеся над соседними территориями. Крупный и сложно построенный вулканический центр описан В. В. Коптевой (1964) в горах Чубарайгыр. Здесь сочетаются прижерловые фации напластованных вулканогенных пород, некии, субвулканические тела. Мощность керегетасских толщ, сохранившихся от последующего размыва, достигают 700—800 м. С удалением от центра извержений прижерловые фации замещаются мелкообломочными туфами и туфогенно-терригенными отложениями; толщи становятся маломощными, а к северо-западу выклини-

¹ Имеются в виду лишь подробно описываемые в работе краевые части Северо-Балхашского и Токрауского синклинориев, прилежащие к Балхашскому антиклинорию.

ваются. Следовательно, подошва керегетасской свиты вблизи вулканического центра была опущена относительно соседних территорий. Такой же керегетасский вулканический массив и депрессия под ним, вероятно, существовали в горах Кызыладыр (см. рис. 10, разрез 34). В. Я. Кошкин (1964) описал вулканический массив керегетасско-архарлинского возраста северо-западнее горы Котанэмель в горах Караирек. Он образован деятельностью многочисленных вулканов центрального и трещинного типа. Подошва керегетасских и архарлинских отложений Караирекского массива прогнута относительно соседних территорий. По-видимому, в керегетасское время возникали и другие подобные массивы и депрессии под ними.

Вне упомянутых вулканических массивов мощность керегетасских отложений не превышала 500—600 м в Северо-Балхашском синклинории и 400—500 м в Токрауском синклинории. На отдельных участках (восточнее горы Котанэмель, северо-западнее гор Кызыладыр) архарлинская свита залегает на калмакэмельской; керегетасские толщи здесь не накапливались или были настолько маломощными, что смылись к началу архарлинского осадконакопления. Таким образом, в «керегетасское» время прогибание Северо-Балхашского и Токрауского синклинориев резко дифференцировалось.

В «архарлинское» время накопление вулканогенных и вулканогенно-терригенных толщ продолжалось главным образом в отдельных депрессиях, причем некоторые из них были ограничены разрывами. Глубокая депрессия выделяется севернее горы Котанэмель в горах Архарлы (Кошкин, 1963). В ней происходила вулканическая деятельность, которую В. Я. Кошкин разделяет на два этапа. Первый этап начался с накопления кислых туфов и туфовых брекчий вблизи центров извержений и грубообломочных продуктов размыва в удалении от них. Затем отлагались более мелкозернистые туфоогенно-терригенные осадки. Общая мощность отложений первого этапа — 650 м. Во второй этап накапливались туфы, туфовые брекчии, игнимбриты кислого, реже среднего состава. Их мощность — 670 м. Два аналогичных этапа вулканической деятельности можно выделить в депрессии района горы Каракия (северо-западнее горы Дастар). Мощность отложений достигает здесь 420 м, тогда как на соседних территориях архарлинские отложения отсутствуют или в единичных случаях (гора Керегетас) имеют мощность до 200 м. Такие же депрессии установлены юго-восточнее гор Архарлы. Они заполнены отложениями, соответствующими образованиям первого этапа вулканической деятельности района гор Архарлы (Кошкин, 1963).

Упомянутые депрессии каркаралинского, керегетасского и архарлинского возраста приурочены к центрам кислых извержений и обычно отсутствуют вблизи центров извержений основного и среднего состава. Это обстоятельство, возможно, объясняет слабую дифференцированность прогибания в «калмакэмельское» время. Депрессии плохо выражены морфологически и часто выделяются лишь по изменениям мощностей отложений, сохранившихся от последующего размыва.

Обычно депрессии разного возраста не наследовали одна другую. Мощности калмакэмельских отложений Чубарайгырской и керегетасских отложений Архарлинской депрессий не больше, чем на соседних территориях. Это относится и к калмакэмельским отложениям, перекрывшим Восточно-Кызыладырскую депрессию каркаралинского возраста. В южной части Кызыладырской депрессии керегетасская свита сменяет каркаралинскую, а юго-восточнее гор Архарлы архарлинские отложения покоятся на калмакэмельских, т. е. здесь перед образованием депрессий осадки не накапливались или были крайне маломощными. Поскольку участки большего и меньшего прогибания располагались в разное время в разных частях вулканической области, суммарная мощность визейско-

пермских отложений рассмотренных частей синклиналиев более выдержана, чем мощность отдельных свит, особенно керегетасской и архарлинской. В Северо-Балхашском синклинории она колеблется от 1000 до 2000 м, а в Токрауском — от 500 до 1500 м.

В отличие от прочих депрессий вулканической области коробчатые синклинали (Калмакэмельская, Кусакская, Желтауская и ряд других) отчетливо выражены в позднепалеозойской структуре. Они характеризуются глубоким и обычно длительным погружением. Особенно глубоко погружена Калмакэмельская синклиналь (3000—4000 м визейско-пермских отложений). Если каркаралинская свита синклинали имеет мощность, обычную для этой части Северо-Балхашского синклинория (около 500 м), то мощности калмакэмельской и керегетасской свит (см. рис. 12, 15, 16) значительно больше, чем на соседних участках. Следовательно, относительное погружение синклинали началось в «калмакэмельское» время. Мощность толщ А и Б калмакэмельской свиты на юго-западном борту синклинали достигает 900 м, а северо-восточнее сокращается до 650—700 м. Толща Г от юго-западного и южного бортов синклинали к северному борту уменьшается в мощности от 700 до 500 м. В том же направлении мощность нижней толщи керегетасской свиты изменяется от 900 до 250—300 м, а верхней толщи — от 650 до 600 м. Таким образом, во время накопления калмакэмельской и керегетасской свит южная и юго-западная часть Калмакэмельской синклинали погружалась интенсивнее, чем северная (рис. 72, 73, см. рис. 66, разрезы V, VI). Эта неравномерность погружения запечатлена в асимметрии современной структуры синклинали — ее изогнутый юго-западный и южный борт круче северного (см. рис. 29).

На ранних стадиях развития синклинали (во время накопления толщ Б) на ее юго-западном, слабее на южном борту по крутым продольным трещинам происходили вулканические извержения среднего состава. Позднее (во время накопления толщ В и Г калмакэмельской свиты и керегетасской свиты) извержения в указанном районе прекратились или почти прекратились. Вулканическая деятельность охватила северный борт синклинали, где в разное время в разных частях возникали мелкие центры извержений среднего или кислого состава. В процессе извержений под некоторыми центрами кислого вулканизма формировались мелкие депрессии (см. рис. 17, вулкан VI). Существенно, что область позднекалмакэмельских и керегетасских вулканических извержений не совпала с областью наибольшего погружения Калмакэмельской синклинали. В этом ее коренное отличие от рассмотренных выше депрессий типа Чубарайгырской.

На юго-западе Северо-Балхашского синклинория находится коробчатая синклиналь, первоначальная форма которой нарушена продольными разрывами. В ней накопились отложения каркаралинской, калмакэмельской и керегетасской свит общей мощностью 2000—2500 м. Они сходны с одновозрастными отложениями Калмакэмельской синклинали, но аналоги толщи Г среди них отсутствуют. Восточнее Калмакэмельской синклинали такие же, но более мелкие синклинальные формы сложены каркаралинской свитой и толщами А, Б, В калмакэмельской свиты. Их разрез (до 1500 м) сходен с разрезом Калмакэмельской синклинали. В этих мелких синклиналях, по данным В. Я. Кошкина (1963), существовали центры «раннекалмакэмельских» извержений того же типа, что и на юго-западном борту Калмакэмельской синклинали.

Асимметричная Кусакская синклиналь (см. рис. 33, 16, разрезы 25, 26) по истории развития весьма сходна с Калмакэмельской. Она также заложилась во время накопления калмакэмельской свиты. Слагающие синклиналь толщи А, Б и В уменьшаются в мощности от крутого юго-западного борта синклинали (2150—2250 м) к пологому северо-восточ-

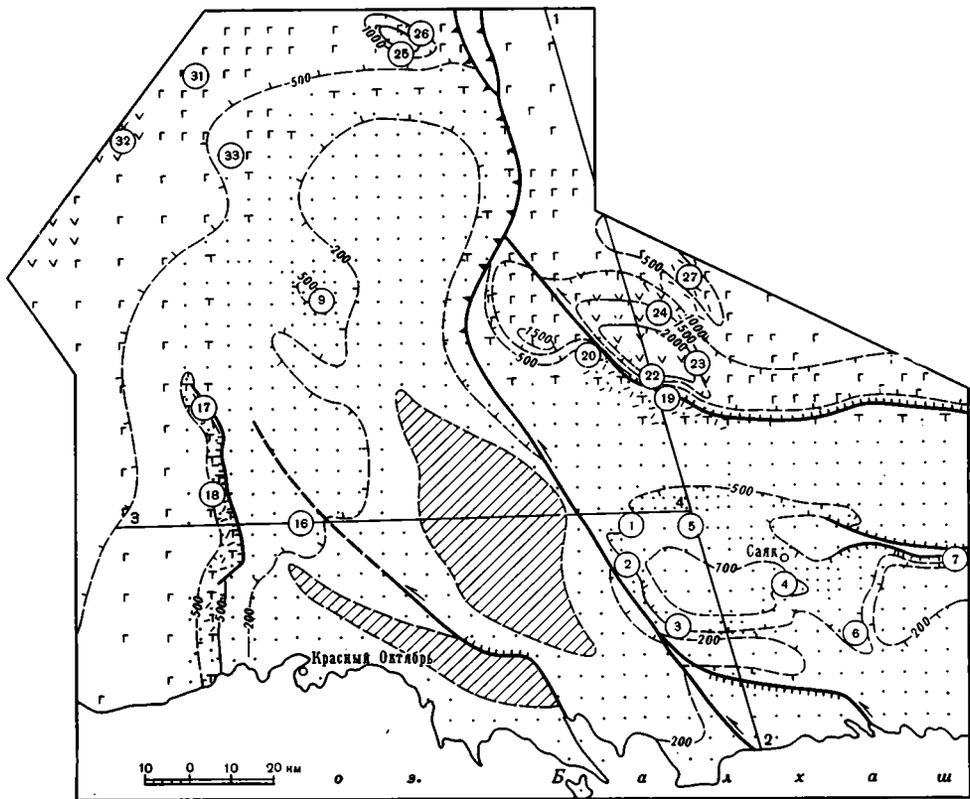


Рис. 72. Схема распространения фаций и мощностей отложений калмакэмельской свиты (С_{1п}—С_{2клм}) Балхашского антиклинория и смежных частей Северо-Балхашского и Токрауского синклинориев

Условные обозначения см. на рис. 65

ному борту (1300—1400 м). Во время накопления толщи Б на юге Кусакской синклинали, по-видимому, находилась область вулканических извержений, аналогичная полосе трещинных извержений на юго-западном борту Калмакэмельской синклинали. Желтауская синклинали (см. рис. 36) прогибалась с визейского века до нижнепермской эпохи, и в ней сохранился полный разрез отложений этого возраста (1500—1700 м). По сравнению с соседними участками Токрауского синклинория в Желтауской синклинали повышена мощность калмакэмельских (500 м) и керегетасских (около 600 м) отложений. В Ушкызыльской синклинали мощность калмакэмельских отложений такая же, как и в соседних участках, а керегетасских отложений значительно больше (до 1800—2000 м; см. рис. 10, 12, разрез 27). По-видимому, относительное прогибание Ушкызыльской синклинали началось лишь в «керегетасское» время.

На Балхашском антиклинории наиболее длительное и глубокое погружение испытывала территория Саякской синклинали (до 3500 м отложений). Мощность каркаралинской свиты возрастает от 60—70 м в восточной и 200 м в западной части южного борта до 330 м на северном борту синклинали. Далее к северу в восточной части Тастыйской грабен-синклинали мощность свиты измеряется несколькими сотнями метров. По-видимому, в «каркаралинское» время территория Саякской синклинали представляла собой полого наклоненную на север тектоническую ступень, ограниченную с юга флексурой (см. рис. 66, разрез IV).

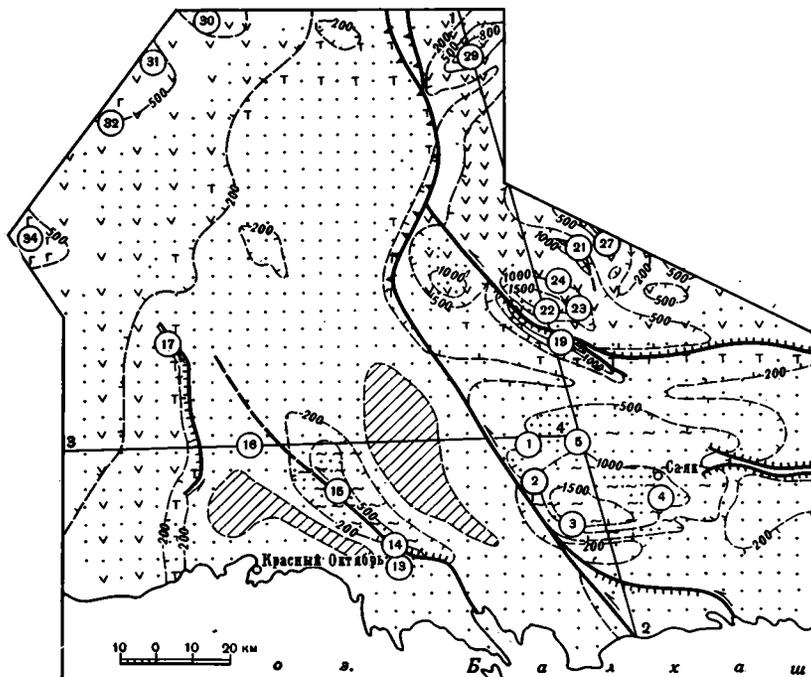


Рис. 73. Схема распространения фаций и мощностей отложений керегетасской свиты (C_{2-3krf}) Балхашского антиклинория и соседних частей Северо-Балхашского и Токрауского синклиналиев

Условные обозначения см. на рис. 65

Эта ступень причленялась к более глубокому прогибу Северо-Балхашского синклинали и, возможно, отделялась от него уже тогда существовавшим Калмакэмельским разломом с опущенным северным крылом.

Калмакэмельские отложения достигают наибольшей мощности (740—770 м) в Либайской ячее. Вероятно, такая же мощность характерна для ядер Либайской и Кунгисаякской ячее (см. рис. 72), т. е. для частей Саякской синклинали, наиболее погруженных и в ее современной структуре (см. рис. 21). На южном, юго-западном и северном бортах синклинали мощность калмакэмельских отложений сокращается до 540—580 м¹, а на северо-западном борту — до 460—480 м (см. рис. 14). Севернее, на территории Тастыйской грабен-синклинали в «калмакэмельское» время находилось поднятие (Кошкин, 1963). В его центральной части калмакэмельская свита с размывом залегает на нижнетурнейской, местами фаменской толще и имеет мощность около 400 м. К северо-западу и востоку степень размыва уменьшается, а мощность свиты возрастает до 500 м. Уменьшение степени размыва особенно хорошо видно в северо-западной части Тастыйской грабен-синклинали, где под калмакэмельскими отложениями последовательно появляются верхнетурнейские, кемельбекские и каркаралинские слои. Тастыйское поднятие имело крутой север-

¹ Локальное увеличение мощности калмакэмельской свиты до 600—640 м в разрезе 2 (см. рис. 13, 14) едва ли связано с тектоническими причинами. В нижней части свиты здесь широко распространены аллювиальные косослонистые песчаники и конгломераты с большим количеством обломков нижнепалеозойских пород. Вероятно, эти отложения формировались в устье речного потока, который впадал в морской бассейн с расположенного западнее поднятия. Повышенная мощность отложений может быть связана с эрозионным углублением речной долины.

ный склон и пологий южный (см. рис. 66, разрез V). Оно разобщило территории Калмакэмельской и Саякской синклиналей. Следовательно, окончательное обособление последней произошло непосредственно перед накоплением каркаралинской свиты.

Наибольшая мощность керегетасской свиты (свыше 1500 м) установлена на южном борту Саякской синклинали (см. рис. 73). К северу и северо-западу мощности свиты уменьшаются (до 750—950 м на северном и 500 м на северо-западном бортах синклинали). В соответствии со степенью погружения разных участков синклинали изменялся состав верхнекерегетасских отложений. На южном борту, в центральной и восточной частях синклинали, где прогибание было наибольшим, верхняя толща окрашена в зеленые и серые цвета, содержит многочисленные прослои известняков и карбонатно-терригенных пород. С приближением к северо-западному борту синклинали карбонатные отложения выклиниваются, появляются красные и большое количество конгломератов. Такая прибрежная фация верхнекерегетасской толщи накапливалась на северо-западном борту синклинали и, вероятно, продолжалась во внешнюю часть северного борта, где сейчас верхнекерегетасские отложения размыты.

Архарлинские отложения Саякской синклинали сохранились в Кунгисаякской, Джамбашской и, возможно, Либайской ячеях. Однако область архарлинского осадконакопления была не намного больше. Со значительной части северного борта происходил снос обломочного материала, о чем свидетельствуют обломки верхнекерегетасских известняков в архарлинских отложениях северо-восточного борта Кунгисаякской ячеи. По-видимому, в это время на северном борту формировались дополнительные коробчатые складки. Их более раннее заложение мало вероятно, поскольку на крыльях складок калмакэмельские и керегетасские отложения не различаются по мощностям. К концу архарлинского этапа стали областями сноса южное, западное и восточное ограничения Саякской синклинали. Наиболее мощные разрезы архарлинской свиты описаны в Кунгисаякской ячее (рис. 74), причем в разрезе ее юго-западного борта мощность отложений — 1500—1600 м, а в разрезах северо-западного, северного и восточного бортов — лишь 1100—1200 м. В Джамбашской ячее мощность свиты не превышает 700—800 м, а в Либайской ячее к архарлинской свите условно стнесена лишь 50-метровая лачка песчаников. Приведенные мощности примерно отражают степень прогибания в Кунгисаякской и Либайской ячеях, где архарлинская свита перекрыта андезитовыми порфиритами и, возможно, неполны в Джамбашской ячее, где архарлинская свита является самым молодым членом разреза.

Современная форма Саякской синклинали асимметрична — ее изогнутый юго-западный и южный борт круче северного борта. Эта асимметрия, сначала слабая, потом все более резкая, существовала с момента окончательного обособления синклинали, т. е. с намюрского века. Уже в «калмакэмельское» время южная часть синклинали прогнулась несколько сильнее северной. В «керегетасское» время наибольшее прогибание испытала часть синклинали, примыкающая к флекуре южного борта. Архарлинские осадки накапливались только в южной и юго-западной частях синклинали, причем максимально опустилась область, примыкавшая к флекуре юго-западного борта.

Полный и мощный визейско-пермский разрез Саякской синклинали — исключение для Балхашского антиклинория. В других синклиналиях и грабенах представлены лишь одна или две свиты визейско-пермского комплекса, общая мощность которых обычно не превышает 1100 м. В конце нижнекаменноугольной эпохи, вероятно, заложилась Моинсуйская и Жирикская коробчатые синклинали. Моинсуйская синклиналь

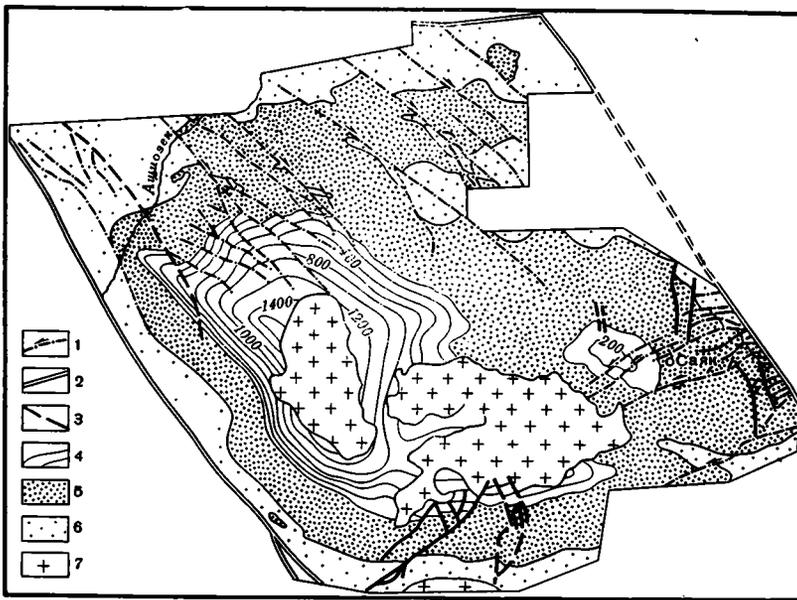


Рис. 74. Соотношение сдвигов с другими элементами Сайякской синклинали, возникшим в верхнекаменноугольное — нижнепермское время (Трифонов, 1963б)

1 — сдвиги на бортах синклинали; 2 — крупные разломы; 3 — другие разрывы; 4 — стратизогипсы по подошве отложений архарлинской свиты; 5 — доархарлинские визейско-верхнекаменноугольные отложения; 6 — довизейские отложения; 7 — нижнепермские гранитоиды

выполнена кемельбекско-каркаралинской (270 м) и калмакэмельской (410—450 м) толщами. В Жирикской синклинали распространены калмакэмельские и, возможно, керегетасские отложения общей мощностью в 310 м. Тогда же на границе Балхашского антиклинория с Токрауским синклинорием образовалась Котырасанская грабен-синклиналь, в которой накопились калмакэмельские осадки мощностью в 670—690 м (см. рис. 67, разрез V). Образование этой депрессии сопровождалось извержениями липаритового состава. Центральная часть грабен-синклинали возникла на месте ранее существовавшего поднятия, которое фиксируется по выклиниванию здесь каркаралинских отложений, развитых на севере грабен-синклинали.

В «керегетасское» время на границе Балхашского антиклинория с Северо-Балхашским синклинорием возникла Тастыйская грабен-синклиналь (см. рис. 66, разрез VI). Она заложилась на месте Тастыйского поднятия «калмакэмельского» времени, причем наиболее погруженная часть грабен-синклинали (1500 м керегетасских осадков) совпала с областью наибольшего предшествовавшего воздымания. Перед опусканием грабен-синклинали произошли расколы Тастыйского поднятия, сопровождавшиеся липаритовым вулканизмом¹.

Область глубокого керегетасского погружения существовала в юго-западной части Балхашского антиклинория, к югу и западу от горы Итбас. Наиболее мощные разрезы керегетасской свиты (750—800 м) описаны к югу от горы Итбас, в восточной половине позднепалеозойского Итбасского грабена (см. рис. 10, 12, разрез 14). Отложения того же типа распространены и северо-западнее. В 12 км к западу от горы Итбас (разрез 15) их мощность не превышает 650 м, а еще западнее она сильно

¹ Такой же керегетасский грабенообразный прогиб (Асильханский) возник в Северо-Балхашском синклинории на поднятии, разделяющем Калмакэмельскую и Ушкызыльскую коробчатые синклинали. Его проседанию (2000 м керегетасских осадков, по данным И. Г. Щерба) также предшествовал интенсивный липаритовый вулканизм.

сокращена предархарлинским размывом. К югу от горы Итбас (разрез 13) мощность керегетасской свиты также сокращается до первых сотен метров. По-видимому, заложение Итбасского грабена можно отнести к «керегетасскому» времени.

Синклинали и грабены Балхашского антиклинория, где сохранились сейчас визейско-пермские отложения, во время накопления каркаралинской, калмакэмельской и керегетасской свит были частями единого морского бассейна. Вне синклиналей и грабенов местами накапливались маломощные осадки, которые были размыты частично в моменты небольших структурных перестроек, разделявших эпохи осадконакопления, частично в более поздние этапы развития. Наряду с синклиналями, грабенами и слабо прогнутыми территориями существовали участки, которые непрерывно размывались или покрывались маломощными осадками лишь в моменты наибольшего распространения морской трансгрессии.

К числу длительно воздымавшихся участков относится центральная часть Балхашского антиклинория — район гор Казик и Тесиктас. О существовании поднятия свидетельствуют изменения фаций и мощностей отложений соседних прогибов. В терригенных породах каркаралинской и калмакэмельской свит Саякской синклинали распространены обломки нижнепалеозойских пород, сходных с теми, что обнажены сейчас в районе гор Казик и Тесиктас. Количество этих обломков возрастает с востока на запад. Такие же обломки многочисленны в низах керегетасского разреза Итбасского грабена. В западной части Саякской синклинали отмечается резкое сокращение мощности калмакэмельских и керегетасских отложений. Казикско-Тесиктасское поднятие воздымалось непрерывно. Другие поднятия (Итмурундинское, Тастыйское, верхнее крыло флексуры южного борта Саякской синклинали) обособлялись лишь постольку, поскольку более интенсивно прогибались соседние территории. Снос обломочного материала с таких поднятий происходил эпизодически.

В «архарлинское» время прежде единый морской бассейн Балхашского антиклинория распался на три озерных бассейна, соответствовавших трем прогибам. Один из них, рассмотренный выше, находился в Саякской синклинали. Два других, описанные В. Я. Кошкиным, располагались в юго-западной части Балхашского антиклинория (Краснооктябрьская впадина и район горы Жекекырка). Во всех трех прогибах накапливались сероцветные терригенные толщи, иногда с частым ритмичным переслаиванием более и менее грубообломочных отложений.

В центральной части Краснооктябрьской впадины (Краснооктябрьская синклиналь) мощность архарлинской свиты 600—650 м, а в северо-восточной части впадины, где появляются красноцветы и возрастает количество грубообломочных накоплений,—850—900 м. В районе горы Жекекырка мощность свиты не превышает 500 м. Сходство разрезов обоих прогибов с разрезом расположенной восточнее Кызылкудской грабен-синклинали позволяет предполагать, что здесь эти прогибы общались. Однако западнее их разделяло Итмурундинское поднятие запад-северо-западного простирания. На этом поднятии в архарлинское время возникло несколько субширотных грабенов, кулисообразно расположенных один относительно другого. В них накапливались красноцветные и сероцветные осадки, иногда ритмично переслаивающиеся. Лучше других изучен Каражальский грабен, на северном борту которого архарлинская толща имеет мощность 1100 м, а на южном — около 200 м.

Приведенные данные показывают, что отдельные прогибы и поднятия, отчетливо выраженные в позднепалеозойской структуре Северного Прибалхашья, формировались длительно. В намюрский век, а может быть, несколько раньше, обособились Саякская, Калмакэмельская, Жел-

тауская и некоторые другие коробчатые синклинали. В «керегетасское» время появились Ушкызыльская коробчатая синклиналь и ряд грабенообразных депрессий. В «архарлинское» время их число пополнилось; в частности, возобновилось проседание Краснооктябрьской впадины — сложно построенной синклинали, заложившейся еще в фаменско-турнейское время. Коробчатые синклинали и грабенообразные депрессии распространены как на территории Балхашского антиклинория, так и в соседней вулканической области. В последней, кроме них, образовались специфические изометричные депрессии в местах кислых вулканических извержений. Если коробчатые синклинали и грабены, раз возникнув, оставались участками более или менее интенсивного прогибания до конца визейско-пермского этапа, то депрессии около центров извержений проседали, пока продолжались вулканические извержения. Унаследованность развития для них не характерна.

Наряду с разнообразными депрессиями в Северном Прибалхашье существовали области слабого прогибания и участки поднятий. Временами поднятия были относительными, т. е. покрывались маломощным чехлом осадков, временами они служили источниками сноса. Устойчиво воздымался район гор Казик и Тесиктас.

В конечной структуре рассматриваемого района вулканическая область опущена относительно территории Балхашского антиклинория. Возникает вопрос, когда произошло это относительное погружение — во время формирования визейско-пермских толщ или позднее. Мощности визейско-пермских отложений весьма разнообразны и на отдельных участках антиклинория больше, чем в синклиниях. Однако, если исключить из рассмотрения глубоко прогнутые коробчатые синклинали и грабены, картина станет более определенной. В краевых частях синклинириев мощность каркаралинской свиты достигает 500—600 м, калмакэмельской — 400—600 м в Северо-Балхашском синклинии, 300—400 м — в Токрауском синклинии. На территории антиклинория осадки этого возраста местами не накапливались, местами были весьма маломощны. Таким образом, для «каркаралинско-калмакэмельского» времени относительное прогибание синклинириев устанавливается отчетливо.

В «керегетасское» время тектонические движения становятся более дифференцированными. Тем не менее почти на всей территории синклинириев накапливались керегетасские толщи. Их мощность сейчас не превышает 400—600 м, а вблизи центров извержений возрастает до 700—800 м. На большей части Балхашского антиклинория мощность керегетасских отложений, вероятно, не превосходила 200 м. Архарлинские толщи Северо-Балхашского синклиниория достигали большой мощности лишь в отдельных депрессиях, иногда ограниченных разрывами. Эти депрессии были участками активного вулканизма. На остальных территориях синклинириев и Балхашского антиклинория архарлинские осадки не накапливались или были крайне маломощными. Архарлинские депрессии синклинириев не наследовали подобных керегетасских депрессий; они возникали на участках, как бы отставших в степени погружения от остальных частей синклинириев. Поэтому в «керегетасско-архарлинское» время территория синклинириев в целом еще более прогнулась относительно Балхашского антиклинория¹. Следовательно, опускание территорий Северо-Балхашского и Токрауского синклинириев относительно Балхашского антиклинория происходило непрерывно в процессе накопления визейско-пермских толщ. На фоне этого общего погружения формировались коробчатые синклинали, грабенообразные депрессии и разделявшие их поднятия.

¹ Прогибание синклинириев в результате последовательного заложения отдельных депрессий в местах вулканических извержений впервые отметила И. Г. Щерба (1966).

Ряд специфических трудностей возникает при изучении истории развития разломов, для которых требуется установить не только длительность существования, но и продолжительность тех или иных перемещений. Эти трудности связаны с наличием у разломов горизонтальной составляющей перемещения. Так, движение по сбросу, если он не вертикален, складывается из вертикальной составляющей и раздвигания крыльев. Движение по надвигу или взбросу складывается из вертикальной составляющей и перемещения крыльев навстречу один другому. По сдвигу происходят только горизонтальные перемещения.

Современная морфология разрыва позволяет оценить соотношение горизонтальной и вертикальной составляющих общего перемещения. По изменениям фаций и мощностей осадков устанавливается история вертикальной составляющей. Если вертикальные перемещения происходили длительно и в том же направлении, которое фиксирует конечная структура разрыва, то можно предполагать, что столь же длительно и однонаправленно происходили горизонтальные перемещения. Таким, не вполне строгим способом устанавливается длительность формирования разрывов, движения по которым имели как вертикальную, так и горизонтальную составляющую: сбросов, взбросов и надвигов.

Иногда о времени образования разрыва, в частности сдвига, удается судить по возрасту пересекаемых им складок и разрывов, однако этим методом достоверно устанавливается возраст лишь самых молодых и обычно незначительных нарушений. История крупных сдвигов выясняется более сложным путем. В конечной структуре с ними связаны некоторые складки и разрывы, при образовании которых имели место вертикальные перемещения. Установление длительности этих перемещений позволяет предположительно оценить длительность движений по сдвигам. Ниже приводятся данные, показывающие, что по фациям и мощностям визейско-пермских толщ устанавливаются такие же вертикальные перемещения по разломам и связанным с ними нарушениям, какие фиксируются в конечной структуре рассматриваемого района.

Сбросы. Субширотный участок Калмакэмельского разлома в «каркаралинское» и «калмакэмельское» время отделял область глубокого погружения и накопления вулканогенных толщ Северо-Балхашского синклинория от области слабого погружения и накопления туфогенно-терригенных толщ Балхашского антиклинория (см. рис. 72). С «Керегетасского» времени северное крыло продолжало опускаться относительно южного лишь в восточной части разлома. Западнее направление перемещения изменилось — в южном крыле возникла Тастыйская грабен-синклиналь, погружавшаяся относительно северного крыла (см. рис. 73).

В «калмакэмельское» время образовалась Котырасанская грабен-синклиналь, т. е. началось опускание западного крыла Котырасанского разлома. Севернее Бесобинского разлома сохранились маломощные калмакэмельские отложения; сюда продолжался, становясь все более плоским, прогиб Саяжской синклинали. В одностороннем грабене южного крыла Бесобинского разлома также сохранились калмакэмельские отложения (725 м, по данным В. Я. Кошкина). Возможно, два указанных прогиба разделялись относительно приподнятым центральным горстом Бесобинской зоны разломов. Синклинали и грабены юго-западной части Балхашского антиклинория развивались в «керегетаско-архарлинское» время. По-видимому, тогда же происходили подвижки по ограничивающим их разломам.

Надвиги и взбросы. О развитии меридионального отрезка Центрально-Казахстанского разлома (вероятно, крупный надвиг или взброс) прямых данных почти нет, поскольку в его крыльях выходят

отложения разного возраста. В восточном крыле разлома (Северо-Балхашский синклиорий) накапливались визейско-пермские вулканогенные толщи. В западном крыле разлома (восточный склон Балхашского антиклинория) отложения этого возраста отсутствуют; можно лишь предполагать, что здесь накапливались такие же маломощные терригенные толщи, как на западном склоне антиклинория (см. рис. 72, 73). Если это так, то меридиональный отрезок Центрально-Казахстанского разлома длительное время был границей принципиально различных областей, и его западное крыло воздымалось относительно восточного. О таком воздымании косвенно свидетельствует уменьшение мощности нижнекергетасской толщи района гор Чубарайгыр по мере приближения к разлому.

Более достоверны данные о развитии небольших взбросов и надвигов. По мере приближения с юго-востока к Чубарайгырскому надвигу выклиниваются кергетасские толщи Чубарайгырской депрессии. Антиклиналь, осложненная Тастыйским взбросом, в «кергетасское» время отделяла Тастыйскую грабен-синклиналь от расположенной западнее коробчатой синклинали. Конечная структура района гор Казик и Тесиктас дает основание считать, что его воздымание связано с движениями по надвигам и взбросам. Поднятие этого района произошло с фаменского века до пермского периода. Вероятно, столь же длительно развивались надвиги и взбросы (см. рис. 67, разрезы III—VII).

Сдвиги. К участку северо-западного простираания Центрально-Казахстанского разлома примыкают с разных сторон Саякская синклиналь и склон Казикско-Тесиктасского поднятия. По-видимому, разлом развивался столь же длительно и однонаправленно, как и указанные тектонические формы. Отрезок северо-западного простираания Калмакэмельского разлома ограничивает с юго-запада Калмакэмельскую синклиналь. Вероятно, они развивались одновременно (с намюрского века до пермского периода).

Итак, во время отложения визейско-пермских толщ образовались или продолжали развиваться все крупные структурные элементы Северного Прибалхашья. Их развитие завершилось позднее. Эпоха накопления архарлинских толщ сменилась на Балхашском антиклинории кратковременным этапом вулканической деятельности. Возникли покровы андезитовых порфиритов и брекчий в Саякской синклинали (до 150 м), трахиандезитовых и трахибазальтовых порфиритов и брекчий в районе горы Жекекырка (до 300 м). Они несогласно перекрыли подстилающие толщи, но в целом унаследовали области архарлинского прогибания.

Одновременно с порфиритовыми излияниями возникли силлы, дайки и лакколиты диорит-порфирита в Саякской и Моинсуйской синклиналиях. Примерно тогда же в Саякской синклинали произошли первые внедрения гранитоидов саякского комплекса. Это небольшие тела диоритов и гранодиоритов, с которыми связано Саякское медное оруденение. Их возрастные соотношения с порфиритовой толщей окончательно не выяснены.

После излияния порфиритов и внедрения меденосных интрузий на пологих бортах Саякской синклинали возникли поверхностные сдвиги. Синхронно с образованием сдвигов происходило дальнейшее погружение юго-западной и южной частей синклинали относительно соседних территорий. Амплитуда этого последнего опускания, как показывает сравнение «архарлинской» и современной структуры синклинали, вероятно, превышала 1000 м. После него, в уже сформированную складчатую структуру внедрились граниты и гранодиориты основной фазы саякского комплекса. Контакты интрузий (см. рис. 74) и связанные с ними дайки (см. рис. 4 из работы В. Г. Трифонова, 1963б) не сме-

щены сдвигами. Следовательно, образование складчатой структуры Саяжской синклинали и сдвигов на ее бортах завершилось до основной фазы гранитных внедрений. Абсолютный возраст саяжского интрузивного комплекса — 303 ± 13 млн. лет (Сатпаев и др., 1964), что, по мнению казахстанских геологов, соответствует началу пермского периода. В архарлинских отложениях содержатся нижнепермские растительные остатки. Таким образом, последнее проседание Саяжской синклинали, сопровождавшееся образованием сдвигов, происходило гораздо быстрее, чем ее предшествовавшее опускание. Вероятно, такое же ускорение развития в нижнепермскую эпоху испытали и другие крупные тектонические формы. Именно в это время, после накопления визейско-пермских толщ, возникли мелкие сдвиги на бортах Қалмақэмельской и Моинсуйской синклиналей и разрывы, опережающие сдвиговые отрезки Қалмақэмельского и Центрально-Казахстанского разлома.

Гранитоиды саяжского комплекса известны в разных частях Северо-Балхашского синклинория и Балхашского антиклинория. Повсеместно они прорывают уже сформированную складчатую структуру и гораздо слабее нарушены разрывами, чем вмещающие породы. По-видимому, после внедрения саяжских гранитоидов продолжались лишь небольшие подвижки по некоторым разрывам. Они фиксируются, например, в зоне Чубарайгырского надвига. Последним крупным тектоно-магматическим событием было внедрение гранитов акчатауского комплекса (285 ± 20 млн. лет, что в принятой среди казахстанских геологов шкале соответствует середине пермского периода). Внедрение акчатауских гранитов местами вызвало небольшие деформации вмещающих пород, в частности, образование мелких разрывов (Бесобинский массив). В зоне Бесобинского разлома слабые подвижки продолжались во время и после внедрения акчатауских гранитов. Они отразились на ориентировке даек, связанных с Бесобинским массивом, и привели к трещиноватости этих даек, гораздо более слабой, чем трещиноватость вмещающих пород.

С конца палеозоя начинается платформенное развитие Северного Прибалхашья, характеризующееся незначительным и слабо дифференцированным воздыманием. В конце неогена и в антропогене происходит более интенсивное общее поднятие территории. Возобновляются движения по некоторым разломам, что наряду с разной механической прочностью пород приводит к появлению мелкосопочного рельефа. Небольшие уступы отмечаются вдоль отдельных ветвей Бесобинского разлома, на участке северо-западного простираня Центрально-Казахстанского разлома, вдоль некоторых его широтных ветвей. Местами выражены подобными уступами Қалмақэмельский, Қотырасанский и Тюлькуламский разломы.

Мезозойско-кайнозойское воздымание Северного Прибалхашья вызвало частичный размыв палеозойских толщ. Для многих гранитов, выведенных сейчас на поверхность, глубина застывания не превышала нескольких сотен метров. Это вероятная величина послепалеозойского размыва. Поскольку мезозойско-кайнозойское воздымание было слабо дифференцированным, позднепалеозойские тектонические формы существенно не изменились.

ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

С разной степенью вероятности можно утверждать, что все крупные позднепалеозойские тектонические формы Северного Прибалхашья развивались длительно. Их большая часть возникла в фаменском веке или каменноугольном периоде, но отдельные структурные элементы существовали уже в начале девона, иногда даже в силуре.

В фаменско-турнейское время на месте Северо-Балхашского и Токрауского синклиналиев образовались прогибы, в которых происходила вулканическая деятельность. Северо-Балхашский прогиб первоначально был сравнительно узким и постепенно расширялся в сторону Предчингизья. В общих чертах он унаследовал восточную часть раннедевонского Северо-Балхашского прогиба (западная часть последнего была вовлечена в поднятие Балхашского антиклинория). Северо-Балхашский прогиб первой половины девона заполнялся туфогенно-терригенным материалом, приносимым извне, а фаменско-пермский — продуктами собственной вулканической деятельности. Такое же автохтонное происхождение имеют вулканогенно-терригенные толщи Токрауского прогиба, резко наложенного на дофаменские тектонические формы.

В настоящей работе рассматриваются лишь краевые части Северо-Балхашского и Токрауского прогибов, примыкающие к территории Балхашского антиклинория. В общем они претерпели сходные изменения. В фаменско-турнейское время здесь было море с отдельными вулканическими островами. Вулканогенно-терригенные толщи этого возраста — типичные геосинклинальные образования. В конце нижнекаменноугольной эпохи море покинуло территории синклиналиев; стали накапливаться континентальные вулканогенные толщи, которые могут быть отнесены к порфировой формации орогенного этапа. Взятые в целом, визейско-пермские толщи имеют дацитовый состав, такой же, как фаменско-турнейские вулканические образования. Однако в течение визейско-пермского развития состав вулканических извержений изменялся от среднего к кислому.

Северо-Балхашский и Токрауский прогибы были слабо дифференцированы в фаменско-турнейское время. Потом в них стали обособляться области большего и меньшего опускания. Погружения резко дифференцировались в «керегетасское» и особенно «архарлинское» время, когда на фоне небольшого общего опускания возникали депрессии вокруг центров кислого вулканизма. Они не наследовали одна другую и появлялись в разных участках. Поэтому суммарное прогибание, вызванное формированием этих депрессий, примерно такое же, как и предшествовавшее опускание вулканической области.

Наряду со сходством отмечаются различия Северо-Балхашского и Токрауского прогибов. В Токрауском прогибе вулканогенно-терригенные толщи были смяты еще в «докаркаралинское» время, а более молодые отделены поверхностью несогласия и деформированы слабо. В Северо-Балхашском прогибе предкаркаралинского несогласия нет; каркаралинские и послекаркаралинские толщи мощнее и сильнее дислоцированы, чем в Токрауском прогибе. Вероятно, в связи с более ранними сильными складкообразовательными движениями в Токрауском прогибе проявился интенсивный гранитный магматизм между этапами накопления каркаралинской и калмакэмельской свит (балхашский комплекс), керегетасской и архарлинской свит (топарский и калдырминский комплексы). В Северо-Балхашском прогибе гранитоидные массивы этого возраста редки и невелики по размерам. Здесь обильный гранитный магматизм проявился лишь после накопления архарлинской свиты (саякский комплекс). Развитие обоих прогибов и формирование на их месте синклиналиев завершилось в середине пермского периода, когда внедрились граниты акчатауского комплекса.

Относительное поднятие в восточной, широтной части Балхашского антиклинория возникло еще в начале девона, а может быть в силуре. В живетско-франское время началось воздымание западной долготной части антиклинория. В фаменско-турнейское время весь антиклинорий обособился как относительное поднятие, сопряженное с прогибами вулканической области. Это Балхашское поднятие выявляется для всего

позднего палеозоя потому, что мощность распространенных на нем фаменско-пермских толщ, за исключением отдельных депрессий, уступает мощностям разновозрастных толщ в соседних прогибах. Вместе с тем с фаменского века до конца каменноугольного периода значительная часть Балхашского поднятия покрывалась морем, в котором накапливались преимущественно продукты размыва вулканогенных толщ и туфы, приносимые из соседних прогибов. Последние, таким образом, были перекомпенсированы и характеризовались гористым вулканическим рельефом. Следовательно, территория Балхашского антиклинория воздымалась относительно вулканической области лишь в тектоническом смысле (подошва фаменско-пермских отложений находилась выше, чем в соседних прогибах), а геоморфологически была поднятой вулканической областью. В конце каменноугольного периода на территории Балхашского поднятия началась регрессия. Прежде единый морской бассейн разделился на озерные бассейны в отдельных депрессиях, с заполнением которых осадконакопление закончилось. По характеру гранитного магматизма Балхашский антиклинорий близок к Северо-Балхашскому синклинию, но интрузивные проявления здесь более редки.

Одновременно с Балхашским поднятием, Северо-Балхашским и Токрауским прогибами развивались другие тектонические формы: асимметричные коробчатые синклинали, грабенообразные депрессии, поднятия, зоны крупных разломов. С фаменского века существовали Краснооктябрьская впадина, Казикско-Тесиктасское поднятие, рассеченное надвигами и взбросами, Ащизекская и Итмурундинская антиклинали, Центрально-Казахстанский разлом (?), Шатовский взброс. Продолжались движения вдоль флексуры южного борта Саякской синклинали, заложившейся в начале девона, а может быть в силуре. Окончательное обособление Саякской синклинали произошло лишь в конце каменноугольной эпохи, когда возникли многие другие коробчатые синклинали — Котырасанская грабен-синклиналь, Калмакэмельский разлом и, вероятно, возобновились движения по Бесобинскому разлому, заложившемуся не позднее начала девона. В керегетасский этап развития образовались еще некоторые коробчатые синклинали и грабенообразные депрессии, в частности Тастыйская грабен-синклиналь. Ряд новых грабенообразных депрессий возник в архарлинский этап.

По мере развития крупных прогибов, поднятий, складок и разломов формировались осложняющие их тектонические формы. В коробчатых синклиналях и грабен-синклиналях образовались нежки и дайки, заполнившие жерла и трещины, по которым происходили вулканические извержения. В «архарлинское» время возникли дополнительные коробчатые складки на северном борту Саякской синклинали, дополнительные грабены и складки в Тастыйской грабен-синклинали. Длительно формировалась трещиноватость в зонах крупных разломов. Большое число мелких разрывов возникло на последних этапах развития крупных тектонических форм, когда, как показывает пример Саякской синклинали, скорость тектонических движений возросла. В это время образовались поверхностные сдвиги на пологих бортах коробчатых синклиналей и разрывы, оперяющие крупные сдвиги.

Итак, важнейшие элементы позднепалеозойской структуры Северного Прибалхашья формировались с фаменского века до пермского периода. В разные моменты фаменско-пермского этапа возникали новые и осложнялись ранее существовавшие прогибы, поднятия, разломы, но основные черты строения и развития тектонических форм оставались неизменными. Поэтому фаменско-пермский этап можно рассматривать как этап полной унаследованности тектонического развития (Пейве, 1965) или как фазу складчатости в понимании Н. С. Шатского (1951). В течение этой фазы происходили частные структурные преобразования.

Значительные визейские преобразования фиксируются в восточной части Токрауского синклинория по несогласному залеганию каркаралинской свиты на фаменско-турнейских толщах. Намюрская структурная перестройка проявилась в образовании некоторых новых складок и разломов, во внедрении гранитоидов балхашского комплекса. Более мелкие перестройки происходили в средне- и верхнекаменноугольную эпохи. Интересно отметить, что визейское несогласие, появляющееся на западе рассматриваемой территории, далее к западу становится региональным и, по-видимому, разделяет тектонические образования разных фаз.

В фаменско-пермской структуре Северного Прибалхашья выделяются элементы субширотного, северо-западного и субмеридионального направлений. В целом можно утверждать, что субмеридиональные тектонические формы новообразованы, а тектонические формы субширотного и северо-западного направлений частично унаследованы от структуры первой половины девона (см. рис. 65, 70, 72, 73), может быть даже силура. Такая унаследованность общих простираний, иногда конкретных структурных элементов имела место на территории Северо-Балхашского синклинория и в восточной половине Балхашского антиклинория. Западная половина антиклинория и Токрауский синклинорий новообразованы, но и здесь раннедевонская структура определила простирание позднепалеозойских разломов и складок (Итбасский грабен, Итмурундинское поднятие, Жирикская, Моинсуйская, Желтауская синклинали). Тектонические формы силура и первой половины девона, в свою очередь, частично унаследованы от каледонской структуры (Шатский, 1938; Беспалов, 1954; Богданов, 1959; Борсук, 1960).

Область верхнепалеозойских наземных вулканических извержений не ограничивалась Северо-Балхашским и Токрауским синклинориями. Она продолжалась на восток, в Алакульский синклинорий, или Баканасскую зону (Афоничев, 1960; Ренгартен, 1958), где ее южная граница сейчас скрыта наносами новейшей Алакульской впадины. В. С. Войтович (1962) на основании геофизических данных проводит эту границу по разлomu, вероятно, продолжающему на восток Муллабулакский разлом Северного Прибалхашья. Аэромагнитная съемка (Кронидов и др., 1958, 1960) позволяет предполагать, что вулканическая область Токрауского синклинория продолжалась на юг и соединялась с верхнепалеозойской вулканической областью Илийского синклинория (см. рис. 68).

Таким образом, выявляется гигантский позднепалеозойский вулканический пояс (Афоничев, 1960; Кумпан, 1960; Фремд, 1963), который Н. Г. Маркова (1964) считает аналогом вулканического пояса первой половины девона. Действительно, эти пояса имели сходные очертания, в них накапливались континентальные вулканогенные толщи близкого состава и формировались депрессии вокруг центров извержений. В восточной части обоих поясов отмечается нарастание мощности отложений с северо-востока на юго-запад. Оба пояса обрамляли области, где участки поднятий и размывов чередовались с участками накопления морских туфогенно-терригенных толщ. Однако в первой половине девона море покрывало почти всю территорию, обрамленную поясом, а в позднепалеозойском морском бассейне существовали крупные острова, которые постепенно разрастались и к концу каменноугольного периода расчленили морской бассейн на отдельные впадины. Это различие, вероятно, связано с общим воздыманием территории Центрального Казахстана в позднем палеозое.

Возможности для сравнения внутренней структуры областей, обрамлявшихся раннедевонским и позднепалеозойским вулканическими поясами, весьма ограничены, поскольку структура раннедевонской области

устанавливалась лишь по изменениям фаций и мощностей осадков. Это исключает из сравнения участки, возвышавшиеся над уровнем моря. Одна из тектонических форм области раннедевонского осадконакопления — Северо-Балхашский прогиб. Его общее строение и расположение в пространстве такие же, как у позднепалеозойской Саякской синклинали. Можно найти также позднепалеозойские структурные аналоги раннедевонскому поднятию Краснооктябрьской зоны, северный борт которого состоял из нескольких кулисообразно расположенных флексур.

Таким образом, в раннедевонской и позднепалеозойской структурах Центрального Казахстана существовали сходные элементы (вулканический пояс, обрамлявший с севера, запада и востока область морского туфогенно-терригенного осадконакопления, а внутри последней — ограниченные флексурами коробчатые складки и горстоподобные поднятия широтного и северо-западного простираний). По-видимому, живетско-франская структурная перестройка вызвала лишь перераспределение структурных элементов, но не изменила существа тектонических процессов на территории, ограниченной вулканическими поясами и в пределах самих поясов.

Несмотря на указанное сходство тектоническая фаза первой половины девона отличается от фаменско-пермской. Позднепалеозойский континентальный вулканический пояс повсеместно прогнут относительно территории, ограниченной поясом; в раннедевонском поясе глубоко прогнуты лишь отдельные депрессии. Позднепалеозойский пояс пронизан многочисленными комагматичными интрузиями гранитоидов; в девонском поясе таких интрузий мало. В позднепалеозойских коробчатых синклиналях соотношение глубины к ширине достигает 1 : 10; в раннедевонском Северо-Балхашском прогибе оно, вероятно, не превышает 1 : 50. Постепенное усложнение позднепалеозойской структуры сильно нарушило первичное залегание пород, возникли многочисленные мелкие складки и разрывы. В раннедевонскую тектоническую фазу мелких складок и разрывов не образовалось. Поэтому отложения первой половины девона были перекрыты более молодыми осадками без существенных несогласий, хотя и подверглись частичному размыву.

Эти различия обеих фаз, вероятно, связаны с усложнением фаменско-пермской структуры на последних стадиях ее развития. Поэтому в первой половине девона не возникли или редки те структурные элементы, которые появились в конце фаменско-пермской фазы.

ПАРАГЕНЕЗЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ФОРМ И ИХ ПРОИСХОЖДЕНИЕ

В разделе о строении тектонических форм было показано, что с крупными элементами позднепалеозойской структуры Северного Прибалхашья (Балхашский антиклинорий, Северо-Балхашский и Токрауский синклинории, а также коробчатые синклинали, грабен-синклинали, сбросы, надвиги, сдвиги) связаны разнообразные более мелкие нарушения.

Среди приразрывных нарушений наиболее распространены трещины, иногда заполненные жилами и дайками. Каждый тип разрывов (сбросы, взбросы-надвиги, сдвиги) характеризуется специфической трещиноватостью и своеобразным расположением трещин, даек и жил относительно поверхности разрыва. С крупными разломами связаны и некоторые другие тектонические формы. Ветвящиеся сбросы в сочетании с моноклинально падающими слоями их крыльев образуют грабены и горсты, которые местами переходят в ступенчатые складки, грабен-синклинали и горст-антиклинали. Вдоль взбросов и надвигов протягиваются асимметричные синклинали и антиклинали; их приразрывные крылья иногда запрокинуты. К некоторым взбросам и надвигам тяготеют зоны повышенного окварцевания пород (до вторичных кварцитов). К крупным сдвигам примыкают мелкие разрывы, часто тоже сдвиги.

Сложный комплекс нарушений наблюдается в асимметричных коробчатых синклиналях. Пологие борта синклиналей, примыкающие к крутому борту, осложнены поперечными сдвигами. На западных бортах синклиналей сдвиги правые, на восточных — левые. Вдоль северного борта Саякской синклинали протягиваются дополнительные коробчатые складки. Крутые борта основных и дополнительных синклиналей местами осложнены мелкими дисгармоничными складками, продольными дайками и трещинами, по которым происходили вулканические извержения. На пологом северном борту Калмакэмельской синклинали распространены нежки и дайки, заполнившие подводящие каналы вулканических извержений, а в Саякской и Моинсуйской синклиналях, в местах перегиба слоев — силлы и лакколиты диорит-порфиров.

Каждая крупная тектоническая форма и осложняющие ее нарушения расположены друг относительно друга в определенном порядке, повторяющемся во всех однотипных структурах. Осложняющие нарушения возникли в процессе развития крупных складок и разломов, иногда на ранних, но чаще на поздних стадиях их развития. Такие повторяющиеся сочетания тектонических форм разного масштаба, связанных местом и временем образования, А. В. Лукьянов и позднее автор предложили называть парагенезами тектонических форм (Буртман и др., 1963; Лукьянов, 1965; Трифонов, 1964а). На основе приведенных данных выделяются четыре парагенеза: асимметричных коробчатых синклиналей, сбросов, надвигов-взбросов, сдвигов. Крупные коробчатые синклинали и разломы — обязательные члены парагенезов. Осложняющие нарушения харак-

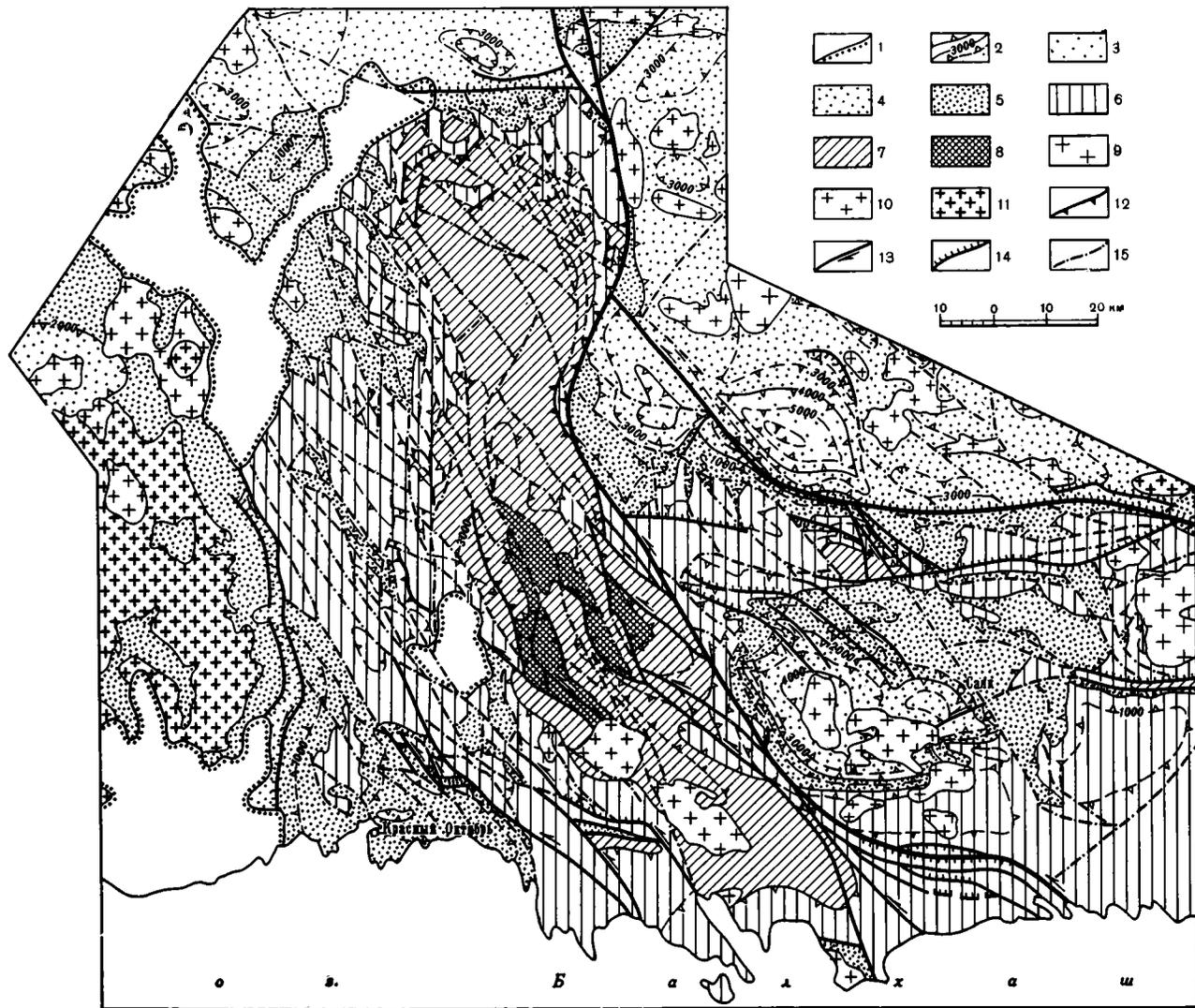


Рис. 75. Структурная схема Балхашского антиклинория и его обрамления

1 — граница сплошного чехла неоген-четвертичных отложений; 2 — стратоизогипсы по подошве фаменско-турнейских отложений (сплошные линии проведены через 2000 м, пунктирные линии соответствуют отметкам 1000, 3000, 5000 м); 3 — участки, где подошва фаменско-турнейских отложений находится ниже современной поверхности, которая на 500 м выше уровня моря; 3 — более, чем на 4000 м ниже современной поверхности, 4 — от 2000 до 4000 м, 5 — от 0 до 2000 м; 6 — 8 — участки, где подошва фаменско-турнейских отложений располагалась бы выше современной поверхности: 6 — от 0 до 2000 м, 7 — от 2000 до 4000 м, 8 — более чем на 4000 м; 9 — верхнепермские граниты; 10 — верхнекаменноугольные-нижнепермские гранитоиды; 11 — нижнекаменноугольные гранитоиды; 12—15 — разрывные нарушения (крупные разломы выделены жирными линиями); 12 — надвиги и взбросы, 13 — сдвиги; 14 — сбросы; 15 — разломы с невыясненным характером перемещения

терны, но не обязательны для парагенезов в том смысле, что с отдельной крупной складкой или разломом обычно сочетаются не все мелкие члены парагенеза, а лишь некоторые из них.

Выделенные парагенезы развивались длительно и примерно одновременно: с фамена или начала карбона до середины пермского периода. Они упорядоченно расположены друг относительно друга. Все крупные сбросы простираются широтно или на запад-северо-запад, надвиги и взбросы — на северо-запад (рис. 75). Отмеченные пространственные соотношения существуют не только между отдельными разрывами, но и между разнонаправленными отрезками единых изогнутых нарушений. Централно-Казахстанский разлом на участке субмеридионального простиранья, по-видимому, является надвигом или взбросом. Южнее горы Кишкине-Табаккалган он отгибается на юго-восток и становится левым сдвигом. Далее к юго-востоку разлом расщепляется на несколько субширотных ветвей-сбросов. Восточнее эти ветви собираются в крупные разрывы юго-восточного простиранья, — вероятно, левые сдвиги. Калмакэмельский разлом состоит из двух отрезков: сброса широтного и запад-северо-западного простиранья, и левого сдвига (?) северо-западного простиранья. Бесобинская зона разломов на субширотных участках состоит из сбросов, а на участке северо-восточного направления — из правых сбросо-сдвигов. Тесиктасские разрывы представляют собой сочетание субмеридиональных надвигов и левых сдвигов северо-западного направления. Наряду с искривлениями крупных разломов отмечены их сочленения под углом. В целом крупные разломы образуют единую систему, в которой морфология и направление перемещения по тому или иному нарушению зависят от его ориентировки.

Закономерно сочетаются с описанной системой нарушений коробчатые синклинали и грабены. Все они удлинены вдоль ограничивающих флексур и разрывов: в широтном или северо-западном направлении. Большинство синклиналей (Саякская, Калмакэмельская, Кусакская, Моинсуйская, Краснооктябрьская, в слабой степени Желтауская и ряд других) асимметричны. В них флексура образует лишь южный или юго-западный борт, а остальные борта пологие. Принципиально сходное строение имеет Итбасский грабен; он образован изогнутым разрывом от широтного до северо-западного простиранья и примыкающей к нему с севера моноклиналию.

Флексура южного борта Кунгисаякской и Джамбашской ячей Саякской синклинали кулисообразно надстраивается флексурой южного борта Либайской ячей. Последняя кулисообразно надстраивается северными сбросами Бесобинской зоны разломов. Каждое более восточное нарушение этой системы расположено севернее предыдущего, т. е. флексуры и сбросы образуют правый ряд кулис, простирающийся на северо-восток. Этот ряд находится на продолжении правосдвигового участка Бесобинской зоны разломов.

Антиклинальное поднятие, ограничивающее с юга Саякскую синклинали, под углом около 45° причленяется к левосдвиговому отрезку Централно-Казахстанского разлома. С приближением к разлому флексура южного борта синклинали отгибается на северо-запад и продолжается вдоль разлома. Таким образом, Саякская синклинали находится в зоне сочленения левого сдвига северо-западного направления и простирающегося на северо-восток правого ряда кулисообразно расположенных флексур и сбросов. Наиболее погруженная часть синклинали находится непосредственно возле сочленения этих нарушений.

Флексура южного борта Калмакэмельской синклинали простирается вдоль сбросового отрезка Калмакэмельского разлома. Западнее она отгибается на северо-запад и проходит вдоль левосдвигового отрезка этого разлома. Наиболее погруженная часть синклинали расположена

около сочленения сдвигового и сбросового отрезков. Разлом, ограничивающий односторонний Итбасский грабен, в восточной части простирается широтно, а в западной — на северо-запад. В восточной части по разлому, вероятно, происходили лишь сбросовые подвижки. Западнее, наряду со сбрасыванием северного крыла, В. Я. Кошкин отмечает левосдвиговые перемещения. Наиболее погруженная часть Итбасского грабена находится в зоне сочленения сбросового и сбросо-сдвигового отрезков разлома.

Кусакская синклиналь расположена вблизи субмеридионального отрезка Центрально-Казахстанского разлома, а субширотная Кызылкудская грабен-синклиналь примыкает с востока к прямолинейному крутому разрыву (сдвигу?) северо-западного простираения. Слабо удлиненная в широтном направлении Краснооктябрьская впадина привлекается с запада к крупной системе нарушений, которая протягивается с юго-востока на северо-запад вдоль Итмурундинского поднятия. В этой системе нарушений, наряду с крутыми разрывами северо-западного простираения, выделяется левый ряд кулисообразно расположенных субширотных грабенов и грабен-синклиналей. Отдельные грабенообразные депрессии разделены крутыми разрывами северо-северо-западного простираения; последние под острым углом примыкают к основным разломам Итмурундинской зоны.

Приведенные данные показывают, что основные тектонические формы парагенезов надвигов-взбросов, сдвигов, сбросов и асимметричных коробчатых синклиналей связаны воедино определенным расположением друг относительно друга и близким временем образования. Это позволяет объединить их в общий парагенез разломов и коробчатых синклиналей.

Не все элементы позднепалеозойской структуры Северного Прибалхашья входят в парагенез разломов и коробчатых синклиналей. С их расположением и простираениями в целом не связаны очертания Балхашского антиклинория и сопряженных с ним синклинорий вулканической области. Центрально-Казахстанский разлом в южной части пересекает Балхашский антиклинорий, севернее проходит вдоль границы антиклинория с Северо-Балхашским синклинорием, а еще севернее — целиком внутри вулканической области. Калмакэмельский разлом на востоке совпадает с границей Балхашского антиклинория и Северо-Балхашского синклинория, а на западе пересекает Северо-Балхашский синклинорий. Коробчатые синклинали западной части Балхашского антиклинория и Токрауского синклинория расположены под углом к границе этих крупных тектонических форм. Одинаковые разломы, коробчатые синклинали и грабены есть в синклинориях и на антиклинории, но в синклинориях их развитие сопровождалось вулканической деятельностью, а на антиклинории вулканизма почти не было.

Северо-Балхашский и Токрауский синклинории входили в позднепалеозойский вулканический пояс, обрамлявший область позднепалеозойского размыва и накопления морских туфогенно-терригенных осадков. Частью последней была территория Балхашского антиклинория. Сложная структура синклинорий и антиклинория зависит главным образом от тектонических форм парагенеза разломов и коробчатых синклиналей. Без них Северо-Балхашский и Токрауский синклинории были бы просто построенными нелинейными прогибами, сопряженными с пологим относительным поднятием Балхашского антиклинория. В прогибах развиты депрессии вокруг центров кислого вулканизма; небольшие разрывы, ограничивающие некоторые из таких депрессий; разнообразие субвулканические и интрузивные тела. Пологое Балхашское поднятие осложнено мелкими разрывами и брахискладками с почти горизонтальным зеркалом складчатости и прорвано редкими массивами гранитоидов.

Вдоль границ Балхашского поднятия и прогибов вулканической области расположены Тастыйская и Котырасанская грабен-синклинали, причем Котырасанская грабен-синклиналь простирается меридионально, почти поперек к грабенам и грабен-синклиналям парагенеза разломов и коробчатых синклиналей. С пограничными грабен-синклиналями связаны небольшие продольные грабен-синклинали, дайки, некки и лакколиты кварцевого порфира.

Изложенные данные показывают, что Балхашское поднятие, прогибы вулканической области, пограничные грабен-синклинали в сочетании с осложняющими их нарушениями образуют парагенезы тектонических форм, отличные от парагенезов коробчатых синклиналей, сбросов, надвигов-взбросов, сдвигов. Относительное Балхашское поднятие, Северо-Балхашский и Токрауский прогибы вулканической области развивались как сопряженные структуры с фаменского века до середины пермского периода. В конце нижнекаменноугольной эпохи вдоль их границ начали формироваться Тастыйская и Котырасанская грабен-синклинали. Отмеченные выше пространственные соотношения между одновозрастными парагенезами Балхашского поднятия, прогибов вулканической области и пограничных грабен-синклиналей позволяют объединить их в общий парагенез так же, как объединяются в общий парагенез разломы и коробчатые синклинали. Оба общих парагенеза развивались одновременно и в сочетании определили всю сложность позднепалеозойской структуры Северного Прибалхашья.

* * *

Пространственные и временные связи между членами парагенезов тектонических форм дают возможность с большей или меньшей достоверностью решать вопрос об их происхождении. Приразломная трещиноватость возникла в результате движений по разломам (см. раздел «Строение позднепалеозойских тектонических форм»). Условия ее образования выяснены механическими расчетами (Пек, 1939; Гзовский, 1960, 1963; Anderson, 1942) и тектоническим моделированием (Mead, 1920; Н. Cloos, 1928, 1931; Белоусов и Гзовский, 1964). Существенно также, что подобные трещины появляются при движениях по разломам во время современных землетрясений, когда направление перемещения и связь с ним приразломных трещин устанавливаются точно (Лукьянов, 1963, 1964, 1965).

Закономерности образования приразломных трещин распространяются на разрывные нарушения, примыкающие к крупным разломам. Западнее Саякской синклинали к левосдвиговому отрезку Центрально-Казахстанского разлома причленяются небольшие левые сдвиги. Острый угол между сдвигами и основным разломом не превышает 20° и в юго-западном крыле разлома направлен на юго-восток. Эти сдвиги относятся к числу опережающих сколов, условия образования которых рассмотрены Г. Клоосом (Н. Cloos, 1931) и М. В. Гзовским (1963). Иное происхождение имеют правые сдвиги, примыкающие под углом $30-45^\circ$ с юга к сбросо-сдвиговому (левый сдвиг) отрезку Калмакэмельского разлома. Вероятно, они представляют собой систему нарушений, сопряженных со сбросо-сдвиговым отрезком Калмакэмельского разлома. Небольшой угол скалывания ($15-22^\circ$) может быть связан с низким всесторонним давлением — с небольшой глубиной формирования правых сдвигов.

Присбросовые грабен-синклинали и горст-антиклинали, а также принадлежковые и привзбросовые складки образовались в результате изгибания слоев в направлении перемещений по этим разломам. В тех случаях, когда несколько надвигов и взбросов расположены близко один от другого, перемещения по ним приводили к общему поднятию области,

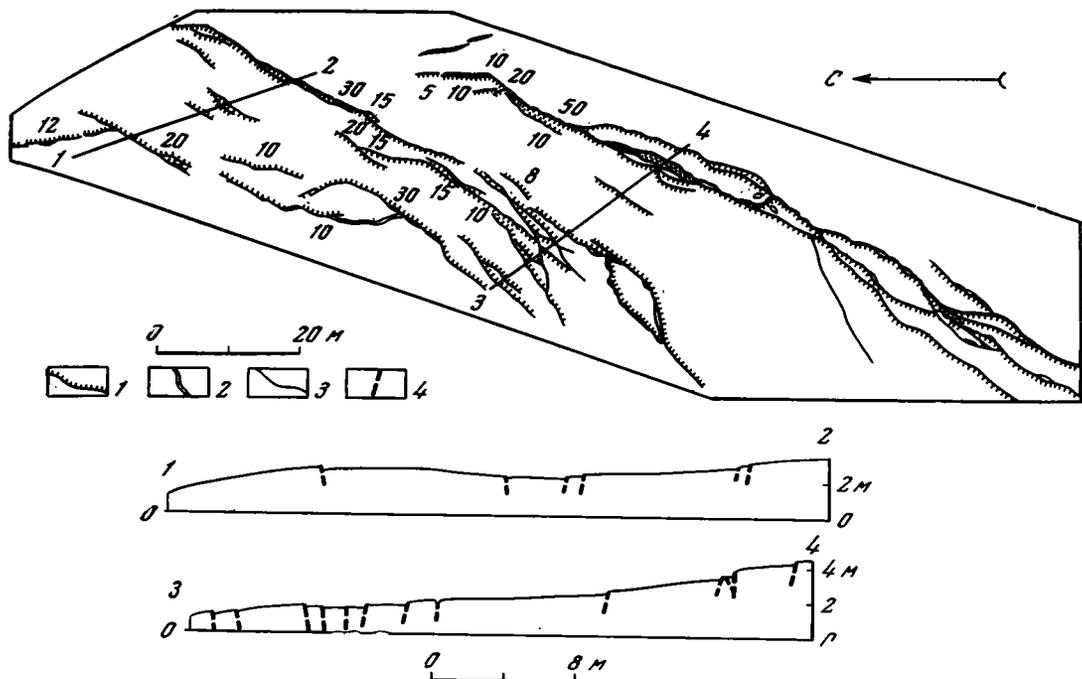


Рис. 76. Трещины и разрывы, образовавшиеся при Ашхабадском землетрясении 1948 г. в районе села Куру-хаудан, Центральный Копет-Даг (Копп и др., 1964)

1 — сбросы (цифрами обозначена амплитуда вертикального перемещения в сантиметрах); 2 — раздвиги; 3 — гладкие и ровные сколы без вертикального перемещения; 4 — разрывы на разрезах

нарушенной надвигами и взбросами, относительно соседних территорий (Казикско-Тесиктасское поднятие).

Дополнительные коробчатые и ступенчатые синклинали на юго-западном и северном бортах Саякской синклинали, как и основные коробчатые синклинали, — складки поперечного изгиба, возникшие в результате их проседания относительно соседних территорий. Антиклинали — остаточные образования; они заполняют пространство между просевшими участками и имеют неправильную форму. Флексуры на бортах коробчатых и ступенчатых синклиналей иногда осложнены продольными сбросами или переходят в сбросы по простираению. Переход флексуры в сброс определяется изменением соотношения хрупкости и вязкости деформируемых пород. Таким образом, флексуры, ограничивающие коробчатые и ступенчатые складки, и сбросы, ограничивающие грабены, — родственные образования. Поэтому происхождение грабенов, грабен-синклиналей, коробчатых и ступенчатых складок поперечного изгиба весьма сходно.

Многочисленные тектонические эксперименты показали, что грабены могут возникать под действием как вертикальных сил, так и поперечного горизонтального растяжения. Возможность образования грабенов под действием поперечного горизонтального растяжения экспериментально показана Г. Клоосом (H. Cloos, 1936, 1939) и Е. Клоосом (E. Cloos, 1955). А. В. Лукьянов (1963, 1964) описал грабены, возникшие в результате горизонтального растяжения при современных катастрофических землетрясениях. Небольшой грабен (рис. 76), созданный поперечным растяжением во время Ашхабадского землетрясения 1948 г., описан М. Л. Коппом, Л. М. Расцветаевым и В. Г. Трифоновым (1964) в районе селения Куру-хаудан (Центральный Копет-Даг).

При рассмотрении отдельного грабена порой нельзя сказать, возник ли он под действием вертикальных сил или горизонтального растяжения. Однако природные грабены нередко объединены в системы, состоящие из нескольких нарушений. Сбросы и грабены, созданные вертикальными силами, имеют разнообразную ориентировку и нередко образуют структуры типа «разбитой тарелки» на соляных куполах (Косыгин, 1940; E. Cloos, 1955). Сбросы и грабены, созданные поперечным горизонтальным растяжением, обычно расположены примерно параллельно один другому.

Именно такое упорядоченное расположение имеют дополнительные коробчатые и ступенчатые синклинали на северном борту Саякской синклинали. Их широтная и запад-северо-западная ориентировка позволяет предполагать, что дополнительные синклинали возникли под действием субмеридионального горизонтального растяжения. Источник этого растяжения не ясен. Может быть, он не зависел от прогибания Саякской синклинали, но, может быть, значительное опускание синклинали к концу каменноугольного периода и изгибание слоев без сокращения ее площади и было источником растяжения. Весьма вероятно связь растяжения с резким перегибом слоев у дополнительных синклиналей на юго-западном борту Саякской синклинали. Эти дополнительные синклинали расположены вдоль верхнего крыла флексуры юго-западного борта и изменяют простираение по мере ее искривления. Такое же происхождение, по-видимому, имеют дополнительные грабенообразные складки на юго-западном борту Тастыйской грабен-синклинали.

Флексуры, ограничивающие коробчатые и ступенчатые складки, местами нарушены крутыми продольными трещинами отрыва. В Калмакэмельской и Кусакской синклиналях по таким трещинам происходили вулканические извержения андезитового состава. Подобная трещина на южном борту дополнительной синклинали V была заполнена дайкой диорит-порфирита. На северном борту Калмакэмельской синклинали мелкие неки и дайки заполнили жерла и трещины, по которым происходили вулканические извержения. Они образовались в конце калмакэмельского этапа развития и во время накопления керегетасской свиты, когда прогибание Калмакэмельской синклинали уже достигло значительной величины. Возможно, подводящие каналы извержений возникли как результат горизонтального растяжения, вызванного изгибанием слоев при опускании синклинали.

Проседание Саякской синклинали и дополнительных синклиналей на ее бортах местами привело к дисгармоничному смятию слоистых пластичных пород на их крутых крыльях. В процессе проседания на бортах синклиналей и сводах остаточных антиклиналей возникали полости отслаивания, позднее заполненные силлами и лакколитами диорит-порфирита.

Для образования поверхностных сдвигов на пологих бортах крупных коробчатых синклиналей, по-видимому, имела значение скорость тектонических движений — сдвиги появились на последних этапах развития синклиналей, когда скорость их проседания возросла. Сдвиги нарушают борта синклиналей, примыкающие к флексуре юго-западного и южного борта. Они ограничивают узкие блоки пород, в каждом из которых южный край расположен ближе к наиболее прогнутой части синклинали, чем северный. Возможно, сдвиги образовались в результате неравномерного изгибания и растяжения слоев в момент особенно быстрого погружения юго-западной и южной частей синклинали.

Итак, все нарушения, сопутствующие крупным разломам, коробчатым синклиналям и грабен-синклиналям, возникли как результат развития этих крупных форм — главных членов соответствующих парагенезов. Пространственные и временные связи между парагенезами надви-

гов-взбросов, сдвигов, сбросов, асимметричных коробчатых синклиналей позволили объединить их в общий парагенез и подойти к выяснению его происхождения.

Если исходить из теории разрушения материалов и экспериментов, сбросы, сдвиги и взбросы-надвиги созданы различно ориентированными тектоническими силами (см. раздел о строении тектонических форм). При образовании крупных сбросов Северного Прибалхашья ось наибольшего растяжения σ_1 была ориентирована горизонтально поперек линии разлома (субмеридионально), промежуточная ось σ_2 — горизонтально вдоль линии разлома (субширотно), ось наименьшего растяжения — наибольшего сжатия σ_3 — вертикально. При образовании надвигов ось σ_1 была направлена вертикально, ось σ_2 — горизонтально — вдоль линии разлома (субмеридионально), ось σ_3 — горизонтально — поперек линии разлома (субширотно). При образовании крупных сдвигов ось σ_2 располагалась в вертикальной плоскости, оси σ_1 и σ_3 — в горизонтальной, причем ось σ_1 была направлена примерно меридионально, ось σ_3 — широтно. Таким образом, при формировании всех перечисленных нарушений субширотно горизонтальное сжатие было больше субмеридионального, а субширотно растяжение — меньше. Существенно различалась у сбросов, сдвигов и надвигов лишь относительная величина вертикально ориентированных напряжений.

Приведенные реконструкции положения осей напряжений справедливы только для однородной изотропной среды. В Северном Прибалхашье среда была неоднородной и анизотропной. К фаменскому веку, а тем более к концу нижнекаменноугольной эпохи, когда возникли все крупные разломы, рассматриваемая территория уже была нарушена разрывами и складками. Фаменско-турнейские отложения неоднородны по своим механическим свойствам: в одних местах накапливались вулканогенные, в других — терригенные толщи, а некоторые участки были свободными от осадков.

Анизотропия и неоднородность среды приводила к отклонениям от идеальной схемы образования разрывов. Это можно пояснить следующим примером. При ориентировке оси σ_1 — горизонтальной и меридиональной, оси σ_3 — горизонтальной и широтной, оси σ_2 — вертикальной в однородной изотропной среде образуются левые сдвиги северо-западного и правые северо-восточного направлений. Однако, если такие же напряжения воздействуют на толщи, нарушенные широтными складками и разрывами, в широтном направлении предел прочности пород будет превзойден скорее, чем в северо-западном и северо-восточном направлениях. Возникнут широтные сбросы, которые в однородной среде появились бы, если при меридиональной ориентировке оси σ_1 вертикальное сжатие превышало бы широтное горизонтальное сжатие. Если те же напряжения приложить к толщам, нарушенным меридиональными складками и разрывами, под их действием возникнут меридиональные надвиги. Следовательно, в зависимости от направления анизотропии и неоднородности одни и те же напряжения могут реализоваться в сдвигах, надвигах или сбросах. По мере изменения направления анизотропии разрывы могут изгибаться, причем сдвиги будут переходить в надвиги, сбросы — в сдвиги и т. д.

Такие сочетания сбросов, надвигов и сдвигов описаны в геологической литературе. Лишь в редких случаях можно предполагать происхождение этих нарушений под действием одних и тех же сил, поскольку редко удается установить их одновозрастность. Проще обстоит дело с разрывами, возникшими при современных катастрофических землетрясениях, так как здесь направление приложенных сил точно известно. Если во время землетрясения действуют горизонтальные тектонические напряжения, то образование тех или иных разрывов (сдвигов, надвигов,

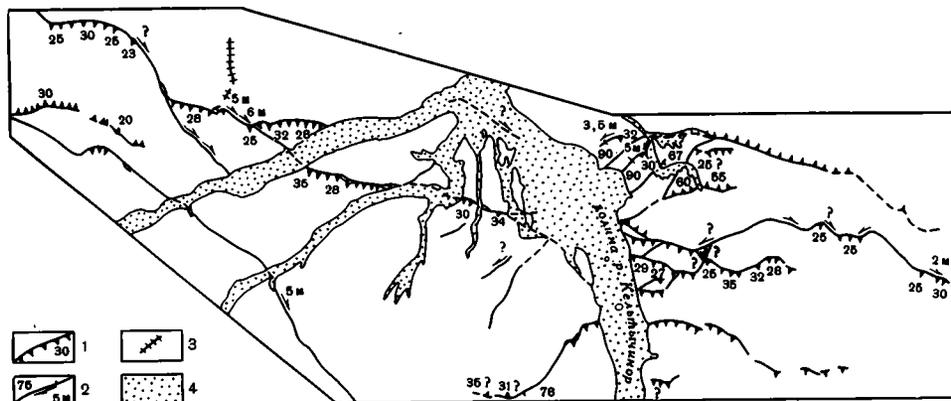


Рис. 77. Схема распространения сейсмоструктурных голоценовых разрывов в районе села Калининского, Центральный Копет-Даг (Копп и др., 1964)

1 — надвиги (указаны наклоны поверхностей в градусах); 2 — сдвиги (указаны наклоны поверхностей в градусах и горизонтальные перемещения в метрах); 3 — сбросы и раздвиги; 4 — долины р. Кельтычинор и крупных оврагов

сбросов) зависит от их ориентировки относительно вектора единой системы напряжений, причем искривление разрыва приводит к изменению характера перемещения по нему (Лукьянов, 1963, 1964, 1965). Подобные переходы надвигов в сдвиги наблюдались нами среди голоценовых сейсмоструктурных разрывов Центрального Копет-Дага (Копп и др., 1964). Важно отметить, что эти надвиги и сдвиги (рис. 77) созданы единой системой субмеридионального сжатия — субширотного растяжения, действовавших во время землетрясений.

В восточной части Балхашского антиклинория раннедевонские и более древние тектонические формы простирались субширотно; в фаменско-пермское время здесь образуются крупные субширотные сбросы. Западнее элементы древней структуры простирались на северо-запад; в фаменско-пермское время здесь формируются крупные левые сдвиги северо-западного направления, а сбросы приобретают запад-северо-западное простираение. Западная граница Северо-Балхашского синклинория, т. е. граница вулканогенно-терригенных и терригенных фаций фаменско-пермских отложений простирается в долготном направлении. Вдоль этой границы проходит Центрально-Казахстанский разлом, который на указанном отрезке является надвигом или взбросом.

Таким образом, простираения крупных позднепалеозойских разломов совпадают с направлениями анизотропии и неоднородности деформируемой среды. В то же время разломы возникали в условиях субширотного горизонтального сжатия, превышающего субмеридиональное горизонтальное сжатие. Все это дает основание предполагать, что образование разных разломов определялось единой системой горизонтально ориентированных тектонических напряжений — субширотного относительного сжатия — субмеридионального относительного растяжения, а проявление единых напряжений в виде сдвигов, надвигов или сбросов зависело от направлений анизотропии и неоднородности деформируемой среды.

Как уже отмечалось, коробчатые синклинали и грабены Северного Прибалхашья, по-видимому, имеют сходное происхождение. Крупные коробчатые синклинали и грабены удлинены вдоль ограничивающих их флексур и разрывов в широтном или северо-западном направлении и обычно асимметричны, поскольку флексуры и разрывы образуют лишь юго-западные и южные борты синклиналей и грабенов. Близкая ориен-

тировка и одинаковый характер асимметрии коробчатых синклиналей и грабенов позволяют считать более вероятным, что их проседание было результатом воздействия не вертикальных тектонических сил, а относительного горизонтального растяжения в поперечном меридиональном — северо-восточном направлении.

Вместе с тем, образование многих грабен и коробчатых синклиналей — это не простое перемещение по сбросу или заменяющей его флекуре. Коробчатые синклинали и грабены часто связаны с левыми сдвигами северо-западного направления. В одних случаях (Калмак-эмельская синклиналь, Итбасский грабен) грабенообразные депрессии расположены в зоне перехода левого сдвига в субширотный сброс. В других случаях (Саякская синклиналь, Краснооктябрьская впадина, Кызылкудская грабен-синклиналь) они примыкают к левым сдвигам под острым углом и как бы оперяют сдвиги. Связь грабенообразных депрессий с зонами сдвиговых дислокаций подчеркивается кулисообразным расположением сбросов и флексур в крыльях сдвигов и на их продолжениях. Флексуры южного борта Саякской синклинали и сбросы северного крыла Бесобинской зоны разломов образуют правый ряд северо-восточного простирания. Грабены и грабен-синклинали Итмурундинского поднятия образуют левый ряд северо-западного простирания.

По-видимому, синклинали и грабен-синклинали (структуры растяжения), оперяющие крупные сдвиги, имеют то же происхождение, что и оперяющие трещины отрыва, а кулисообразно расположенные грабенообразные депрессии — то же происхождение, что и кулисообразно расположенные трещины отрыва в зонах сдвиговых дислокаций. Различие между трещинами отрыва, с одной стороны, грабенами и коробчатыми синклиналами, — с другой, помимо масштаба явления, состоит только в том, что в первом случае растяжение реализуется в виде чистого раздвига, а во втором в виде сбросов или заменяющих их флексур, т. е. частично трансформируется в вертикальное перемещение. Образование грабен и грабен-синклиналей как результат растяжения в связи с перемещениями по сдвигам подробно рассмотрено А. В. Лукьяновым (1963, 1965; Буртман и др., 1963), изучавшим это явление в зонах современных катастрофических землетрясений.

Таким образом, крупные разломы и коробчатые синклинали (а вместе с ними и все осложняющие нарушения) развивались одновременно, по-видимому, под действием единых горизонтально ориентированных тектонических сил: субширотного относительного сжатия — субмеридионального относительного растяжения. Разные проявления указанных сил в виде тех или иных разломов и складок зависели от анизотропии и неоднородности деформируемой среды. Эта анизотропия местами привела также к небольшой переориентировке действовавших напряжений. В южной и восточной частях Балхашского антиклинория и в Северо-Балхашском синклинории сбросы и заменяющие их флексуры простираются субширотно, т. е. относительное растяжение было меридиональным. В северо-западной части района, где более древние тектонические формы простирались на северо-запад, флексуры, ограничивающие позднепалеозойские коробчатые синклинали — Кусакскую, Моинсуйскую, Жирикскую, Желтаускую, — также простираются на северо-запад, т. е. направление относительного растяжения отклонялось к северо-востоку.

Меньше данных о происхождении другого общего парагенеза (Балхашского поднятия, прогибов вулканической области, пограничных грабен-синклиналей). Существенно совпадение областей опускания и вулканических извержений (Северо-Балхашский и Токрауский прогибы), а также распространение в них разномасштабных депрессий вокруг центров кислого вулканизма. Небольшая депрессия (4 км в поперечнике) под конусом вулкана центрального типа известна на северном борту Кал-

макэмельской синклинали (см. рис. 17, вулкан VI). По-видимому, она возникла при проседании местности непосредственно над очагом этого вулкана, расположенным близко от поверхности. Депрессии шириной в десятки километров описаны В. Я. Кошкиным (1964) и В. В. Коптевой (1964) в центральной и западной частях Северо-Балхашского синклинория. Оба автора считают эти депрессии кальдерами сложно построенных вулканических центров и рассматривают их как результат компенсационного проседания кровли опорожнявшихся магматических очагов.

В «керегетасское» и «архарлинское» время подобные депрессии возникали во многих местах, не наследуя одна другую, и в совокупности обусловили почти повсеместное опускание вулканической области относительно соседних территорий. В более ранние этапы развития (каркаралинский и калмакэмельский) происходило более равномерное погружение вулканической области, преобладали извержения материала среднего состава, и депрессии вокруг отдельных центров извержений возникали редко. Можно предполагать, что в «каркаралинское» и «калмакэмельское» время происходило компенсационное опускание, аналогичное проседаниям над очагами кислого вулканизма, но (в связи с отличиями очагов среднего вулканизма?) охватывало оно всю вулканическую область. Таким образом, длительное формирование Северо-Балхашского и Токрауского прогибов как на ранних, так и на поздних этапах представляется связанным с вулканическими процессами — с развитием магматических очагов под этими прогибами.

Изучение Чубарайгырской (Коптева, 1964; Коптева и Щерба, 1963), Караирекской (Кошкин, 1964) депрессий и Калмакэмельской синклинали (Трифонов, 1964б) дает основание предполагать, что подводящие каналы вулканических извержений связаны со структурами парагенеза разломов и коробчатых синклиналей и имели общее с ними происхождение (горизонтальные тектонические силы). Вероятно, опускание Северо-Балхашского и Токрауского прогибов было результатом взаимодействия двух разных процессов — развития магматических очагов, обусловивших возможность вулканизма, и образования под действием горизонтальных напряжений расколов — подводящих каналов извержений.

Территория Балхашского поднятия, почти лишенная собственных вулканических проявлений, не вовлекалась в компенсационное опускание и поэтому оставалась относительно приподнятой. Образование Тастыйской и Котырассанской грабен-синклиналей, по-видимому, определялось их пограничным положением между прогибавшейся вулканической областью и Балхашским поднятием. Резкий перегиб поверхности на границе опускавшейся области вызывал поперечное растяжение зоны перегиба, что, вероятно, и было причиной образования грабен-синклиналей вдоль этой зоны. Указанное растяжение проявилось также в небольших расколах поверхности и извержениях по ним липаритового вулканического материала. Тастыйская грабен-синклиналь прогнута сильнее Котырассанской, так как в ней перегиб слоев на границе вулканической области усугублялся опусканием Саякской и Калмакэмельской синклиналей по обе стороны перегиба.

* * *

Парагенез разломов и коробчатых синклиналей и парагенез прогибов вулканической области и Балхашского поднятия практически охватывают все многообразие позднепалеозойских тектонических форм Северного Прибалхашья. Тектонические формы первого парагенеза, по-видимому, созданы однонаправленными горизонтальными тектоническими напряжениями. Горизонтальные напряжения частично трансформировались в вертикальные (проседание коробчатых синклиналей и грабенов, воздымание в зонах надвигов и взбросов). Проседание коробчатых син-

клиналей создавало вторичные горизонтальные напряжения. Они привели к образованию поверхностных сдвигов на бортах синклиналей и дисгармоничных смятий в местах перегиба слоев. Тектонические формы второго парагенеза, возможно, созданы компенсационным проседанием кровли магматических очагов, питавших извержения. Эти вертикальные силы частично трансформировались в горизонтальные (растяжение на границах опускавшейся вулканической области с образованием Тастыйской и Котырасанской грабен-синклиналей).

С развитием тектонических форм парагенеза разломов и коробчатых синклиналей связаны многие черты строения фаменско-пермских формаций Северного Прибалхашья — возрастание мощности отложений в грабенобразных депрессиях и их уменьшение на принадвиговых и привзбросовых поднятиях, фациальная пестрота вулканогенных толщ, определяющаяся расположением центров извержений. Еще более тесно связаны позднепалеозойские формации и тектонические формы второго парагенеза. Северо-Балхашский и Токрауский прогибы — области накопления мощных вулканогенных толщ и интенсивного гранитного магматизма, а Балхашское поднятие — область накопления менее мощных морских туфогенно-терригенных толщ и слабого гранитного магматизма. Таким образом, позднепалеозойское тектоническое развитие Северного Прибалхашья дает пример тесной связи между образованием разных тектонических форм, осадконакоплением и магматизмом.

Как уже отмечалось (см. предыдущий раздел), в раннедевонской структуре Северного Прибалхашья и сопредельных территорий выделяются структурные элементы, сходные с позднепалеозойскими. Возможно, в первой половине девона имели место те же тектонические процессы, что и в фаменско-пермское время.

ПАРАГЕНЕЗЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ФОРМ НЕКОТОРЫХ СОСЕДНИХ РЕГИОНОВ КАЗАХСТАНА И СРЕДНЕЙ АЗИИ

Основой для установления условий образования герцинской структуры Северного Прибалхашья было выделение парагенезов — сообществ одновозрастных тектонических форм, связанных закономерным взаиморасположением. Особенно интересны парагенезы, которые, по-видимому, были созданы горизонтально направленными тектоническими силами, поскольку они дают возможность выявлять эти силы и вызванные ими горизонтальные движения земной коры не только в Северном Прибалхашье, но и в других регионах. Ниже сделана попытка применить такой метод изучения горизонтальных тектонических сил и движений к некоторым районам Казахстана и Средней Азии. Раздел написан в основном по литературным данным; при описании парагенезов Северо-Восточного Прибалхашья, Копет-Дага и Мангышлака использованы также личные наблюдения автора. В работе не дается систематического и полного очерка структуры рассматриваемых областей, но кратко описываются лишь отдельные парагенезы тектонических форм, возникшие в позднегеосинклинальный и орогенный этапы развития.

СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЕ ПРИБАЛХАШЬЕ

Позднепалеозойская структура восточного окончания Балхашского антиклинория (рис. 78, см. рис. 42) определяется крупными разломами, между которыми расположены складки и более мелкие разрывы. Субширотная Бесобинская зона разломов проходит вдоль осевой части антиклинория. Как было показано при описании строения тектонических форм, отдельные ветви этой зоны (сбросы) ограничивают горст, сложенный нижнепалеозойскими и силурийскими толщами. К северу и к югу от зоны разлома на поверхность выходят силурийские и девонские толщи. Односторонний грабен к югу от центрального горста в западной части Бесобинской зоны сложен калмакэмельскими терригенными породами. Заложение центрального горста относится к раннедевонскому, а может быть силурийскому времени.

Вдоль северного края Балхашского антиклинория простирается второй крупный субширотный разлом — Муллабулакский. Он продолжается на восток от слияния Калмакэмельского и Тюлькулинского разломов Северного Прибалхашья. На большом протяжении по разлому приведены в соприкосновение вулканогенно-терригенные фаменские и турнейские толщи северного крыла и более древние терригенные девонские отложения южного крыла. К югу от разлома местами также выделяются фаменские и турнейские толщи. По материалам В. Я. Кошкина и А. К. Мясникова, они сходны с одновозрастными терригенными отложениями более западных районов Балхашского антиклинория.

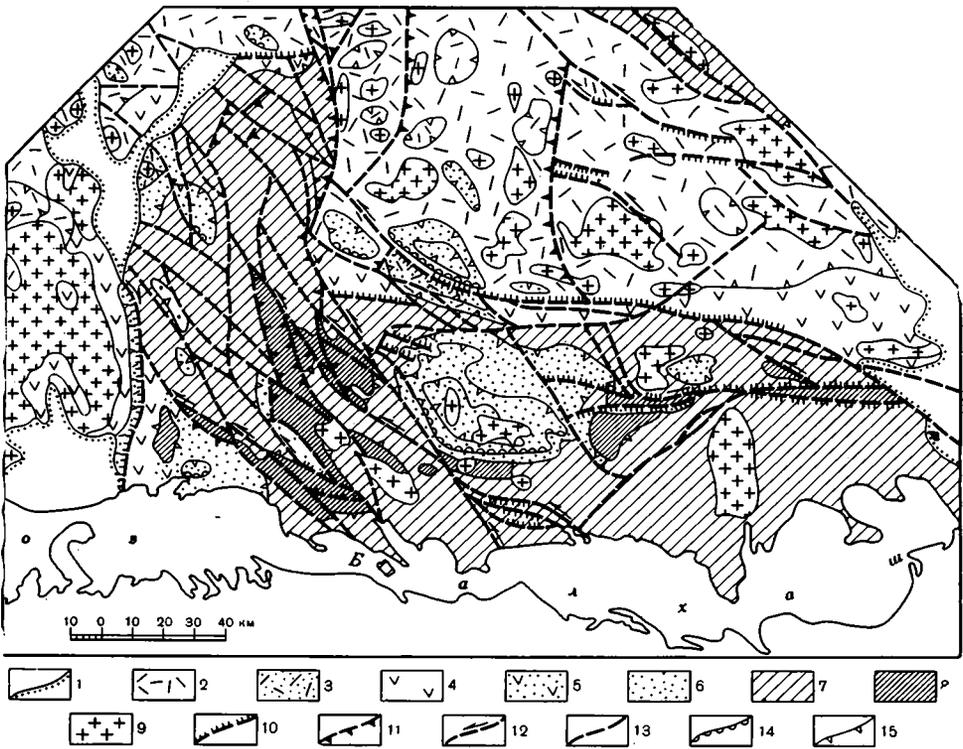


Рис. 78. Структурно-геологическая схема Северного и Северо-Восточного Прибалхашья (составили В. Г. Трифонов; для северо-восточного борта Северо-Балхашского синклиория — И. Г. Щерба)

1 — граница сплошного чехла неоген-четвертичных отложений; 2 — визейско-пермские континентальные вулканогенные толщи Северо-Валхашского и Токрауского синклиорийев; 3 — туфогенно-терригенные визейско-пермские толщи Тастыйской и Котырасанской грабен-синклиналей (на южном крыле Тастыйской грабен-синклинали этим же знаком показаны фаменско-турнейские вулканогенно-терригенные толщи); 4 — фаменские и турнейские вулканогенно-терригенные толщи Северо-Балхашского и Токрауского синклиорийев; 5 — фаменские и турнейские туфогенно-терригенные отложения зоны перехода от Балхашского антиклинория к Токраускому синклиорию; 6 — фаменско-пермские терригенные толщи Балхашского антиклинория (выполняют коробчатые синклинали и грабены) и визейско-пермские вулканогенные толщи коробчатых синклиналей Северо-Балхашского и Токрауского синклиорийев; 7 — силурийские и девонские толщи (без отложений фаменского яруса); 8 — нижнепалеозойские толщи Балхашского антиклинория; 9 — каменноугольные и пермские гранитоиды; 10 — сбросы; 11 — взбросы и надвиги; 12 — сдвиги; 13 — разрывы с невыясненным характером перемещения; 14 — флексуры; 15 — границы стратиграфических комплексов и условные стратозогипсы по подошве визейско-пермских отложений;

Следовательно, Муллабулакский разлом является границей разных фаций фаменско-турнейских отложений, т. е. возник еще в фаменском веке и развивался длительно.

Муллабулакский разлом был осмотрен автором вблизи его слияния с Тюлькуламским разломом. Зона разлома состоит из нескольких субширотных крутых разрывов. Вдоль них развиты вертикальный кливаж, местами параллельные кливажу кварцевые жилы, а также субширотные ступенчатые складки, сходные с наблюдавшимися у сая Кызыл-Кайнар (см. рис. 39). По-видимому, образование разрывов Муллабулакской зоны, как и Бесобинской, происходило в условиях поперечного (субмеридионального) относительного растяжения.

В восточном направлении Муллабулакский разлом все более отгибается к югу и переходит в Джунгарский разлом северо-западного простирания. Подобный изгиб, но более слабый, испытывает Бесобинский

разлом в зоне сочленения с Джунгарским. Между Бесобинским и Муллабулакским разломами от Джунгарского разлома ответвляется на запад несколько более мелких нарушений. Все эти разломы и мелкие разрывы образуют структуру «конского хвоста» на северо-западном окончании Джунгарского разлома. Западнее Джунгарского разлома параллельно ему протягивается Тюлькуламский разлом, ограниченный с севера и юга Муллабулакской и Бесобинской зонами разломов.

Субширотные зоны разломов (Бесобинская и Муллабулакская) и разломы северо-западного направления (Джунгарский, Тюлькуламский, разрывы у западного края Бесобинского гранитного массива) разделяют северный склон Балхашского антиклинория на два ромбовидных блока с разным внутренним строением. Между Тюлькуламским и Джунгарским разломами обнажены девонские толщи, смятые в субширотные коробчатые и ступенчатые складки и нарушенные крутыми прямолинейными разрывами северо-западного направления, слабо изогнутыми ветвящимися субширотными сбросами и изогнутыми субмеридиональными нарушениями. Вероятно, разрывы северо-западного направления имеют значительную сдвиговую составляющую перемещения, а субмеридиональные разрывы являются надвигами или взбросами.

В разделе о строении тектонических форм были описаны ступенчатые складки, примыкающие с востока к Тюлькуламскому разлому и как бы оперяющие его (см. рис. 38). Флексуры, образующие эти складки, с удалением от разлома затухают или уменьшаются в амплитуде, т. е. генетически связаны с Тюлькуламским разломом. Такие же флексуры и складки есть вблизи Джунгарского разлома. Джунгарский и Тюлькуламский разломы прямолинейны и имеют четкие крутые поверхности смещения, почти не сопровождающиеся зонами дробления и расщепления пород. Соотношения этих разломов и примыкающих к ним субширотных флексур подобны соотношению Центрально-Казахстанского разлома и примыкающей к нему флексуры южного борта Саякской синклинали. Вероятно, в позднем палеозое Тюлькуламский и Джунгарский разломы также развивались как левые сдвиги.

В центральной части более западного блока находится Бесобинская синклинали. К западу от нее вскрывается пермский Бесобинский гранитный массив, к востоку — древняя Тюлькуламская интрузия ультраабазитов, примыкающая к Тюлькуламскому разлому. Синклинали нелинейна, но несколько удлинена в широтном направлении: ее ширина около 15 км, длина превышает 20 км. В центре синклинали залегает турнейская толща и перекрывающие ее без видимого несогласия маломощные песчаники калмакэмельской (?) свиты. Каменноугольные отложения выполняют две ячеи Бесобинской синклинали, расположенные одна к югу от другой и разделенные седловидной антиклиналью, замыкающейся на западе. Южные крылья каждой ячеи круче северных. Ядро северной ячеи, в свою очередь, состоит из трех небольших овальных синклиналей, у каждой из которых южные крылья круче северных. Средняя синклинали отделена от южной взбросом, наклоненным на юг под углами 80—90°. Северное крыло и ядро северной ячеи Бесобинской синклинали нарушено правыми сдвигами и сбросо-сдвигами северо-западного, реже меридионального простирания. Амплитуда перемещения по каждому из них измеряется десятками или сотнями метров и не превышает 1 км. В Бесобинский гранитный массив сдвиги не продолжаются.

Как видно из приведенного описания, Бесобинская синклинали весьма сходна с Саякской и может быть отнесена к той же категории асимметричных коробчатых складок поперечного изгиба с крутым южным бортом. Интересно отметить, что восточный контакт Бесобинской интрузии в современном эрозионном срезе отчасти повторяет простирание слон западного окончания Бесобинской синклинали. Возможно, внедрение

этого гранитного массива вызвало некоторое изменение первичной формы синклинали и образование ряда мелких разрывов на ее бортах.

К югу от Бесобинского разлома силурийские и девонские толщи Балхашского антиклинория смяты в складки и нарушены разрывами разных направлений. Крупнейший разлом — Калмаганбельский — отходит от Бесобинской зоны восточнее сая Кызыл-Кайнар и, слегка изгибаясь, продолжается на юго-запад. На значительном протяжении разлом состоит из двух почти вертикальных разрывов-сколов, ограничивающих узкий блок нижнепалеозойских пород. Приразломные нарушения представлены только трещинами и маломощными кварцевыми жилами.

Позднепалеозойская структура восточного окончания Балхашского антиклинория принципиально сходна со структурой описанных более западных районов и является ее естественным продолжением. По-видимому, основные структурные элементы восточного окончания антиклинория также сформировались под действием горизонтально ориентированных тектонических сил: субширотного относительного сжатия — субмеридионального относительного растяжения.

АТАСУ-ЖАМШИНСКОЕ МЕЖДУРЕЧЬЕ

Район Атасу-Жамшинского междуречья (рис. 79) находится непосредственно к западу от Токрауского синклинория. В основании разреза здесь вскрыты метаморфизованные первично вулканогенно-терригенные толщи докембрия и нижнего палеозоя. Ордовикская система представлена известняками и терригенными породами. Выше залегают песчано-сланцевые и песчано-туфовые толщи силура. Детально изучена стратиграфия девонских и каменноугольных отложений (Александрова, Пупышев, 1956). Среди них выделяется пять стратиграфических комплексов: 1) морские терригенные и континентальные вулканогенные толщи нижней половины девонской системы, несогласно перекрывающие более древние отложения; 2) туфогенно-терригенный живетско-франский комплекс; 3) карбонатные отложения фаменского и нижней части турнейского ярусов; 4) карбонатно-терригенные верхнетурнейские и визейские отложения; 5) верхнепалеозойские эффузивы и конгломераты (сохранились в немногих местах, где несогласно перекрывают подстилающие образования). Указанные толщи прорваны интрузиями герцинских гранитоидов.

Позднепалеозойская структура Атасу-Жамшинского междуречья определяется крупными зонами разломов, с которыми связаны разнообразные разрывные и складчатые нарушения (Лукьянов, 1961а, б). На фоне умеренного общего послетурнейского поднятия выделяются участки интенсивного поднятия и опускания.

Значительные опускания испытали Аксоран-Акжалская и Акбастаская зоны разломов. А. В. Лукьянов так описывает их строение. «Большинство разломов имеет крутые сместители, субширотную ориентировку и сопровождается широкими зонами дробления с большим количеством тектонических брекчий. По многим разломам и зонам дробления внедряются небольшие линзовидные интрузии и дайки. Интрузии обычно разбиты густой сетью более молодых разновозрастных даек, тоже субширотного простирания, которые как бы цементируют крупные обломки интрузивов, превращенных в тектонические брекчии. Складки, встречающиеся в этих зонах, обычно обязаны своим происхождением движению по разломам и зонам дробления. Они возникают почти исключительно в карбонатных породах и имеют угловатые, ступенчатые формы. Нередко, переходя из эффузивов в карбонатные толщи, разломы исчезают, но на их продолжении появляются резко асимметричные складки, в которых одно из крыльев находится на продолжении исчез-

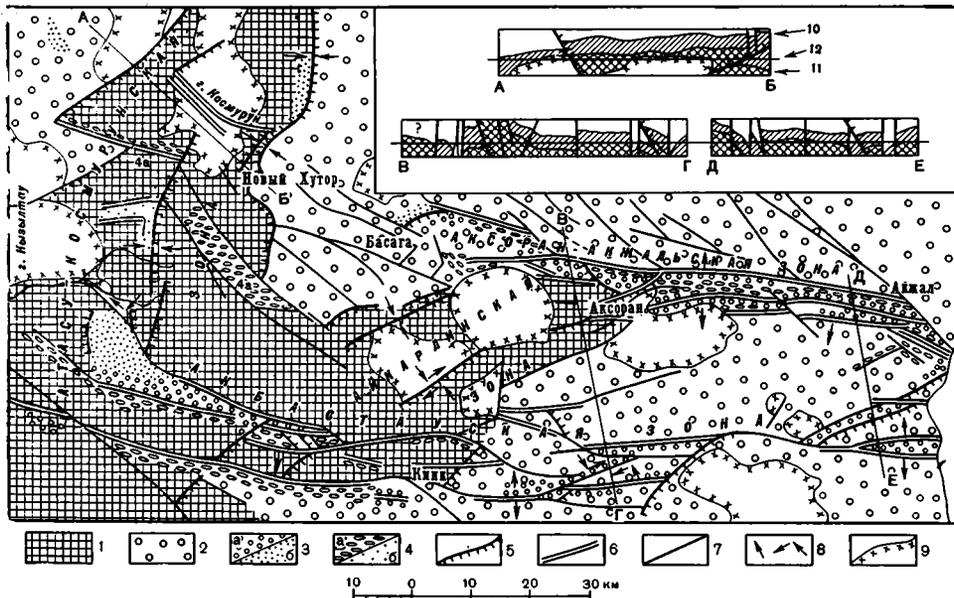


Рис. 79. Схема позднепалеозойских движений на территории Атасу-Жамшинского междуречья (Лукиянов, 1961а)

1 — области больших позднепалеозойских поднятий (подошва карбона на высоте 3000—3500 м); 2 — области средних позднепалеозойских поднятий (подошва карбона на высоте 1600—2500 м); 3, 4 — области позднепалеозойских относительных опусканий (а — по сбросам; б — при надвиговых): 3 — подошва карбона на высоте 600 м и ниже, 4 — подошва карбона на высоте 1500—600 м; 5—7 — главные разломы: 5 — надвиги, взбросы и взбросо-сдвиги, 6 — сбросы и раздвиги, 7 — разломы невыясненной морфологии; 8 — направления характерных смещений при позднепалеозойских деформациях; 9 — главные позднепалеозойские интрузии. Условные знаки 10—12 показаны на разрезе А—Б: 10 — реконструированная подошва карбона; 11 — поверхность додевонского фундамента; 12 — современный эрозионный срез

нувшего разлома и особенно сильно нарушено и раздроблено. Разломы в рассматриваемых зонах многократно ветвятся, расходятся и вновь сливаются, в результате чего вся зона в целом напоминает гигантскую тектоническую брекцию, раздробление которой сопровождалось внедрением магмы и общим, но крайне дифференцированным опусканием всей зоны. Все это свидетельствует о том, что при позднепалеозойских движениях в субширотных Аксоран-Акжальской и Акбастауской зонах господствовали напряжения, растягивающие эти зоны в меридиональном направлении» (1961а, стр. 1189).

Подобные, но небольшие зоны растяжения встречены в других частях Атасу-Жамшинского междуречья. Нетрудно заметить их сходство с зонами сбросов Северного Прибалхашья. Кроме сбросов и связанных с ними ступенчатых складок и грабен на территории Аксоран-Акжальской и Акбастауской зон выделяются более редкие и мелкие сдвиги северо-западного и северо-восточного простираний, а также субмеридиональные надвиги (Лукиянов, Щерба, 1961).

Иначе построены зоны интенсивных поднятий: Атасу-Космурунская и Айкарлинская. Атасу-Космурунская зона имеет форму широкого вала, нарушенного многочисленными надвигами и взбросами и, по-видимому, созданного движениями по этим разрывам. С запада зона ограничена взбросо-сдвигом северо-восточного простирания. Южнее и восточнее распространены субмеридиональные взбросы, местами переходящие в надвиги. Взбросы сопровождаются полосами динамометаморфизма и узкими линейными складками продольного изгиба. На участках разрывов с

нологими сместителями (надвиги) полосы динамометаморфизма сужаются, складчатая структура упрощается, перемещения происходят по немногим, иногда единым поверхностям.

В Айкарлинской зоне широко развиты проявления горизонтального сжатия: милонитизация, сильное рассланцевание, иногда разгнейсование и полная перекристаллизация пород. Они охватывают не только нижнепалеозойские толщи, но также девонские и каменноугольные слои. Полосы наиболее сильного динамометаморфизма вытянуты вдоль разломов, которые в Айкарлинской зоне простираются на северо-восток. Если судить по ориентировке позднепалеозойских трещин и оперяющих даек, то по разломам Айкарлинской зоны наряду с воздыманием и сжатием происходили продольные горизонтальные перемещения. Вероятно, эти разломы — правые взбросо-сдвиги.

На участках умеренного поднятия обычно сохраняется плащ девонских пород. Они слагают простые складки типа мульд и куполов, причем зеркало складчатости почти горизонтально.

На территории Атасу-Жамшинского междуречья зоны растяжения и опускания простираются субширотно, зоны надвигания и поднятия — субмеридионально. Правые взбросо-сдвиги имеют северо-восточное простирание, мелкие сдвиги — чаще всего северо-западное. Такое расположение позднепалеозойских структурных элементов позволяет предполагать, что во время их формирования район Атасу-Жамшинского междуречья, как и Северное Прибалхашье, испытывал действие горизонтальных тектонических сил с субширотным направлением наибольшего сжатия и субмеридиональным направлением наибольшего растяжения. Сходное взаиморасположение тектонических форм обоих районов видно при сравнении рисунков 75, 78 и 79.

Изучение разрезов Аксоран-Акжальской зоны растяжения показало, что крупнейший субширотный разлом этой зоны оказывал влияние на распределение каменноугольных, девонских и даже силурийских отложений (Лукьянов, 1961б). Субмеридиональное и северо-восточное простирание Атасу-Космурунской и Айкарлинской зон наследуют простирание нижнепалеозойских структурных элементов тех же территорий. Следовательно, формы проявления единых позднепалеозойских горизонтальных напряжений определялись простиранями более древней структуры района, т. е. направлениями анизотропии деформируемой среды.

САРЫСУ-ТЕНИЗСКИЙ ВОДОРАЗДЕЛ

Своеобразные герцинские дислокации распространены на территории Сарысу-Тенизского водораздела — крупного поднятия, разделяющего Тенизскую и Джекказганскую позднепалеозойские впадины и примыкающего с востока к Улутавскому поднятию (Богданов, 1954, 1959; Зайцев, 1961 и многие другие работы сотрудников Казахстанской экспедиции МГУ). В строении Сарысу-Тенизского поднятия принимают участие следующие стратиграфические комплексы.

1. Докембрийский комплекс (мощность — несколько километров) в нижней части представлен гнейсами, эклогитами, слюдяными сланцами, амфиболитами, реже мраморами, прорванными интрузиями гранито-гнейсов и габбро-амфиболитов; выше залегают слюдяно-кварцевые, хлоритовые, серицитовые и другие сланцы, порфириоиды, порфиритоиды, кварциты, мраморы.

2. Нижнепалеозойский комплекс (свыше 1500 м) представлен уртынжальской серией, занимающей промежуточное положение между докембрием и нижним палеозоем, и сравнительно маломощными вулканогенно-терригенными породами верхнего кембрия. Уртынжальская серия сложена яшмами и метаморфизованными эффузивами основного и кислого состава, прорванными интрузиями ультрабазитов.

3. Силурийский комплекс (до 7 км) — морские граувакковые песчаники, конгломераты и аргиллиты с линзами известняка.

4. Отложения нижней половины девонской системы (до 3 км) — континентальные лавы и туфы кислого, среднего, реже основного состава, прорванные комагматичными интрузиями гранитоидов.

5. Среднедевонско-франская жаксыконская серия (от нескольких сот метров до первых километров) — пестроцветные и красноцветные континентальные терригенные отложения с линзами лав и туфов различного состава и известняков в нижней части разреза.

6. Фаменско-намюрский комплекс (от 1,2 до 3 км) — известняки и карбонатно-терригенные морские отложения; сверху содержание терригенных пород возрастает.

7. Среднекаменноугольные конгломераты и песчаники (до 1,5 км); сохранились только в Шубаркульской грабен-синклинали.

Сарысу-Тенизское поднятие — субширотный свод протяженностью 250—300 км и шириной до 200 км. Свод нарушен многочисленными крутыми и вертикальными разрывами широтного и северо-западного простирания. Их протяженность — от 20 до 200 км. Вертикальная составляющая перемещения колеблется от нескольких сотен метров до 3—5 км. Значительная горизонтальная составляющая перемещения не фиксируется. Разрывы имеют волнистую линию выхода и часто ветвятся. По данным А. Е. Михайлова (1959), сместители многих разрывов заполнены мощными жилами кварца и изверженных пород; широко развиты брекчии трения. По-видимому, большая часть разрывов — сбросы, но некоторые из них — несомненные взбросы. Ю. А. Зайцев (1961) отмечает переходы первых во вторые по простиранию. Кроме главных сбросов и взбросов на территории Сарысу-Тенизского водораздела распространены более мелкие нарушения: две системы сколов, простирающиеся по азимуту 330—340° и 45—50°. Многие сколы первой системы являются сбросо-сдвигами (Богданов, 1954).

Главные разрывы сопровождаются изгибами слоев в направлении перемещения и образуют систему примерно параллельных горст-антиклиналей и грабен-синклиналей, резко наложенных на субмеридиональные каледонские тектонические формы. Грабен-синклинали и горст-антиклинали имеют сходные размеры, достигая 120—180 км в длину и 15—20 км в ширину. По данным А. А. Богданова (1954), синклинали характеризуются плоскими днищами с углами наклона слоев 3—7° и резко вздернутыми, иногда запрокинутыми крыльями. Верхнедевонские и нижнекаменноугольные известняки на крыльях синклиналей разбиты интенсивным кливажом и местами нарушены мелкими складками. Нередко разрывы нарушают лишь один борт грабен-синклинали (чаще всего южный), а другой борт имеет моноклиналиное строение. Форма залегания базальной поверхности верхнедевонских и нижнекаменноугольных известняков в пределах горст-антиклиналей имеет вид уплощенных сводов. Она отчетливо видна на периклиналильных окончаниях. Некоторые разрывы Сарысу-Тенизского водораздела по простиранию переходят во флексуры; возникающие при этом складчатые формы сходны с коробчатыми и ступенчатыми складками Северного Прибалхашья.

А. А. Богданов указывает, что «...наиболее резко выраженными структурами, имеющими самодовлеющее значение, являются грабен-синклинали» (1959, стр. 27). По-видимому, глыбово-складчатое строение рассматриваемой территории определялось проседанием грабен-синклиналей относительно единого сводового поднятия, а горст-антиклинали — это участки, не вовлеченные в проседание.

Грабен-синклинали и горст-антиклинали окончательно оформились в верхнем палеозое. Опускание некоторых грабен-синклиналей фиксируется с конца среднего девона по возрастанию мощностей заполнявших

их осадков и по появлению несогласий в соседних горст-антиклиналях. Э. И. Тихомирова показала, что перестройка структурного плана территории Сарысу-Тенизского водораздела с субмеридионального каледонского на субширотный герцинский имела место в начале среднего девона и выразилась в изменении направления прогибов и поднятий, заполнявшихся вулканогенными толщами.

Близкая ориентировка всех грабен-синклиналей Сарысу-Тенизского водораздела позволяет предполагать, что их длительное опускание в среднем и верхнем палеозое происходило в условиях относительного горизонтального растяжения в поперечном (северо-северо-восточном) направлении. Оно не было следствием изгибания слоев из-за погружения Тенизской и Джекказганской впадин, поскольку складки Сарысу-Тенизского водораздела подходят под углом и расположены кулисообразно относительно границы Тенизской впадины. Вероятно, горизонтальное растяжение и грабенообразное опускание были проявлением той же системы горизонтальных тектонических напряжений, которая действовала и в более восточных районах Казахстана. В связи с погружением грабен-синклиналей возникали осложняющие их мелкие складки и разрывы. Специфика проявления герцинских горизонтальных напряжений на Сарысу-Тенизском водоразделе состоит в том, что грабен-синклинали резко наложены на более древние тектонические формы. В рассмотренных выше районах Центрального Казахстана отмечалось полное или частичное унаследование простираний герцинских структурных элементов от более древних.

ТЕРРИТОРИЯ БАЙКОНУРСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

Соотношение каледонских и герцинских тектонических форм, принципиально отличное от наблюдавшегося на Сарысу-Тенизском водоразделе, описано А. Л. Книппером (1963) в Байконурском синклинории. Развитие нижнепалеозойской Байконурской геосинклинали заключалось в последовательной дифференциации некогда единой впадины на субмеридиональные прогибы и поднятия разного масштаба, ограниченные флексурами или разрывами. Геосинклиальный процесс завершился в конце ордовика общим поднятием и внедрением небольших интрузий гранодиоритов. При этом сохранилась форма конседиментационных прогибов и поднятий, а повсеместного смятия нижнепалеозойских геосинклинальных отложений не произошло.

В середине девонского и в начале каменноугольного периода вдоль зон сочленения каледонских прогибов и поднятий образовались наложенные впадины, заполнившиеся мощными красноцветами живетского и франского ярусов, маломощными терригенными и карбонатными фаменскими отложениями, турнейскими известняками. В верхнем палеозое и, возможно, триасе территория Байконурской геосинклинали становится ареной напряженных тектонических движений. Вдоль границ ранее возникших тектонических форм образуются протяженные надвиги, наклоненные на запад. Наиболее крупные надвиги совпадают с разломами и флексурами, разделявшими нижнепалеозойские прогибы и поднятия. Развиваются асимметричные линейные складки продольного изгиба, параллельные надвигам, обычно запрокинутые на восток и нарушенные крутым кливажом. Чаще всего верхнепалеозойские синклинали и антиклинали имеют близкие размеры. Лишь на западе обнаженной части Байконурского синклинория (его западное продолжение скрыто мезозойско-кайнозойскими отложениями Тургайской синеклизы) формируются узкие гребневидные антиклинали и более широкие синклинали.

Надвиги, линейные складки и кливаж нарушают как нижнепалеозойские, так и среднепалеозойские толщи. По мнению А. Л. Книппера, эти

элементы герцинской структуры возникли одновременно под действием относительного горизонтального сжатия в субширотном направлении. Восточнее, на территории нижнепалеозойского Майтубинско-Карсакапайского антиклинория, сложенного докембрийскими толщами, те же тектонические силы проявились иначе — в виде двух систем сколов, одна из которых простирается на северо-запад, а другая — на северо-восток (Марков, 1958).

КОПЕТ-ДАГ

Копет-Даг (рис. 80) является одним из наиболее изученных районов альпийского складчатого пояса на территории СССР. Ниже приводится описание его строения по материалам Л. М. Расцветаева (1966), обобщившего результаты собственных наблюдений и данные других геологов, среди которых в первую очередь следует упомянуть работы П. Н. Калугина, Г. Н. Каляева, В. Н. Крымуса, В. П. Мирошниченко.

Копет-Даг сложен мощной толщей юрских, меловых и третичных карбонатных и терригенных пород, дислоцированных в неоген-четвертичное время. Севернее него расположен Предкопетдагский краевой прогиб, выполненный неоген-четвертичной молассой. В структуре Копет-Дага развиты и складки, и разрывные нарушения. Во внутренних частях Копет-Дага ведущая роль принадлежит крупным линейным складкам, иногда осложненным продольными надвигами, и вытянутым в складчатые цепи длиной до 200 км. Эти цепи образуют пологую выпуклую на север дугу, простираясь на востоке в направлении 300° , а на западе — в направлении $260\text{--}270^\circ$.

В краевой части Копетдагского складчатого сооружения — Северо-Копетдагский шовной зоне северо-западного ($300\text{--}310^\circ$) простириания — широко распространены разрывные нарушения. Основное значение здесь имеет Главный Копетдагский разрыв, протягивающийся более чем на 400 км от ст. Казанджик до р. Дорунгер. Это уступ с вертикальной амплитудой в 5—8 км, отделяющий Копетдагское складчатое сооружение от Предкопетдагского краевого прогиба. В разных частях Главный разрыв построен по-разному. На северо-западе (200 км) он состоит из двух кулисообразно расположенных прямолинейных правых сдвиго-надвигов, местами переходящих во взбросо-сдвиги и простирающихся в направлении $300\text{--}310^\circ$. Разлом оперен небольшими правыми сдвигами северо-северо-западного простириания. К нему примыкают надвиги и линейные складки северо-восточного простириания. Южнее Главного разрыва развиты левые сдвиги северо-восточного простириания.

Юго-восточнее (200 км) Главный разрыв приобретает ступенчатое строение. Он состоит из субширотных отрезков — взбросов и надвигов, местами переходящих в покровы, и из отрезков северо-западного направления — правых взбросо-сдвигов, круто падающих на юго-запад. Вблизи Главного разрыва наблюдаются крупные брахискладки, кулисообразно расположенные вдоль его взбросо-сдвиговых отрезков. На юго-восточных продолжениях взбросо-сдвиговых отрезков находятся Гермабская и Асельминская зоны крутых правых сдвигов. Они протягиваются на десятки километров и имеют ширину до 10—15 км. По отдельным сдвигам установлены перемещения в 1—5 км. Сдвиги сопровождаются складками с вертикальными шарнирами, а также кулисообразно расположенными брахискладками с шарнирами почти горизонтальными или наклоненными в сторону сдвигов. Некоторые разрывы сдвиговых зон имеют вертикальную составляющую перемещения.

К востоку от р. Дорунгер Главный разрыв утрачивает характер единого нарушения. На его продолжении находится сложно построенная Главная флексура Восточного Копет-Дага протяженностью в 200 км. Это ряд кулисообразно расположенных складок с круто погружающимися

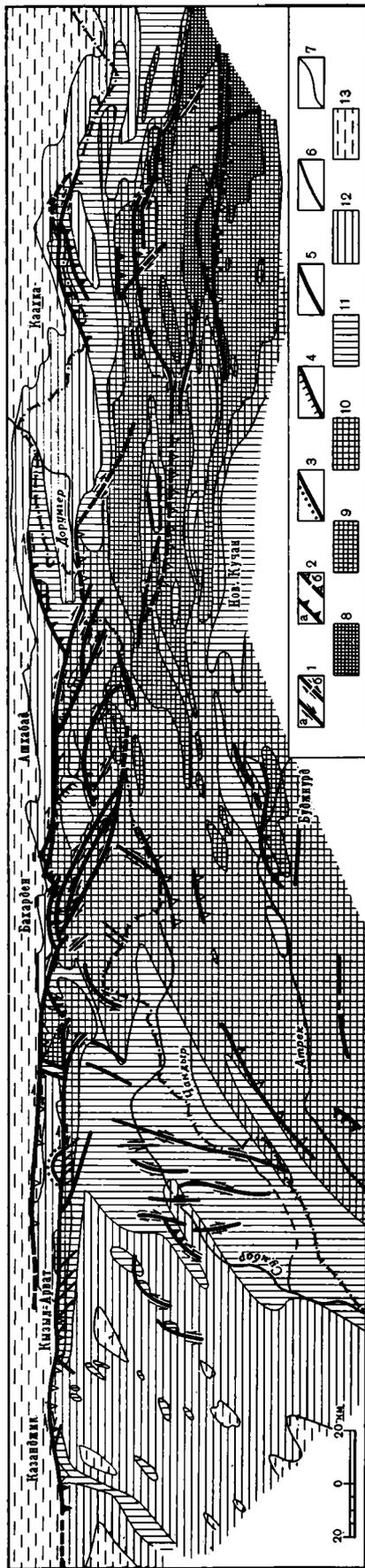


Рис. 80. Структурная схема Копет-Дага (по данным Л. М. Расцветаева, 1966)

1-5 — крупные разрывы; 1 — сдвиги (а — доказанные, б — предполагаемые), 2 — надвиги и взбросы (а — доказанные, б — предполагаемые), 3 — покрытия, 4 — сбросы
 5 — разрывы с неустановленным характером перемещения; 6 — мелкие разрывы; 7 — стратонизисы по кровле нижнебарремских отложений; 8-13 — высотные положе-
 ние поверхности нижнебарремских отложений: 8 — выше 5 км, 9 — от 2,5 до 5 км, 10 — от 0 до 2,5 км; 11-13 — ниже уровня моря: 11 — от 0
 до 2,5 км, 12 — от 2,5 до 5 км; 13 — ниже 5 км

на восток шарнирами. Складки простираются по азимуту 300° и часто запрокинуты на северо-восток. Северо-восточнее Главной флексуры вдоль нее кулисообразно расположены гребневидные антиклинали широтного и запад-северо-западного направления. Их опрокинутые северные крылья иногда осложнены продольными надвигами или взбросами.

Основные элементы структуры Копет-Дага развивались с конца палеогена до настоящего времени, но с разной интенсивностью на разных этапах. Вначале особенно энергично развивались субширотные линейные складки внутренней зоны и сопутствовавшие им нарушения. Сдвиги и связанные с ними складки и разрывы играли второстепенную роль. Со временем структурное значение последних все более возрастало. Наиболее интенсивные четвертичные движения приурочены к Северо-Копетдагской шовной зоне.

Приведенные данные позволяют выделить в Копет-Даге два основных парагенеза альпийских (неоген-четвертичных) тектонических форм. Первый парагенез объединяет субширотные линейные складки продольного изгиба, надвиги, взбросы, флексуры с горизонтальными шарнирами и сопутствующие им системы мелких разрывов и трещин. Второй парагенез представлен правыми сдвигами и взбросо-сдвигами северо-западного направления, складками и флексурами с вертикальными шарнирами, зонами кулисообразно расположенных брахискладок продольного изгиба с шарнирами горизонтальными или

наклоненными в сторону сдвигов, присдвиговыми мелкими разрывами и трещинами. Своеобразный элемент второго парагенеза — зоны линейных складок и надвигов северо-восточного простирания, особенно широко распространенные в Западном Копет-Даге. Эти зоны находятся во фронтальных частях складчатых массивов и блоков, перемещавшихся к северо-западу по сдвигам и взбросо-сдвигам, и, по-видимому, образовались под действием поперечного горизонтального сжатия, возникавшего при таких перемещениях. В Западном Копет-Даге слабо проявлен третий структурный парагенез: левые сдвиги северо-восточного направления и сопутствующие им трещины и мелкие разрывы.

Выделенные парагенезы примерно одновозрастны и находятся в определенных пространственных соотношениях. Все крупные правые сдвиги и взбросо-сдвиги простираются на северо-запад, левые — на северо-восток, а взбросы, надвиги и линейные складки имеют субширотное простирание. Многократные переходы правых взбросо-сдвигов северо-западного направления в субширотные надвиги и взбросы наблюдались в Северо-Копетдагской шовной зоне. Известны они и во внутренней части складчатого сооружения. Взаимосвязь парагенезов подчеркивается кулисообразным расположением складок продольного изгиба вдоль взбросо-сдвиговых отрезков Главного разрыва. Сказанное позволяет объединить отдельные парагенезы в один структурный парагенез, охватывающий все складчатые и разрывные нарушения Копет-Дага. По расположению складок и разрывов устанавливается, что он создан единой системой горизонтальных тектонических напряжений с субмеридиональной ориентировкой наибольшего сжатия.

Обращают внимание неодинаковое распространение в Копет-Даге правых и левых сдвигов, общая асимметрия складчатого сооружения, суженного на востоке и расширяющегося на западе, а также повышенная дислоцированность Северо-Копетдагской шовной зоны. По-видимому, все эти черты альпийской тектоники Копет-Дага связаны с существованием на месте шовной зоны глубинного разлома, длительно развивавшегося и служившего препятствием для проникновения складчатости на северо-восток. Такой разлом выявляется по фациям и мощностям мезозойско-кайнозойских отложений. Запад-северо-западное простирание разлома в условиях субмеридионального сжатия обусловило асимметрию складчатого сооружения, широкое развитие взбросов и правых сдвигов.

Пространственные соотношения и ориентировку основных разрывов Копет-Дага повторяют в миниатюре трещины и мелкие разрывы, возникшие при голоценовых землетрясениях рассматриваемой территории вплоть до Ашхабадского землетрясения 1948 г. (Копп и др., 1964; Расцветаев, Трифонов, 1965). Эти сейсмотектонические нарушения приурочены к весьма подвижной в четвертичное время Северо-Копетдагской шовной зоне. Среди них выделяются надвиги, иногда сопровождающиеся пологими складками, правые, реже левые сдвиги (см. рис. 77). Сейсмотектонические нарушения разного типа имеют ориентировку, одинаковую с соответствующими крупными разрывами Копет-Дага; они связаны взаимными переходами и возникли под действием той же системы горизонтальных напряжений.

По-видимому, сейсмотектонические разрывы и складки являются элементарными формами дислокаций, суммирование и отбор которых при многократном повторении сейсмических толчков в условиях конкретной геологической структуры приводит к образованию крупных тектонических форм. Грубые подсчеты показывают, что темпы развития сопоставляемых структурных форм сходны: средняя скорость субмеридионального сжатия при образовании сейсмотектонических трещин в районе с. Калининского примерно равна средней скорости субмеридио-

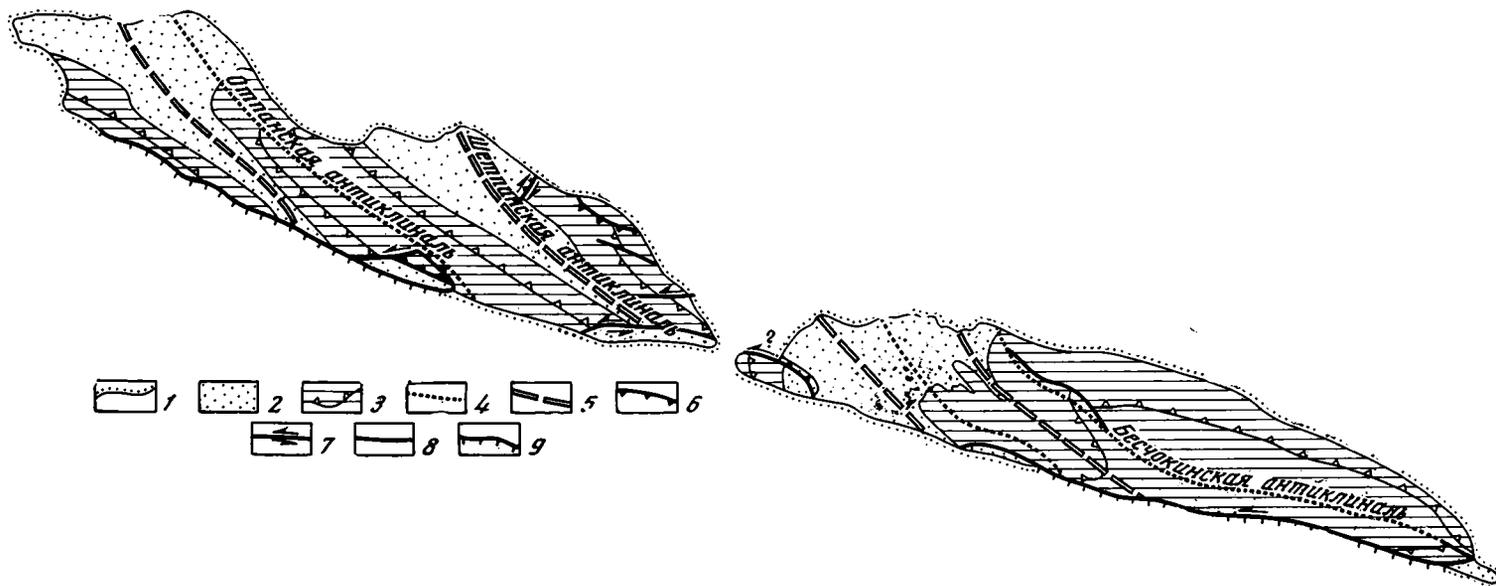


Рис. 81. Структурная схема хребтов Западного и Восточного Каратау на полуострове Мангышлак
(по данным В. Г. Трифонова, П. В. Флоренского, А. Е. Шлезингера, 1965)

1 — граница несогласного налегания юрских, меловых и четвертичных отложений; 2 — верхнетриасовая акмышская свита; 3 — пермские и триасовые отложения без акмышской свиты и маркирующие горизонты в них; 4 — оси антиклиналей (Отпанская, Бесчюкинская и др.); 5 — оси синклиналей (Шетпинская и др.); 6 — надвиги и взбросы; 7 — сдвиги; 8 — разрывы с невьясненным характером перемещения; 9 — разрывы, омоложенные в постюрское время

нального сжатия Центрального Копет-Дага за все неоген-четвертичное время (порядка 0,3 мм на 1 км в год). Это позволяет предполагать, что многие крупнейшие элементы структуры Центрального Копет-Дага имеют сейсмотектоническое происхождение.

ХРЕБЕТ КАРАТАУ НА ПОЛУОСТРОВЕ МАНГЫШЛАК

Верхнетриасовые, скорее всего норийские дислокации Мангышлакского Каратау (рис. 81) распространены в терригенных пермо-триасовых отложениях. Все дислокации можно объединить в два структурных парагенеза (Трифонов и др., 1965). Первый парагенез образован крупными линейными складками продольного изгиба и сопутствующими им нарушениями. Складки простираются на северо-запад и иногда запрокинуты на северо-восток. Их осложняют надвиги, простирающиеся параллельно осям складок, субмеридиональные правые и субширотные левые сдвиги, а также сбросы и трещины отрыва северо-восточного направления. Эти сопутствующие нарушения возникли главным образом на последних этапах развития складок. Второй парагенез состоит из крупных субширотных левых сдвигов, мелких складок с вертикальными шарнирами, приразломных трещин скалывания и отрыва.

Парагенезы возникли одновременно и пространственно взаимосвязаны. По мере приближения к крупным сдвигам простираения линейных складок изменяются от 315—330 до 280—300°. Складки становятся уже и круче. Их шарниры все более воздымаются. Непосредственно около сдвигов углы наклона шарниров иногда достигают 30°СЗ. Это дает основание объединить крупные левые сдвиги и линейные складки в структурный парагенез более высокого порядка. Простираения линейных складок, левых сдвигов и сопутствующих им нарушений указывают на их общее происхождение под действием системы горизонтальных напряжений, в которой ось наибольшего сжатия была ориентирована с юго-запада на северо-восток.

ЗОНА ТАЛАСО-ФЕРГАНСКОГО РАЗЛОМА

Таласо-Ферганский разлом протягивается на многие сотни километров от Большого Каратау до Кунь-Луня. В северо-западной части он разделяет каледонскую и герцинскую области Тянь-Шаня. Юго-восточнее разлом целиком расположен в области герцинской складчатости, под углом к ее основным структурно-фациальным зонам. Далее на юго-восток разлом проходит примерно по западному краю Таримской платформы.

По данным В. С. Буртмана, детально описавшего Таласо-Ферганский разлом, его плоскость вертикальна или почти вертикальна. Параллельно линии разлома протягиваются многочисленные разрывы, вырезающие ломтевидные тектонические линзы шириной до 1—2 км и протяженностью в десятки километров. «Однако, как бы ни была сложна раздробленность, нигде не наблюдается чередования тектонических линз пород из разных крыльев разлома: повсюду отчетливо устанавливается линия Таласо-Ферганского разлома, разделяющая породы обоих крыльев. Развитие широких зон тектонических брекчий не характерно...» (Буртман, 1964, стр. 113).

На 250-километровом отрезке Таласо-Ферганского разлома установлены правосторонние смещения позднечетвертичных форм рельефа на величину 30—35 м, местами 50 м (Буртман, 1964). Возможно, древне-четвертичные отложения и формы рельефа смещены на 1,2—1,5 км. В. С. Буртман, Л. Б. Вонгаз, В. А. Николаев, В. Н. Огнев и ряд других геологов предполагают значительные сдвиговые перемещения вдоль

Таласо-Ферганского разлома по смещению герцинских структурно-фациальных зон и верхнепалеозойских гранитоидных интрузий. В. А. Николаев определяет это перемещение в 75 км, В. Н. Огнев — в 130—150 км, Л. Б. Вонгаз — в 180 км, В. С. Буртман — в 200 км. Отмечается уменьшение амплитуды сдвига в юго-западном направлении. Предполагаемое сдвиговое перемещение произошло после нижнепермской эпохи, но в основном до юрского периода.

Не обсуждая доводов в пользу многокилометровых доюрских сдвиговых перемещений по Таласо-Ферганскому разлому, отметим лишь, что новейшие подвижки вдоль разлома, его морфология и особенности сочленения со складчатыми и разрывными нарушениями в крыльях разлома (Буртман, 1964) подтверждают его правосдвиговую природу. В связи с этим интересно расположение Леонтьевской и Яркенд-Ферганской грабенообразных депрессий в зоне Таласо-Ферганского разлома. Леонтьевская депрессия протягивается вдоль разлома на 180 км и имеет ширину 10 км. Она выполнена песчаниками, конгломератами и глинистыми осадками с прослоями горючих сланцев и углей; их мощность превышает 2000 м. Возраст отложений по растительным, отчасти фаунистическим остаткам датируется как юрский; самые нижние горизонты, возможно, относятся к рэтскому ярусу триасовой системы. Яркенд-Ферганская депрессия протягивается более чем на 400 км. Она сложена глинистыми сланцами, алевролитами, песчаниками с прослоями конгломератов, изредка углей. Возраст нижней части разреза (700 м) по растительным остаткам определен как рэтский — нижнелейасовый. Выше залегают лейасовые (3000 м) и ниже-среднеюрские (500 м) толщи.

По данным В. С. Буртмана, «...эти узкие и глубокие впадины, заполненные мощными юрскими толщами, занимают строго определенное положение по отношению к линии Таласо-Ферганского разлома: они расположены на отрезках разлома, имеющих северо-западное простираие и разделены участком разлома, обладающим более широтным (запад-северо-западным) простираием» (1964, стр. 110). Такое расположение грабенообразных депрессий вполне объяснимо при правостороннем сдвиговом перемещении по Таласо-Ферганскому разлому. Запад-северо-западная ориентировка участка разлома с чисто сдвиговым правосторонним перемещением указывает на северо-северо-западную, почти меридиональную ориентировку оси наибольшего сжатия σ_3 во время образования сдвига. На участках разлома, отклоняющихся вправо от направления чисто сдвигового перемещения (в сторону оси σ_3), появляется поперечная к разлому растягивающая составляющая, которая и приводит к образованию грабенов растяжения.

Подобные соотношения сдвигов и грабенообразных депрессий наблюдались в Северном Прибалхашье (Калмакэмельская синклиналь, Итбасский грабен). Однако там на северо-запад простирались левые сдвиги, и ось наибольшего сжатия была ориентирована широтно. Поэтому депрессии возникали при отклонении разрывов влево от направлений чисто сдвиговых перемещений.

ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

Все описанные выше герцинские и альпийские парагенезы тектонических форм в большей или меньшей степени сходны с каким-либо из парагенезов Северного Прибалхашья, но обычно отличаются от них некоторыми особенностями, зависящими, в основном, от иных механических свойств деформируемых пород и, возможно, от величин действовавших напряжений.

Весьма близки к парагенезу сбросов Северного Прибалхашья Аксран-Акжалская и Актастауская зоны герцинских разломов. Однако в

них более широко развиты процессы дробления пород и связанные с ними магматические внедрения. Высокая пластичность фаменско-турнейских известняков этих зон привела к тому, что распространенные в них ступенчатые складки нередко более сложны, чем ступенчатые складки зон сбросов Северного Прибалхашья (Бесобинская зона). Герцинский парагенез сбросов, грабен-синклиналей и горст-антиклиналей Сарысу-Тенизского водораздела сочетает морфологические черты парагенезов зон сбросов, коробчатых синклиналей и грабен-синклиналей Северного Прибалхашья. Помимо морфологических особенностей его отличает резкая наложенность на более древние элементы структуры.

Ряд новых черт выявлен для парагенеза надвигов, взбросов, принадвиговых и привзбросовых складок. Зоны взбросов Атасу-Жамшинского междуречья характеризуются проявлениями интенсивного динамометаморфизма: милонитизацией, рассланцеванием, перекристаллизацией пород. Отмечено сужение полос динамометаморфизма и упрощение структуры при переходах взбросов в надвиги. Парагенез герцинских надвигов и линейных складок Байконурского синклиория, по-видимому, создан теми же силами горизонтального сжатия, что и парагенез надвигов-взбросов Северного Прибалхашья, но характеризуется большим распространением складчатых деформаций. В Байконурском синклиории надвиги развиты, в основном, вдоль зон сочленения нижнепалеозойских структурных элементов, а вне таких зон в пластичных терригенных и кремнистых породах преобладают линейные складки продольного сжатия. Еще большее значение складчатых деформаций отмечено в парагенезе надвигов и линейных складок Копет-Дага и Мангышлакского Каратау. Линейные складки продольного сжатия с присутствием им мелкими нарушениями — основные члены этого парагенеза; надвиги обычно являются лишь осложнением линейных складок. Увеличение роли пластических деформаций при образовании указанного парагенеза, по-видимому, связано с большей пластичностью и значительной мощностью карбонатных и терригенных толщ, участвующих в процессе складчатости.

Парагенез сдвигов в Северном и Северо-Восточном Прибалхашье представлен лишь разрывами и трещинами разных категорий, а также грабенообразными структурами растяжения, оперяющими крупные сдвиги. На Копет-Даге парагенез сдвигов обогащается складками волочения и брахиформными складками продольного сжатия, кулисообразно расположенными вдоль крупных сдвиговых нарушений. Складки волочения отмечены и в зонах мангышлакских сдвигов.

Взаимное расположение парагенезов тектонических форм рассмотренных районов подчиняется тем же закономерностям, что и взаиморасположение парагенезов коробчатых синклиналей, сбросов, надвигов-взбросов и сдвигов Северного Прибалхашья. В Северо-Восточном Прибалхашье развиты субширотные зоны сбросов, параллельные им грабенообразные складки и сдвиги северо-западного простираения. В зоне Таласо-Ферганского разлома описано сочетание правого сдвига с грабенообразными депрессиями растяжения. Они появляются в тех участках разлома, где он отклоняется вправо от направления чисто сдвигового перемещения. На Копет-Даге сочетаются субширотные линейные складки и надвиги с правыми сдвигами северо-западного простираения. На Мангышлаке линейные складки и надвиги северо-западного простираения причленяются к субширотным левым сдвигам и как бы оперяют эти сдвиги. Важнейшими структурными элементами Атасу-Жамшинского междуречья являются субмеридиональные зоны надвигов, взбросов, линейных складок и субширотные зоны сбросов, сопровождающиеся дроблением пород; там же развиты сдвиги северо-западного и северо-восточного простираения.

На основе структурных особенностей описанных парагенезов тектонических форм и закономерностей их взаимного расположения по аналогиям с Северным Прибалхашьем устанавливается, что в образовании этих тектонических форм существенную роль играли горизонтальные тектонические силы и движения. Накладываясь на проявления других геологических процессов, они в большей или меньшей степени определяют строение всех рассмотренных территорий. При образовании герцинских структур Северо-Восточного Прибалхашья, Атасу-Жамшинского междуречья, Сарысу-Тенизского водораздела и Байконурского синклинория ось наибольшего горизонтального сжатия, по-видимому, была ориентирована субширотно, а ось наибольшего растяжения — субмеридионально. При образовании альпийской структуры Копет-Дага и мезозойской структуры зоны Таласо-Ферганского разлома относительное горизонтальное сжатие было субмеридиональным, а относительное растяжение — субширотным. Раннемезозойская структура Мангышлакского Каратау, по-видимому, возникла в условиях, когда наибольшее сжатие действовало горизонтально в юго-западном — северо-восточном направлении. Таким образом, структурные методы, которые использовались для изучения горизонтальных тектонических сил и движений в Северном Прибалхашье, оказались применимыми и к другим районам Казахстана и Средней Азии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В предыдущих главах были детально описаны морфология, история развития и условия образования позднепалеозойской структуры Северного Прибалхашья. Некоторые из полученных выводов представляются автору бесспорными, другие могут считаться лишь более или менее вероятными.

Из описания позднепалеозойских тектонических форм видно, что структура Северного Прибалхашья сложна. В ней выделяются Балхашский антиклинорий, окружающие его синклинории, а на территории антиклинория и синклинориев многочисленны разрывы и складки. Общее своеобразие структуры заключается в широком развитии нелинейных структурных элементов. Нелинейную (изогнутую и довольно изометричную) форму имеют Балхашский антиклинорий, соседние синклинории, коробчатые синклинали и антиклинальные поднятия. Даже разломы, как правило, изогнуты и состоят из отрезков разного простирания и морфологии.

Характерная группа тектонических форм — асимметричные коробчатые синклинали поперечного изгиба, с одной, реже с двух сторон ограниченные флексурами. Антиклинальные поднятия, сопряженные с коробчатыми синклиналями и соизмеримые с ними, обычно отсутствуют. Лишь в тех случаях, когда коробчатые синклинали сближены, между ними образуются антиклинали, форма которых может быть самой разной, ибо зависит от формы соседних синклиналей. Если несколько флексур параллельны и находятся рядом, они образуют серию ступенчатых складок. Флексуры по простиранию иногда переходят в сбросы. При этом коробчатые и ступенчатые складки сменяются грабен-синклиналями или грабенами и горст-антиклиналями или горстами. Ступенчатые складки и грабен-синклинали — это, пожалуй, единственные линейные позднепалеозойские складчатые формы Северного Прибалхашья.

Среди разрывов Северного Прибалхашья выявлены: 1) сбросы, 2) надвиги и взбросы, 3) правые и левые сдвиги. Установлено, что каждый из этих трех типов разрывов характеризуется специфической морфологией и определенным комплексом приразрывных нарушений. Среди сбросов есть весьма крупные и сложно построенные (Бесобинский разлом). Твердо доказанные надвиги, взбросы и сдвиги обычно невелики по размерам. Некоторые сдвиги осложняют коробчатые синклинали или сопровождают зоны крупных разломов. По-видимому, они представляют собой второстепенные нарушения и возникли в процессе развития крупных складок и разломов. Другие сдвиги имеют самостоятельное значение, являясь нарушениями первого порядка. Таковы левые сдвиги северо-западного простирания в меридиональной части Балхашского антиклинория.

Далеко не для всех крупных разломов Северного Прибалхашья удалось определить направление и величину перемещения непосредственно по смещениям геологических тел в их крыльях. Были изучены морфологические особенности таких разломов и приразломные нарушения. Они оказались тождественными морфологическим особенностям и сопутствующим нарушениям разрывов с установленным направлением перемещения: или сбросов, или надвигов и взбросов, или сдвигов. На основании указанного сходства среди крупных разломов предположительно, но с большой степенью вероятности также удалось выделить сбросы, взбросы и надвиги, левые и правые сдвиги.

Из описания истории развития тектонических форм следует бесспорный, с нашей точки зрения, вывод о длительности формирования позднепалеозойской структуры Северного Прибалхашья. Не все тектонические формы возникли одновременно. В фаменском веке заложилась основная прогибы и сопряженное с ними поднятие, постепенно преобразовавшиеся в Северо-Балхашский и Токрауский синклинии и Балхашский антиклинорий, а также ряд крупных складчатых и разрывных нарушений. Некоторые из этих разломов и складок, отдельные части прогибов и Балхашского поднятия были унаследованы от раннедевонского и, возможно, силурийского этапов развития. В конце нижнекаменноугольной эпохи структура усложнилась: появились новые складки и разломы. Дальнейшее постепенное усложнение происходило в средне- и верхнекаменноугольную эпохи и в начале пермского периода.

История развития разных тектонических форм выявлена с разной степенью достоверности. Наиболее убедительно доказывается длительность формирования Северо-Балхашского и Токрауского прогибов, Балхашского поднятия, Саяжской, Калмакэмельской и Кусакской коробчатых синклиналей, Ащизекской антиклинали, Бесобинского и Калмакэмельского разломов. Несомненна возрастная связь опускания территории Северо-Балхашского и Токрауского синклинириев с происходившей в них вулканической деятельностью, сначала подводной и наземной, потом только наземной. Меньше всего данных о длительности перемещений на меридиональном отрезке Центрально-Казахстанского разлома. Они вытекают лишь из общих палеогеографических и палеоструктурных реконструкций.

Большие трудности возникли при определении длительности горизонтальных движений по разломам, поскольку методика такого определения отсутствовала. В работе сделана попытка определить возраст горизонтальных движений по фациям и мощностям синхронных осадков. Подвижки по наклонным сбросам, взбросам и надвигам имеют как вертикальную, так и горизонтальную составляющую. Их количественное соотношение запечатлено в современной структуре разрыва. Обычные методы фациального анализа дают возможность выяснить историю вертикальной составляющей единого перемещения. Если вертикальное движение по разлому все время происходило в том направлении, которое отражает конечная структура разлома, предполагается, что столь же длительно и однонаправленно происходило горизонтальное движение (сближение крыльев надвигов и взбросов, раздвигание крыльев наклонных сбросов). У сдвигов нет вертикальной составляющей перемещения, однако они сопровождаются складками и разрывами, которые имеют такую составляющую. Длительность развития этих складок и разрывов позволяет косвенно судить о длительности развития сдвига.

Хотя отдельные элементы фаменско-пермской структуры Северного Прибалхашья унаследованы от более ранних этапов развития, в целом их структурные планы различны. По фациям и мощностям отложений нижней половины девонской системы удалось установить некоторые тектонические формы этого времени. Они оказались похожими на поздне-

палеозойские, но проще построены и расположены в других местах. Раннедевонский и фаменско-пермский этапы развития Северного Прибалхашья имеют много общего, но не подобны. Они представляют собой две фазы складчатости, в понимании Н. С. Шатского (1951), разделенные живетско-франским этапом постепенной перестройки структурного плана.

Изучение морфологии и истории развития позднепалеозойской структуры Северного Прибалхашья позволило выделить повторяющиеся от места к месту сообщества тектонических форм, связанных временем образования и определенными пространственными соотношениями. Такие сообщества названы парагенезами тектонических форм. Различаются частные и общие парагенезы; первые состоят из простых тектонических форм, вторые из частных парагенезов. Описано семь частных парагенезов: 1) асимметричных коробчатых синклиналей, 2) сбросов, грабен и горстов, 3) надвигов, взбросов и принадлежковых складок, 4) сдвигов, 5) Северо-Балхашского и Токрауского прогибов, 6) Балхашского поднятия, 7) пограничных грабен-синклиналей. Каждый парагенез состоит из главной тектонической формы (по которой он и назван) и осложняющих ее нарушений.

Все частные парагенезы развивались одновременно. Между ними также устанавливаются определенные пространственные соотношения, позволяющие выделить два общих парагенеза. Первый парагенез объединяет разломы (сбросы, надвиги, взбросы и сдвиги), коробчатые синклинали и все сопутствующие им нарушения, второй — Северо-Балхашский и Токрауский прогибы вулканической области, Балхашское поднятие и расположенные вдоль их границ Тастыйскую и Котырассанскую грабен-синклинали.

Парагенезы — это естественные сообщества тектонических форм. Пространственные и возрастные связи между членами парагенеза позволяют предполагать единство их происхождения. Выводы о происхождении парагенезов гипотетичны, но представляются нам достаточно аргументированными. Они основываются: 1) на характере пространственных соотношений между членами парагенеза (связь вулканической деятельности с проседанием поверхности под конусом вулкана, приуроченность мелких дисгармоничных смятий к пластичным слоистым породам и к крутым бортам крупных складок и т. д.); 2) на аналогиях с нарушениями в других районах, прежде всего с дислокациями, возникающими при современных землетрясениях; 3) на данных экспериментальной тектоники и механики. Все эти данные дают основание предполагать, что второстепенные члены частных парагенезов (поверхностные сдвиги и дисгармоничные смятия в коробчатых синклиналиях, опсряющие, сопряженные и другие системы трещин и разрывов, а также приразломные складки в зонах крупных разломов, депрессии около центров извержений в Северо-Балхашском и Токрауском прогибах) связаны с развитием главных членов парагенезов.

Пространственные соотношения между крупными сбросами, взбросами, надвигами, сдвигами и коробчатыми синклиналиями указывают на их совместное происхождение под действием единой системы горизонтальных тектонических напряжений: субширотного относительного сжатия — субмеридионального относительного растяжения. Многообразие проявлений единой системы напряжений в виде тех или иных складок или разрывов зависит от направлений анизотропии и неоднородности деформируемой среды. Последние определялись простираниями более древних структурных элементов и разным составом, т. е. неодинаковыми механическими свойствами пород в разных частях района.

Геологические проявления единой системы горизонтальных напряжений не ограничивались складчатыми и разрывными дислокациями.

Длительное опускание грабенообразных депрессий и коробчатых синклиналей, одновременное поднятие зон взбросов и надвигов обусловили неравномерность распределения фаменско-пермских отложений. Некоторые разрывы служили подводными каналами для магматических расплавов и тем самым определили многие фациальные особенности вулканогенных толщ.

Следовательно, строение фаменско-пермских формаций Северного Прибалхашья в большой степени зависели от расположения тектонических форм общего парагенеза разломов и коробчатых синклиналей, т. е. от горизонтальных тектонических напряжений.

Некоторые геологические особенности Северного Прибалхашья связаны со структурными элементами второго общего парагенеза: Северо-Балхашским и Токрауским прогибами, Балхашским поднятием, пограничными грабен-синклиналиями. Определяющим для этой системы дислокаций, по-видимому, было компенсационное опускание Северо-Балхашского и Токрауского прогибов в связи с происходившей в них вулканической деятельностью. Опускание проявилось в двух формах. При андезитовом и андезито-дацитовом вулканизме имело место общее, слабо дифференцированное проседание вулканической области. При кислом вулканизме проседали лишь участки вблизи отдельных вулканических центров, т. е. над отдельными магматическими очагами, питавшими извержения. Такие изометричные депрессии развивались в течение жизни вулканического центра и в каждую новую эпоху кислого вулканизма появлялись в новых местах. Вулканическая деятельность не распространялась на территорию Балхашского антиклинория, и последняя оставалась относительно приподнятой. На границе этого поднятия с соседними прогибами постепенно возник резкий изгиб слоев. В зоне изгиба создались поперечные растягивающие напряжения, которые, вероятно, были причиной образования Тастыйской и Котырасанской пограничных грабен-синклиналей. Расположение тектонических форм рассматриваемого парагенеза связано с общими закономерностями распределения фаменско-пермских формаций (вулканогенные, вулканогенно-терригенные толщи и обильный гранитный магматизм в Северо-Балхашском и Токрауском прогибах, терригенные толщи и сравнительно слабый гранитный магматизм на Балхашском поднятии).

Таким образом, в позднепалеозойском развитии Северного Прибалхашья отчетливо видна связь между образованием складчатых и разрывных форм, осадконакоплением и магматизмом.

Своеобразные парагенезы тектонических форм созданы горизонтальными движениями и напряжениями. Их выделение и описание — новый метод изучения горизонтальных движений земной коры. В последнем разделе работы сделана попытка применить этот метод к разным районам Казахстана и Средней Азии; некоторые из них были осмотрены автором, другие описаны только по литературным источникам. Оказалось, что частные парагенезы, близкие к «северобалхашским» и, по-видимому, также созданные горизонтальными тектоническими силами и движениями, широко распространены в Казахстане и Средней Азии. В одних местах они сочетаются, как и в Северном Прибалхашье, в других дают новые, своеобразные сочетания.

Следует оговориться, что структурные проявления горизонтальных тектонических напряжений отнюдь не определяют всех особенностей геологического строения. Они лишь накладываются на проявления других геологических процессов и в одних районах играют решающую роль, а в других едва различимы. Полученные данные о направлениях горизонтальных тектонических напряжений применимы только к верхним горизонтам земной коры (самое большее — к гранитному слою). Ниже в то же время могли действовать совсем иные тектонические силы. Поверх-

ностным проявлением таких глубинных сил, вероятно, были Северо-Балхашский и Токрауский прогибы вулканической области.

Заканчивая работу, хотелось бы еще раз отметить теоретическое и практическое значение выделения парагенезов тектонических форм. Они дают возможность подойти к решению вопроса о происхождении структур. Вместе с тем, парагенез может быть выделен лишь по его отдельным характерным членам. Это позволяет предполагать, какими окажутся его другие члены, что облегчит их обнаружение и изучение. Наконец, выделение парагенезов может помочь в решении вопроса о структурной приуроченности месторождений полезных ископаемых. До сих пор металлогенические прогнозы основывались главным образом на вещественном составе пород и приуроченности оруденения к определенной стадии тектонического развития данного участка земной коры. Выделение структурных парагенезов позволит решить, в какой динамической обстановке происходит формирование того или иного типа месторождений. Некоторые практические шаги в этом направлении уже сделаны. Однако их описание выходит далеко за рамки задач настоящей работы.

ЛИТЕРАТУРА

- Аксаментова Н. В., Антонюк Р. М. 1964. Стратиграфия и фации девонских отложений Северо-Западного Предчиргизья.— Изв. АН КазССР, серия геол., № 3.
- Александрова М. И., Пупышев Н. А. 1956. Основные черты стратиграфии девона и карбона южных районов Центрального Казахстана.— Сов. геология, 52.
- Аносов А. Л. 1916. Гидрогеологическое описание юго-западной и южной частей Каркаралинского уезда Семипалатинской обл. Пг.
- Антонюк Р. М., Аксаментова Н. В. 1965. Силур Казыкской ветви Северо-Балхашского антиклинория.— В кн. «Стратиграфия нижнепалеозойских и силурийских отложений Центрального Казахстана». Л. Госгеолтехиздат.
- Асатуллаев Н. Р., Беляков Л. В., Дорохов И. Л. и др. 1965. О тектонике области сочленения структур Чингиза и Прибалхашья (Центральный Казахстан).— Сов. геология, № 4.
- Афоничев Н. А. 1960. Основные черты структурного плана Южного Казахстана, Прибалхашья и Пограничной Джунгарии.— В кн. «Основные идеи Н. Г. Кассина в геологии Казахстана». Алма-Ата, Изд-во АН КазССР.
- Бахтеев М. К., Лифшиц И. Ф., Попов В. С., Строганов А. Н. 1965. О возрасте интрузивных пород южной части Токрауского синклиория.— Вестн. Моск. ун-та, серия геол., № 4.
- Белявцев Я. Н., Тохтуев Г. В. 1960. Кливаж как особая форма микротектонических структур и его практическое и теоретическое значение.— В кн. «Проблемы тектонофизики». М., Госгеолтехиздат.
- Белицкий А. А. 1953. Классификация тектонических разрывов и геометрические методы их изучения. М., Госгеолиздат.
- Белицкий А. А. 1960. Механизм образования трещиноватости и тектонических разрывов.— В кн. «Проблемы тектонофизики». М., Госгеолтехиздат.
- Белоусов В. В. 1952. Тектонические разрывы, их типы и механизм образования.— Труды Геофиз. ин-та АН СССР, № 17, (144).
- Белоусов В. В. 1954. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат.
- Белоусов В. В., Гзовский М. В. 1964. Экспериментальная тектоника. М., изд-во «Недра».
- Беспалов В. Ф. 1954. Джунгаро-Балхашская герцинская геологическая провинция.— В кн. «Вопросы геологии Азии». М., Изд-во АН СССР.
- Беспалов В. Ф. 1956а. Верхний палеозой Восточного Казахстана.— Сов. геология, 52.
- Беспалов В. Ф. 1956б. Средний палеозой Джунгаро-Балхашской интрагеосинклинали.— Сов. геология, 52.
- Беспалов В. Ф. 1960. Стратиграфия верхнего палеозоя Восточного Казахстана.— В кн. «Труды Совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана, т. 2». Алма-Ата, Изд-во АН КазССР.
- Беспалов В. Ф. 1964. Тектоника рифейской складчатой дуги Восточного Казахстана.— В кн. «Складчатые области Евразии». М., изд-во «Наука».
- Богданов А. А. 1948. Палеозойские тектонические структуры южной части Карагандинской области и Чу-Балхашского водораздела.— В кн. «Тектоника СССР, т. I». М., Изд-во АН СССР.
- Богданов А. А. 1954. Тектоника западной части Центрального Казахстана.— Сов. геология, 41.
- Богданов А. А. 1958. О тектоническом районировании Урало-Саянской палеозойской складчатой области.— Науч. докл. высшей школы, геол.-геогр. науки, № 1.
- Богданов А. А. 1959. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 34, вып. 1.
- Богданов А. А., Зайцев Ю. А., Мазарович О. А. и др. 1963. Тектоническое районирование палеозойского массива Центрального Казахстана.— Вестн. Моск. ун-та, серия геол., № 5.
- Борисяк М. А. 1960. Стратиграфия силура южной окраины Карагандинского бассейна и Северного Прибалхашья.— В кн. «Труды Совещания по унификации

- стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана, т. I». Алма-Ата, Изд-во АН КазССР.
- Боровиков Л. И., Борсук Б. И. 1958. Казахская складчатая область.— В кн. «Геологическое строение СССР, т. 3. Тектоника». М., Госгеолтехиздат.
- Борсук Б. И. 1960. Значение каледонской орогении в формировании геологических структур Центрального и Южного Казахстана.— В кн. «Основные идеи Н. Г. Касина в геологии Казахстана». Алма-Ата, Изд-во АН КазССР.
- Борсук Б. И., Яговкин В. И. 1964. О принципе составления тектонической карты Центрального и Южного Казахстана.— В кн. «Складчатые области Евразии». М., изд-во «Наука».
- Борукаев Р. А., Монич В. К. 1963. История геологического развития Восточного Казахстана и некоторые задачи геохронологических исследований.— В кн. «Труды 11-й сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций». М., Изд-во АН СССР.
- Бубличенко Н. Л. 1927. Находки фауны кобленцкого яруса в Киргизских степях.— Вестн. Геол. ком., № 2.
- Бубличенко Н. Л. 1945а. К стратиграфии палеозойских отложений Северо-Восточного Прибалхашья.— Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Бубличенко Н. Л. 1945б. Новая стратиграфическая схема девонских отложений Северо-Восточного Казахстана.— Докл. АН СССР, 47, № 5.
- Бубличенко Н. Л. 1960. Девон Казахстана.— В кн. «Труды Совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана, т. 2». Алма-Ата, Изд-во АН КазССР.
- Буртман В. С. 1964. Таласо-Ферганский сдвиг (Тань-Шань).— Труды ГИН АН СССР, вып. 104.
- Буртман В. С., Лукьянов А. В., Пейве А. В., Руженцев С. В. 1963. Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения.— В кн. «Разломы и горизонтальные движения земной коры». Труды ГИН АН СССР, вып. 80. М., Изд-во АН СССР.
- Быкова М. С. 1960. Нижнекаменноугольные отложения Казахстана.— В кн. «Труды Совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана, т. 2». Алма-Ата, Изд-во АН КазССР.
- Быкова М. С., Казанли Д. Н. 1957. Связь структуры гравиметрического поля Центрального Казахстана с раннегерцинскими литолого-фациальными областями.— Изв. АН КазССР, серия геол., вып. 2 (27).
- Вахрамеев В. А. 1940. Стратиграфия среднекаменноугольных отложений Северо-Восточного Прибалхашья (Казахстан).— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Вахрамеев В. А. 1941. Геологические исследования в Северо-Восточном Прибалхашье.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 19, вып. 1—2.
- Вахрамеев В. А. 1945. Нижнекаменноугольные вулканогенные провинции Прибалхашья и северных дуг Тянь-Шаня.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 20, вып. 1—2.
- Вахрамеев В. А., Раузер-Чернусова Д. М. 1938. Средний карбон Северо-Восточного Прибалхашья.— Докл. АН СССР, 19, № 9.
- Вировлянский Г. М. 1960. Выявление характера и плана деформаций при анализе структуры рудных полей.— В кн. «Проблемы тектонофизики». М., Госгеолтехиздат.
- Войтович В. С. 1962. К вопросу о палеозойском фундаменте Алакульской впадины.— Изв. АН КазССР, серия геол., вып. 1 (46).
- Гзовский М. В. 1954. Основные вопросы классификации тектонических разрывов.— Сов. геология, 41.
- Гзовский М. В. 1960. Физическая теория образования тектонических разрывов.— В кн. «Проблемы тектонофизики». М., Госгеолтехиздат.
- Гзовский М. В. 1963. Основные вопросы тектонофизики и тектоники Байджансайского антиклинория, ч. 3—4. М., Изд-во АН СССР.
- Зайцев Ю. А. 1961. Герцинская тектоническая структура западной части Сарысу-Тенизского водораздела и Улу-тау. Материалы по геологии Центрального Казахстана, т. 3. М., Изд-во Моск. ун-та.
- Иванов А. И., Монич В. К., Замятин Н. И. 1961. Абсолютный возраст гранитоидных интрузий южной части Центрального Казахстана.— Бюлл. Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций (АН СССР), вып. 4.
- Казанли Д. Н. 1955. Структура Центрального Казахстана на основании анализа гравиметрических и магнитных полей.— Изв. АН КазССР, серия геол., вып. 20.
- Казахстан. 1950. Общая физико-географическая характеристика. М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Каплун Л. И. 1956. Девон Северо-Восточного Прибалхашья.— Сов. геология, 52.
- Каплун Л. И. 1960. Палеонтологическое обоснование стратиграфии девона Северо-Восточного Прибалхашья.— В кн. «Труды Совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана, т. 2». Алма-Ата, Изд-во АН КазССР.
- Каплун Л. И. 1961. Брахиоподы нижнего девона Северного Прибалхашья.— В кн. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Казахстана, вып. 1(26)». М., Госгеолтехиздат.

- Каплун Л. И., Рукавишникова Т. Б. 1958. Граница силура и девона в Северо-Восточном Прибалхашье.— Изв. АН СССР, серия геол., № 11.
- Кассин Н. Г. 1934а. Вулканизм Казахстана.— Пробл. сов. геол., № 9.
- Кассин Н. Г. 1934б. Очерк тектоники Казахстана.— Пробл. сов. геол., № 6.
- Кассин Н. Г. 1935. Металлогенические циклы Казахстана.— Пробл. сов. геол., № 2.
- Кассин Н. Г. 1937. Связь вулканизма и металлогенеза с тектоническими структурами Казахстана.— Пробл. сов. геол., № 8.
- Кассин Н. Г. 1947. Материалы по палеогеографии Казахстана.— Алма-Ата, Изд-во АН КазССР.
- Кассин Н. Г. 1951. Развитие геологических структур Казахстана.— Изв. АН КазССР, серия геол., вып. 14 (114).
- Кассин Н. Г. 1952. Развитие геологических структур Казахстана.— Изв. АН КазССР, серия геол., вып. 15 (119).
- Книппер А. Л. 1963. Тектоника Байконурского антиклинория (Центральный Казахстан).— Труды ГИН АН СССР, вып. 90.
- Колотухина С. Е. 1940. О вулканогенных фациях нижнего карбона в Центральном Казахстане.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 42, серия геол. (№ 12).
- Колотухина С. Е. 1948. Стратиграфия, фации и тектоника девона и нижнего карбона Сарысу-Моитинского водораздела (Центральный Казахстан).— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 101, серия геол. (№ 32).
- Комлев Л. В. 1960. Абсолютный возраст гранитных интрузий Центрального и Северного Казахстана и шкала геологического времени.— В кн. «Доклады советских геологов на XXI сессии Международного геологического конгресса. Проблема 3. Определение абсолютного возраста дочетвертичных геологических формаций». М., Изд-во АН СССР.
- Комлев Л. В., Герлинг Э. К., Жиров К. К. 1960а. О возрасте редкометалльной гранитной интрузии Акчатау по данным гелиевого метода для моноцитов.— В кн. «Труды 6-й сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций». М., Изд-во АН СССР.
- Комлев Л. В., Филиппов М. С., Данилевич С. И. и др. 1960б. Возраст гранитной интрузии Бектау-Ата в Северном Прибалхашье (Центральный Казахстан).— В кн. «Труды 7-й сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций». М., Изд-во АН СССР.
- Копп М. Л., Расцветаев Л. М., Трифонов В. Г. 1964. Тектонические трещины, образовавшиеся при голоценовых землетрясениях Центрального Копет-Дага и его предгорий.— Изв. АН СССР, серия геол., № 7.
- Коптева В. В. 1964. Строение Чубарайгырской вулканической депрессии (Центральный Казахстан).— В кн. «Палеовулканологические реконструкции, лавы и руды древних вулканов» (Труды Лабор. палеовулканол. Казах. науч.-исслед. ин-та мин. сырья, вып. 3). Алма-Ата.
- Коптева В. В., Щерба И. Г. 1963. О некоторых особенностях зон магматической проницаемости Северо-Балхашского синклинория.— В кн. «Разломы и горизонтальные движения земной коры». Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 80. М., Изд-во АН СССР.
- Косыгин Ю. А. 1940. Механизм образования сбросов на солянокупольных поднятиях Эмбенской области.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 18, вып. 5—6.
- Кошкин В. Я., 1961. Девонские отложения Северного Прибалхашья и Предчиргизья.— В кн. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Казахстана, вып. 1 (26)». М., Госгеолтехиздат.
- Кошкин В. Я. 1962. О стратиграфическом положении саякской свиты.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Кошкин В. Я. 1963. Каменноугольный и пермский вулканизм Северного Прибалхашья.— В кн. «Проблемы палеовулканологии». Труды Лабор. палеовулканол. Казах. науч.-исслед. ин-та мин. сырья, вып. 1. Алма-Ата.
- Кошкин В. Я. 1964. Строение Караирекского вулканического нагорья в Северном Прибалхашье.— В кн. «Палеовулканологические реконструкции, лавы и руды древних вулканов». Труды Лабор. палеовулканол. Казах. науч.-исслед. ин-та мин. сырья, вып. 3. Алма-Ата.
- Кошкин В. Я. 1965. Роль продольного сдавливания в образовании тектонических структур земного шара.— Изв. АН СССР, серия геол., № 9.
- Кошкин В. Я., Насиканова О. Н. 1960. Новые данные по стратиграфии фаменского и турнейского ярусов Саякского района Северного Прибалхашья.— В кн. «Труды Совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана, т. 2». Алма-Ата, Изд-во АН КазССР.
- Красилова И. Н. 1963. Стратиграфия и пелещиподы верхов силура и нижнего девона Северо-Восточного Прибалхашья.— Труды ГИН АН СССР, вып. 75.
- Кронидов И. Н., Кумпан А. С., Рябкова М. С. 1958. Новые данные о геологическом строении и структурах Северного Прибалхашья и Сарысульской депрессии (по результатам аэромагнитной съемки).— Сов. геология, 8.
- Кронидов И. Н., Кумпан А. С. 1960. Геологическое строение Центрального и Южного Казахстана по материалам аэромагнитных съемок.— В кн. «Основные идеи Н. Г. Кассина в геологии Казахстана». Алма-Ата, Изд-во АН КазССР.

- Кумпан А. С. 1960. Основные черты стратиграфии и палеогеографии верхнего палеозоя Восточного Казахстана.— В кн. «Основные идеи Н. Г. Кассина в геологии Казахстана». Алма-Ата, Изд-во АН КазССР.
- Кушнарев И. П. 1960. Определение направлений и амплитуд перемещений по разрывам.— В кн. «Структуры рудных полей и месторождений». М., Госгеолтехиздат.
- Кушнарев И. П., Лукин Л. И. 1960. Об изучении трещинной тектоники.— В кн. «Проблемы тектонофизики». М., Госгеолтехиздат.
- Лукьянов А. В. 1961а. К вопросу о механизме образования позднепалеозойской структуры Атасу-Жамшинского междуречья (Центральный Казахстан).— Докл. АН СССР, 141, № 5.
- Лукьянов А. В. 1961б. Структура Аксоран-Акжалской зоны разломов в Центральном Казахстане.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Лукьянов А. В. 1963. Горизонтальные движения по разломам, происходящие при современных катастрофических землетрясениях.— В кн. «Разломы и горизонтальные движения земной коры».— Труды ГИН АН СССР, вып. 80. М., изд-во АН СССР.
- Лукьянов А. В. 1964. Горизонтальные движения по разломам при современных катастрофических землетрясениях.— В кн. «Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность». М., изд-во «Наука».
- Лукьянов А. В. 1965. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры.— Труды ГИН АН СССР, вып. 136.
- Лукьянов А. В., Щерба И. Г. 1961. Надвиг в районе гор Кенебек-Жондытау, Центральный Казахстан.— Изв. АН СССР, серия геол., № 8.
- Марков М. С. 1958. О стратиграфии и тектоническом положении джеспилитовых толщ Карсакапского синклиория.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Маркова Н. Г. 1964. Закономерности размещения разновозрастных складчатых зон на примере Центрального Казахстана.— В кн. «Складчатые области Евразии». М., изд-во «Наука».
- Михайлов А. Е. 1959. Разрывы Сарысу-Тенизского водораздела.— Изв. высших учебных завед., геол. и разведка, № 12.
- Моисеенко Ф. С. 1957. Схема тектоники Центрального Казахстана в свете гравиметрических данных.— Уч. зап. Ленингр. ун-та, № 225, серия геол. наук, вып. 9.
- Морозов М. Д., Бродовой В. В., Бекжанов Г. Р. и др. 1963. Основные геологические структуры Восточного Казахстана и Мугуджар по региональным геофизическим исследованиям.— Изв. АН КазССР, серия геол. наук, вып. 2 (53).
- Наковник Н. И. 1931. Основные изверженные породы Северо-Восточного Прибалхашья.— Изв. Всесоюз. геол.-развед. объедин., 50, вып. 77.
- Наливкин Д. В. 1937. Брахиоподы верхнего и среднего девона и нижнего карбона Северо-Восточного Казахстана.— Труды Центр. научн.-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 99.
- Пейве А. В. 1945. Глубинные разломы в геосинклинальных областях.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Пейве А. В. 1956а. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Пейве А. В. 1956б. Связь осадконакопления, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами.— Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Пейве А. В. 1960. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры.— В кн. «Доклады советских геологов на XXI сессии Международного геологического конгресса. Проблема 18. Структура земной коры и деформации горных пород». М., Изд-во АН СССР.
- Пейве А. В. 1965. Горизонтальные движения земной коры и принцип унаследованности.— Геотектоника, № 1.
- Перекалина Т. В. 1964. О выделении интрузивных комплексов герцинских гранитоидов в Центральном Казахстане.— В кн. «Вопросы магматизма и метаморфизма, т. 2». Л., Изд-во Ленингр. ун-та.
- Пэк А. В. 1939. Трещинная тектоника и структурный анализ. М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Пэк А. В. 1960. Некоторые элементы структурной геологии.— В кн. «Структуры рудных полей и месторождений». М., Госгеолтехиздат.
- Радченко Г. П., Розенкранц А. А. 1960. Новые данные о пермских отложениях Северо-Восточного Прибалхашья.— Сов. геология, № 4.
- Расцветаев Л. М. 1966. Разрывы Копет-Дага и их связь со складчатой структурой.— Геотектоника, № 3.
- Расцветаев Л. М., Трифонов В. Г. 1965. О сейсмотектонических разрывах Центрального Копет-Дага.— В кн. «Современные движения земной коры, № 2». М., Изд-во АН СССР.
- Резолюция Совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана. 1958. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР.
- Ренгартен П. А. 1958. Герцинские структурно-фациальные зоны Восточного Прибалхашья.— Сов. геология, № 4.

- Розенкранц А. А., Семенова Т. П., Ковалева В. В. 1963. К вопросу об абсолютном возрасте молодых эффузивов Северо-Восточного Прибалхашья.— В кн. «Труды 11-й сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологической формации». М., изд-во АН СССР.
- Розенкранц А. А., Семенова Т. П., Монич В. К., Ковалева В. В. 1964. Геохронологические данные для континентальных образований верхнего палеозоя в Казахстане.— В кн. «Доклады советских геологов на XXII сессии Международного геологического конгресса. Проблема. 3. Абсолютный возраст геологических формаций». М., изд-во «Наука».
- Русakov М. П. 1930. К вопросу о наличии надвигов и сбросов в восточной части Киргизской степи.— Изв. Глав. геол.-развед. упр., 49, № 2.
- Русakov М. П. 1933. Геологический очерк Прибалхашья и озера Балхаш. М.—Л., Цветметиздат.
- Русakov М. П., Сергиевский В. М. 1941. Прибалхашье: силурийские, девонские, каменноугольные отложения, вулканизм, тектоника.— В кн. «Геология СССР, т. 20. Восточный Казахстан, ч. 1. Геологическое описание», М.—Л., Госгеолтехиздат.
- Сатпаев К. И., Монич В. К., Иванов А. И. 1963. Абсолютный возраст некоторых магматических и металлогенических формаций Казахстана.— Изв. АН КазССР, серия геол., вып. 3.
- Сатпаев К. И., Монич В. К., Иванов А. И. и др. 1964. Основные итоги геохронологического изучения магматических и металлогенических формаций.— В кн. «Доклады советских геологов на XXII сессии Международного геологического конгресса. Проблема 3. Абсолютный возраст геологических формаций». М., изд-во «Наука».
- Семенов Ю. Л. 1960а. Геологическое строение и возраст Чулькызылского массива ультраосновных пород в Северо-Восточном Прибалхашье.— Сов. геология, № 10.
- Семенов Ю. Л. 1960б. Тюлькуламынский массив ультраосновных пород в Северо-Восточном Прибалхашье.— Материалы Всесоюзного науч.-исслед. геол. ин-та, нов. серия, вып. 33.
- Сенкевич М. А. 1957. О девонских растениях Казахстана.— В кн. «Сборник памяти А. Н. Криштофовича». М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Сенкевич М. А. 1961. Описание флоры девона Казахстана.— Материалы по геологии и полезным ископ. Казахстана, вып. 1 (26). М., Госгеолтехиздат.
- Сергиев Н. Г. 1948. Эффузивы Центрального Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР.
- де Ситтер Л. У. 1960. Структурная геология. Пер. с англ. М., ИЛ.
- Сонюшкин Е. П. 1960. Об использовании оперяющихся трещин при изучении структур рудных полей жильного этапа.— В кн. «Проблемы тектонофизики». М., Госгеолтехиздат.
- Стааль М. Б., Розенкранц А. А., Ковалева В. В. 1956. К стратиграфии верхнекаменноугольных отложений Северо-Восточного Прибалхашья.— Сов. геология, 52.
- Суворов А. И. 1962. К характеристике Актаской зоны разломов в Центральном Казахстане.— Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Суворов А. И. 1963. Главные разломы Казахстана и Средней Азии.— В кн. «Разломы и горизонтальные движения земной коры».— Труды ГИН АН СССР, вып. 80. М., Изд-во АН СССР.
- Тектоническая карта СССР. 1956. М-6 1:5 000 000. Под ред. Н. С. Шатского. М., Госгеолтехиздат.
- Терлецкий Б. К. 1940. Геологическое описание Восточного Прибалхашья.— Материалы по геологии и полезным ископаемым Казахстана, вып. 7.
- Тихомиров В. Г. 1966. Структурно-фациальная зональность и магматизм палеозоя юго-западных склонов Чингизского мегантиклинория и смежных территорий Балхашского мегасинклинория.— Бюлл. МОИП, серия геол., № 1.
- Трифонов В. Г. 1963а. Грабенообразные структуры Северного Прибалхашья и их происхождение.— В кн. «Разломы и горизонтальные движения земной коры».— Труды ГИН АН СССР, вып. 80. М., Изд-во АН СССР.
- Трифонов В. Г. 1963б. Морфология Саяжской мульды в Центральном Казахстане (взаимоотношение сдвигов со складчатой структурой).— Изв. высшей школы, геол. и разведка, № 9.
- Трифонов В. Г. 1964а. Ассоциации верхнепалеозойских структур Северного Прибалхашья.— В кн. «Складчатые области Евразии». М., изд-во «Наука».
- Трифонов В. Г. 1964б. Остатки верхнепалеозойских вулканов в Калмакэмельской синклинали (Центральный Казахстан).— Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Трифонов В. Г., Флоренский П. В., Шлезингер А. Е. 1965. Роль горизонтальных движений в формировании верхнетриасовой структуры Мангышлакского Каратау.— Геотектоника, № 2.
- Фремд Г. М. 1963. К истории верхнепалеозойского вулканизма Южной Джунгарии.— В кн. «Проблемы палеовулканологии».— Труды Лабор. палеовулканол. Казах. науч.-исслед. ин-та мин. сырья, вып. 1. Алма-Ата.

- Чернышев В. Ф. 1955. О закономерностях в положении оперяющих трещин скалы вания и разрыва.— В кн. «Вопросы изучения структур рудных полей и месторождений».— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 162, серия рудных м-ний (№ 17), М., Изд-во АН СССР.
- Четверикова Н. П. 1966. Стрoение широтной ветви девонского краевого вулканического пояса Центрального Казахстана.— Бюлл. МОИП, серия геол., № 2.
- Шатский Н. С. 1938. О тектонике Центрального Казахстана.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5—6.
- Шатский Н. С. 1940. Некоторые соображения о тектонике Центрального Казахстана.— В кн. «Материалы по геологии Центрального Казахстана. (Итоги работ Центрально-Казахстанской экспедиции 1936—1937 гг.)». М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Шатский Н. С. 1951. О длительности складкообразования и о фазах складчатости. Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Шихин Ю. С. 1960. К вопросу о механизме образования сколовых нарушений.— В кн. «Проблемы тектонофизики». М., Госгеолтехиздат.
- Шлыгин Е. Д. 1952. Геологическое строение и геологическая история Казахстана.— В кн. «Очерки по физической географии Казахстана». Алма-Ата, Изд-во АН КазССР.
- Шлыгин Е. Д., Шлыгин А. Е. 1964. Некоторые принципы геотектонического районирования Казахстана.— В кн. «Складчатые области Евразии». М., изд-во «Наука».
- Щерба Г. Н. 1955. Глубинные подвижные зоны Центрального Казахстана.— Изв. АН КазССР, серия геол., вып. 20.
- Щерба Г. Н. 1960. Формирование редкометалльных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР.
- Щерба Г. Н., Колмогоров Ю. А., Куминова М. В., Мирошниченко Л. А. 1962. О глубинных подвижных зонах Центрального Казахстана.— Изв. АН КазССР, серия геол., № 1.
- Щерба Г. Н., Попов А. А. 1962. Некоторые данные о мощности земной коры в южной части Восточного Казахстана.— Изв. АН КазССР, серия геол., вып. 3(48).
- Щерба И. Г. 1964. Стрoение верхнепалеозойского вулкана в горах Сарыоба Центрального Казахстана.— В кн. «Палеовулканологические реконструкции, лавы и руды древних вулканов» (Труды Лабор. палеовулканол. Казах. науч.-исслед. ин-та мин. сырья, вып. 3). Алма-Ата.
- Щерба И. Г. 1966. Некоторые черты развития северной части Джунгаро-Балхашской геосинклинали в среднем и верхнем палеозое.— Бюлл. МОИП, серия геол., 6.
- Anderson E. M. 1942. The dynamics of faulting and dyke formation with applications to Britain. Edinburgh—London.
- Cloos E. 1955. Experimental analysis of fracture patterns.— Bull. Geol. Soc. Amer., 66, N 3.
- Cloos H. 1928. Experimente zur inneren Tektonik. Zbl. f. Min.— Geol. u. Paleontol., Abt. B.
- Cloos H. 1931. Zur experimentellen Tektonik. Brüche und Faltungen.— Naturwissenschaften, Jg. 19, H. 11.
- Cloos H. 1936. Einführung in die Geologie. Berlin.
- Cloos H. 1939. Hebung—Spaltung—Vulkanismus. Elemente einer geometrischen Analyse irdischer Grossformen.— Geol. Rundschau, 30, H. 4a.
- Mead W. J. 1920. Notes on the mechanics of geologic structures.— Journ. Geol., 28, N 6.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

Введение	5
История тектонического изучения Северного Прибалхашья	9
Краткий очерк стратиграфии и магматизма	22
Нижнепалеозойские отложения	22
Силурийские отложения	25
Отложения нижней половины девонской системы	26
Живецкие и франские отложения	40
Фаменские и турнейские отложения	42
Визейско-пермские отложения	52
Кемельбекская и каркаралинская свиты	52
Калмакэмельская свита	57
Керегетасская свита	67
Архарлинская свита	73
Интрузии каменноугольных и пермских гранитоидов	78
Общие выводы	80
Строение позднепалеозойских тектонических форм	82
Балхашский антиклинорий, Северо-Балхашский и Токрауский синкли- нории, пограничные грабен-синклинали	82
Асимметричные коробчатые синклинали	89
Саякская синклинали	89
Калмакэмельская синклинали	102
Кусакская, Моинсуйская, Краснооктябрьская и другие синклинали	110
Ступенчатые складки, грабен-синклинали, грабены	116
Сбросы	120
Принципы изучения разрывных нарушений	120
Бесобинский разлом и некоторые вопросы методики изучения разрывов	123
Другие сбросы	147
Взбросы, надвиги, принадвиговые и призбросовые складки	155
Эталонные разрывы (Чубарайгырский надвиг, системы Тесиктас- ских и Томарских разрывов, Шатовский взброс)	155
Меридиональный отрезок Центрально-Казахстанского разлома и Тастыйский разрыв	165
Сдвиги	170
Эталонные сдвиги с установленной амплитудой перемещения	170
Крупные сдвиги северо-западного простирания	175
Общие выводы	181
История развития позднепалеозойских тектонических форм и их соотно- шения с более древними структурными элементами	183
Додевонское время	183
Первая половина девонского периода	184
Живецкий и франский века	191
Фаменский и турнейский века	192
Время накопления визейско-пермских толщ и завершения формирова- ния структуры	196
Общие выводы	209

Парагенезы тектонических форм и их происхождение	214
Парагенезы тектонических форм некоторых соседних регионов Казах-	
стана и Средней Азии	226
Северо-Восточное Прибалхашье	226
Атасу-Жамшинское междуречье	229
Сарысу-Тенизский водораздел	231
Территория Байконурского синклинория	233
Копет-Даг	234
Хребет Каратау на полуострове Мангышлак	238
Зона Таласо-Ферганского разлома	238
Общие выводы	239
З а к л ю ч е н и е	242
Л и т е р а т у р а	247

CONTENTS

Introduction	5
A historical sketch of tectonics of the North Balkhash region	9
A brief outlines of stratigraphy and magmatism	22
The Lower Paleozoic	22
The Silurian	25
The Lower half of the Devonian	26
The Givetian and Frasnian stages	40
The Famennian and Tournaisian stages	42
The Vise-Permian	52
The Carboniferous and Permian granitoid intrusions	78
Conclusions	80
The Late Paleozoic structures	82
Balkhash anticlinorium, North-Balkhash and Tokrau synclinoria, boundary graben-synclines	82
Asymmetric box synclines	89
Step folds, graben-synclines, grabens	116
Normal faults	120
The principles of the study of fractures	120
Bessoba fault and some methodical aspects of the study of fractures	123
Other normal faults	147
Reversed and thrust faults and associated folds	155
Strike-slip faults	170
Conclusions	181
The development of Late Paleozoic structures and their relation to ancient structural elements	183
Predevonian time	183
The first half of the Devonian period	184
Givetian and Frasnian times	191
Famennian and Tournaisian times	192
The time of Vise-Permian sedimentation and the latest stages in the structures formation	196
Conclusions	209
Parageneses of structures and their origin	214
Parageneses of structure of some neighbouring regions of Kazakhstan and Middle Asia	226
North-East Balkhash region	226
Atasu-Zhamshi interfluve	229
Sarysu-Teniz watershed	231
Baikonur synclinorium area	233
Kopet-Dag	234
Karatau range on Mangishlak peninsula	238
Zone of Talass-Fergana fault	238
Conclusions	239
Summary	242
Ribliography	247

Владимир Георгиевич Трифонов
**Позднепалеозойская структура
Северного Прибалхашья**

Утверждено к печати
Геологическим институтом АН СССР

Редактор издательства *Л. В. Миронова*
Технические редакторы *Р. М. Денисова*
и *Т. И. Анурова*

Сдано в набор 5/IV 1967 г.
Подписано к печати 8/VIII 1967 г.
Формат 70×108¹/₁₆. Бумага № 2. Усл. печ. л. 24,67.
Уч.-изд. л. 24,7. Тираж 900 экз. Тип. зак. 667С.
Т-10645.

Цена 1 р. 65 к.

Издательство «Наука»
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука».
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

1 р. 65 в.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»