

Е.И. ПАТАЛАХА
Т.В. ГИОРГОбИАНИ



**Структурный
анализ
линейной
складчатости
на примере
хребта Каратау**

ДЛЯ УЧЕБНЫХ ЦЕЛЕЙ

АКАДЕМИЯ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ИНСТИТУТ
ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК им. К.И. САТПАЕВА

Е. И. ПАТАЛАХА, Т. В. ГИОРГОБИАНИ

СТРУКТУРНЫЙ
АНАЛИЗ
ЛИНЕЙНОЙ
СКЛАДЧАТОСТИ
НА ПРИМЕРЕ
ХРЕБТА НАРАТАУ
(каледонский цикл)



Издательство «Наука» Казахской ССР
АЛМА-АТА · 1975

Структурный анализ линейной складчатости на примере хребта Каратау (каледонский цикл). Паталахя Е. И., Гиоргобиани Т. В. Алма-Ата, «Наука» Казахской ССР, 1975, 196 с.

Книга посвящена исследованию процесса геосинклинального складкообразования на примере характерного для Каратау каледонского цикла. С учетом новейших данных рассмотрены палеотектонические условия формирования Каратау на протяжении всего неогена. Подробно проанализирована складчато-разломная тектоника Северо-Западного и Малого Каратау, раскрыты закономерности эволюции складчатости и дана ее генетическая типизация. Показано, что особенности строения и тектонического развития обоих регионов в каледонском цикле в целом укладываются в схему круто падающего к северо-востоку глубинного надвигового пояса. Подробно описаны малые структурные формы (структуры течения), сопровождающие каледонскую складчатость Каратау. Сформулировано представление о структурном парагенезисе (модели) линейной складчатости, которое создает реальную возможность для составления высокоинформативных среднемасштабных структурных карт крупных площадей и осуществления структурного прогноза. Значительное место отведено рассмотрению различных общетеоретических аспектов проблемы складкообразования, имеющих принципиальное значение (генезис кливаж', систематика складчатости, механизмы образования складок, роль разломной тектоники в складкообразовании и др.).

Работа в целом развивает основы структурной геологии и имеет не только теоретическое, но и прикладное значение. Она представляет интерес для геологов и геофизиков, интересующихся вопросами тектоники и структурной геологии, а также преподавателей и студентов старших курсов вузов.

Илл. 127, табл. 4, библи. 111.

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

академик АН КазССР Е. Д. ШЛЫГИН.

Предлагаемая работа была задумана гораздо раньше недавно вышедших в свет монографий (Паталаха, Слепых, 1974; Паталаха, Смирнов, Поляков, 1974) как прямое продолжение исследований структурно-тектонического и тектонофизического характера, посвященных зонам смятия Казахстана — зонам линейной типично геосинклинальной (по нашей терминологии, шовной) складчатости, первые результаты изучения которых подытожены в двух сводках (Паталаха, 1967 и 1970). Однако по ряду обстоятельств завершение работы значительно затянулось по сравнению с первоначально планировавшимися сроками.

В результате детального изучения Успенской и других зон смятия Казахстана была сформулирована концепция динамометаморфического структурного парагенезиса — представление о комплексе взаимосвязанных структурных элементов (кливаж, линейность, трещины, разрывы и пр.), находящихся в определенных пространственных соотношениях и характеризующих главный мотив внутренней структуры линейной складчатости зон смятия. Понятие о динамометаморфическом парагенезисе чрезвычайно плодотворно не только в теоретическом, но и в прикладном аспекте, поскольку в основу его положена идея формационного анализа, несколько видоизмененная применительно к специфике объекта исследования. Оно открывает реальные возможности для составления высокоинформативных специализированных структурных схематических карт, осуществления структурного прогноза, а также способствует рациональному ведению геологосъемочных, поисковых и разведочных работ, связанных с расшифровкой структуры рудных полей и месторождений. Последующие исследования, проведенные авторами главным образом в Северо-Западном и отчасти в Малом Каратау, показали, что зоны смятия в структурном отношении — это лишь одна из типичных разновидностей (наиболее интенсивный подтип) столь характерной для геосинклиналей линейной (шовной) складчатости, которой присущ весь комплекс элементов динамометаморфического структурного парагенезиса в тех же самых пространственно-временных соотношениях. Тем самым динамометаморфический структурный парагенезис превратился в структурный парагенезис линейной шовной складчатости. При этом на примере Каратау удалось не только значительно расширить саму концепцию, хорошо аргументировав ее фактическим материалом, но также вскрыть более глубокие связи между элементами парагенезиса и спецификой

морфологии линейной складчатости на разных стадиях ее образования. Иными словами, был развернут процесс формирования парагенезиса в пространстве и во времени на фоне становления складчатой структуры. В результате в кинематической схеме развития линейной складчатости оказалось возможным выделить пять последовательно сменяющих друг друга в пространстве и во времени стадий структурной эволюции, запечатленных в природе в виде пяти типов структурных обстановок, отражающих не только характер складкообразовательного процесса, но и его направленность (Паталаха, 1972б, 1973б). При этом каждая стадия — обстановка — маркируется своеобразными индекс-элементами (аналогично индекс-минералам зон метасоматических колонок, зон метаморфизма и т. п.). Насколько известно, такого рода вопросы остаются пока совершенно не разработанными, несмотря на их очевидную актуальность.

Другая группа рассматриваемых вопросов связана с общей генетической типизацией складчатой структуры Каратау. Для нас особенно важно было показать на конкретном детальном геологическом материале определяющую роль впервые введенного классификационного элемента для геосинклинальных зон — шовного типа складчатости (Паталаха, 1973а; Паталаха, Смирнов, Поляков, 1974), раскрыть его внутренние особенности, механизмы и условия образования.

В качестве одного из основных средств при разрешении генетических вопросов морфотектоники рассматривается кливаж, дальнейшему специальному изучению которого посвящены многие страницы предлагаемой работы.

Рассмотрение поставленных вопросов ведется на базе анализа каледонской тектоники Каратау с попыткой интерпретации ее в геодинамическом аспекте.

Северо-Западный Каратау как объект наших структурно-тектонических изысканий (1969—1971 гг., с тремя полевыми сезонами), а также Малый Каратау (1972 г., с одним полевым сезоном) представляли особо благоприятные объекты благодаря прекрасной обнаженности, хорошей внутренней стратифицированности каледонского структурного этажа (главного объекта наблюдений), представительности в качестве складчатой многогеосинклинальной зоны Казахстана, наличие глубинного Главного Каратауского разлома с превосходно выраженной зоной смятия.

Конкретные вопросы, разрешавшиеся на примере Северо-Западного и Малого Каратау, приблизительно сводятся к следующему: 1) роль первичных разломов в складкообразовательных процессах (Главного Каратауского разлома и оперяющих его разломов); 2) определение закономерностей (модели) внутренней структуры линейной многогеосинклинальной складчатости; 3) реконструкция механизма складкообразовательного процесса; 4) выяснение места и значимости кливажа как геотектонического феномена в складчатых структурах и складкообразовательных процессах; 5) поиски теоретических и методических основ составления синтетических схематических карт складчатых зон с отражением всего комплекса деформационных (вторичных) элементов.

Для разрешения всех этих вопросов произведена весьма детальная, почти непрерывная зарисовка складчатой структуры каледонского этажа (м-б 1:500 — 1:1000) и менее детальная — герцинского и байкальского (м-б 1:1000 — 1:10 000) преимущественно вдоль вертикальных уступов поперечных к направлению хр. Каратау русел рек и оврагов. Таким путем пройдено шесть сквозных структурных траверз шириной 0,2 — 0,5 км и длиной от 25 до 45 км каждая в Северо-Запад-

ном и одна в Малом Каратау протяженностью около 30 км. Данные по ним положены в основу составления соответствующих структурных разрезов. Зарисовки складчатой структуры сопровождались систематическими наблюдениями над разрывами и кливажем, а также над всем комплексом сопутствующих кливажу структурных элементов (линейность, жилы альпийского типа, будинаж, птигматитовые складки и пр.)*.

В целях реконструкции формы залегания слоев, а отсюда и расшифровки складчатой структуры, широко использовались известные закономерные соотношения в расположении кливажа и слоистости в случае нормального и опрокинутого залегания последней (Ажгирей, 1956). Разработана специальная классификация флексур. Показана необходимость изучения флексур не только в пределах определенного горизонта, но также и по вертикали для суждения о том, какой из двух динамических обстановок отвечают флексуры: сжатию либо растяжению. Произведены массовые измерения трещиноватости, жил альпийского типа и других элементов. Обобщены имеющиеся геологические материалы. Однако, учитывая этапность и ограниченность объема настоящей работы, фактический материал в ней изложен преимущественно в обобщенном и сильно сокращенном виде. При прохождении траверз, кроме того, по специальной методике производился комплекс весьма детальных и разносторонних наблюдений (сопровождаемых массовыми измерениями) по выяснению условий и способов образования малых складок и кливажа с точки зрения приложения точных физико-математических методов. Результаты этих исследований, в которых принимал активное участие А. И. Поляков, подробно изложены в книге Е. И. Паталахи, А. В. Смирнова, А. И. Полякова «Генетические типы геосинклинальной складчатости» (1974) и здесь специально не рассматриваются.

Учитывая высокую степень изученности (в связи с поисками и разведкой месторождений полиметаллов) Центрального Каратау, сложенного в основном герцинским этажом, а также фрагментарность личных полевых наблюдений, авторы ограничиваются некоторыми самыми общими заключениями по весьма своеобразной и достаточно спорной структуре этого района (Галицкий, 1967; Бронгулеев, 1961, 1967).

Наконец, несколько слов о предмете исследования настоящей работы. Объектом нашего исследования явилась складчатость, под которой мы понимаем, помимо геометрических форм самих складок, весь тот набор структурных элементов (разрывы, кливаж и пр.), которые определяют структуру слонстой среды в самом широком тектоническом смысле слова. Возникает вопрос о том, насколько эффективно изучение складчатости для решения вопросов тектоники и, в частности, районирования. При уяснении его интерес представляют следующие соображения. Геосинклинальная складчатость вообще и Каратау в частности в основном постседиментационная. Следовательно, она содержит в себе информацию о тектонических движениях, следы которых не запечатлены в фациях и мощностях слоистых толщ. И в этом огромная ценность такой информации. Задача заключается в том, чтобы «прочитать» эту информацию, закодированную в складчатых формах.

В основу структурно-тектонического районирования, по логике вещей, должны быть положены наиболее энергоемкие процессы и явления. Поскольку обычно районирование основано на изучении вертикальной составляющей тектонических движений (мощности и фаций), целесообразно сопоставить энергоемкость контролирующих денудацию

* В полевых исследованиях и подготовке рукописи к печати принимала участие И. А. Залесова.

и осадконакопление вертикальных и складкообразовательных движений. Элементарное рассмотрение вопроса состоит в сравнении энергии, необходимой для поднятия единицы массы (скажем, 1 см^3) в поле силы тяжести, с энергией, которая потребуется для пластического укорочения той же массы на ту же величину. Энергия подъема 1 см^3 горных пород с плотностью $2,7 \text{ г/см}^3$ на $0,5 \text{ см}$ достигает 10^3 эрг ($1 \cdot 2,7 \cdot 10^3 \cdot 0,5$). Энергия, затрачиваемая на пластическое укорочение 1 см^3 горных пород вдоль ребра кубика на те же $0,5 \text{ см}$ (что соответствует геосинклинальной складчатости средней интенсивности, сжатие 50%), равна произведению деформирующего усилия, отвечающего пределу текучести горных пород (1000 кг/см^2), на путь ($0,5 \text{ см}$), что составляет 10^8 эрг ($10^3 \cdot 1 \cdot 0,5$). Сопоставление обеих энергий показывает, во-первых, что складчатость — весьма энергоемкий процесс по сравнению с вертикальными движениями; во-вторых, на достижение принятой в подсчете обычной стадии зрелости геосинклинальной складчатости (сжатие 50%) требуется столько же энергии, сколько ее необходимо для образования гор высотой в несколько километров.

Таким образом, с точки зрения энергоемкости тектонических движений районирование по степени деформированности слоистых толщ, определяющей во многих главных чертах стиль складчатости (структурное районирование), имеет под собой не меньшее основание, чем районирование по типу развития (формационный метод). При этом складчатость более изменчива и разнообразна в пространстве (в частности, по латерали), чем формации, что, следовательно, создает объективные предпосылки для более детального районирования. Во всяком случае, не подлежит сомнению то обстоятельство, что с укрупнением масштабов построений на первый план все больше выступают структурные факторы. Поэтому дальнейшая разработка и развитие принципов структурного районирования представляют неотложную задачу тектоники.

В работе приняты следующие сокращения: Б. Каратау — Большой Каратау, М. Каратау — Малый Каратау, СЗ Каратау — Северо-Западный Каратау, Ц. Каратау — Центральный Каратау, ЮВ Каратау — Юго-Восточный Каратау, ГКР — Главный Каратауский разлом.

Авторы выражают искреннюю признательность Е. Д. Шлыгину за просмотр рукописи и ценные замечания, а также К. Г. Войновскому-Кригеру, принявшему участие в обсуждении работы.

ПАЛЕОТЕКТОНИКА КАРАТАУ

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ КАРАТАУ

Первая стратиграфическая схема Ц. Каратау принадлежит М. М. Бронникову (1905), выделившему три толщи: поддевонскую, девонскую и каменноугольную. Весьма основательные исследования в ЮВ Каратау (1904—1913 гг.) проведены В. Н. Вебером. Им был описан стратиграфический разрез и дана тектоническая схема района, а также впервые выделена тюлькубашская свита девона. В М. Каратау В. Н. Вебер расчленил отложения допалеозоя и нижнего палеозоя на кокджотскую, каройскую и тамдинскую свиты, разработав вместе с тем структурную схему М. Каратау (Вебер, 1925, 1935). Д. В. Наливкин (1924) дал первые сведения о структуре СЗ Каратау и отметил несколько этапов складкообразования, им же впервые описаны тиллитоподобные породы и высказано предположение об их ледниковом происхождении. В. А. Николаев (1933) установил «важнейшую линию Тянь-Шаня», включая ГҚР, впоследствии охарактеризованный А. В. Пейве (1945) как прототип глубинных разломов.

Н. А. Брызгалов (1933) рассмотрел структуры Ц. Каратау, обратив внимание на брахиформный характер крупных структур и резко линейную форму осложняющих их мелких складок. В 1932—1933 гг. Н. В. Дорофеевым, Т. А. Зенченко и Н. Л. Бубличенко были проведены съемочные работы в северо-западной части хребта Большой Каратау. Ими же в горах Аксумбе и Бакырлытау впервые выделена бакырлинская свита протерозойского возраста.

В Ц. Каратау в эти же годы исследования проводились силами МГРИ (М. В. Муратов, Т. Н. Котылев, 1936 г., и др.), ЦНИГРИ и Казахского геологического треста (Л. Н. Балавинский, О. Н. Френкель, П. В. Родионов, 1947 г.; Машкара, 1938, 1939; Бубличенко, 1934, 1935; В. С. Малых, Н. М. Салов и др.). Следует отметить работы Л. Н. Балавинского, разработавшего стратиграфию девонских и каменноугольных отложений. Л. Н. Балавинскому принадлежит идея о тектонической sdвоенности отложений фамена в Ц. Каратау. По работам 1933—1936 гг. И. И. Князевым (1941) и Г. С. Лабазиным (1935) были обобщены материалы предыдущих исследователей и составлена сводка по металлогении Ц. Каратау. Основную роль в тектоническом строении этого района они признавали за надвигами и шарьяжами, проявившимися не только в девонских, но и в карбоновых толщах. Много лет изучению Ц. Каратау (начиная с 1934 г.) посвятил В. В. Галицкий

(1936, 1937, 1940, 1967 гг.). Он предложил свою схему расчленения девонских и карбоновых толщ, придав исключительное значение в их тектонике шарьяжным структурам. В. В. Галицкий (1940) рассматривает ГКР как гигантский сдвиг, прослеживающийся от Урала до Ферганского хребта. Сдвиговая природа Таласо-Ферганского разлома доказывается также в ряде работ В. С. Буртмана (1961, 1963).

В 1940—1941 гг. детальные съемочные работы на Ачисайском рудном поле проводили Г. Д. Ажгирей, В. И. Степанов и В. А. Затолокина, в то же время в западных частях Каратау выполнялись большие разведочные и съемочные работы (Н. Л. Бубличенко, Е. А. Анкинович, М. А. Сенкевич, В. М. Сеницын, Н. М. Салов, В. С. Булыго, М. И. Харитонов, В. В. Нуйкин, В. В. Бессмертный, А. М. Овечкин, А. К. Бувалкин и др.). Экспедицией ЦНИГРИ (В. В. Галицкий, Т. А. Мордвилко, Н. А. Худяков) в эти же годы проводились работы в Байджансае и Боролдаятау.

Сделаны обобщения по Байджансаю, подготовленные В. Ф. Беспаловым по работам 1933—1934 гг. Несколько позже (1944—1945 гг.) Л. И. Каплун и Е. Д. Чехович осуществили геологическую съемку в Байджансайском районе.

В районе Боролдаятау в 1940 г., кроме того, проводил съемку Л. И. Боровиков, но его работа осталась неопубликованной.

В 1936 г. И. И. Машкарой в М. Каратау были открыты месторождения фосфоритов, в детальном изучении и разведке которых принимали участие в 1937—1942 гг. П. Л. Безруков, А. С. Соколов и Б. М. Гиммельфарб (1940), впервые нашедший в Каратау фауну кембрийского возраста.

В СЗ Каратау в результате выполненных в 1942—1943 гг. работ, в которых участвовали И. И. Машкара, Н. А. Козлов, Б. А. Тюрин, Н. В. Смирняков, С. Г. Анкинович, Е. А. Анкинович и др., были выявлены общие структурные особенности СЗ Каратау, разработана стратиграфическая схема нижнего палеозоя, детально изучен рудный ванадиеносный горизонт, открытый в 1940 г. Н. А. Козловым.

Значительный вклад в изучение структуры СЗ Каратау внес Н. М. Салов, который в 1943—1947 гг. исследовал ванадиеносный бассейн СЗ Каратау. Созданная им в 1947 г. общая схема расчленения протерозойских и нижнепалеозойских отложений до сих пор не претерпела принципиальных изменений, хотя и была несколько уточнена последующими работами. Н. М. Саловым описано внутреннее строение СЗ Каратау, охарактеризованы основные структурные элементы, отмечено усиление степени дислоцированности толщ с приближением к ГКР. Им же были впервые установлены наиболее древние отложения в Б. Каратау, впоследствии названные Г. И. Макарычевым бессазской свитой.

В познание тектоники М. Каратау большой вклад внес П. Л. Безруков (1948), рассмотревший на большом фактическом материале геологическое строение и историю развития района и впервые высказавший идею о чешуйчато-глыбовом строении М. Каратау. Он же разделил каройскую серию на большекаройскую, коксуйскую и малокаройскую свиты.

С 1949 по 1958 г. в Каратау проводились тематические поисковые и геологосъемочные работы экспедиции МГРИ под руководством Е. Е. Захарова, а позже — Н. И. Николаева, охватившие почти всю территорию хребта. В этих работах в разное время принимали участие Г. И. Макарычев, В. В. Эз, Л. В. Веляков, О. С. Грум-Гржимайло, Е. А. Похвиснева, М. В. Гзовский, М. И. Арсовски, В. И. Пазилова, С. К. Колотухина, К. Ю. Озеров, Л. И. Клановская, М. М. Страчков, Д. Е. Гафт, Т. М. Дембо, М. М. Ланда, Г. В. Хетагуров, А. М. Лурье

и др. Сотрудники экспедиции окончательно отказались от идеи покровной структуры Каратау. Материалы экспедиции послужили основой для написания ряда монографий и статей, освещающих различные стороны геологии Каратау. Наибольший интерес для нас представляют труды Г. И. Макарычева (1957, 1961, 1963), В. В. Эза (1954, 1962), Н. И. Николаева (1959, 1961), Е. Е. Захарова (1960), В. Б. Бронгулева (1961, 1967), Е. А. Похвисневой (1959), О. С. Грум-Гржимайло (1959, 1962) и др.

Анализу структуры Боролдайского антиклинория (ЮВ Каратау) и истории его формирования посвящены детальные исследования М. И. Арсовски (1957).

В изучении СЗ Каратау особая заслуга принадлежит Г. И. Макарычеву, который разделил верхний протерозой на три свиты: кайнарскую, шованскую и бакырлинскую. Г. И. Макарычев дал свою схему тектонического строения СЗ Каратау и большое внимание уделил вопросу связи магматизма с тектоникой.

Начиная с 1954 г. и в течение шестидесятих годов на территории Каратау усиленно проводились детальные геологические съемки, выполняемые большим коллективом геологов-съемщиков ЮКГУ, КазПИ; в СЗ Каратау — под руководством В. А. Запорожца, М. И. Мусатаева, а в Малом — Г. А. Ярмаком (1970) под руководством Г. Ц. Медоева.

В 1961 г. была издана сводка С. Г. Анкиновича, посвященная геологии ванадиеносного бассейна Северного Тянь-Шаня и Центрального Казахстана.

Важное значение имеют работы Б. М. Келлера, В. Г. Королева и И. Н. Крылова (1965), стратиграфические построения которых способствовали более точному определению возраста древних свит М. Каратау. В. Г. Королев (1964) возвел в ранг свиты так называемый горизонт нижних доломитов, выделенный в 1954 г. П. Л. Везруковым, и дал ей название беркутинской.

В последние годы сотрудниками ИГН КазССР проведены большие тематические исследования по стратиграфии: А. А. Недовизиным (1968) — по докембрию, Г. Х. Ергалиевым (1965) — по кембрию и венду, И. Ф. Никитиным (1972, 1973) — по ордовику. А. А. Недовизин совместно с В. Г. Королевым выделил в Б. Каратау урстатинскую свиту, а Г. Х. Ергалиев на основании корреляции разрезов Б. и М. Каратау, Улутау и Киргизского хребта — отложения вендского возраста.

Начиная с пятидесятых годов и до настоящего времени в Каратау партиями бывшего Казгеофизтреста (Кунин, 1963, 1966; Л. М. Урсова, А. П. Соловов, С. А. Поярков, С. С. Цингауз и др.) регулярно проводятся магнитные, гравиметрические, электроразведочные, сейсмические и металлометрические работы, способствующие раскрытию глубинного строения Каратау и прилегающих территорий, установлению геологического строения участков, закрытых чехлом мезозой-кайнозойских отложений.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ

Если мысленно проследить за развитием хр. Каратау вместе с сопредельным его окружением на обозримом отрезке тектонической истории, обрывки летописи которой сохранились в геологических разрезах, то суммарная картина в несколько схематическом виде вырисовывается следующей (рис. 1) *.

Протерозой

Говоря о протерозое Каратау (если исключить венд), в последнее время все чаще упоминают два подразделения — средний протерозой и верхний (рифей).

Средний протерозой. Весьма проблематичный средний протерозой представлен единичным небольшим массивом горы Бессаз (4×20 км), расположенной на северо-западном продолжении Кокджотского горста в зоне ГКР. Это главным образом гнейсы (плагногранитовые, микроклиновые, с гранатом) и кристаллические сланцы (амфиболовые, амфибол-биотитовые, мусковитовые), прорванные телами базитов и гипербазитов. Внутренняя структура массива чрезвычайно сложная. При всем том господствуют субширотные простирания слоистости, осевых плоскостей складок и кристаллизационной сланцеватости крутого падения, резко контрастирующие с обычными для Каратау северо-западными простираниями. Для пород характерны высокие магнитные аномалии, нигде более не зафиксированные, включая как сам Каратау, так и сопредельные с ним Чуйскую и Сырдарьинскую впадины (В. С. Цирельсон, В. С. Быкадоров, В. Н. Любецкий).

Не исключено, что к этой же серии принадлежат биотит- и амфиболсодержащие кристаллические сланцы горы Чаулинчи по другую сторону хр. Каратау с широтно ориентированными крутопадающими элементами напластования, кристаллизационной сланцеватости, жилами кварца и разрывами, что, впрочем, нуждается в дополнительном изучении. Однако если данная традиционная точка зрения и не подтвердится (Галицкий и др., 1971), то и тогда окажется достойным пристального внимания сам факт столь глубокого и резко выраженного зонального метаморфизма пород тюлькубаша. Все это, естественно, расширит возможности трактовки тектонической природы массива Бессаз.

Описываемые породы в целом считаются самыми древними в Каратау на основании их глубокого метаморфизма (Николаев и др., 1961). Однако следует иметь в виду, что породы кайнарской свиты, речь о которых будет идти ниже, в узких зонах динамотермального метаморфизма иногда превращаются в кварц-плагноклазовые биотитовые сланцы с гранатом, амфиболовые и другие сланцы с мусковитом, т. е. породы, близкие к бессазским (Н. М. Салов).

Таким образом, Бессазский массив в тектоническом отношении можно истолковать, по меньшей мере, двояко: либо как обломок некоего очень древнего фундамента (возраст бессаза самый древний),

* В основу используемой в настоящей работе стратиграфической схемы Каратау положены возрастные подразделения, вошедшие в «Геологию СССР, т. 40. Южный Казахстан». М., «Недра», 1971. Вместе с тем по верхнему протерозою и раннему палеозою наименования и объем свит сохранены в том виде, в каком они утвердились в последние годы в литературе: В. Каратау — по Н. М. Салову, С. Г. Анкиновичу (1961) и Г. И. Макарычеву (1957, 1961); М. Каратау — по Г. А. Ярмаку (1970). Возраст всех свит, начиная со среднего — верхнего кембрия и выше, подтвержден фаунистически. Отложения венда и нижнего кембрия в СЗ Каратау выделены на основании корреляции разрезов этого района с разрезами М. Каратау, Улутау и Киргизского хребта, где в аналогичных отложениях найдена фауна венда и нижнего кембрия. В оценку приводимой мощности свит венда и раннего палеозоя нами внесены коррективы в соответствии с данными структурного анализа.

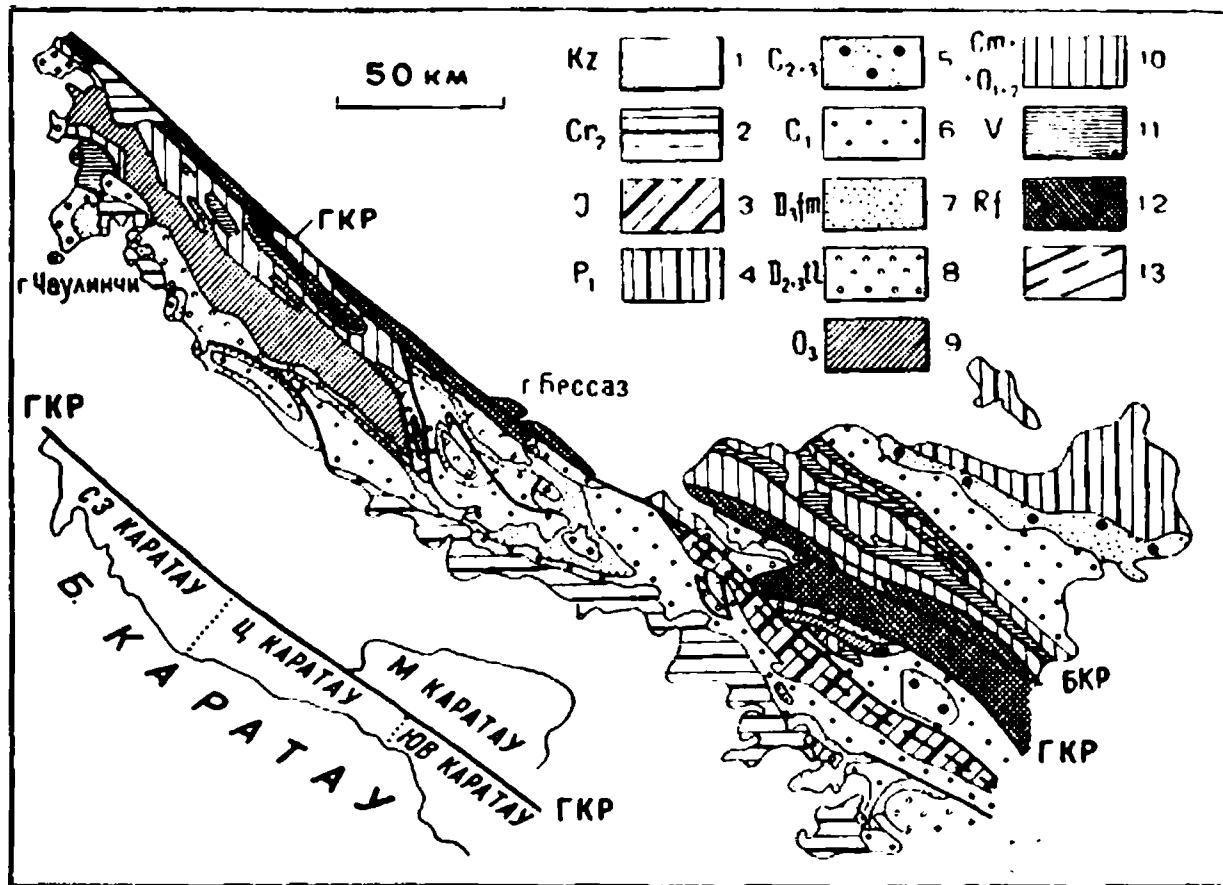


Рис. 1. Схематизированная геологическая карта хр. Каратау (по данным геологической службы КазССР). 1 — рыхлые отложения; 2 — светлые песчаники; 3 — сероцветные песчаники и конгломераты; 4 — красноцветные алевролиты и аргиллиты; 5 — красноцветные песчаники, алевролиты, аргиллиты; 6, 7 — известняки; 8 — пестроцветные песчаники, гравелиты; 9 — зеленоватые песчаники с прослоями алевролитов и линзами конгломератов; 10 — известняки и доломиты в Малом, кремнистые сланцы, известняки, алевролиты и песчаники в Большом Каратау; 11 — известковистые алевропсаммитовые породы в Большом и песчаники, гравелиты, туффиты в Малом Каратау; 12 — эффузивы, туфы, песчаники, известняки и доломиты; 13 — разрывы. Слева внизу — схема географического районирования Каратау: СЗ — Северо-Западный, Ц. — Центральный, М. — Малый, Б. — Большой; ГКР — Главный Каратауский разлом; БКР — Большекарыйский разлом.

либо как глубокометаморфизованный эквивалент кайнарской свиты (изначальный возраст бессаза отвечает возрасту кайнара).

Последняя, новая точка зрения представляется более естественной, если учесть данные геофизики (В. Н. Любецкий и др.); расположение Бессазского массива в виде пластинчатого блока в зоне ГКР, что подчеркнута насыщенностью его (блока) телами базитов и гипербазитов; сведения о зональном метаморфизме андалузит-силлиманитового типа, по Мияширо (в диапазоне термодинамических условий — от фации зеленых сланцев до амфиболитовой и анатексиса), полученные по раннесилурийскому Туркестанскому метаморфическому комплексу Южного Тянь-Шаня (Ужудеев, 1973).

Кроме того, не лишне поставить следующий вопрос: если кристаллические сланцы горы Чаулинчи (параллелизуемые издавна с массивом Бессаз) возникли за счет пород тюлькубаша, то не является ли сам массив Бессаз метаморфическим эквивалентом пород тюлькубаша, неизменные остатки которых сохранились на юго-восточном его продолжении? Это уже третья возможная трактовка*.

Верхний протерозой (рифей) столь же проблематичен в отношении своей датировки, как и средний, из-за отсутствия фауны, хотя по составу пород он достаточно разнообразен. В М. Каратау к нему относят кокджотскую (рифей) и покрывающую ее большекаройскую (верхний рифей) свиты, а в Большом (снизу вверх) — урстатинскую, бакырлинскую (средний рифей) и кайнарскую (верхний рифей) свиты. Кокджотская, большекаройская свиты, с одной стороны, и урстатинская, бакырлинская, кайнарская — с другой, развиты в виде изолированных крупных тектонических блоков и мелких линз, вытянутых вдоль зоны ГКР преимущественно на противоположных его крыльях, и практически нигде не удается установить их подлинные стратиграфические соотношения. Породы названных свит в целом расланцованы, местами весьма интенсивно. Однако уровень метаморфизма, как правило, не превышает фации зеленых сланцев.

Кокджотская свита представлена полимиктовыми песчаниками и алевролитами с прослоями гравелитов и известняков. В породах присутствует туфогенный материал. Алевролиты и отчасти песчаники превращены в филлиты. Мощность свиты около 4000 м. Породы образуют одноименный горст и смяты в сжатые складки.

К кокджотской по характеру пород в общих чертах близка большекаройская свита, которой свойственны ритмичное переслаивание песчаников и сланцев, а также несколько меньшая степень дислоцированности. Мощность ее ориентировочно оценивается в 1000—2100 м. Предполагается, что большекаройская свита налегает на кокджотскую с угловым несогласием.

Урстатинская свита сложена филлитизированными существенно кварцевыми песчаниками и алевролитами с прослоями известняков, основных вулканитов и микрокварцитов. Мощность ее 1500 м.

Бакырлинская свита представлена тонкослоистыми известняками и доломитами мощностью всего 200—400 м (рис. 2), а кайнарская свита — преимущественно основными, реже кислыми вулканическими породами и их туфами, переслаивающимися с песчаниками, алевролита-

* После написания данной работы появилась статья Г. И. Макарычева и В. И. Пазиловой «Строение фундамента и ранние стадии развития геосинклинали Каратау (Южный Казахстан)» («Геотектоника», 1973, № 6), в которой авторы предприняли смелую попытку расчленять породы горы Бессаз на несколько свит.

ми и кремнистыми сланцами общей мощностью 1500—2100 м. По мнению Г. И. Макарычева (устное сообщение, 1972 г.), кайнарская свита близка к продуктам начального геосинклинального развития, и именно к спилито-кератофировой формации, хотя совсем недавно А. А. Недовизинным (1968) она рассматривалась как продукт субсеквентного вулканизма.



Рис. 2. Слоистые известняки и доломиты бакырлинской свиты.

Крайне спорным остается вопрос о стратиграфическом взаимоотношении свит. В частности, есть основание думать, что бакырлинская свита не подлежит, а залегает на кайнарской, как это и считалось ранее, например Г. И. Макарычевым (1957), наблюдения которого нами подтверждены.

Породы бакырлинской и кайнарской свит прорваны лакколитообразными до жилообразных телами гнейсовидных лейкократовых гранитов, граносиенитов и отчасти габбро. Галькой этих гранитов сложены базальные конгломераты ранской свиты основания венда СЗ Каратау, залегающие на эродированной поверхности деформированного плутона Кумысты, обнажающегося в ядре Бакырлы-Кумыстинской антиклинали. Часть массивов расположена в юго-западном, а часть в противоположном блоке ГКР (Кумыстинский, Курдынский и др.). Все плутоны вытянуты в общем каратауском направлении.

Судя по геофизическим данным, а также единичным скважинам, на прилегающих к Каратау площадях Чуйской и Сырдарьинской депрессий в складчатом основании, подстилающем пологозалегающие в целом осадки девона, карбона и перми, по всей вероятности, развиты как рифейские, так отчасти и нижнепалеозойские толщи обоих Каратау, собранные в линейные складки (Б. С. Цирельсон, В. Л. Быкадоров, И. П. Беневоленский, В. И. Власов и др.).

Нерешенность вопросов стратиграфии рифея в целом, равно как и относительного расположения в разрезе частных его свит, значительно затрудняет выяснение проблемы тектоники допалеозоя. Традиционное решение вопроса о тектонической позиции рифейских толщ сводится к признанию эвгеосинклинального развития Большого и миогеосинклинального развития Малого Каратау (Галицкий, 1967). Такая точка зрения как будто находит свое известное оправдание в самом факте существования ГКР как классического глубинного разлома со всеми его атрибутами (Пейве, 1945).

Однако остается не совсем ясным, как могут соприкаться эв- и миогеосинклинали без промежуточного, разделяющего их поднятия (Обуэн, 1967). Флексурный характер сопряжения в данном случае не

кажется естественным из-за очень интенсивной и специфической терригенной и вулканогенной седиментации в рифейское время.

Породы урстатинской свиты в общем и целом близки к породам кокджотской и большекарройской свит. По Л. И. Боровикову, целеустремленно изучающему данный вопрос (устное сообщение), есть основания подозревать сходство пород кокджотской и бешарыкской свит верхнего ордовика (иными словами, кокджот — метаморфизованный в зоне ГКР бешарык). Весь этот песчано-сланцевый комплекс может рассматриваться в качестве турбидитных накопленнй (мутьевых потоков) в островодужных условиях предорогенного этапа развития рифейской геосинклинали.

Кроме того, как отмечалось, нуждается в дополнительном изучении кайнарская свита: что это — продукт инициального или субсеквентного магматизма? Поэтому мы не склонны сейчас формулировать определенную тектоническую позицию свит рифея, памятуя бесплодность этого занятия ввиду нерешенности ряда отправных вопросов геологии древних толщ Каратау. Вместе с тем, объективности ради, в дополнение к изложенной концепции можно высказать несколько столь же гипотетических рабочих точек зрения, а именно:

1) в В. Каратау в рифее имелась миктогеосинклинали с субсеквентным вулканическим и плутоническим магматизмом (разрез снизу вверх: урстата, бакырлы, кайнар, интрузии орогенных гранитов), тогда как в М. Каратау формировалась терригенная миогеосинклинали (кокджот, большекаррой);

2) на территории обеих Каратау в рифее существовала единая миктогеосинклинали (разрез снизу вверх: урстата, бакырлы, кайнар, граниты) либо эвгеосинклинали (с разрезом снизу вверх: кайнар, урстата, бакырлы), при этом породы кокджотской и большекарройской свит представляют собой метаморфизованные блоки бешарыкской свиты верхнего ордовика;

3) на площади обеих Каратау в рифее имелась единая эвгеосинклинали зона (разрез снизу вверх: кайнар, бакырлы, урстата, кокджот, большекаррой).

Данным перечнем мы хотели показать, насколько неопределенной и проблематичной остается тектоническая позиция толщ, условно относимых в Каратау к рифею.

Венд — палеозой

Образования венда — палеозоя в целом охарактеризованы окаменелыми остатками фауны либо данными абсолютной геохронологии (граниты). Поэтому тектоническая история расшифровывается достаточно определенно и уверенно. Важно напомнить, что для В. и М. Каратау она совершенно различна, что составляет одну из наиболее примечательных особенностей этого района (рис. 3).

Кроме того, следует сразу же отметить два обстоятельства. Во-первых, венд в обеих Каратау выделен из бывшего кембрия. Во-вторых, отложения венда структурно и отчасти даже фациально очень тесно сопряжены с кембрием и ордовиком и составляют с ними единый структурный этаж, формированию которого предшествовали и затем венчали крупные перестройки складчатой структуры Каратау на рубеже рифея и венда, а также в течение силура и первой половины девона. Поэтому мы сознательно помещаем его описание под общей рубрикой «венд — палеозой».

СЗ КАРАТАУ

М. КАРАТАУ

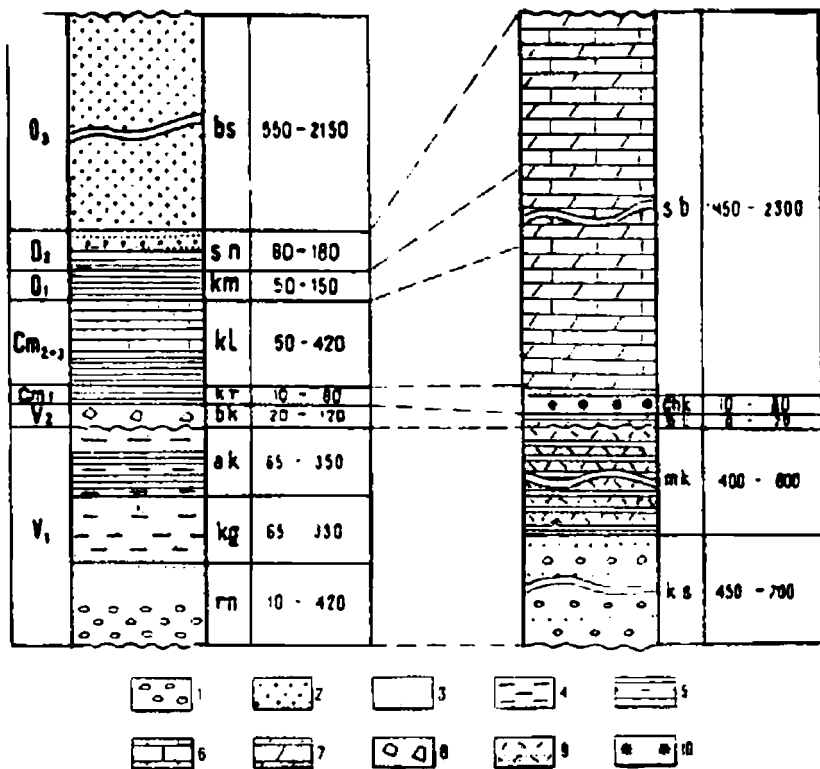


Рис. 2. Схематизированные стратиграфические разрезы венда — раннего палеозоя СЗ и М. Каратау. 1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — алевролиты; 4 — глинистые сланцы; 5 — кремнистые сланцы, переслаивающиеся с глинистыми, известково-глинистыми и алевролитистыми разностями; 6 — известняки; 7 — доломиты; 8 — тилитоподобные конгломераты; 9 — туффиты; 10 — фосфоритонесный горизонт. Перечень свит сверху вниз: СЗ Каратау — бешарыкская, суындыкская, камалская, кулантауская, курумсакская, байконурская, аксумбинская, карагурская, ранская; М. Каратау — шабактинская, чулактауская, беркутинская, малокаройская, коксуйская.

Венд — первая половина девона Б. Каратау

К венду в Б. Каратау в последнее время отнесены считавшиеся ранее кембрийскими (снизу вверх) ранская, карагурская, аксумбинская и байконурская свиты, при этом первые три свиты — к нижнему, а последняя — в верхнему.

Ранская свита залегает с резким угловым несогласием на породах рифея и в своей нижней части состоит из конгломератов, переходящих кверху в песчаники. В контакте тех и других нередко фиксируется пласт слюдистого доломита. Выходы свиты установлены в ядре Уштаской и Талдыкской антиклиналей, а также на крыльях Бакырлы-Кумыстинской антиклинальной структуры, примыкающей под очень острым углом в ГКР. Песчаники чаще всего темно-серые, тонкослоистые, от крупно- до мелкозернистых, полимиктовые, переслаиваются с алевролитами. На плоскостях напластования последних отчетливо наблюдаются полигональные системы трещин усыхания. Весьма примечательно, что состав конгломератов в целом зависит от состава подстилающих пород, т. е. связан с местными источниками сноса. Так,

конгломераты, перекрывающие с размывом граниты древнего Кумыстинского плутона, состоят из гальки подстилающих гранитов; конгломераты, залегающие на бақырлинской свите, — из известняков и доломитов, а для конгломератов зоны ГКР (там, где рифей представлен кайнаром) типичен вулканомиктовый состав. Интересно, что в ядре Уштаской антиклинали конгломераты имеют песчано-сланцевый состав, легко деформируются и приобретают вид блестящих сланцев с расплюсченной галькой. Возможно, здесь размывалась урстатинская свита.

Характерно, что обломочный материал ранских конгломератов плохо отсортирован как по латерали, так и по вертикали (размер обломков варьирует от 1—2 до 10—20 см). Мощность свиты резко колеблется от первого десятка метров, где свита практически исчезает, до 150 и даже 420 м, что следует связывать преимущественно с особенностями тектонических условий седиментации.

Судя по всему, ранская свита сформировалась в условиях островного рельефа, и именно на фоне его исчезновения в своей верхней части, т. е. затухания дифференцированных блоковых движений, сопряженных с завершением байкальского (рифейского) тектонического этапа развития Каратау и сменой субазральных условий субаквальными. С этим, в частности, связана вариация ее мощности. Отложению ранской свиты предшествовали орогенез и глубокий размыв древних структур (вскрытие гранитов Кумыстинского массива, соседствующие выходы кайнара и бақырлы), длительность которого неизвестна. Во всяком случае, есть основания считать ранские конгломераты базальными, открывающими новый крупный этап эволюции структуры Б. Каратау.

Карагурская свита согласно напластована на ранской и состоит из глинисто-алевролитовых сланцев, алевролитов и мелкозернистых алевролитистых песчаников, иногда с прослоями доломитов либо известняков. Выходы карагурской свиты развиты шире, чем у ранской; при этом мощность ее, как и состав, гораздо выдержаннее (65—330 м). Наиболее типичны глинисто-алевролитовые породы, окрашенные в контрастные темно-серые (углисто-глинистые) или фиолетовые (от присутствия гематита) тона и обладающие очень тонкой ленточной (до 1—20 мм) слоистостью. Вместе с тем состав и характер свиты заметно изменяются по латерали. В направлении к северо-западу (между профилями III и IV, см. рис. 14) увеличивается роль алевролитов и песчаников, а в ядре Акжарской антиклинали карагур представлен подверженными ощутимому динамотермальному метаморфизму однообразными фиолетовыми слюдистыми песчаниками (с эпигенетическим скаполитом в цементе) и прослоями песчаных известняков (мраморизованных, альбитизированных). Породам Акжарской антиклинали свойствен послыйный кливаж, местами переходящий в кристаллизационную сланцеватость. Показательно, что мощность карагура на указанной площади резко снижается до 70—65 м (профили II—II, III—III), что, по всей вероятности, связано как с палеогеографическими условиями, так и с тектоническим выжиманием пород в процессе динамотермального метаморфизма*.

Аксумбинская свита в целом — это ритмичное чередование тонкослоистых (1—2 см) известняков и филлитизированных темных извест-

* Как увидим в дальнейшем, для пород венда — раннего палеозоя СЗ Каратау чрезвычайно характерен секущий слон кливаж осевой плоскости на фоне сжатой складчатости и слабого метаморфизма. Поэтому Акжарская антиклиналь выделяется как своеобразная термоскладка, сопряженная с вертикальным подъемом нагретых масс.

ково-глинисто-алевролитовых сланцев. Для пород характерна примесь пигментирующего углистого материала. Кверху роль известняков убывает в пользу алевролитовых сланцев и песчанников. Эта свита развита шире, чем карагурская. Мощность ее обычно 200—350 м, за исключением района Акжарской антиклинали, где она снижается до 65 м, что сопровождается изменением состава свиты: здесь свита представлена розовато-зеленоватыми кварц-полевошпатовыми песчаниками с карбонатным цементом (породы метаморфизованы и содержат обильный эпигенетический турмалин). Важно отметить, что аксумбинская свита повсюду имеет плавные взаимопереходы с карагурской. Исключение составляет опять-таки район Акжарской антиклинали, где в контакте аксумбинской и карагурской свит наблюдается скрытое несогласие (Н. М. Салов).

Таким образом, после отложения ранской свиты глубинность и скорость прогибания дна бассейна осадконакопления, по-видимому, если и возрастали, то очень незначительно. Продолжал стабилизироваться относительно спокойный тектонический режим миогеосинклинального типа. Сокращение мощности осадков и поглубение терригенного материала ощутимы лишь в северо-западной части одноименного Каратау, что свидетельствует о более интенсивном прогибании на юго-востоке.

Из частных элементов первичной тектоники отчетливо улавливается заложение Акжарской антиклинали.

Байконурская свита представлена чрезвычайно своеобразными породами, получившими название «тиллитоподобных конгломератов». Это серые с различными оттенками неслоистые породы, состоящие из грубообломочной фракции (не более 25%) размером обычно 0,1—0,2, реже до 1—2 и даже 10—15 м в поперечнике и песчанистого либо глинисто-алевролитового цементирующего материала, превращенного в серицитсодержащий сланец. Обломочная часть представлена песчаниками, гранитами, доломитизированными известняками и другими породами, лишь отчасти входящими в состав подстилающих толщ. Характерна почти полная неотсортированность обломочного материала: наряду с окатанными обломками встречаются остроугольные, вместе с мелкими — крупные, до гигантских. Никакой закономерности в распределении обломочной фракции в разрезе не устанавливается. Наряду с этим состав конгломератов (форма обломков, их удельный объем, состав и т. п.) очень быстро изменяется от места к месту по латерали. Мощность байконурской свиты 20—120 м.

Существует несколько точек зрения на происхождение тиллитоподобных конгломератов (Анкинович, 1961). Вместе с тем данная проблема, как известно, выходит далеко за пределы Каратау и должна решаться на более широкой основе. Помимо уже сказанного, обращают на себя внимание еще два наблюдавшихся нами факта: а) утлогообразная форма глыб, несколько видоизмененная динамометаморфизмом, и б) наличие в составе глыб невероятно длинных ($1,5 \times 10$ м) пластин — обломков пластов доломитизированного известняка.

Все это позволяет нам присоединиться к точке зрения, развиваемой Б. М. Келлером (1968), о Великом вендском оледенении и изначально тиллитовой (моренно-суглинистой) природе байконурской свиты, состав и строение которой были несколько видоизменены последующей деятельностью морских волн (спарагмитовая формация).

В основании байконурской свиты имеется очень слабое несогласие, выявляющееся только при детальном последовательном сопоставлении разрезов выдержанной по составу аксумбинской свиты (местное выпадение ее верхов). Во всяком случае, предбайконурская фаза

складчатости, завершившая вендский этап, была не очень интенсивной, поскольку байконурская свита ложится в единые складчатые структуры совместно с покрывающими ее свитами кембрия — ордовика и подстилающими свитами венда, никогда не обнаруживая явных несогласий в залегании. В дополнение к изложенному можно лишь отметить все еще недостаточную площадную изученность байконура, в связи с чем он объединен нами на приводимой карте (рис. 1) с курумсакской и кулантауской свитами кембрия.

К кембрию отнесены курумсакская (нижний) и покрывающая ее кулантауская (средний — верхний) свиты. В своем площадном развитии в целом они повторяют очертания тех же структур, что и подстилающие породы.

Курумсакская свита состоит из тонкослоистых темных кремнистых и углисто-кремнистых сланцев в нижней части, переходящих кверху в знаменитый ванадиеносный горизонт Б. Каратау — тонкое чередование кремнистых, углисто-кремнистых, углисто-глинистых вплоть до глинистых, известково-глинистых и, наконец, кремнисто-глинисто-антраксолитовых сланцев (рис. 4). В кремнистых сланцах сплошь и рядом встречаются скелетные остатки радиолярий. В строе-



Рис. 4. Тонкослоистый кремнистый сланец курумсакской свиты с радиоляриями.

нии ванадиеносного горизонта констатированы элементы тонкой ритмичности (Анкинович, 1961).

Мощность свиты варьирует от 10 до 60 м. Не исключено наличие слабого несогласия в подошве (Н. М. Салов). Однако если это и так, то оно не нарушает общей конформности складчатой структуры и лишь раз подчеркивает несколько загадочную тектоническую природу байконура.

Кулантауская свита представлена двумя пачками: нижней — сланцевой и верхней — известняковой общей мощностью 100—420 м. Правда, в Акжарской антиклинали мощность свиты сокращается до 50 м. Причины этого явления уже отмечались выше. Сланцевая пачка согласно покрывает курумсак и состоит, по существу, из тех же преимущественно темных кремнистых, углисто-кремнистых, кремнисто-глинистых, углисто-глинистых и глинистых сланцев, то более, то менее тонкослоистых. Характерная черта кремнистых сланцев, как и в предыдущем случае, — присутствие остатков радиолярий. Верхняя пачка сложена однообразными тонкослоистыми до ленточных (1—2 мм) и весьма мелкозернистыми известняками темно-серого цвета с прослойками глинистых, кремнисто-глинистых сланцев и примесью углистого вещества (рис. 5). В известняках встречаются остатки трилобитов, на основании которых датирован кембрийский возраст обеих подцвет.

Таким образом, состав кулантауской и особенно курумсакской свит в значительной степени кремнистый, с радиоляриями (характерно почти полное отсутствие терригенного материала).

Ордовик хорошо документирован фаунистически и представлен всеми своими отделами, отвечающими трем свитам: камальской (нижний ордовик), суындыкской (средний), бешарыкской (верхний). В отличие от пород венда и кембрия отложения ордовика в целом занимают отрицательные элементы складчатой структуры.



Рис. 5. Микрослоистый известняк кулантауской свиты.

Камальская свита состоит из двух пачек. Нижняя сложена зелеными, красноцветными алевролитовыми и глинистыми сланцами типа кровельных варьирующего состава. Наблюдается постепенный взаимопереход с кулантауской свитой. Сланцы верхней пачки отличаются существенно кремнистым составом (лидиты), повышенной железистостью, иногда присутствием углистого вещества. Местами они имеют облик джеспилитов (антиклинали Коскуль, Акжар) и содержат до 36% окиси железа и до 40% марганца. Мощность свиты 50—150 м.

Суындыкская свита напластована согласно и сходна с нижней пачкой камальской свиты, хотя и отличается более темным цветом сланцев. Местами сланцы обогащены гематитом. В верхней части свиты по направлению к кровле возрастает роль алевролитов, а в самом верху появляются полимиктовые песчаники. При этом суындыкская свита постепенно сменяется бешарыкской. Мощность свиты от 60—80 на северо-западе до 150—180 м на юго-востоке.

Никаких базальных конгломератов в основании бешарыкской свиты не наблюдается, что приходится особо акцентировать, так как в литературу, к сожалению, проникло ошибочное указание об этом (Беспалов, 1971). Поводом для такого заключения, по-видимому, послужила фраза знатока СЗ Каратау Н. М. Салова о том, что граница между средним и верхним ордовиком проводится им (по ручью Жидели) на уровне горизонта «грубозернистых песчаников с прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов». Недоразумение заключается в том, что весь остальной бешарык (в том же разрезе) распадается на подобные, совершенно однообразные «горизонты», различие которых улавливает только опытный глаз (термин «грубозернистый» оттеняет именно тонкую, чисто местную особенность пачки).

Бешарыкская свита слагает огромные пространства СЗ Каратау и состоит преимущественно из зеленоватых полимиктовых песчаников

с прослоями алевролитовых сланцев. Мощность ее на северо-западе составляет 550 м, а к юго-востоку резко повышается и достигает 2150 м. В составе свиты нередко прослой пуддинговых (межформационных) конгломератов, переходящих в брекчи; конгломератов с хорошо окатанной кварцевой галькой; гравелитов и грубозернистых песчаников; темных кремнистых сланцев (лидитов) с остатками радиоларий; известняков либо доломитов (рис. 6). Породы в целом имеют флишеидный облик и характеризуются ритмичным переслаиванием

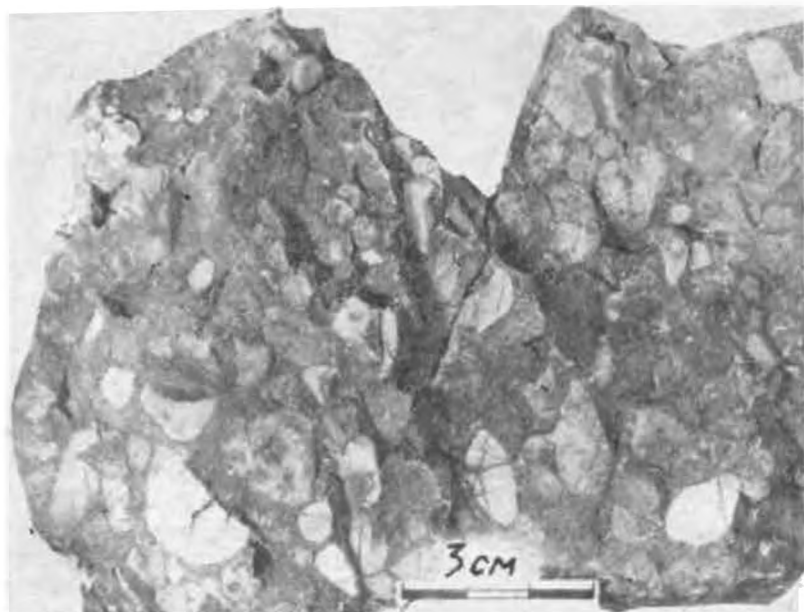


Рис. 6. Конгломерат с кварцевой галькой. Бешарыкская свита.

песчаников и алевролитов. Однако местами выделяются мощные, в сотни метров, пачки то песчаников, то алевролитов. Особенно осложняется внутреннее строение свиты на юго-востоке в связи с увеличением ее мощности. Здесь резко возрастает роль алевролитовых сланцев, практически исчезают конгломераты.

В противовес этому, на крайнем северо-западе особенно большое значение приобретают конгломераты (Анкинович, 1961). При этом пристрастный исследователь в принципе может усмотреть переход бешарыкской свиты к северо-западу в нижнюю морскую молассу, тогда как к юго-востоку — в аспидные сланцы.

Таким образом, строго говоря, только посередине СЗ Каратау отчетливо проявляется флишеподобный характер бешарыкской свиты. Вместе с тем градационная слоистость не наблюдается, тогда как сплошь и рядом фиксируются гиероглифы на плоскостях напластования (рис. 7, 8), складки оплывания и другие явления, столь типичные для флишеидных толщ (Н. Б. Вассоевич).

Следовательно, бешарыкская свита, с известными оговорками, может рассматриваться в качестве флишеидной, возникшей в островодужных предорогенных условиях, но никак не нижней морской молассой, какой она изображена на «Карте геологических формаций Восточного Казахстана» (под ред. Л. И. Боровикова, 1968). Это недоразумение, по всей вероятности, связано с ошибочной трактовкой тектонических отношений между бешарыкской и суындыкской свитами.



Рис. 7. Причудливые иероглифы на поверхностях напластования песчаников и алевролитов бешарыкской свиты, переходящие в фукоиды.



Рис. 8. Подводно-оползневые слоистые текстуры (складки и фрагменты слоев) среди песчаников и алевролитов (черное) бешарыкской свиты.

Областью сноса явилась кордильера, расположенная к юго-западу от СЗ Каратау, поскольку есть основания считать, что последний был отгорожен с северо-востока полосой ордовикских известняков и доломитов (Никитин, 1973). По мнению М. К. Аполлонова (устное сообщение), бедность фауны, встречающейся в виде остатков граптолитов, и (добавим от себя) наличие прослоев кремнистых сланцев с остатками радиолярий указывают на значительную глубину верхнеордовикского морского бассейна.

Что же касается существенно кремнистых осадков камальской и нижней части суиндыкской свит, то на основании как фаций, так и фауны их относят к лептогеосинклинальным образованиям (Трюмпи, 1965). Иными словами, это аналог отдаленно кремнистой формации с глубоководным седиментогенезом и некомпенсированным прогибанием в нижнем и отчасти среднем ордовике (Никитин, 1973). В качестве доводов в пользу глубоководности И. Ф. Никитин приводит тонкостенность раковин гастропод и брахиопод, наличие радиолярий и граптолитов, глинисто-кремнистый характер пород и пр. Близкие фации, как уже отмечалось, развиты и в кембрии.

Отложения силура, нижнего и среднего девона вплоть до живета в Каратау не известны.

Судя по всему, каледонский геосинклинальный этап проявился в формировании достаточно узкого желоба на месте Б. Каратау. С северо-востока этот желоб был ограничен флексурой ГКР, отделявшей его от подводного геосинклинального плато М. Каратау (см. ниже), а с юго-запада — кордильерой. Начальный геосинклинальный этап охва-

тил венд, кембрий, нижний и часть среднего ордовика, средний предорогенный этап — верхний ордовик и часть среднего. Главная фаза складчатости, сопряженная с общей инверсией тектонических движений, произошла, судя по общим данным, в самом конце верхнего ордовика. Орогенный этап охватил весь силур и первую половину девона (до живета). В конечном итоге на месте геосинклинального желоба возник односторонний полуобращенный антиклинорий СЗ Каратау с наиболее приподнятой северо-восточной (осевой) частью.

По мнению Г. И. Макарычева (1961, 1963), внутренняя структура антиклинория СЗ Каратау в виде трех зон (с юго-запада на северо-восток) — синклинального прогиба, зоны внутренних поднятий и приразломного прогиба — формировалась на протяжении венда и нижнего палеозоя. Наши детальные наблюдения не очень согласуются с этой точкой зрения. Кроме того, породы карагурской, аксумбинской, курум-сакской, кулантауской, камальской и отчасти суындыкской свит, исключая глинисто-алевритовую составляющую, практически лишены обломочного терригенного материала.

С каледонским диастрофизмом связано внедрение единичных жильных тел сиенитовых порфиритов и пород, превращенных в листвениты (Уштасская антиклиналь и др.).

Венд — первая половина девона М. Каратау

Венд М. Каратау представлен двумя свитами — коксуйской и малокаройской. Обе свиты отнесены к нижнему венду. За верхний венд условно принимается горизонт «нижних доломитов» (беркутинская свита) мощностью не более 20 м, с заметным угловым несогласием лежащий на малокаройскую свиту. Последняя согласно залегает на коксуйской. Считается, что коксуйская свита с угловым несогласием ложится на большекаройскую, однако этот вопрос требует дополнительных исследований.

Коксуйская свита сложена переслаивающимися полимиктовыми и аркозовыми песчаниками с конгломератами и гравелитами (с кварцевой, яшмовой и гранитной галькой), алевролитами и аргиллитами с горизонтами известняков. Мощность свиты 450—700 м.

Малокаройская свита состоит из чередования туффитовых песчаников и алевролитов, туфов, кремнистых сланцев и известняков. Мощность свиты 400—800 м.

Дислоцированность названных пород обеих свит гораздо ниже, чем подстилающих рифейских. Поэтому для них характерно отсутствие следов динамометаморфизма и кливажа (даже в породах глинистого состава), как, впрочем, и всех сопровождающих его структур течения. Более того, весь облик терригенных пород указывает на невысокую степень их литификации.

Кембрий и ордовик (нижний и средний) представлены *шабактинской свитой* однообразных слоистых известняков и доломитов с многочисленной фауной.

Как показали наши детальные структурные исследования, проведенные совместно с М. К. Аполлоновым по ручьям Шабакты и Кыршабакты и в других частях М. Каратау, мощность шабактинской свиты составляет 1450—2300 м, а ранее она сильно завышалась (до 3000—3500 м). По Г. Х. Ергалиеву (1971), мощность одних кембрийских слоев шабактинской свиты около 500—700 м, что соответствует нашим данным. В самом основании шабактинской свиты залегает знаменитый фосфоритоносный горизонт Каратау (чулактауская свита, нижний кембрий) мощностью 10—80 м. Шабактинская свита согласно

напластована на чулактаускую, а последняя — на «нижние доломиты» (беркутинскую свиту).

Верхний ордовик в М. Каратау отсутствует. Как и в Б. Каратау, отсутствуют силур и нижняя половина девона.

На основании изложенного можно думать, что М. Каратау в венде, кембрии, нижнем и среднем ордовике представлял собой устойчивое подводное миогеосинклиналиное поднятие типа Гаврова (Обуэн, 1967). Распространенные в его пределах (Большекарройский и Малокарройский блоки) водорослевые грубослоистые известняки и доломиты шабактинской свиты, по М. К. Аполлонову, отражают мелководные условия. Такие породы к северо-востоку (Аксайский блок) сменяются тонкослоистыми разностями, указывающими на относительно глубоководные условия седиментогенеза. Следовательно, Малокаратауское поднятие уже на территории самого М. Каратау ограничивалось с северо-востока более глубоководным прогибом *. Геосинклиналиное развитие М. Каратау завершилось возникновением глыбовой складчатости в верхнем ордовике, приведшей к образованию одностороннего полуобращенного антиклинория М. Каратау с наиболее приподнятой юго-западной (осевой) частью. В этом отношении антиклинории СЗ и М. Каратау обнаруживают черты сходства, хотя они и резко отличны как по фациям, так и по характеру и времени завершения геосинклиналиного режима.

Складчатость сопровождалась внедрением крупных гранитных плутонов, на которых с размывом покоятся самые нижние горизонты нижнего карбона. Однако, исключая некоторые узкие приразломные зоны, почти никаких признаков динамометаморфизма, как, впрочем, и регионального метаморфизма, в породах венда и раннего палеозоя не наблюдается.

Таким образом, несмотря на резкое различие разрезов венда и кембро-ордовика Б. и М. Каратау, нельзя не констатировать, что тектонические режимы венда в обоих случаях весьма родственны таковым кембро-ордовика и как бы предваряют те главные события, которые послужили основой тектонической индивидуализации Б. и М. Каратау.

В верхнем ордовике, силуре и первой половине девона господствовал орогенный режим. Важно отметить следующую особенность общего развития Каратау. В течение венда в Б. Каратау суммарная мощность осадков составила 160—1220 м, в М. Каратау — 850—1520 м, а в кембрии — нижнем и среднем ордовике — 170—810 и 1460—2380 м соответственно. Если подходить формально, то величины их сопоставимы. Однако седиментогенез в Б. Каратау, в отличие от Малого, в этот отрезок времени протекал, вероятнее всего, при достаточно глубоководных условиях некомпенсированного прогибания. Особенно отчетливо такая картина вырисовывается для кембрия — нижнего и среднего ордовика. В М. Каратау она распространилась, возможно, и на верхний ордовик: мощность флишеидных осадков 550—2150 м. Поэтому приведенные мощности пород для Б. Каратау, в отличие от Малого, не отражают действительного размаха геосинклиналиного прогибания как в кембро-ордовике, так, по-видимому, и в венде.

* По М. К. Аполлонову, мелководность доломитов юго-западной части М. Каратау доказывается наличием водорослей, гастропод, наутилоидей и редких трилобитов. Данное сообщество существовало на глубинах, прогретых солнцем, т. е. практически это было крайнее мелководье. Мелководность трилобитов в других местах подтверждается приуроченностью их к комплексу мелководных пород. Известняки там заключены в конгломератах, гравелитах, песчанниках.

Относительная глубоководность (открытое море) известняков Аксайского блока доказывается их малой мощностью, тонкой слоистостью, отсутствием терригенного материала, наличием «глубоководных» трилобитов с очень тонким панцирем, беззамковых брахиопод, конодонтов.

Таким образом, как следует из описания, перечисленные свиты, отвечающие каледонскому циклу развития В. и М. Каратау, вслед за Н. М. Саловым, С. Г. Анкиновичем (1961), Л. И. Боровиковым (1968), А. Л. Книппером (1963), В. В. Галицким (1967), Г. И. Макарычевым (1961), И. Ф. Никитиным (1973), М. К. Аполлоновым (1972), Р. А. Максумовой (1970) и др. по фаціальным условиям формирования можно квалифицировать как определенные формации следующим образом*.

Особенности состава и характер чередования пород ранской, карагуреккой и аксумбинской свит (тонкозернистые глинистые породы, полимиктовые песчаники и ленточно-слоистые известняки, их тонкоритмичное переслаивание и пр.) позволяют отнести эти отложения к аспидной формации, соответствующей стадии начального погружения геосинклинали. Мощность этой формации варьирует от 215 до 1100 м.

Грубозернистость терригенного материала, красноцветность, хорошая сортировка и окатанность, широко распространенная косая слоистость пород коксуйской свиты, присутствие мономиктовых кварцевых песчаников среди пестроокрашенных тонкослоистых туфогенных, кремнистых и глинистых пород малокаройской свиты свидетельствуют о довольно мелководном стабильном режиме осадконакопления, приближающемся к платформенному. Учитывая все это, отложения коксуйской и малокаройской свит М. Каратау вслед за Р. А. Максумовой (1970) можно отнести к молассоидной формации. Мощность данной формации близка к мощности синхронной аспидной формации В. Каратау и меняется от 850 до 1500 м.

Вслед за А. Л. Книппером (1963) конгломераты байконурской свиты мы выделяем в самостоятельную формацию тиллитоподобных конгломератов. Мощность формации непостоянна — от 20 до 120 м. Синхронные доломиты беркутинской свиты, мощность которых не превышает 20 м, условно рассматриваются как доломитовая формация.

Тонкослоистые кремнистые, глинисто-кремнистые и углисто-кремнистые породы, местами содержащие в изобилии радиоларии и обогащенные в нижней части ванадием (курумсацкая свита и низы кулантауской свиты), в В. Каратау отнесены к кремнисто-ванадиеносной формации. Мощность ее колеблется от 30 до 180 м.

Кремнистые, кремнисто-фосфоритовые и чисто фосфоритовые породы чулактауской свиты М. Каратау можно рассматривать как кремнисто-фосфоритоносную формацию. Мощность ее варьирует от 10 до 80 м. Формация эта более мелководная, чем синхронная с ней кремнисто-ванадиеносная формация В. Каратау.

Известняки и доломиты шабактинской свиты, отвечающие известняково-доломитовой формации, сформировались на разных глубинах. В пределах геосинклинального поднятия М. Каратау (в Большекаройском и Малокаройском блоках) развиты наиболее мелководные водорослевые известняки и доломиты, а в Аксайском блоке распространены их глубоководные тоикослоистые разновидности, т. е. в этом блоке уже фиксируется плавный переход от внутреннего поднятия к собственно прогибу М. Каратау. Мощность формации изменяется от 1450 до 2300 м.

Известняки и доломиты верхов кулантауской свиты, соответствующие известняково-доломитовой формации В. Каратау, по типу переслаивания и набору фауны аналогичны сравнительно глубоководным отложениям Аксайского блока М. Каратау. Это свидетельствует о том,

* За основу приняты известные работы Б. М. Келлера (1949), Н. Б. Вассоевича (1951), Л. Б. Рухина (1953), Н. С. Шатского (1955), В. В. Белоусова (1954), В. Е. Хайна (1973) и мн. др.

что ГКР, до сих пор разделявший Б. и М. Каратау, во второй половине среднего и в верхнем кембрии перестает существовать как фациальный барьер, что связано, очевидно, с некоторым подъемом Б. Каратау. Максимальная мощность известняково-доломитовой формации в Б. Каратау колеблется от 30 до 300 м.

Наиболее глубоководные отложения Каратау — тонкополосчатые глинисто-кремнистые породы камальской, а также нижней половины суындькской свит вслед за И. Ф. Никитиным (1973) отнесены к отдаленно кремнистой формации. Мощность ее варьирует от 80 до 240 м.

Характерный состав и текстурные особенности пород суындькской и бешарыкской свит (песчаники, алевролиты, гравелиты, линзы межформационных конгломератов, находящиеся в ритмичном переслаивании, а также следы волиновой ряби, гиероглифы, фукоиды, подводно-оползневые дислокации) в совокупности позволяют рассматривать эти отложения в качестве флишовой формации. Мощность ее меняется от 580 до 2240 м. Флишоподобная формация Б. Каратау знаменует предорогую стадию геосинклинального развития.

Таким образом, в течение каледонского цикла в Б. и М. Каратау господствовал миогеосинклинальный режим. Однако в пределах Каратауской миогеосинклинали выделялись две разделенные узким, геоморфологически возвышающимся Кокджотским горстом области с самостоятельным ходом развития и различной подвижностью земной коры — собственно миогеосинклиналь В. Каратау и внутренняя подводная миогеоантиклиналь М. Каратау. Прогиб Б. Каратау на протяжении венда и нижнего палеозоя был наиболее мобильной областью, где происходили значительные колебательные движения с резкой амплитудой погружения и воздымания. В то же время антиклинальное поднятие М. Каратау формировалось более стабильно, в условиях спокойного погружения. Особенности тектонических режимов и обусловили различия в составе накапливающихся формаций. При этом В. Каратау отличается более глубоководными формациями геосинклинального типа, и формационный ряд здесь гораздо полнее и разнообразнее: аспидная, тиллитоподобных конгломератов, кремнисто-ванадиеносная, известняково-доломитовая, отдаленно кремнистая и флишоподобная. Комплекс формаций геоантиклинали М. Каратау близок к платформенному типу: молассоидная, доломитовая, кремнисто-фосфоритносная и известняково-доломитовая.

Вторая половина девона — пермь

Вторая половина девона представлена тюлькубашской свитой, которая отвечает живетскому ярусу среднего девона и франскому ярусу верхнего девона, и, кроме того, — фаменским ярусом*.

Тюлькубашская свита залегает с резким несогласием на подстилающих породах вплоть до бессазских. Образованию ее предшествовала коренная перестройка складчатой структуры. В свою очередь, вышележащие породы фамена и карбона собраны в складки, общие с тюлькубашем. Описываемая свита широко развита в Б. Каратау (Центральном и Северо-Западном) и практически отсутствует в Малом. Она состоит из конгломератов, гравелитов и песчаников в нижней части, переходящих в алевролиты и аргиллиты в верхней, общей мощностью до нескольких тысяч метров (В. В. Галицкий). Породы имеют ярко вы-

* В ЮВ и отчасти Ц. Каратау В. В. Эз и Н. Н. Севрюгин выделяют, кроме того, каштагайскую свиту кислых эффузивов и песчаников условно нижнего — среднего девона. Этот вопрос, однако, нуждается в особом обсуждении.

раженный красноцветный облик. Конгломераты и гравелиты содержат окатанную гальку всех подстилающих пород раннего палеозоя, венда и рифея. Бросается в глаза обилие гальки жильного кварца и гранитов. Песчаники крайне разнообразны: кварц-полевошпатовые до аркозовых, кварцевые, полимиктовые и граувакковые. Очень широко распространена косая слоистость, варьирующая по ориентировке в пределах даже частных обнажений. Для алевритов и аргиллитов типичны красный цвет до шоколадного и трещины усыхания на плоскостях напластования. По своему облику породы тюлькубаша отвечают аридно-континентальным условиям седиментации. В целом это отложения озерно-дельтового, аллювиально-пролювиального и лишь отчасти прибрежно-морского характера. Формирование тюлькубаша соответствует окончательному нивелированию и пенепленизации гор, созданных каледонским тектогенезом, а также началу герцинского прогибания. В этом отношении тектоническая роль тюлькубаша (по отношению к герцинскому циклу) сходна с ролью рана в В. Каратау (по отношению к каледонскому циклу). Областью размыва и сноса послужило не только поднятие М. Каратау, но, вероятнее всего, и каледонский антиклинорий СЗ Каратау, включая осевую зону (Наливкин, 1924; Похвиснева, 1959, 1961).

Фаменский ярус верхнего девона, как и тюлькубаш, развит в Б. Каратау и практически отсутствует в Малом. Там он представлен толщей известняков и доломитов, мощность которых достигает в Ц. Каратау 2100—2500 м (данные Л. Н. Балавинского, Н. Л. Бубличенко, В. В. Галицкого, 1933—1939 гг., и Л. В. Белякова, 1969 г.). Среди фаменской толщи выделяется ряд пачек известняков, различающихся по текстуре и структуре (комковатые, ленточные, плитчатые, брекчиевые) либо по составу (глинистые мергели, горизонты доломитов). По сравнению с нижнекарбовыми (см. ниже) породы фаменского яруса тонкослоистые, что существенно снижает их вязкость в складкообразовательных процессах.

В основании фамена залегает пачка корпешских пестроцветных аргиллитов, своеобразных брекчий и конгломератов, состоящих чаще всего из материала тех же аргиллитов, а также прослоек известняков и доломитов. Мощность пачки 30—75 м. Корпешским аргиллитам и их производным — тектоническим брекчиям, конгломератам — свойственна исключительно высокая пластичность, что в сочетании с пониженной плотностью в сравнении с покрывающими толщами карбона (и фамена) придает им чрезвычайное значение в созидании структуры собственно герцинского этажа В. Каратау*. Во-первых, наличие корпешских брекчий приводит к резкой внутренней дисгармонии складчатости подкорпешской части герцинского этажа по отношению к надкорпешской. Вследствие этого согласный контакт фамена и тюлькубаша повсюду оказывается сорванным. Во-вторых, характерно обилие мощных срывов на уровне корпеша, а также его инъекционных структур (диапировых штоков, жил и др.) и сопровождающих их элементов в форме мелких надвигов и т. п. Все это породило давний миф о шарьяжно-покровной структуре собственно герцинского этажа В. Каратау, вызвавший столько споров (Галицкий, 1967; Бронгулеев, 1967 и др.).

Нижний карбон представлен всеми своими ярусами (турне, визе, намюр), напластованными согласно, и развит как в Малом, так и осо-

* По данным В. А. Алексеева, плотность корпешских брекчий 2,67 (около 200 проб), тогда как покрывающих пород нижнего карбона и фамена 2,7 г/см³ (около 2000 проб).

бенно в Большом Каратау, где породы нижнего карбона занимают огромные пространства. Кроме того, они прослежены бурением под чехлом мезозойских отложений вдоль юго-западного подножия СЗ Каратау. Нижний карбон повсюду сложен слоистыми известняками и доломитами с незначительной примесью глинистого материала. Однако мощность его в Б. Каратау (и особенно градиенты ее) гораздо выше (более 2000 м), чем в Малом (вместе с фаменом до 1000 м). С известной долей условности все это дает основание считать нижний карбон Б. Каратау миогеосинклинальным, тогда как Малого — возникшим в специфических условиях Чуйского срединного массива, которым отвечает субплатформенный тектонический режим. Это соответствует общим палеотектоническим построениям в масштабе Казахстана (Зайцев, 1972).

Башкирским ярусом среднего карбона завершается разрез палеозоя Б. Каратау. Этот ярус, по-видимому, со слабым несогласием ложится на породы нижнего карбона и представлен аридно-континентальными пестроцветными алевролитами, аргиллитами, гипсами и ангидритами мощностью до нескольких сотен метров, хотя форма залегания их скорее диапировая (Ибрагимов и др., 1973), что наводит на мысль о возможной фазе складчатости на рубеже башкирского и московского ярусов среднего карбона. Указанные породы подсечены в последнее время скважинами, расположенными вдоль юго-западного подножия Б. Каратау (район Майдангала и др.), и, кроме того, обнаружены в ЮВ Каратау (Н. Н. С. Чрюгин). Судя по всему, они широко развиты несколько юго-западнее хр. Каратау, что указывает на соответствующую смещенность оси максимальных герцинских прогибаний.

Вдоль северо-восточного подножия М. Каратау на площади, по существу, принадлежащей уже Чуйской впадине, картируются отложения среднего и верхнего карбона и нижней перми, представленные аридно-континентальными красноцветными осадками — песчаниками, алевролитами и аргиллитами с линзами соли общей мощностью в сотни метров. Данные породы входят в состав девон-карбон-пермского весьма слабо дислоцированного, так называемого переходного структурного этажа Чуйской впадины, залегающего, как считают, с резким структурным несогласием на сильно дислоцированных раннепалеозойских и более древних породах:

Таким образом, на площади Б. Каратау герцинский цикл проявился в форме регенерации миогеосинклинального тектонического режима, завершившегося фазой складчатости, по-видимому, на рубеже нижнего и среднего карбона (возможно, также на границе башкирского и московского ярусов). Сходный в принципе морской седиментогенез в это же время имел место в районе М. Каратау (фамен-турнейские известняки и аргиллиты Чуйской впадины). Однако тектонический режим там носил субплатформенный характер (Чуйский массив). В среднем карбоне наступили субплатформенные условия — аридно-континентальные по своему ландшафтному качеству в обоих Каратау, причем в Малом существование их охватило, кроме того, верхний карбон и пермь, тогда как Б. Каратау в то же время вследствие герцинской складчатости испытал поднятие и размыв.

Герцинская складчатость отчасти проявилась и в М. Каратау в форме приразломных смятий, речь о которых будет идти в дальнейшем (А. Т. Тансыкбаев).

Показательно, что с герцинской складчатостью в Б. Каратау, проявленной достаточно энергично, связано внедрение ряда значительных гранитоидных плутонов (возраст около 290 млн. лет, что соответствует

верхнему карбону), расположенных в районе Акжарской антиклинали, Майдантальской синклинали и в зоне ГКР.

Внедрение верхнепалеозойских гранитов сопровождалось общей региональной метаморфизацией складчатых пород, выразившейся в следующих формах:

1) повсеместное развитие в породах СЗ Каратау, особенно в рифейских, вендских и раннепалеозойских, более или менее густой вкрапленности так называемых бурошпатов (сидерита, анкерита) в виде крупных (до 1—2 см) идиоморфных метакристаллов, а также кубиков и ромбододекаэдров пирита (до 2—3, а в сростках до 7—8 см). Герцинский возраст метаморфизма доказывается на основе таких соображений: формирование кливажа в каледонском этапе происходило главным образом в каледонскую тектоническую эпоху; метакристаллы бурошпатов и пирита так же, как отчасти и других метаморфогенных минералов (турмалина, скаполита и пр.), отчетливо наложены на кливаж, поскольку в противном случае он был бы существенно деформирован относительно метакристаллов (дифракционным), а сами метакристаллы оказались бы сплюснутыми (рис. 9);

2) широкое проявление мраморизации и доломитизации известняков, особенно рифея, венда и раннего палеозоя (бакырлинская, аксум-

бинская, кулантауская свиты); в кулантауских известняках, например, наблюдаются ромбодрические зонарные метакристаллы доломита размером до 2 см;

3) массовая филлитизация алевропелитовых пород байкальского и каледонского структурных этажей;

4) магнетитизация исходно богатых гематитом железистых разностей пород камальской свиты, сопровождаемая в некоторых случаях возникновением гранатов (оз. Коскуль);

5) особенно мощное проявление процессов перекристаллизации (мраморизации, филлитизации) и метасоматического минералообразования (доломитизации, бурошпатизации, пирит-

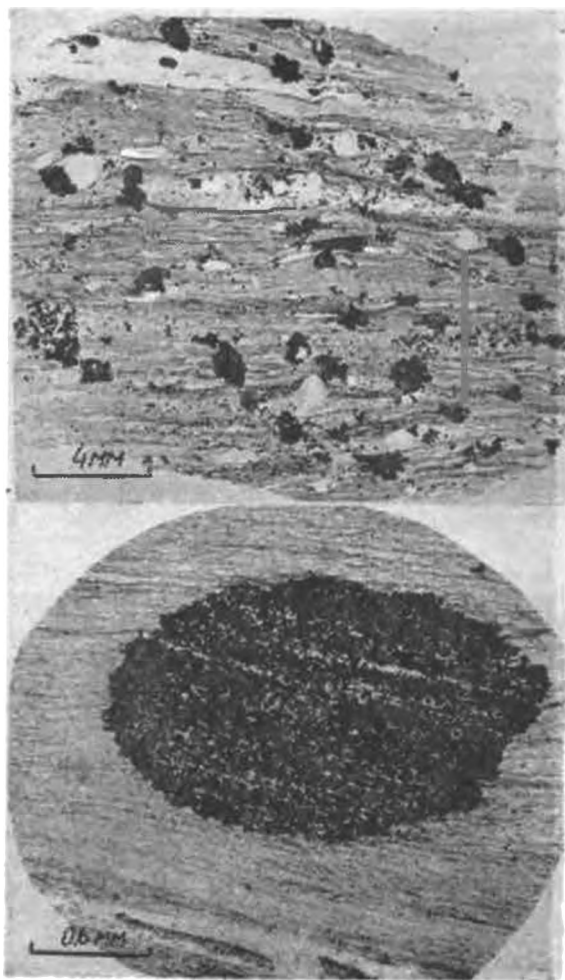


Рис. 9. Наложенные на кливаж метакристаллы бурошпата, возникшие в основном после кливажа. Кливаж вместе с тем испытывает некоторое преломление внутри метакристаллов либо в их окрестностях, что указывает на частичное перекрытие во времени акта образования метакристаллов периодом формирования кливажа. Шлифы. Ник. II.

тизации) в ядрах антиклинальных структур, например Уштаской. Здесь существенно грубообломочно-сланцевая раиская свита претерпела настолько значительный динамотермальный метаморфизм, что породы ее превратились в тончайшие блестящие сланцы с интенсивным послынным кливажем, напоминающим настоящую кристаллизационную сланцеватость. Примечательно, что ядро антиклинали очень пологое. Малые складки также пологие и крайне не упорядочены в разрезе. Если учесть, что для покрывавших ранскую свиту пород чрезвычайно характерен секущий слоистость кливаж осевой плоскости, ассоциирующий со сжатыми формами складок, то станет ясным, что формирование Уштаской антиклинали сопровождалось подъемом вещества, по-видимому, вследствие его разогрева.

Ранипалеозойские породы уже отмечавшейся Акжарской антиклинали, кроме того, отличаются интенсивной скаполитизацией цемента песчаников карагурской свиты и турмалинизацией аксумбинской. Все это вместе с констатируемым пластическим послынным растяжением пород (резкое снижение мощности и особенно отсутствие столь характерных, обычно дополнительных складок) свидетельствует о том, что Акжарская антиклиналь как элемент первичной структуры (песчаниковый состав карагура и аксумбе) сочетала в себе наложенную термоантиклиналь и продолжала формироваться в процессе верхнепалеозойской гранитизации по принципу своеобразного термодиапира (напомним о близости выходов верхнепалеозойских гранитов).

Не меньший интерес в этом смысле представляет Бакырлы-Кумыстинская антиклиналь, в ядре которой на предвендскую поверхность размыта и денудации верхнерифейских гранитов ложатся базальные конгломераты ранской свиты с галькой и цементом подстилающих гранитов. Наши наблюдения показали, что конгломераты ранской свиты в приконтактной зоне мощностью до 20—30 м подверглись гранитизации, интенсивность которой с приближением к гранитам сверху вниз возрастает так, что в 10—15 м от контакта конгломераты практически не отличимы от гранитов. Выше сохраняются лишь слабые реликтовые очертания обломочной структуры, а ниже и они почти исчезают. Сам же контакт гранитизированных конгломератов и гранитов петрографически почти неуловим. Здесь мы сталкиваемся с явными признаками реоморфологической мобилизации рифейских гранитов в верхнепалеозойское время, по-видимому, сопровождаемой явлением термодиапиризма, о чем свидетельствуют крайне пологая форма Бакырлы-Кумыстинской антиклинали (по подошве венда), не характерная для СЗ Каратау, бедность малыми складками, наличие послынного кливажа, местами напоминающего кристаллизационную сланцеватость.

Не исключено, что связанные с контактом бакырлинских карбонатных пород и кумыстинских гранитов гранат-пироксеновые скарны имеют не рифейский (как считается), а верхнепалеозойский возраст.

Напомним о высоком уровне метаморфизации кайнара вдоль локальных трещин ГКР (биотит-гранатовые сланцы и т. п.). Все изложенное говорит о том, что верхнепалеозойский диастрофизм в пределах В. Каратау и внедрение гранитов сопровождалось достаточно интенсивным (для миегеосинклиналей) глубинным тепловым потоком, оказавшим заметное влияние не только на общий петрографический облик пород, но также и на условия складкообразования. (Особенно показателен термодиапировый элемент крупных антиклинальных структур.) Во всех отношениях, характеризующих термодинамическое состояние пород, М. Каратау представляет полную противоположность Большому, породы венда — нижнего палеозоя которого,

исключая узкие приразломные зоны, практически не несут никаких следов метаморфизма и рассланцевания.

На рубеже палеозоя и мезозоя произошла резкая смена общих условий седиментогенеза вследствие того, что альпийские движения проявились крайне своеобразно и резко отлично от палеозойских.

Мезозой

Триас в Каратау и на окружающих его площадях отсутствует.

Юра развита только в Ц. Каратау, где отложения ее выполняют Леонтьевский грабен. В основном это сероцветные песчаники, реже конгломераты и алевролитовые сланцы — осадки Каратауского юрского озера типа Иссык-Куля или Балхаша (Р. Ф. Геккер).

Мел представлен только верхним отделом. Это светлые кварцевые, кварц-полевошпатовые песчаники и гравелиты, нередко пестроцветные с диагональной слоистостью. В основании наблюдаются базальные конгломераты. В пределах хр. Каратау сохранились лишь обрывки таких пород на поверхности предверхнемелового пенеплена (главный водораздел Б. Каратау), тогда как на прилегающих к нему площадях Чуйской и Сырдарьинской впадин мощность верхнего мела достигает 100 м и более. В целом это прибрежно-морские аллювиально-озерные аридно-континентальные отложения.

Таким образом, в течение почти всего мезозоя, а точнее триаса, юры и нижнего мела, Каратау в целом представлял собой сушу, где продолжались восходящие движения. И только в верхнем мелу территория начала испытывать слабое опускание; периодически она заливалась морем, наступавшим с юга. Режим мезозойских движений в целом отвечает платформенному, особенно показательны лейкократовые песчаники. Таким образом, на рубеже палеозоя и мезозоя Каратау вступил в качественно новый этап развития молодой платформы.

Кайнозой

Третичная система в Каратау представлена как палеогеном, так и неогеном.

Палеоген сложен главным образом пестроцветными глинами, часто песчанистыми, реже песками. Мощность пород в сопредельных Чуйской и Сырдарьинской впадинах 70—200 м, за исключением прилегающей непосредственно к хр. Каратау с севера и контактирующей с ним по ГКР Байкадам-Сузакской котловины, где она достигает 1,5 км. На верхний мел породы палеогена ложатся с размывом и несогласием.

Неоген такой же пестроцветный, как и палеоген, но в составе его главную роль играют пески. Неоген ложится на палеоген с размывом и несогласием, отмеченным корой выветривания (до 1—1,5 м). Мощность пород неогена в Чуйской и Сырдарьинской впадинах 50—200 м. Между тем в прилегающей к хр. Каратау по ГКР Байкадам-Сузакской котловине она возрастает до 1 км.

Породы неогена, палеогена и отчасти верхнего мела во многом сходны и представляют, в сущности, единую серию прибрежно-морских, аллювиально-озерных, аридно-континентальных в целом осадков, отражающих слабое платформенное погружение Каратау, который периодически затоплялся морем, трансгрессировавшим с Сырдарьинской впадины, отличающейся от Чуйской мощными морскими разрезами мела, палеогена и неогена. Граница этого устойчивого прогибания проходила несколько юго-западнее Каратау. Резкое увеличение мощ-

ности пород палеогена и неогена наблюдается лишь в Байкадам-Сузакской котловине и Восточно-Чуйской впадине, прилегающей с севера к Киргизскому хребту (продолжение горных цепей Каратау на востоке). Образование таких глубоких котловин, выполненных палеогеном и неогеном, генетически сопряжено с формированием собственно хр. Каратау в его современном виде (Н. М. Чабдаров, В. И. Власов, Т. М. Азизов). Поэтому палеоген-неогеновые отложения прикаратауской зоны целесообразно квалифицировать как альпийскую молассу.

Четвертичная система представлена древнечетвертичными лёссовыми суглинками, конгломератами и современным делювиальным шлейфом и аллювиальными отложениями горных рек. Ландшафтная обстановка в целом свидетельствует о том, что в четвертичное время развитие хр. Каратау продолжалось. Отложения четвертичной системы венчают отмеченную выше альпийскую молассу палеоген-неогенового возраста.

Таким образом, процесс формирования хр. Каратау, в его орографическом смысле, охватывает палеоген, неоген и четвертичное время. Следовательно, платформенный тектонический режим, господствовавший в Каратау на протяжении всего мезозоя, сменился режимом эпиплатформенного орогенеза в палеогене, неогене и четвертичном времени. Это так называемый этап неотектонической активизации. Остатки мезозой-кайнозойского пенеплена сохранились здесь вдоль водораздельной части В. Каратау и наклонены к юго-западу под углом не более $2-4^\circ$, что свойственно вообще орогенным сводовым поднятиям (Боголепов, 1968). Местами они приподняты на высоту до 1500 м над уровнем моря.

Не случайно, что поперечный профиль В. Каратау асимметричен: юго-западный склон с остатками пенеплена очень широкий и пологий (порядка тех же $2-4^\circ$), тогда как прилегающий к ГКР (который смещает породы верхнего мела и кайнозоя вплоть до современных) северо-восточный узкий и крутой (до 30°). Аналогичным по форме, но противоположным по ориентировке поперечным профилем характеризуется М. Каратау, хотя остатки пенеплена на его приподнятых участках пока не установлены.

В сущности, как Большой, так и Малый Каратау, по всей вероятности, представляют собой небольшие односторонние (эскарповидные) своды, обрезанной стороной примыкающие к зоне ГКР с противоположных сторон. Эти горные сооружения находятся в самой начальной стадии денудации. Именно поэтому местами уцелели фрагменты предверхнемелового пенеплена на главном водоразделе В. Каратау.

* * *

Такова в основных чертах палеотектоника хр. Каратау. Из всего сказанного явствует, что Каратау прошел сложный путь геологического развития и в формировании его современной структуры на протяжении неогена отразились байкальский (рифей), каледонский (венд, кембрий, ордовик, силур и первая половина девона), герцинский (вторая половина девона, карбон, пермь) и альпийский (кайнозойская активизация) всемирно-исторические циклы, сопровождавшиеся тремя крупными структурными преобразованиями: очевидно, на рубеже рифея и венда, в верхнем ордовике и где-то на границе перми и триаса (рис. 10). Наиболее скудные данные сохранились по тектонике самого продолжительного (около 1 млрд. лет) байкальского цикла, хотя он и отмечен максимальной тектонической и магматической активностью. Меньшей интенсивностью складкообразования отличается каледонский цикл (длительность около 200 млн. лет) и еще меньшей — гер-

динский, проявившийся очень кратковременно (длительность порядка 60 млн. лет) и не повсеместно. Магматическая активность обоих последних циклов невелика. В дальнейшем мы подробнее рассмотрим вопрос о форме выражения складчатых движений каждого из циклов. Здесь только отметим, что, судя по всему, наиболее глубокий след в современной структуре Каратау оставили герцинские и особенно каледонские

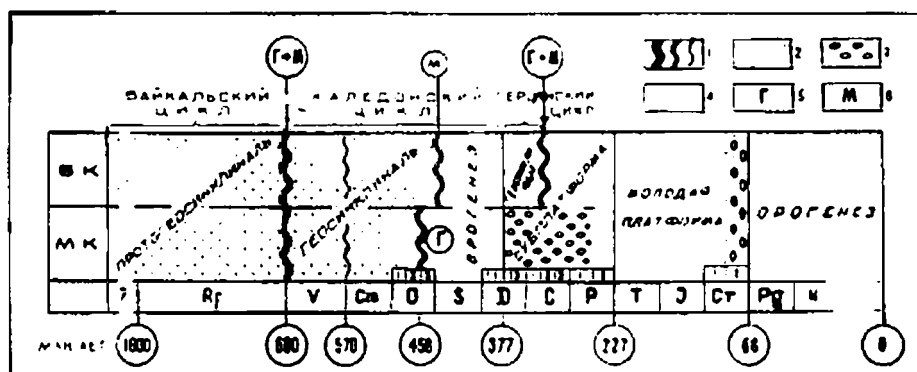


Рис. 10. Схема структурно-тектонической эволюции хр. Каратау. I — фазы диастрофизма убывающей интенсивности (слева направо); 2 — морское осадконакопление; 3 — континентальное осадконакопление (пестроцветы либо гипсы — ангидриты); 4 — снос; 5 — гранитные интрузии; 6 — метаморфизм; БК — Большой Каратау; МК — Малый Каратау.

ские движения. Геосинклиальный режим просуществовал в течение рифея и частично палеозоя и закончился, по-видимому, на рубеже нижнего и среднего карбона в Б. Каратау, тогда как в М. Каратау — на границе среднего и верхнего ордовика.

Большой Каратау по главной (инверсионной) завершающей складчатости следует считать герцинским (позднегерцинским), а Малый — каледонским (раннекаледонским). Соответственно при тектоническом районировании целесообразно выделять внутри герцинид Б. Каратау такие структурные этажи: байкальский (рифей плюс бесаз), каледонский (венд — кембрий — ордовик) и герцинский (вторая половина девона, нижний карбон плюс нижняя половина среднего карбона), а внутри каледонид М. Каратау — только байкальский (рифей) и собственно каледонский (венд, кембрий плюс нижний — средний ордовик). Отложения карбона и нижней перми должны рассматриваться в качестве промежуточного (субплатформенного) чехла на эпикаледонском основании (рис. 11).

Если же подходить с точки зрения того «вклада», который внесен каждым из циклов в создание современной структуры Каратау (т. е. из относительной «мощности»), то, пожалуй, правильнее будет отдать предпочтение в обоих Каратау байкальскому циклу как в отношении первичной и вторичной тектоники (полнота формаций, складчатость), так и в отношении интенсивности магматической деятельности. На втором месте окажется каледонский цикл и на третьем (Б. Каратау) — герцинский. В этом случае Б. Каратау может рассматриваться в качестве герцинско-каледонско-байкальского складчатого сооружения, тогда как М. Каратау — в качестве каледонско-байкальского. Оба эти подхода нередко смешиваются, что приводит к терминологической путанице и взаимонепониманию при тектоническом районировании.

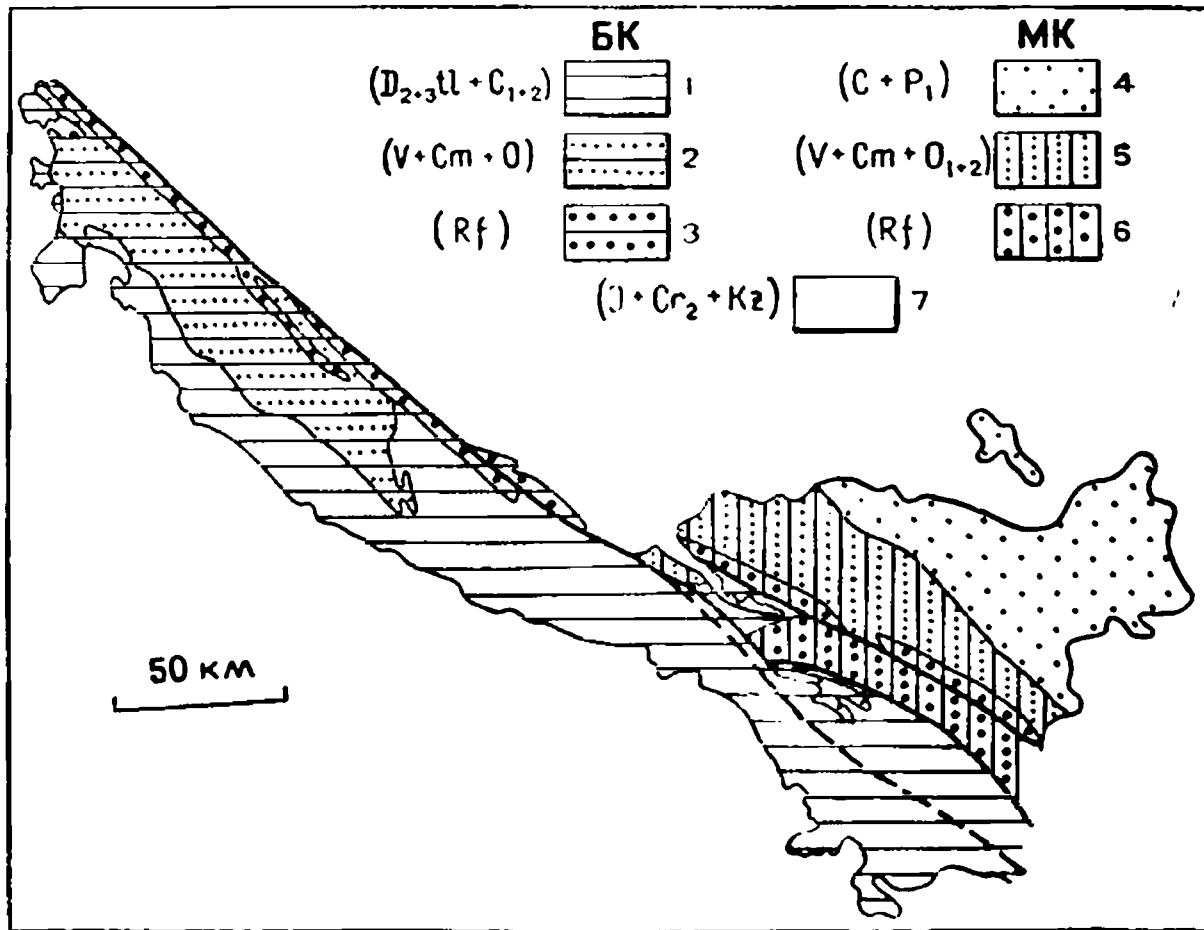


Рис. 11. Схематическая тектоническая карта хр. Каратау (накладка на рис. 1). 1—3 — структурные этажи герцинид В. Каратау: 1 — собственно герцинский (вторая половина девона плюс нижний карбон), 2 — каледонский (венд, кембрий, ордовик), 3 — байкальский (рифей плюс бессаз); 4 — эпикаледонский субплатформенный чехол М. Каратау (карбон — нижняя пермь); 5—6 структурные этажи каледонид М. Каратау: 5 — собственно каледонский (венд, кембрий, нижний — средний ордовик), 6 — байкальский (рифей); 7 — платформенный чехол обоих Каратау (юра, верхний мел), а также альпийская эпиплатформенная моласса (кайнозой).

СКЛАДЧАТОСТЬ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАРАТАУ

В строении СЗ Каратау выделяются несколько основных структурных элементов и ряд второстепенных, подчиненных общей северо-западной ориентировке ГКР (рис. 12—14). К основным относятся: 1) осевая зона; 2) каледонский антиклинорий; 3) каледонский синклинорий; 4) герцинский синклинорий; 5) Акжарский антиклинорий, а возможно, просто антиклиналь либо купол, поскольку пока не установлен масштаб по простираанию (в северо-западном направлении).

Второстепенными элементами, выделяемыми внутри основных, являются Таддыкская, Жанжикская, Коскульская, Уштасская, Бакырлы-Кумыстинская антиклинали и Алачапанская, Акуюкская, Майдантальская и Тегистыкская синклинали.

Осевую зону слагают самые древние в СЗ Каратау, в целом интенсивно складчатые породы рифея, развитые в виде узких пластинчатых блоков и линз вдоль ГКР. Характерны прямые складки.

Каледонский антиклинорий (обращенный) сложен преимущественно сланцевыми толщами венда, кембрия и отчасти нижнего и среднего ордовика. Для антиклинория типичны осложняющие его сплошь и рядом малые сжатые складки, ориентированные параллельно ГКР. Зеркала мелкой складчатости обрисовывают сравнительно более крупные складки. Основное значение имеют прямые складки.

Каледонский синклинорий (необращенный) представляет собой довольно пологую структуру, изобилующую малыми сжатыми складками и сложенную главным образом породами верхнего ордовика. Для большей северо-западной части синклинория типична асимметричная форма складок с падением их осевых плоскостей к северо-востоку и постепенным уменьшением углов наклона с северо-востока на юго-запад от 90 до 20°.

Акжарская антиклиналь — пологое поднятие с углами наклона крыльев от 0 до 20—25°. Сложена она породами венда, кембрия, нижнего и среднего ордовика. Характерно полное отсутствие малых конгруэнтных складок.

Герцинский синклинорий сложен девоно-карбонowymi породами, смятыми в открытые сравнительно крупные, заметно асимметричные складки с наклоном осевых плоскостей к юго-западу, в сторону, противоположную той, что отмечается в каледонском синклинории.

Более мелкие элементы складчатой структуры обрисовываются либо в пределах частных структурных этажей по контактам свит (напри-

мер, Акуюкская синклиналь — в герцинском, Уштаская антиклиналь — в каледонском и т. д.), либо по контакту разных структурных этажей (Бакырлы-Кумыстинская антиклиналь и др.).

В породах древнее девона кливаж в целом развит, как правило, интенсивно, тогда как в девано-карбонных — весьма слабо и крайне специфично.

СКЛАДЧАТОСТЬ КАЛЕДОНСКОГО СТРУКТУРНОГО ЭТАЖА

Есть основание считать, что складчатость каледонского структурного этажа СЗ Каратау независимо от масштабного ранга носит в основном постседиментационный характер (глава I). Выделяется три категории складок: первого порядка — каледонские антиклинорий и синклинорий и Акжарская антиклиналь; второго порядка — развитые на площади каледонского антиклинория Талдыкская, Жанжикская, Коскульская, Уштаская, Бакырлы-Кумыстинская антиклинали и осложняющие каледонский синклинорий флексуобразные перегибы и сопряженные с ними крупные, обычно эскарпообразные синклинали и антиклинали*; третьего порядка — малые складки шириной от сотен метров вплоть до микроскопических, наблюдаемые в частных обнажениях.

Складки первых двух категорий чрезвычайно своеобразны. Они образуют в принципе достаточно простые открытые формы, варьирующие от куполовидных и брахиформных (Акжарская, Талдыкская, Жанжикская, Коскульская, Уштаская антиклинали) до линейных (каледонские антиклинорий и синклинорий) в целом, Бакырлы - Кумыстинская антиклиналь, эскарпообразные синклинали и разделяющие их антиклинали, осложняющие каледонский синклинорий). Поперечный профиль их, как показа-

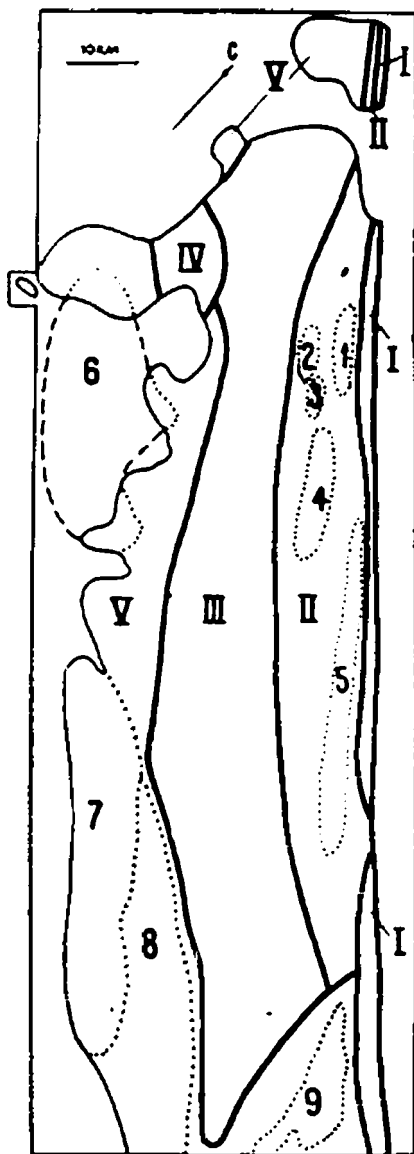


Рис. 13. Схема основных складчатых элементов СЗ Каратау (ср. с рис. 12). I — осевая зона; II — каледонский антиклинорий; III — каледонский синклинорий; IV — Акжарский антиклинорий (антиклиналь); V — герцинский синклинорий. Антиклинали: 1 — Талдыкская, 2 — Жанжикская, 3 — Коскульская, 4 — Уштаская, 5 — Бакырлы-Кумыстинская. Синклинали: 6 — Алачапанская, 7 — Акуюкская, 8 — Майдантальская, 9 — Тегистыкская.

* Последние выявлены нашими исследованиями.

ли реконструкции, представляет, в сущности, комбинацию широких и очень пологих (вплоть до горизонтальных) блоковых элементов, сопряженных между собой узкими зонами несколько более дислоцированных участков и флексур.

Складки третьей категории — малые — осложняют и вуалируют структурный остов, составленный складчатыми формами первых двух категорий. Для них характерны сплошное развитие (исключая зоны «платформенного» залегания пород), сжатый поперечный профиль, линейный облик в плане и на редкость устойчивая ориентировка в северо-западном, каратауском, направлении.

Специфическая черта каледонского этажа СЗ Каратау состоит в необычайно широком развитии малых складок самых различных масштабных рангов, начиная от микроформ, поперечник которых измеряется сантиметрами. При этом наблюдается закономерная приуроченность складок минимального масштаба к толщам вполне определенного состава. Обычными спутниками складчатых образований являются секущий слой кливаж осевой плоскости, вязкие кливажные разрывы и другие многочисленные структурные формы, которые будут рассмотрены специально.

Складчатые формы

Приведенное ниже описание подчинено последовательному рассмотрению структурно-геологических разрезов (в порядке их расположения с северо-запада на юго-восток), составленных в результате детальных полевых наблюдений (рис. 14). Из-за недостаточно детального масштаба предлагаемой репродукции разрезы несколько генерализованы, мелкие детали изъяты, однако авторы полагают, что в своей принципиальной основе они объективно отображают складчатую структуру каледонского этажа СЗ Каратау, оставшуюся до последнего времени изученной недостаточно.

Профиль I — I в зоне каледонского антиклинория пересекает северо-западную периклиналию пологой Талдыкской брахиформной антиклинали, примыкающей к ГКР в виде фрагмента. Северо-восточное крыло ее представлено последовательно выходящими от ГКР кулантауской, курумсакской и байконурской свитами, смятыми в сжатые, несколько асимметричные малые складки. Осевые плоскости их падают на северо-восток под углом $75-80^\circ$ в соответствии с залеганием ГКР. В известняках кулантауской свиты складки близки к изоклинальным с округлыми замками. Ширина (длина полуволны) их порядка первых десятков метров. В кремнистых породах кулантауской и курумсакской свит складки еще более сжаты, форма их стреловидная. Ширина складок — первые метры. Зеркало складчатости полого поднимается к ядру Талдыкской антиклинали.

В конгломератах байконурской свиты характер складчатости не установлен из-за отсутствия слоистости.

Далее к юго-западу, в ядре Талдыкской антиклинали, обнажается верхняя, песчано-сланцевая, пачка аксумбинской свиты, которая смята в сильно сжатые складки с острыми или слабоокругленными замками и крутыми крыльями, падающими под углом $70-80^\circ$ на северо-восток и юго-запад. Складки подобные, с многократным увеличением мощности слоев в замках; ширина их порядка 5—15 м. Складки эти почти симметричные, на северо-востоке они чуть опрокинуты к юго-западу, затем становятся прямыми, а потом слабо опрокинутыми к северо-востоку. Такое положение осевых плоскостей отражает пологую форму свода Талдыкской антиклинали.

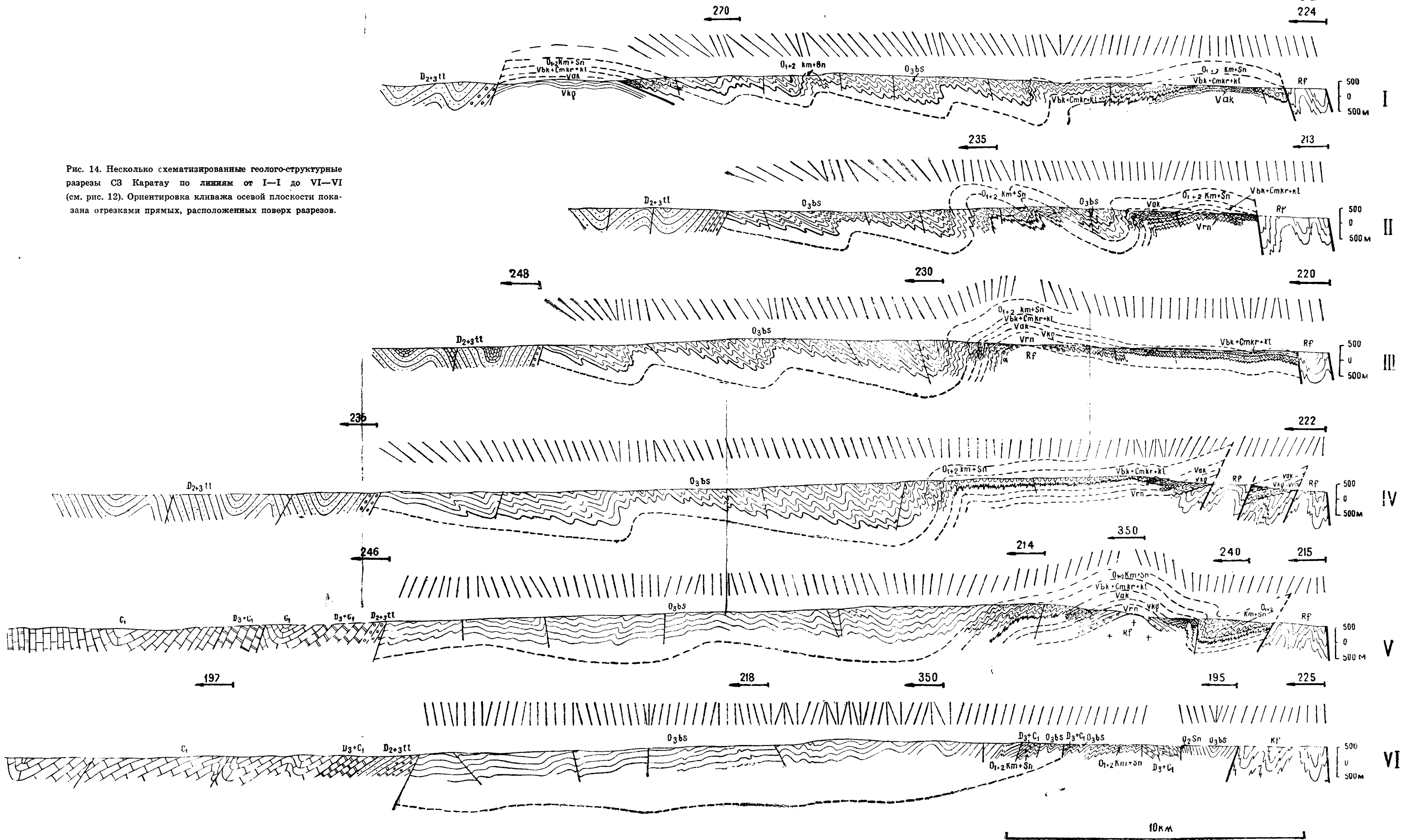


Рис. 14. Несколько схематизированные геолого-структурные разрезы СЗ Каратау по линиям от I—I до VI—VI (см. рис. 12). Ориентировка кливажа осевой плоскости показана отрезками прямых, расположенных поверх разрезов.

На юго-западном крыле описываемой антиклинали в кулантауской и курумсакской свитах характер складчатых структур точно такой же, как на северо-восточном. Отличие состоит лишь в противоположном падении осевых плоскостей складок ($70-75^\circ$) — на юго-запад и в некотором увеличении ширины складок в известняках у контакта с камальской свитой, где она достигает уже 100 м. Зеркало складчатости полого поднимается к ядру антиклинали.

Далее на юго-запад породы камальской, суындыкской и выходящей среди них в узкой синклинали бешарыкской свит смяты в сжатые, сходные по размерам и морфологии подобные складки с узкими округлыми замками. Ширина их от первых десятков до сотен метров. Складки в основном асимметричны, несколько опрокинутые в обе стороны от синклинали, сложенной бешарыкской свитой. Крылья их падают под углами $80-85$ и $45-55^\circ$ соответственно. В деталях у контакта с нижележащей кулантауской свитой осевые плоскости складок падают под углом 75° на юго-запад; в пределах небольшого выхода бешарыкской свиты становятся более крутыми — падение их варьирует от 60° (в обе стороны) вплоть до вертикального, а затем на интервале в 400 м падают уже на северо-восток под углом $70-80^\circ$ (на общем фоне $55-60^\circ$). Сжатость складок при этом достигает максимума. Пологоволнистое в целом зеркало мелкой складчатости на указанном интервале круто погружается, описывая крупный флексурийный перегиб каледонского этажа, осложняющий крыло Талдыкской антиклинали и отражающий в принципе тектоническую ступень в строении фундамента. Наличие такой ступени, насколько можно судить по геологическим наблюдениям, как здесь, так и в других подобных зонах СЗ Каратау связано с системой продольных, круто падающих на северо-восток ($70^\circ?$) разломов, смещающих байкальский структурный этаж с амплитудой в сотни метров и выраженных в каледонском этаже узкими линейными зонами повышенной складчатой дислоцированности, а также отмеченных, как правило, несколько более крутым (порядка 70° на фоне $50-60^\circ$) залеганием осевых плоскостей складок*.

Флишеподобная бешарыкская свита, обнажающаяся далее к юго-западу и слагающая каледонский синклинорий, смята в более крупные (ширина около 100 м) и открытые складки, чем в нижнем и среднем ордовике каледонского антиклинория. По характеру своему они подобны и имеют узкие, но округлые замки. Складки асимметричны, опрокинутые к юго-западу. При этом юго-западные крылья антиклиналей более крутые и короткие, чем северо-восточные. Падение обоих крыльев северо-восточное: $80-85^\circ$ и $35-45^\circ$ соответственно. Осевые плоскости наклонены на северо-восток под углом $55-60^\circ$.

В 3 км к юго-западу от контакта суындыкской и бешарыкской свит осевые плоскости складок, не меняя северо-восточного падения, становятся более крутыми (до $70-80^\circ$). В этой зоне шириной около 0,5 км складки уже не опрокинутые, а наклонные, более сжатые. Крылья их падают под углами $70-75^\circ$ на юго-запад и $50-55^\circ$ на северо-восток соответственно. Обычно наклоненное к северо-востоку под углом около 20° зеркало складчатости на этом узком интервале выполаживается до $5-10^\circ$. Очевидно, на этом участке фиксируется крупный флексурийный перегиб каледонского структурного этажа, в целом отражающий тектоническую ступень в его фундаменте.

* Такие зоны в СЗ Каратау, как правило, сопровождаются повышенной концентрацией жил альпийского типа, что в дальнейшем специально не подчеркивается.

Далее к юго-западу, в бешарыкской свите, падение осевых плоскостей складок снова выполаживается до $50-55^\circ$, по-прежнему оставаясь северо-восточным. Зеркало складчатости вновь поднимается к юго-западу под углом около 20° . Складки опрокинуты на юго-запад. Крылья их падают на северо-восток под углами $55-70$ и $30-40^\circ$ соответственно. При этом пологие крылья в несколько раз длиннее крутых. Складки подобные и более открытые, с округлыми замками. Ширина их увеличивается в юго-западном направлении от 150 до 300 м.

Дальше к юго-западу в бешарыкской свите обнажаются песчано-сланцевые породы суындыкской свиты, маркирующие крупный флексурный перегиб каледонского структурного этажа, отражающий еще одну ступень в его фундаменте. Складки, развитые здесь, также асимметричны и опрокинуты к юго-западу, но с более круто поставленными осевыми плоскостями, падающими на северо-восток под углом $70-75^\circ$. Пологие крылья складок падают на северо-восток под углом $45-55^\circ$, а крутые — под углом $70-85^\circ$ (то на юго-запад, то на северо-восток). Складки подобные; ширина их несколько меньше (100—150 м), а сжатость больше, чем у складок в бешарыкской свите.

Юго-западнее выхода среднего ордовика складки в бешарыкской свите вновь сильно опрокинуты на юго-запад. Осевые плоскости их снова падают под углом $50-55^\circ$ на северо-восток. Складки здесь более открытые, с округлыми замками. Крылья их падают на северо-восток под углами $55-65$ и $30-35^\circ$, при этом пологие крылья в несколько раз короче крутых. Ширина складок достигает 400 м в поперечнике.

С продвижением на юго-запад заметно усиливается тенденция к выполаживанию осевых плоскостей складок и одновременному удлинению пологих и укорачиванию крутых крыльев, в связи с чем складки сначала приобретают флексуроподобный облик, а затем переходят в настоящие закрытые (опрокинутые) флексуры (рис. 15). Пологие крылья флексур падают на северо-восток под углом $50-60^\circ$. Длинные

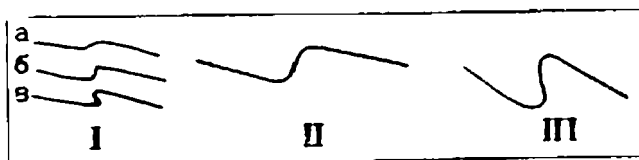


Рис. 15. Характерный для СЗ Каратау взаимопереход простых флексур (I) в сжатые опрокинутые складки (III) через асимметричные формы, промежуточные между флексурами и складками (II). Флексуры: *a* — открытая, *b* — прямая, *v* — закрытая (опрокинутая).

пологие крылья нередко осложнены дополнительными изгибами, падение слоев в которых меняется от горизонтального до $15-30^\circ$. Ширина флексур постепенно увеличивается к юго-западу от 400 до 700—800 м. Зеркало складчатости по лестнице этих флексур поднимается к ядру Акжарской антиклинали под углом порядка 20° .

В пределах Акжарской антиклинали флексуры, развитые в бешарыкской свите, резко сменяются серией сжатых, близких к изоклинальным, складок в породах среднего и нижнего ордовика, кембрия и частично венда (рис. 16). Складки резко асимметричные, опрокинутые к юго-западу, оба крыла падают на северо-восток под углами $50-60$ и $30-40^\circ$ соответственно. Все они подобные, с острыми замками, мощность слоев в которых увеличена в несколько раз. Ширина складок не превышает 50—100 м. Замки и крылья их, как правило, осложнены мелкими складками с размахом крыльев не более первых метров.

Осевые плоскости складок падают на северо-восток под углом 35—50°, зеркало складчатости под углом 20—25° поднимается к юго-западу, к ядру Акжарской антиклинали. Здесь же отмечаются многочисленные малоамплитудные вязкие надвиги, параллельные осевым плоскостям складок. Такая напряженная складчатость особенно резко выделяется на фоне спокойного пологого залегания пород карагурской

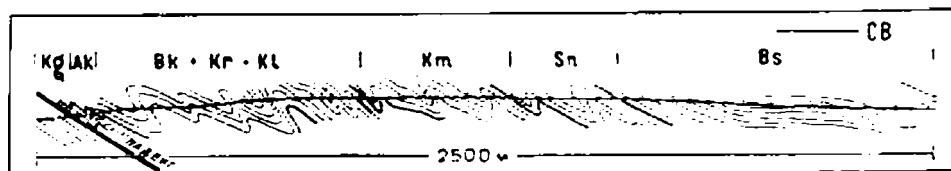


Рис. 16. Складчатость северо-восточного крыла Акжарской антиклинали (ядро расположено слева).

свиты, слагающей собственно ядро Акжарской антиклинали. Все это свидетельствует о наличии в данном месте пологозалегающего вязкого надвига, названного в свое время Н. М. Саловым Акжарским. Указанный надвиг проходит по северо-восточному крылу Акжарской антиклинали, простирается согласно с элементами напластования и падает на северо-восток под углом 20—25°. Поверхность надвига, судя по всему, находится где-то на уровне аксумбинской свиты, так как она (свита) местами срезается и выпадает из разреза.

Сложное породами карагурской свиты ядро Акжарской антиклинали имеет форму широкого слабоволнистого свода с пологими крыльями (углы наклона не более 20—30°), совершенно не осложненными мелкой складчатостью. Ранее (глава I) мы уже отмечали характерные для пород Акжарской антиклинали повышенный динамотермальный метаморфизм, послынный кливаж, переходящий в кристаллизационную сланцеватость, и прочее, что выделяет эту складку из разряда обычных структур. По простиранию Акжарская антиклиналь в обоих направлениях погребена под образованиями среднего палеозоя и мезозой-кайнозоя, и поэтому как масштабы ее, так и значимость в структуре СЗ Каратау остаются не вполне выясненными. Юго-западное крыло антиклинали срезано круто падающим на юго-запад разломом, по которому приведены в соприкосновение элементы каледонского и герцинского структурных этажей.

Профиль II — II. В зоне каледонского антиклинория этот профиль пересекает юго-восточное замыкание Талдыкской брахиантиклинали, примающей в виде фрагмента к ГКР. На северо-восточном крыле ее, непосредственно вблизи ГКР, известково-глинистые и песчано-сланцевые отложения аксумбинской и карагурской свит смяты в сжатые мелкие складки с очень крутыми крыльями и узкими острыми либо слабозакругленными замками. Складки подобные, мощность слоев в замках по сравнению с крыльями увеличена в несколько раз. Ширина складок колеблется от первых до 10 м, а в наиболее пластичной тонкополосчатой известково-глинистой пачке аксумбинской свиты развиты микроскладки шириной в несколько сантиметров и крупнее. Складки асимметричные; крутые крылья падают на юго-запад (70—90°), пологие — на северо-восток (55—65°). Осевые плоскости имеют однообразное северо-восточное крутое падение (80—85°) в соответствии с залеганием ГКР. Зеркало складчатости очень полого (5°) поднимается к юго-западу. С продвижением к ядру Талдыкской антиклинали складки становятся почти симметричными (рис. 17).

Песчано-сланцевая пачка ранской свиты, слагающая ядро Талдыкской антиклинали, характеризуется более крупными и менее сжатыми складками по сравнению с аксумбинской и карагурской свита-

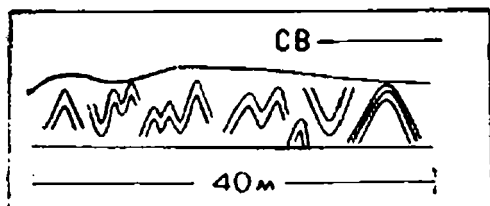


Рис. 17. Фрагменты складчатости карагурской свиты по ручью Улькен-Саускандык.

ми. Ширина их достигает уже многих десятков метров. Складки также подобные, с округлыми замками, почти симметричные; крылья падают в разные стороны под углом $40-60^\circ$ (рис. 18). Осевые плоскости почти вертикальные. Зеркало складчатости горизонтальное либо слабо-выпуклое.

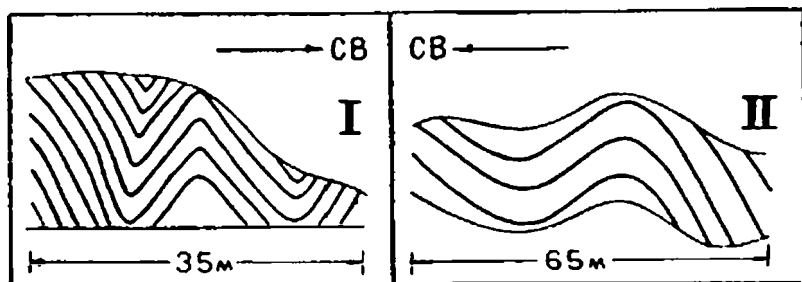


Рис. 18. Складки ранской свиты, более (I) и менее (II) сжатые по ручью Улькен-Саускандык.

Складчатость в карагурской и аксумбинской свитах на юго-западном крыле Талдыкской антиклинали ничем, по существу, не отличается от складчатости в этих свитах на северо-восточном крыле. Разница заключается лишь в противоположном наклоне осевых плоскостей.

Далее на юго-запад кремнистые породы курумсакской свиты образуют в различной степени сжатые складки с крутыми крыльями: $70-80^\circ$ СВ и $60-70^\circ$ ЮЗ. Ширина складок колеблется от долей до первых метров, редко до 10 м. Вместе с тем нередко синклинали имеют узкую стреловидную форму с прямолинейными крыльями и многократным увеличением мощности в замках, в то время как сопряженные с ними антиклинали более широкие, с почти неизменной мощностью слоев на крыльях и в замках (рис. 19). Осевые плоскости складок круто падают на юго-запад под углом 80° . Зеркало складчатости поднимается к северо-востоку под очень незначительным углом.

В нижней кремнистой пачке кулантауской свиты складки такие же, как и в курумсакской свите. Алевролиты и известняки верхней пачки смяты в складки с крутыми крыльями ($60-85^\circ$). Ширина их варьирует в широких пределах — от 10 до 100 м. Характерно, что в замке одной и той же складки мощность алевролитовых слоев увеличивается по сравнению с мощностью на крыльях в несколько раз, в то

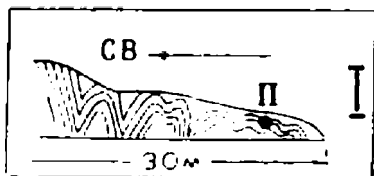
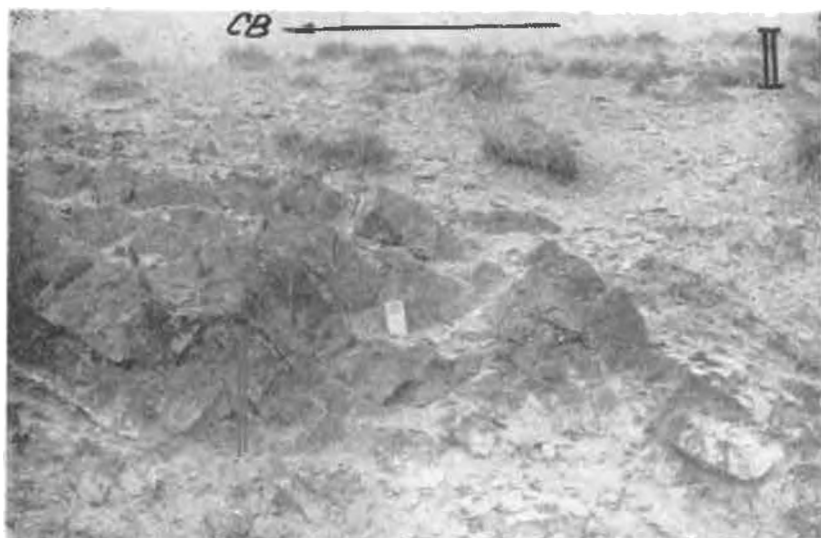


Рис. 19. Характер складчатости в кремнистых породах курумсакской свиты по ручью Улькен-Саускандык. II — фрагмент I.



время как в известковистых породах такого изменения мощности почти не происходит. Иногда замки и крылья складок осложняются более мелкими складками шириной 3—5 м (рис. 20). Складки на этом участке профиля близки к симметричным; вначале осевые плоскости их падают на юго-запад ($80—85^\circ$), затем через вертикальные постепенно приобретают противоположное падение (85° СВ). Соответственно зеркало складчатости сначала очень полого опускается к юго-западу, а затем поднимается, приближаясь к горизонтальному положению.

Дальше к юго-западу породы камальской и суындыкской свит смяты в сжатые подобные складки с округлыми, реже узкими замками. Ширина их колеблется от 15 до 100 м. Складки асимметричны, опрокинуты или наклонены на юго-запад; крылья их падают под углами $70—80$ и $35—45^\circ$ соответственно (рис. 21). Однако зеркало складчатости, судя по всему, испытывает крутое погружение под углами, близкими к прямому.

В ядре синклинали, разделяющей Талдыкскую и Жанжикскую антиклинали, выходит бешарыкская свита, характеризующаяся весьма сжатыми подобными асимметричными складками шириной от первых десятков до 100 м. У контакта с суындыкской свитой складки слабо опрокинуты на юго-запад; оба крыла имеют северо-восточное падение ($85—88$ и $60—65^\circ$ соответственно); осевые плоскости круто наклонены ($75—80^\circ$) на северо-восток. С приближением к северо-восточному крылу Жанжикской антиклинали увеличивается степень опрокинутости (асимметрии) складок; осевые плоскости залегают уже под углами $65—75^\circ$, а крылья — 60 и 80° СВ (рис. 22). В том же направлении погружается зеркало складчатости. Отмеченная синклираль, очевидно, может рассматриваться сама по себе в качестве флексурного перегиба

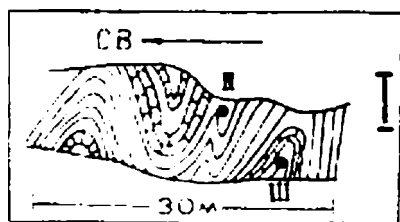


Рис. 20. Складки в переслаивающихся алевродитах и известняках кулантауской свиты по ручью Улькен-Саускандык. II, III — детали I.

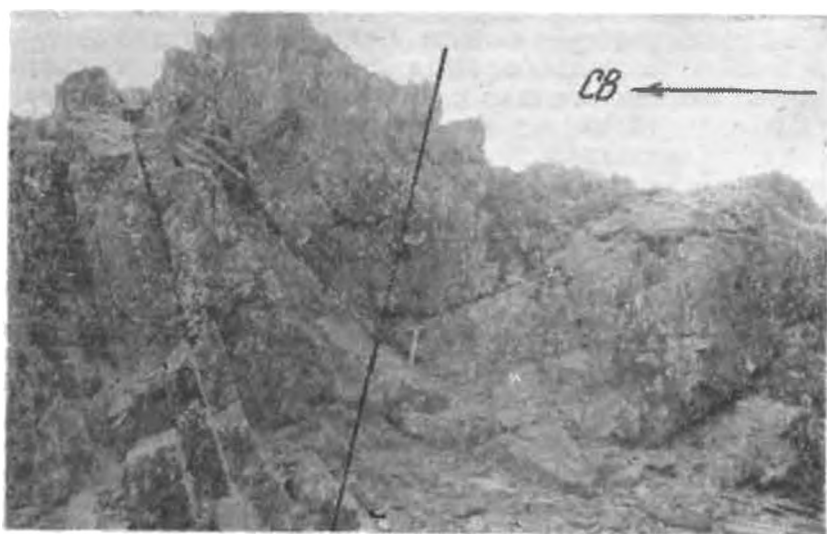


Рис. 21. Асимметричная синклинал в суиндыкской свите по ручью Улькен-Саускандык. Прямой подчеркнута ориентировка кливажа осевой плоскости.



Рис. 22. Замок опрокинутой антиклинали в бешарьской свите. Виден интенсивный кливаж осевой плоскости. Ручей Улькен-Саускандык.

каледонского этажа, отражающего тектоническую ступень в его фундаменте, которая разграничивает блоки двух смежных антиклиналей.

На северо-восточном крыле Жанжикской антиклинали породы камальской и суындыкской свит смяты в тесно сжатые подобные

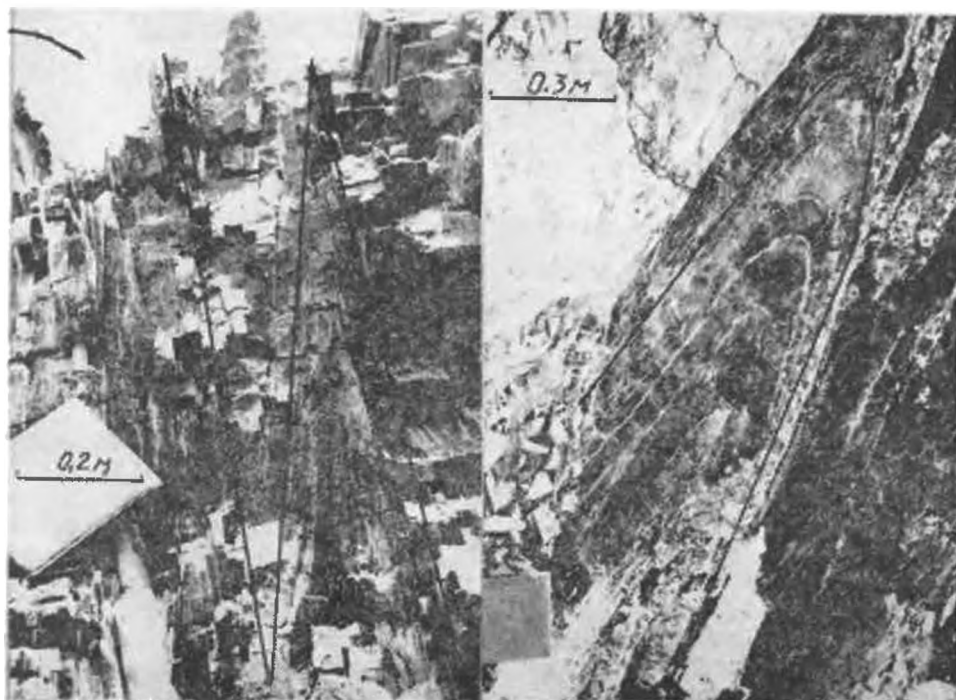


Рис. 23. Острые стреловидные складки в кремнистых породах кулантауской свиты в районе оз. Коскуль.

складки шириной от первых десятков до 100 м. Все они опрокинуты на юго-запад; осевые плоскости падают под углом $65-70^\circ$ на северо-восток. Падение крыльев к северо-востоку $70-80$ и $50-60^\circ$ соответственно. Далее к юго-западу в своде и прилегающих к нему частях крыльев Жанжикской антиклинали кулантауская и курумсакская свиты смяты в сложную серию весьма сжатых складок, по морфологии и размерам близких к уже описанным в этих свитах в северо-восточной части профиля (рис. 23). Углы падения крыльев колеблются в широких пределах — от 45 до 85° в зависимости от степени опрокинутости. При неизменном северо-восточном падении углы наклона осевых плоскостей меняются несколько раз. На северо-восточном крыле Жанжикской антиклинали они составляют $60-65^\circ$, в ядерной части — $70-75^\circ$ и на юго-западном крыле — 80° . Свод Жанжикской антиклинали раздвоен синклиналию, сложенной породами бешарыка и опрокинутой к юго-западу.

В породах камальской и суындыкской свит на юго-западном крыле характеризуемой антиклинали развиты асимметричные, опрокинутые под углом $55-60^\circ$ на юго-запад тесно сжатые складки. Падение крыльев северо-восточное (40 и 75°), ширина складок колеблется от первых десятков до 100 м. Зеркало складчатости, если не опрокинуто к юго-западу, то, во всяком случае, падает субвертикально, намечая очередной флексурный перегиб каледонского структурного яруса и соответствующую тектоническую ступень в его фундаменте.

Далее на юго-запад на всем протяжении выходов бешарыкской свиты, выполняющей каледонский синклиниорий, складки асимметричны и опрокинуты на юго-запад, причем к концу профиля степень опрокинутости их возрастает. Вблизи контакта с суындыкской свитой осевые плоскости складок имеют падение $40-60^\circ$ на северо-восток. Крылья складок падают также на северо-восток: крутые под углами $60-80^\circ$, а пологие $35-50^\circ$ (рис. 24). По сравнению со всеми встречен-

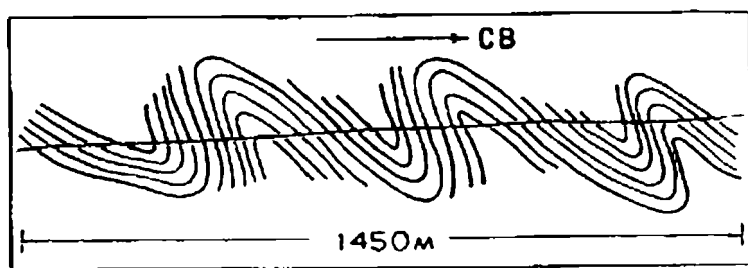


Рис. 24. Характер складчатости в бешарыкской свите по ручью Жаижике.

ными в северо-восточной части профиля складки здесь наиболее крупные (ширина $150-200$ м) и открытые, замки их округлые и широкие. Ширина складок во многом возрастает благодаря выполаживанию северо-восточных крыльев антиклиналей в юго-западном направлении и укорочению крутых крыльев. В замках складок мощность слоев увеличивается вдвое.

Примерно в средней части каледонского синклиниория в зоне шириной около 700 м однообразный монотонный характер складчатости нарушается — осевые плоскости залегают значительно круче ($70-75^\circ$ СВ), чем обычно. Складки здесь почти вдвое-втрое меньше по ширине и более сжаты по сравнению с окружающими. Зеркало складчатости вдоль юго-западного края зоны имеет тенденцию к крутому погруже-

нию в одноименном направлении. Этой структурно аномальной зоной отмечен крупный флексурный перегиб, отражающий тектонический уступ в рельефе предвендской денудационной поверхности фундамента каледонского синклинория СЗ Каратау.

Несколько юго-западнее указанной зоны вновь заметна тенденция к упрощению и укрупнению складчатости. Пологие крылья складок еще сильнее выглаживаются (до $20-25^\circ$), одновременно происходит удлинение их, в связи с чем ширина складок увеличивается (500 м) и они приобретают флексуобразный облик. Мощность слоев в замках по сравнению с крыльями возрастает почти вдвое.

С приближением к юго-западному концу профиля, где на каледонский этаж с резким несогласием ложится герцинский, флексуобразные складки постепенно переходят в типичные закрытые флексуры, опрокинутые к юго-западу. Ширина складок увеличивается к юго-западу от 600—800 до 1000 м. Пологие крылья их падают на северо-восток под углом $5-15^\circ$, нередко они слабоволнистые. Падение смы-

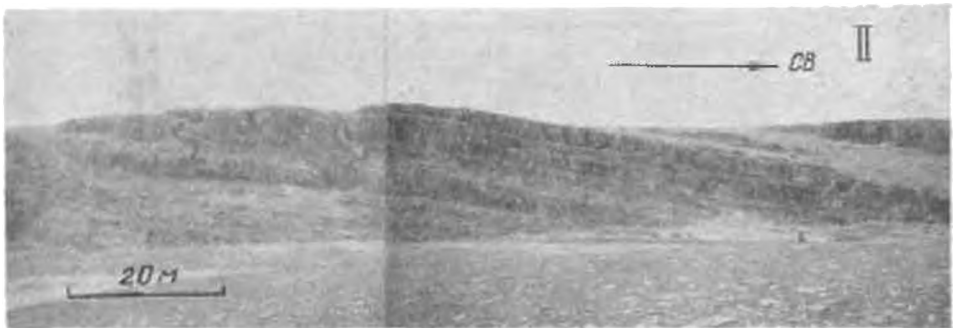


Рис. 25. Опрокинутые флексуры в бешарынской свите по ручью Жанжике. Смыкающее крыло осложнено каскадом опрокинутых и лежащих мелких складок. II—III — фрагменты I: II — пологое крыло флексуры, III — лежащая складка из зоны флексуриного перегиба.

кающих крыльев более крутое ($50-70^\circ$ СВ). Обычно флексурный перегиб или представляет собой одну сильно опрокинутую складку, или осложнен целым каскадом наложенных друг на друга тесно сжатых лежачих складок подобного типа с острыми замками. Такие складки нередко нарушены параллельными осевым плоскостям пологими вязкими надвигами с небольшой амплитудой перемещения (первые метры). Осевые плоскости лежачих складок падают под углом $15-25^\circ$ на северо-восток (рис. 25). Зеркало складчатости полого (под углом $10-15^\circ$) поднимается к юго-западу.

Профиль III—III в зоне каледонского антиклинория пересекает Уштасскую антиклиналь с очень широким и пологим северо-восточным крылом. Последнее представлено отложениями ранской, карагурской и аксумбинской свит, дислоцированными по-разному в зависимости от литологического состава, характера переслаивания и положения в складчатой структуре (Гиоргобиани, Слепых, 1971). Песчано-сланце-

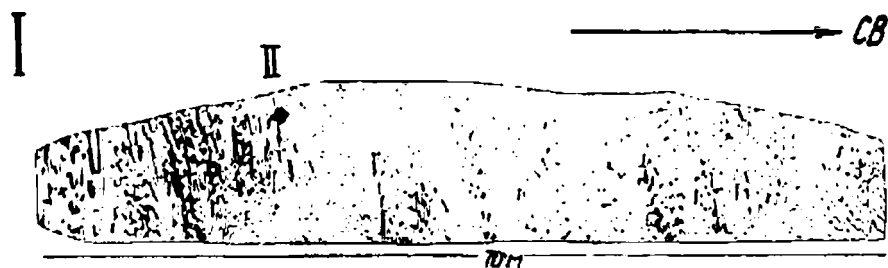


Рис. 26. Изоклиальная складчатость в известково-глинистой пачке аксумбинской свиты по одноименному ручью. II — деталь I. Мелкая складчатость тесно сочетается с вязкими, параллельными кливажу разрывами.

вые породы верхней пачки аксумбинской свиты смяты в сжатые складки с острыми узкими замками и крутопадающими крыльями ($60—85^\circ$). Складки подобные. Мощность слоев в замках по сравнению с крыльями увеличена в 2—3 раза; ширина их от первых до 15 м. Нередко замки складок осложнены дополнительными складочками. Осевые плоскости в начале профиля падают то на северо-восток, то на юго-запад под углом $75—80^\circ$. За выходом байконурской свиты (характер складчатости в которой не установлен из-за отсутствия слоистости) осевые плоскости складок падают вначале на северо-восток под углом 75° , а затем вновь приближаются к почти вертикальному положению. Такое изменение ориентировки осевых плоскостей сочетается со слабой волнистостью в общем пологого зеркала складчатости.

Далее на юго-запад тонко переслаивающиеся известково-глинисто-хлоритовые сланцы и мраморизованные известняки нижней пачки аксумбинской свиты смяты в подобные, близкие к изоклинальным складки с острыми замками, мощность слоев в которых по сравнению с крыльями резко увеличена — обычно в 5—10 и до 13 раз. Ширина их измеряется долями, редко 10—15 м. Эти складки, в свою очередь, осложнены еще более мелкой складчатостью, вплоть до микроскладок шириной в несколько сантиметров. Совместное развитие большого количества разнопорядковых мелких складок приводит к тому, что в обнажениях мы наблюдаем впечатляющую картину чрезвычайно сложной складчатости (рис. 26). Если на одном крыле крупной складки рисунок осложняющих мелких складок «правый», то на другом он будет обязательно «левым». Поэтому такие мелкие складки, развитые на крыльях более крупных, всегда резко асимметричны, поскольку одно крыло их оказывается длиннее другого. Всюду отмечается одна и та же закономерность: чем меньше мощность слоев, тем интенсивнее складчатость, богаче ее масштабный спектр за счет уменьшения ширины складок (рис. 27). Такая сложная картина складчатости повторяется по профилю столько раз, сколько раз выходит на поверхность пластичная пачка аксумбинской свиты. Что же касается разделяющих эти выходы песчано-сланцевых пород той же свиты, то складки в них более крупные, лишённые дополнительных мелких складок высоких порядков, хотя морфология в целом и сходная (рис. 28). Следовательно, такая дисгармония конгруэнтной складчатости зависит от литологического состава и характера переслаивания. Особенно ярко она проявляется при совместном смятии чередующихся контрастных прослоев пород разного состава (рис. 29).

Складки в аксумбинской свите в целом симметричны или слабо наклонены. Падение осевых плоскостей меняется от крутого юго-западного (87°) через вертикальное на столь же крутое северо-восточное. Зеркало складчатости практически горизонтальное, хотя и слабоволнистое в деталях, что хорошо подтверждается не только прямым наблюдением в обнажениях и многократным повторением по профилю песчано-алевролитовой и известково-глинистой пачек, но также и большой шириной выхода на дневную поверхность маломощной аксумбинской свиты.

Обнажающаяся далее на юго-запад карагурская свита характеризуется развитием многочисленных сильносжатых, почти прямых складок, осевые плоскости которых падают на северо-восток под углом $80—85^\circ$. Крутизна крыльев $50—70^\circ$. Складки подобные, с многократным увеличением мощности слоев в замках, имеющих острые или узкие округлые очертания. Ширина складок от первых до 10, редко 15—30 м (рис. 30). Иногда крылья осложнены более мелкими складочками. Зеркало складчатости в начале выхода карагурской свиты горизон-

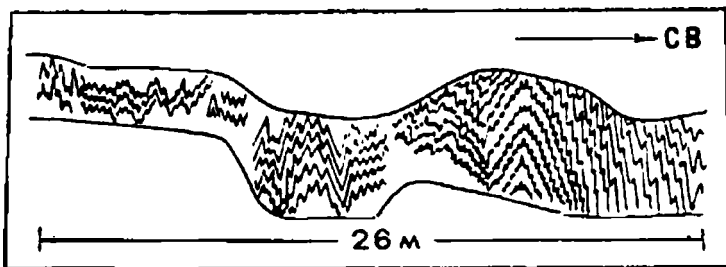


Рис. 27. Мелкая разнопорядковая складчатость в известково-глинистой пачке аксумбинской свиты по одноименному ручью.

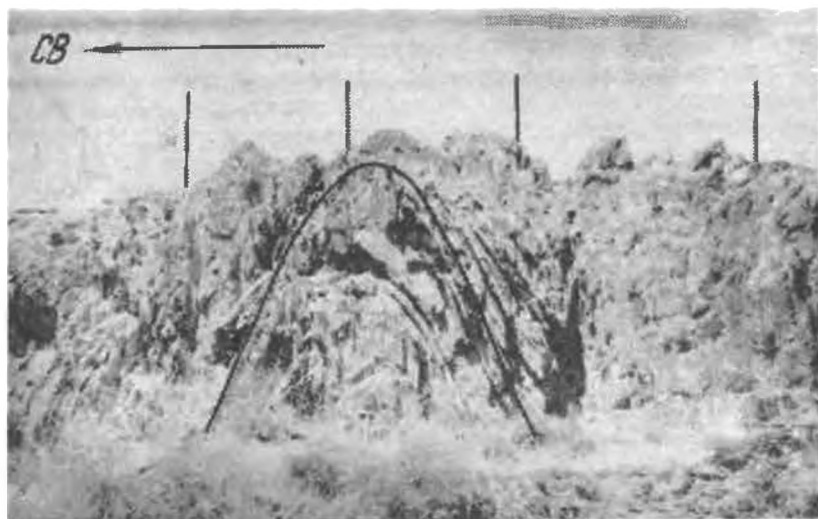


Рис. 28. Сжатая симметричная складчатость в песчаниках и алевролитах аксумбинской свиты. Видны кливаж осевой плоскости и параллельные ему вязкие разрывы, залеченные кварц-карбонатными жилами альпийского типа (самые крупные помечены линиями). Ручей Аксумбе.

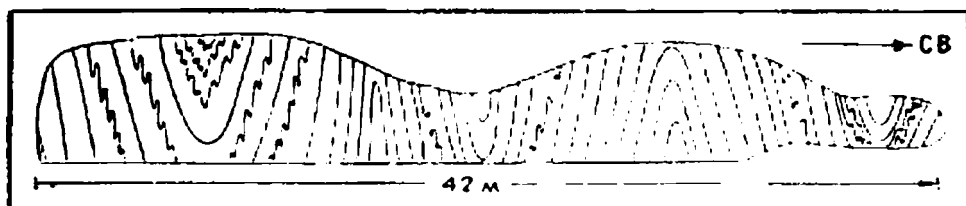


Рис. 29. Дисгармоничная складчатость песчано-сланцевой пачки аксумбинской свиты. Известково-глинистые прослои смяты в конгруэнтные микроскладки, тогда как песчаники образуют более крупные складки. Ручей Аксумбе.

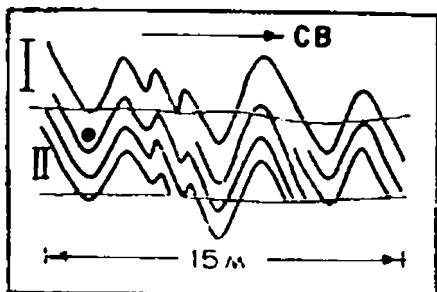
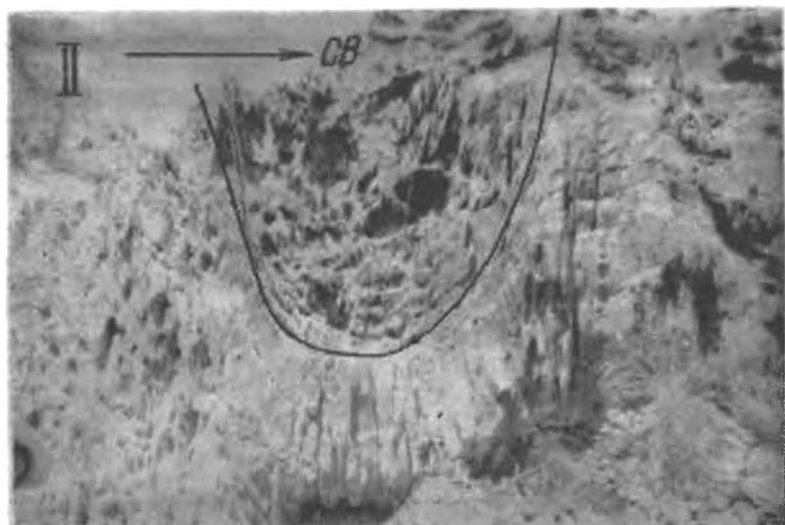


Рис. 30. Складчатость карагурской свиты по ручью Аксумбе. II—деталь I. Виден крутой квиваж осевой плоскости.



тальное, а ближе к контакту с ранской свитой начинает полого подниматься к юго-западу.

Песчано-сланцевая пачка ранской свиты на северо-восточном крыле Уштасской антиклинали смята в сжатые, почти изоклиналильные складки с падением осевых плоскостей на северо-восток под углом $65-70^\circ$. Ширина складок от первых до 10, реже 30 м. Складки асимметричные с острыми либо слабоокругленными замками, в которых наблюдается увеличение мощности слоев в 2—3 раза и более. Юго-западные крылья антиклиналей круче и короче северо-восточных. Падение крыльев северо-восточное ($70-85$ и $45-65^\circ$), обычно близкое к положению осевых плоскостей. Зеркало складчатости примерно под углом 10° поднимается на юго-запад к оси Уштасской антиклинали. В некоторых обнажениях наблюдается резко дисгармоничный характер складчатости из-за различного литологического состава пород. В песчаниковых слоях образуются простые неосложненные формы с округлыми замками, тогда как переслаивающиеся с ними известково-глинистые сланцы смяты в сложные складки, дисгармоничные по отношению к выше- и нижележащим пластам песчаников (рис. 31). Ширина таких дисгармоничных складок от первых до первых десятков сантиметров.

В конгломератах (со сланцевой галькой ранской свиты), выходящих непосредственно в осевой части ядра Уштасской антиклинали и на прилегающих к нему участках крыльев, как уже отмечалось, наблюдаются открытые не упорядоченные в разрезе складки разных размеров, придающие волнистость пологому своду. В отличие от вышележащих пород конгломераты интенсивно расплющены и превращены в

существенно серицитовые блестящие сланцы, кливаж в которых, переходящий в кристаллизационную сланцеватость, носит не секущий, а послойный характер. Здесь налицо следы повышенного теплового потока, сопровождавшего складкообразование.

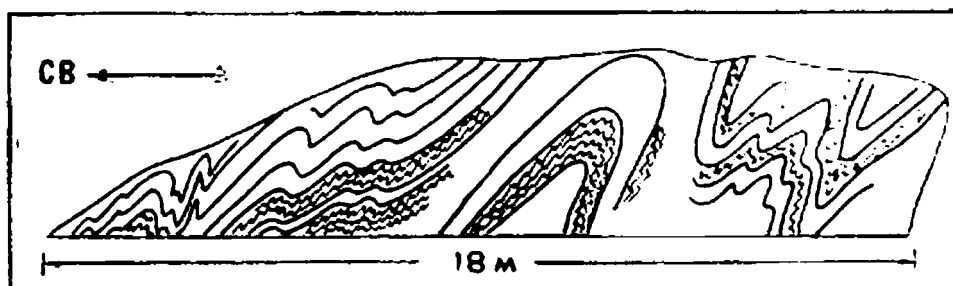


Рис. 31. Близкая к изоклиальной дисгармоничная опрокинутая складчатость песчано-сланцевой пачки ранской свиты. Известково-глинистые прослои смяты в микро-складки, тогда как алевропсаммитовые слои лишены их. Ручей Аксумбе.

Вслед за конгломератами уже в юго-западном крыле Уштасской антиклинали вновь последовательно обнажаются песчано-сланцевая пачка ранской свиты, а затем карагурская и аксумбинская свиты. Морфологически складчатость в них имеет очень много общего с уже описанной в этих же свитах на северо-восточном крыле антиклинали. Разница заключается лишь в противоположном наклоне осевых плоскостей складок; здесь падение их уже юго-западное под углом $60-70^\circ$. Зеркало складчатости поднимается примерно под углом 10° на северо-восток к ядру Уштасской антиклинали.

Далее к юго-западу, в кулантауской и курумсакской свитах, складки приобретают юго-западную вергентность. Все они тесно сжатые, почти изоклиальные, подобные (с острыми замками) в кремнистых и концентрические (с округлыми замками) в известковистых породах. Ширина складок от первых до первых десятков метров. У контакта с породами венда складки резко асимметричны, опрокинуты к юго-западу, с падением осевых плоскостей под углом $70-75^\circ$ на северо-восток и таким же падением обоих крыльев ($70-85$ и $50-60^\circ$). Ближе к контакту с камальской свитой складки становятся почти симметричными, с очень крутым ($86-87^\circ$) северо-восточным падением осевых плоскостей. Замки их нередко осложнены дополнительными более мелкими складками шириной порядка 1 м.

Камальская и суындыкская свиты ордовика смяты в серию сжатых слабоасимметричных подобных складок с падением осевых плоскостей на северо-восток под углом 75° . Ширина складок 50—100 м; углы падения пологих крыльев $50-65^\circ$ СВ, крутых — $70-80^\circ$ ЮЗ. В кремнистых породах камальской свиты складки несколько мельче,

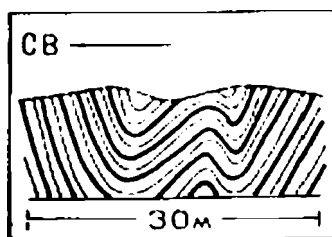


Рис. 32. Характер складок в кремнистых породах камальской свиты по ручью Аксумбе.

сложнее и с более острыми замками, нередко осложненными еще более мелкими складками (рис. 32).

Малая складчатость всех отмеченных выше свит, слагающих юго-западное крыло Уштасской антиклинали, характеризуется той особенностью, что ее зеркало (залегающее полого в ядерной части антиклинали) неожиданно испытывает погружение под крутым углом, близким к вертикальному, намечая тем самым крупный флексурный изгиб каледонского этажа, приуроченный к сопряжению каледонских антиклинория и расположенного юго-западнее синклинория.

Выполняющая каледонский синклинорий флишеподобная бешарыкская свита смята в однообразные открытые складки (более крупные, чем все встреченные ранее), ширина которых увеличивается в юго-западном направлении от 50—200 до 300—400 м. Замки складок имеют плавные округлые очертания, мощность слоев в них по сравнению с крыльями возрастает в 1,5—2 раза. Характерно, что все складки асимметричные, опрокинуты к юго-западу. Крутые крылья падают в наклонных складках под углами $75-88^\circ$ к юго-западу и $85-88^\circ$ к северо-востоку в опрокинутых, тогда как пологие — в обоих случаях под углом $35-45^\circ$ к северо-востоку (рис. 33). Северо-восточные крылья антиклинальных складок длиннее и положе юго-западных. Чем дальше



Рис. 33. Асимметричные складки бешарыкской свиты по ручью Алачапан.

на юго-запад по профилю, тем меньше углы падения и больше длина пологих крыльев. Преобладающий наклон осевых плоскостей $65-75^\circ$ СВ с тенденцией некоторого выполаживания в юго-западном направлении.

На фоне в общем однообразного залегания осевых плоскостей и тенденции к упрощению и укрупнению складок к юго-западу резко выделяются две зоны, в которых такой характер складчатости нарушен, а осевые плоскости занимают сравнительно крутое положение. Ширина каждой из них достигает 500 м, а расположены они в 5 и 9,5 км к юго-западу от контакта бешарыка с суиндыжской свитой. Осевые плоскости здесь залегают более круто ($80-88^\circ$ СВ), складки менее асимметричны, имеют разностороннее падение крыльев: пологое ($35-45^\circ$ СВ) и крутое ($60-85^\circ$ ЮЗ). Соответственно больше степень сжатости складок, почти вдвое меньше их ширина. Наблюдается несколько большее

увеличение мощности слоев в замках, хотя в общем это тоже открытые складки с округлыми замками. Такая аномальная складчатость отражает места перегибов крупных флексур каледонского структурного этажа, отвечающих тектоническим уступам в байкальском этаже. Судя по поведению зеркала складчатости, флексуры по характеру близки к прямым (рис. 15).

С приближением к контакту с тюлькубашской свитой в зоне шириной около 2 км все резче проявляется асимметрия складок за счет удлинения пологих крыльев и уменьшения (до $20-5^\circ$) углов их падения. В результате обычные опрокинутые складки здесь превращаются во флексуры, ширина которых по мере продвижения на юго-запад возрастает от 400 до 700 м. Флексуры опрокинуты на юго-запад, смыкающие крылья их падают под углом $45-70^\circ$ на северо-восток, а слои в пологих крыльях меняют свое падение от 20 до 5° и даже залегают порой почти горизонтально (рис. 34).

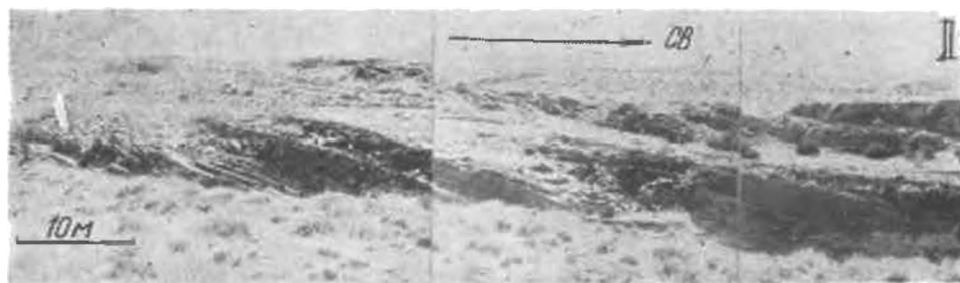
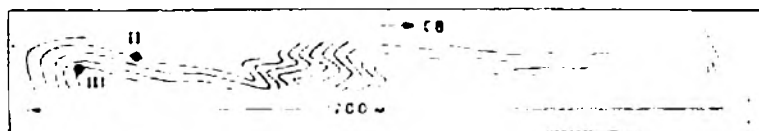


Рис. 34. Опрокинутые флексуры бешарьгской свиты. Флексурный перегиб осложнен мелкими лежащими складками. II—III — детали I (II — пологое крыло флексуры, III — флексурный перегиб).

В итоге наблюдается волнистость пологих крыльев. Смыкающие крылья большей частью имеют простое строение, хотя нередко осложнены лежащими складками с падением осевых плоскостей под углом $10-25^\circ$ на северо-восток. Во флексурных перегибах часто развиты малоамплитудные пологие надвиги.

Профиль IV — IV. В начале профиля среди рифейских известняков в блоке, ограниченном с двух сторон крутопадающими разрывами системы ГКР, выходят песчано-сланцевые отложения в целом полого залегающих ранской, карагурской и аксумбинской свит. Они интенсивно смяты в сжатые подобные складки с острыми замками и крутыми крыльями шириной от долей до первых десятков метров. Осевые плоскости складок падают на юго-запад под углом 65—70° в соответствии с ориентировкой граничных разломов, а зеркало складчатости, судя по всему, опускается к юго-западу.

Далее на юго-запад описываемый профиль в зоне каледонского антиклинория пересекает Бакырлы-Кумыстинскую антиклиналь. Примыкающие к ее юго-западному крылу песчано-сланцевые породы ранской, карагурской и аксумбинской свит смяты в сильно сжатые малые складки с острыми, реже узкими округлыми замками таких же размеров, что и в предыдущем случае. Все складки подобны, отличаются многократным увеличением мощности слоев в замках, асимметричны; крутые крылья их падают на северо-восток под углом 70—85°, а пологие — на юго-запад под углом 40—65° (рис. 35). Осевые плоскости также наклонены на юго-запад под углом 65—75°. Зеркало складчатости полого (15—20°) опускается к юго-западу.

Затем на протяжении почти 6 км наблюдается чередование кремнистых пород и известняков курумсакской и кулантауской свит (в имеющемся небольшом выходе конгломератов байконурской свиты складчатость не установлена из-за обычного отсутствия слоистости). Морфология и размер складок различны для кремнистых и известковистых пород. Тон-

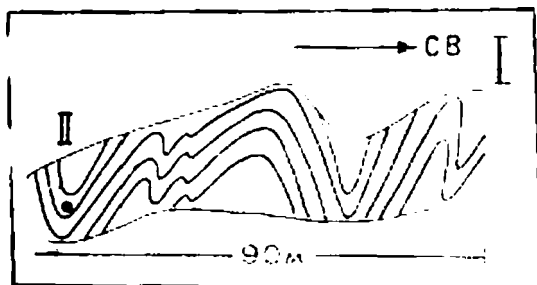


Рис. 35. Складчатость карагурской свиты по ручью Бакырлы-Озек. II — деталь I. Виден кливаж осевой плоскости.

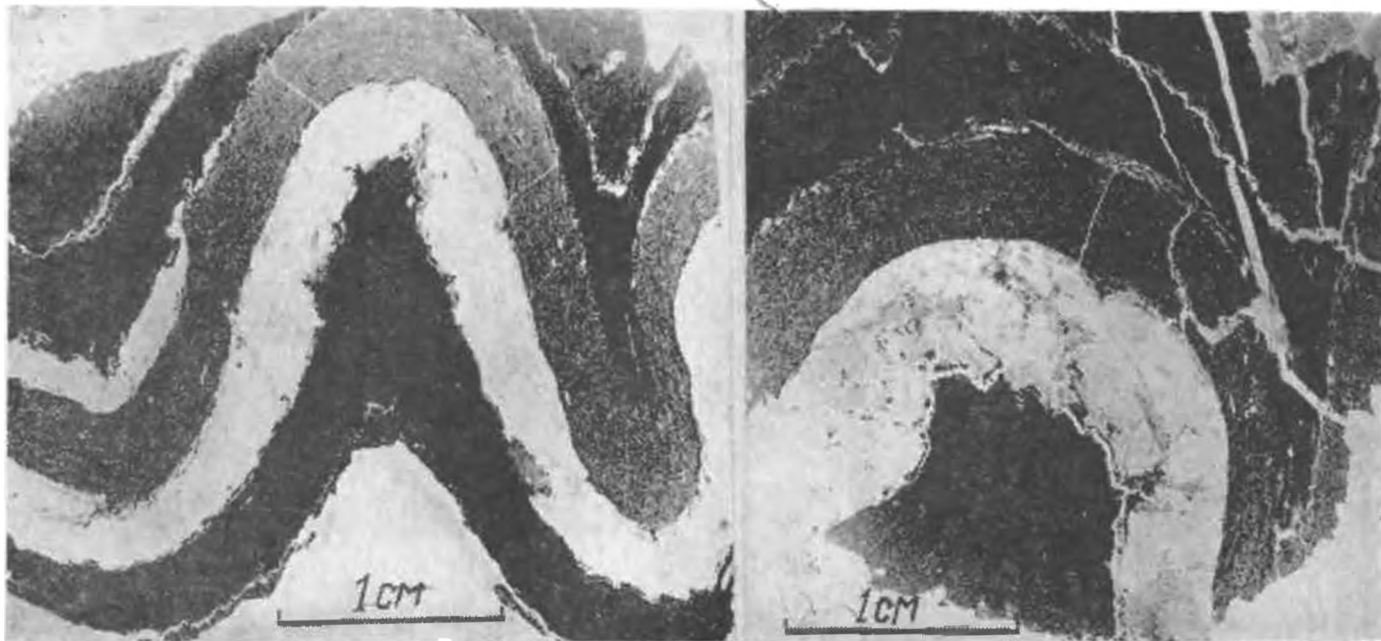


Рис. 36. Микроскладки тонкослойных кремнистых пород курумсакской свиты в шлифах (мик. "). Светлое — кремнистые, серое — глинисто-известково-алевролитовые, черное — углисто-глинистые прослои. Наиболее деформирована правая часть рисунков. Текучесть разных пород различна, что наблюдается в условиях повышенной деформированности (максимально текучие углисто-глинистые, минимально — кремнистые сланцы). Ручей Вақырлы-Озек.

костистые кремнистые и углисто-кремнистые сланцы курумсакской и низов кулантауской свит смяты в острые, угловатые стреловидные складки с резким увеличением (до 10 раз) мощности в замках. Крылья их часто бывают осложнены еще более мелкими дополнительными складочками шириной от первых сантиметров до метров (рис. 36). В известняковой пачке кулантауской свиты складки столь же сжатые, близкие к изоклинальным, с почти параллельными крыльями, но с очень пологими округлыми замками, иногда без увеличения мощности слоев в них (концентрические). Ширина складок колеблется в пределах 20—50 м.

От контакта с аксумбинской свитой до выходов байконурских конгломератов (в интервале 100 м) складки сильно асимметричны; осевые плоскости их падают под углом 70° на юго-запад, крылья имеют тоже юго-западное падение ($70—85$ и $60—75^\circ$). Далее по профилю осевые плоскости складок залегают все круче, доходя до $85—88^\circ$. При этом крылья их очень крутые ($80—85^\circ$ СВ), а складки почти симметричные. Вблизи контакта с породами ордовика осевые плоскости складок слабо наклонены под углом $80—85^\circ$ уже в противоположную сторону, т. е. падают на северо-восток. При этом крутые крылья падают на юго-запад под углами от $85—88$ до 90° , а более пологие — на северо-восток под углом $75—80^\circ$. Зеркало складчатости вначале полого опускается к юго-западу, затем становится почти горизонтальным и слабо волнистым, о чем свидетельствует чередование одних и тех же пачек пород, сочетающееся с почти вертикальным положением осевых плоскостей складок.

У контакта с камальской свитой происходит резкое выкручивание зеркала складчатости, отражающее крупный флексурный перегиб каледонского структурного этажа в целом и отвечающий ему тектонический уступ в современной структуре байкальского этажа. Складки в суындыкской и камальской свитах подобные, достаточно сжатые, с острыми замками; ширина их 30—100 м. Все они слабоасимметричные, осевые плоскости круто падают на северо-восток ($80—85^\circ$), а крылья наклонены в разные стороны ($60—70$ и $70—80^\circ$ ЮЗ). Зеркало складчатости падает круто, субвертикально.

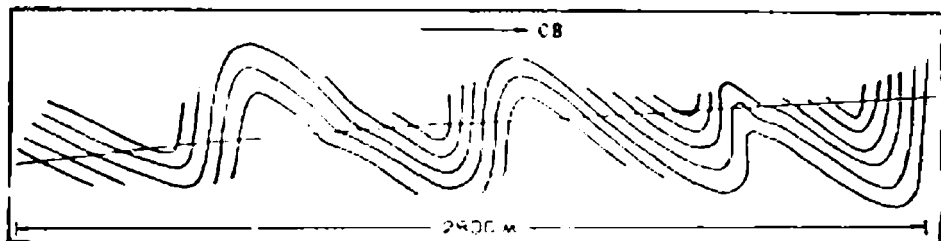


Рис. 37. Складчатость бешарыкской свиты по ручью Жидели.

Далее к юго-западу монотонная флишеподобная бешарыкская свита, слагающая каледонский синклиниорий, смята в однообразные, сравнительно слабо сжатые открытые складки с северо-восточным падением осевых плоскостей под углом $70—75^\circ$. Замки складок округлые, мощность слоев в них увеличена в 2—3 раза. Складки наклонные, с более крутыми и короткими юго-западными и пологими и длинными северо-восточными крыльями в антиклиналях (рис. 37). С продвижением на юго-запад приблизительно на 10 км ширина складок постепенно увеличивается от 350 до 500 м и соответственно возрастает их амплитуда. Это связано с последовательным выполаживанием (до $55—40—35^\circ$) пологих крыльев и прогрессирующим их удлинением. Крутые



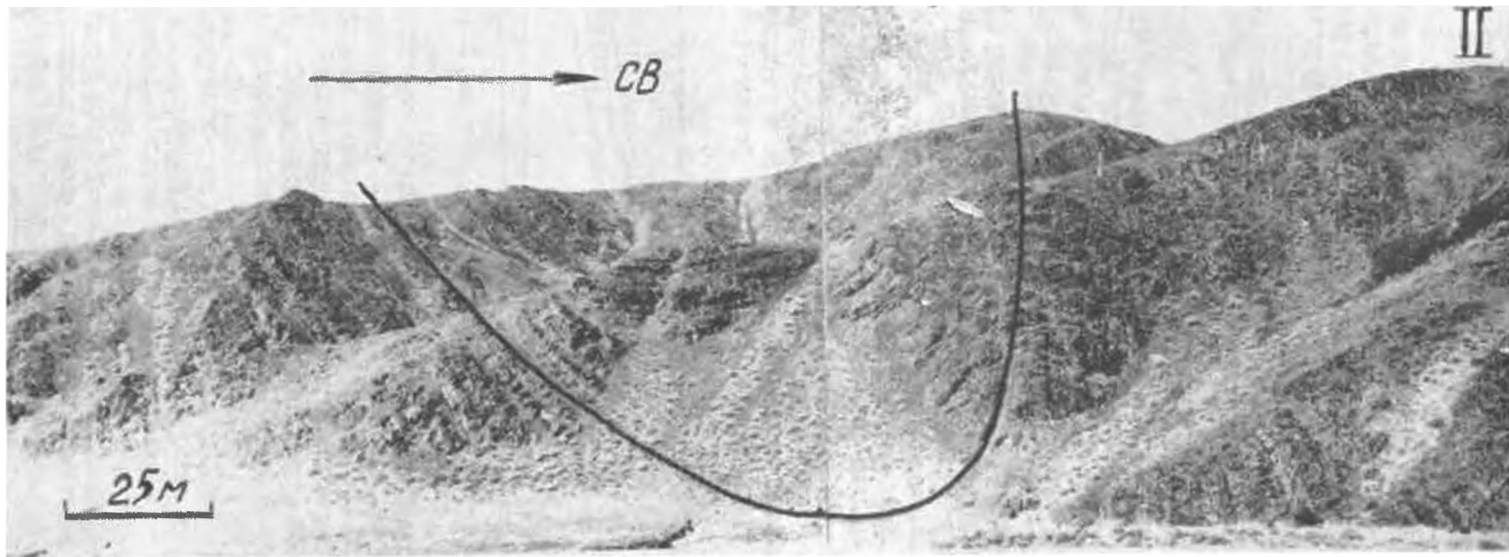


Рис. 38. Открытые асимметричная антиклинальная (I) и синклиальная (II) складки в песчано-сланцевых породах бешарыкской свиты по ручью Жусалы.

крылья залегают постоянно под углом $80—88^\circ$ ЮЗ (рис. 38). В соответствии с этими изменениями к юго-западу уменьшается сжатость складок, они становятся все более открытыми с возрастающей округлостью замков. Оба крыла бывают часто осложнены дополнительными слабыми изгибами. На фоне этой картины упрощения складок примерно в средней части каледонского синклинория отмечается зона шириной около 1 км, характеризующаяся более сжатыми и вдвое меньшими по ширине складками ($180—200$ м) с почти вертикальными осевыми плоскостями ($85—87^\circ$ СВ). Крутые крылья их падают на юго-запад под углом $60—75^\circ$, а пологие — на северо-восток под углом $50—65^\circ$; складки слабоасимметричны. Этот участок аномальной структуры, как и в других местах, соответствует месту крупного флексурного перегиба каледонского этажа, отражающего тектоническую ступень байкальского основания.

Далее к юго-западу складки вновь становятся более спокойными, открытыми, большими по размеру с тенденцией увеличения ширины до $500—700$ м. Осевые плоскости их вновь падают под углом 70° на северо-восток; пологие крылья в несколько раз длиннее крутых и падают под углом $30—45^\circ$ на северо-восток, иногда выполаживаясь до $20—25^\circ$; падение же крутых — $70—88^\circ$ ЮЗ. Зеркало складчатости полого воздымается к юго-западу под углом порядка 10° . Обоим крыльям складок очень свойственна дополнительная слабая волнистость. Дальнейшее выполаживание и удлинение пологих крыльев приводит к тому, что складки с приближением к концу профиля переходят в настоящие флексуры (рис. 39). Характерно, что на фоне общего северо-восточного падения длинных крыльев флексур в них наблюдаются участки еще более пологого (до $5—10^\circ$) или же, наоборот, более крутого (до $25—30^\circ$) залегания. Это происходит в результате осложнения крыла дополнительными слабыми изгибами, достигающими по ширине первых сотен метров и нередко имеющими коробчатую форму с плоским сво-

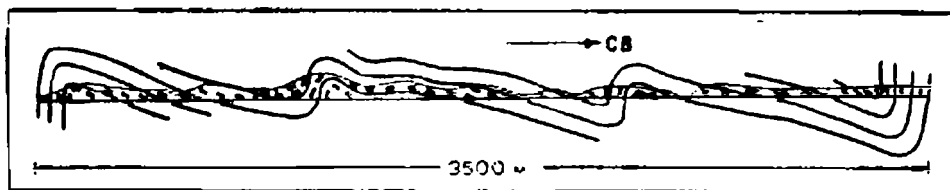


Рис. 39. Прямые флексуры в бешарыкской свите по ручью Жидели.

дом. Смыкающие крылья флексур падают вертикально или под углом $80—85^\circ$ то на юго-запад, то на северо-восток. Флексурные перегибы (там, где удалось непосредственно их наблюдать) имеют округлые, плавные очертания в деталях, хотя и осложнены часто дополнительными изгибами. Осевые плоскости флексурных перегибов падают на северо-восток под углом $60—70^\circ$. Ширина флексур колеблется от 400 до 1400 м с тенденцией увеличения к юго-западу.

Породы бешарыкской свиты на крайнем юго-западном конце профиля контактируют по сдвигу с породами тьюлькубаша.

Профиль V — V. Непосредственно у зоны ГКР выходит известняковая пачка кулантауской свиты, слагающая северо-восточное крыло синклинальной складки, которая осложняет более крупную Бакырлы-Кумыстинскую антиклиналь. Породы смяты в малые складки, наклоненные либо опрокинутые на северо-восток. Складки сжаты в различной степени, вплоть до пологих, с округлыми замками и почти

без увеличения в них мощности слоев (рис. 40). Пологие крылья падают под углом $40-45^\circ$ на юго-запад и нередко осложнены дополнительными изгибами. Крутые крылья в наклонных складках имеют северо-восточное падение ($70-75^\circ$), а в опрокинутых — юго-западное ($80-85^\circ$). Ширина складок измеряется первыми десятками метров. Осевые плоскости падают под углом $60-70^\circ$ на юго-запад; зеркало складчатости полого опускается в том же направлении.

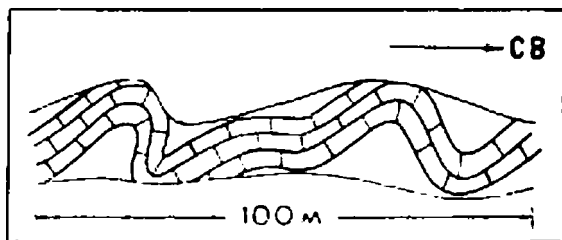


Рис. 40. Наклонные концентрические складки в известняках кулантауской свиты по ручью Раи.

Породы камальской и суындыкской свит, выходящие в ядре отмеченной синклинали, образуют серию довольно сжатых подобных складок, также опрокинутых к северо-востоку. Крылья их падают на юго-запад под углами $70-85$ и $40-50^\circ$ соответственно. Ширина складок колеблется в пределах первых десятков метров. Осевые плоскости падают на юго-запад под углом $60-70^\circ$. В юго-западном опрокинутом крыле синклинали кулантауская и курумсакская свиты дислоцированы в сжатые складки, осевые плоскости которых падают круто на юго-запад ($75-35^\circ$). В известняковой пачке кулантауской свиты складчатость сохраняет в общем ту же морфологию, что и на северо-восточном крыле синклинали. В кремнистых породах кулантауской и курумсакской свит складки очень сжатые, с острыми замками и прямолинейными крыльями; ширина складок порядка $1-2$ м. Складки слегка асимметричные, углы падения крутых крыльев $80-85^\circ$ на северо-восток, а пологих — $70-75^\circ$ на юго-запад.

Далее на юго-запад, на северо-восточном крыле Бакырлы-Кумыстинской антиклинали, породы аксумбинской и карагурской свит смяты в сжатые подобные складки с острыми замками (в которых многократно увеличена мощность слоев) и крутыми крыльями, падающими в разные стороны под углами $70-90^\circ$ ЮЗ и $40-80^\circ$ СВ соответственно. Осевые плоскости круто падают к северо-востоку (70°). Ширина складок колеблется в пределах первых метров, редко достигая 10 м. Наиболее интенсивная и сложная складчатость, вплоть до микроскладок, наблюдается в известково-глинистой пачке аксумбинской свиты. Зеркало складчатости поднимается на юго-запад к ядру Бакырлы-Кумыстинской антиклинали.

Песчано-сланцевая пачка ранской свиты на северо-восточном крыле Бакырлы-Кумыстинской антиклинали смята в серию сжатых подобных складок, опрокинутых к юго-западу. Ширина складок несколько больше, чем в аксумбинской и карагурской свитах, но не превышает $10-15$ м (рис. 41). Падение обоих крыльев северо-восточное, под углами $65-70$ и $40-50^\circ$ соответственно. Осевые плоскости падают на северо-восток под углом 65° .

Конгломераты ранской свиты, как видно на профиле (рис. 14), образуют пологий свод большого радиуса и совершенно не осложнены сжатой конгруэнтной складчатостью. Вместо нее имеются многочисленные не упорядоченные в поперечном сечении открытые слабые складки шириной в десятки и сотни метров. На обоих крыльях Бакырлы-Кумы-

стинской антиклинали слои падают под углом $15-25^\circ$ в противоположные стороны. Это отражает открытый, в целом симметричный характер данной антиклинали, в ядре которой выходят на поверхность верхнерифейские гранитоиды Кумыстинского плутона. Как уже отмечалось, залегающие на гранитах базальные конгломераты ранской свиты несут на себе отчетливые следы позднегерцинского термального воздействия и гранитизации либо реоморфизма, связанных с

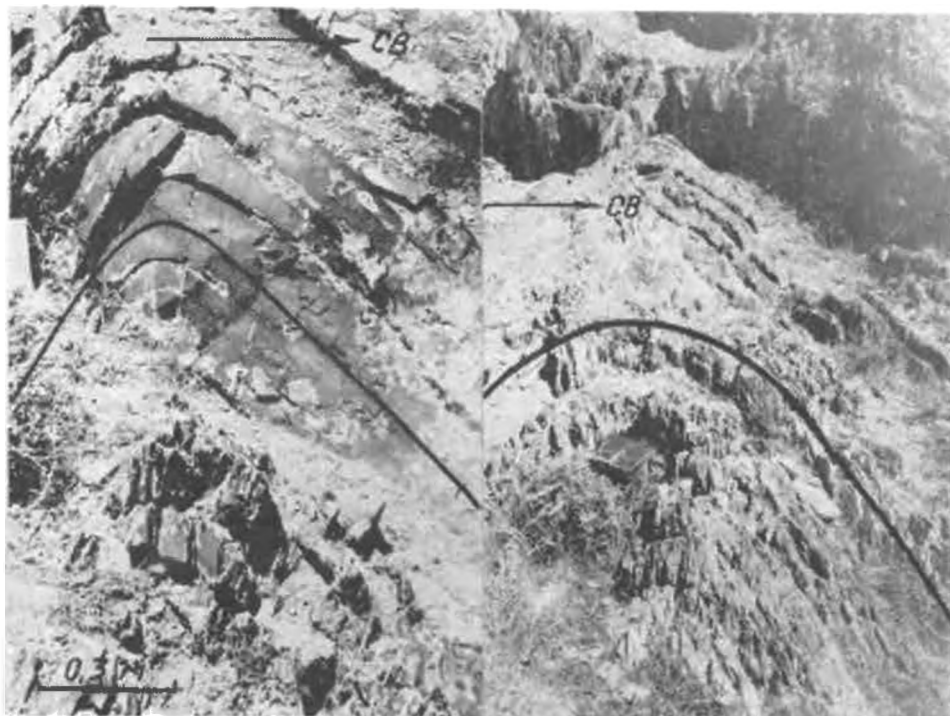


Рис. 41. Мелкие складки с кливажем осевой плоскости в песчано-сланцевой пачке ранской свиты по ручью Ран. Виден крутопадающий кливаж осевой плоскости.

«оживлением» рифейских гранитов, что сопровождалось, по-видимому, некоторым диапиризмом. Именно с этих позиций получает объяснение отсутствие секущего кливажа и конгруэнтных малых складок в нижней пачке ранской свиты наряду с наличием слоевого кливажа, переходящего в кристаллизационную сланцеватость, ассоциирующих с пологими инконгруэнтными складками. Ситуация в целом напоминает ту, какая наблюдается в ядрах Уштасской и Акжарской антиклиналей.

Характер складчатости в ранской (песчано-сланцевая пачка), карагурской и аксумбинской свитах на юго-западном крыле Бакырлы-Кумыстинской антиклинали морфологически ничем существенно не отличается от складчатости в этих же свитах на северо-восточном крыле. Разница заключается лишь в противоположной вергентности складок, осевые плоскости которых падают здесь на юго-запад под углом $60-70^\circ$.

В конгломератах байконурской свиты внутренняя складчатость не установлена из-за обычного отсутствия слоистости.

Еще юго-западнее породы курумсажской и кулантауской свит смяты в сжатые складки, опрокинутые к северо-востоку. Они асимметричные, с односторонним юго-западным падением крыльев ($70-80$ и

40—60° соответственно). Здесь, как и в предыдущих профилях, в известняках складки в общем близки к изоклинальным, с узкими, но округлыми замками и почти параллельными крыльями. В кремнистых же породах складки стреловидные — с остроугольными замками и прямолинейными крыльями (рис. 42). Ширина складок колеблется от первых до 50 м. Осевые плоскости однообразно падают на юго-запад под углом 60—70°, а зеркало складчатости полого поднимается к северо-востоку.

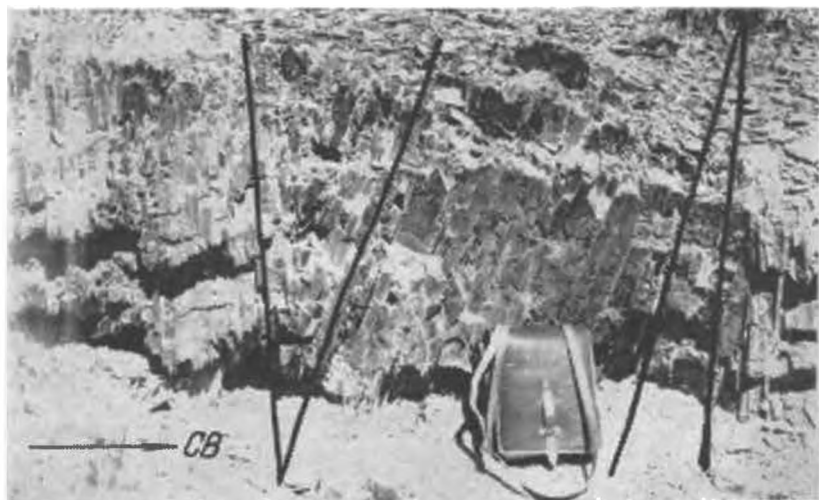


Рис. 42. Стреловидные складки в кремнистых породах кулантауской свиты по ручью Ран.

Обнажающиеся юго-западнее породы камальской и суындыкской свит дислоцированы в серию однотипных сжатых складок шириной от десятков до 100 м, наклоненных к северо-востоку (рис. 43). Складки асимметричные, крылья их падают под углами 75—85 и 35—45° на юго-запад. Падение осевых плоскостей 70—75°. Складки подобные, но

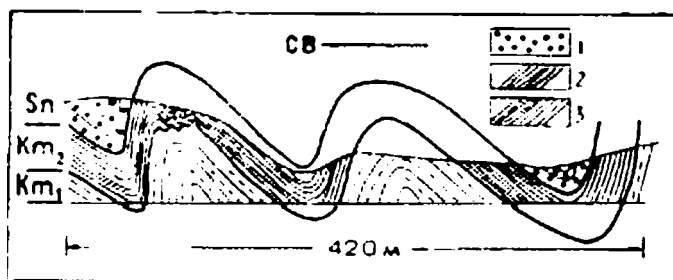


Рис. 43. Складчатость камальской и суындыкской свит по ручью Ран. 1 — песчаники с прослоями алевролитов (суындыкская свита); 2 — кремнистые сланцы и 3 — алевролиты камальской свиты.

более открытые, чем расположенные северо-восточнее по профилю в породах тех же свит. В кремнистых тонкослоистых породах замки складок нередко осложнены более мелкими складочками шириной порядка первых метров.

Примечательно, что зеркало складчатости на сопряжении каледонских антиклинория и синклинория погружается под средними уг-

лами к юго-западу, не испытывая обычного для предшествующих профилей крутого ныряния, что свидетельствует об угасании амплитуды соответствующего флексурного перегиба каледонского структурного этажа к юго-востоку.

Далее на юго-запад, в пределах выхода бешарыкской свиты, выделяется ряд пологих крупных синклиналильных и антиклиналильных складок второго порядка, устанавливаемых по положению зеркала малой складчатости, непосредственно наблюдаемой в обнажениях. Морфология ее в поперечном сечении каледонского синклинория различна. Вблизи контакта со средним ордовиком породы бешарыкской свиты смяты в сжатые наклонные складки с падением осевых плоскостей на юго-запад под углом $70-75^\circ$. Крутые крылья падают на северо-восток под углом $70-80^\circ$, а пологие — на юго-запад под углом $40-50^\circ$. По сравнению с нижним и средним ордовиком складки еще более открытые, но также подобные, с округлыми замками. По размеру они больше, ширина их $100-300$ м.

По мере продвижения на юго-запад, к центральной части каледонского синклинория, падение осевых плоскостей складок постепенно приближается к вертикальному. При этом складки, естественно, становятся симметричными и более открытыми, с углом падения крыль-

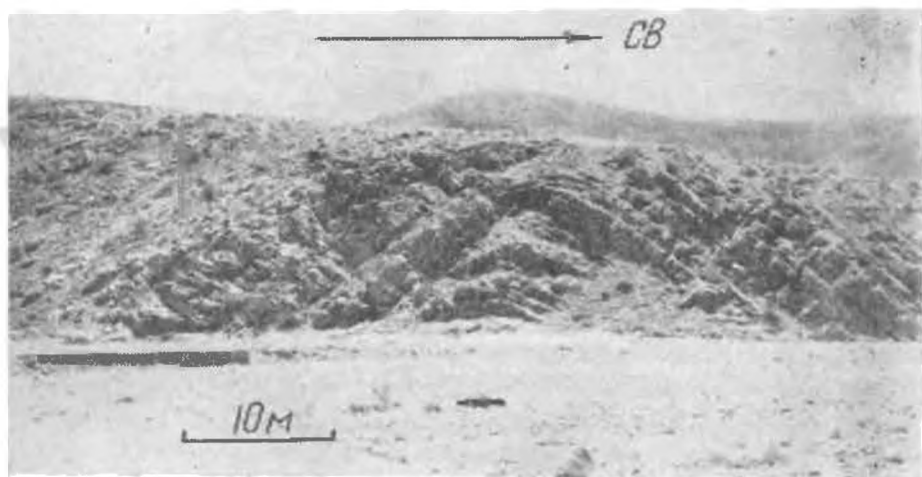


Рис. 44. Открытая симметричная антиклиналь в бешарыкской свите по ручью Талдайрык.

ев $35-55^\circ$ на юго-запад и северо-восток. Одновременно увеличивается ширина складок до $300-400$ м (рис. 44). Зеркало складчатости залегает весьма полого. Далее по профилю складки опять становятся асимметричными, осевые плоскости их падают под углом 75° уже на северо-восток. Залегание крыльев соответственно $75-85^\circ$ ЮВ и $35-45^\circ$ СВ. Ширина складок достигает $400-500$ м, зеркало складчатости полого (10°) поднимается на юго-запад. Еще дальше к юго-западу складки становятся более открытыми, но сохраняют свою асимметрию и подобный характер. Крутые крылья их имеют юго-западное падение ($60-70^\circ$), а пологие — северо-восточное ($30-40^\circ$). Осевые плоскости падают круто (около 80°) на северо-восток. Параллельно с этим возрастает ширина складок до $500-700$ м.

В замковой части крупной антиклинали второго порядка, приуроченной к осевой части каледонского синклинория, малые складки открытые симметричные, с падением крыльев ($35-45^\circ$) на северо-вос-

ток и юго-запад. Осевые плоскости их залегают вертикально. Положение зеркала складчатости близко к горизонтальному. Нет сомнений в том, что отмеченная антиклиналь соответствует одному из флексурных перегибов каледонского этажа и отвечающего ему тектонического уступа байкальского фундамента, столь отчетливо прослеженных в профилях I—I—IV—IV. Судя по всему, амплитуда уступа в профиле V—V крайне незначительна.

С продвижением на юго-запад по крылу антиклинали второго порядка малые складки становятся еще более открытыми, углы падения крыльев уменьшаются, выполаживаются и удлиняются более пологие крылья. При этом складки вначале приобретают флексуроподобный облик, а затем превращаются в настоящие простые флексуры открытого типа (рис. 15) с очень короткими смыкающимися крыльями. При этом главным мотивом структуры являются полого залегающие на значительных пространствах пласты. Крылья флексур падают на юго-запад: пологие — под углом $10-20^\circ$, а смыкающиеся — под углом $30-50^\circ$ (рис. 45). Пологие крылья флексур нередко осложнены малоамплитудными изгибами, что придает им в деталях волнистость. Ширина флексур колеблется от 300—500 до 800 м. По лестнице этих флексур

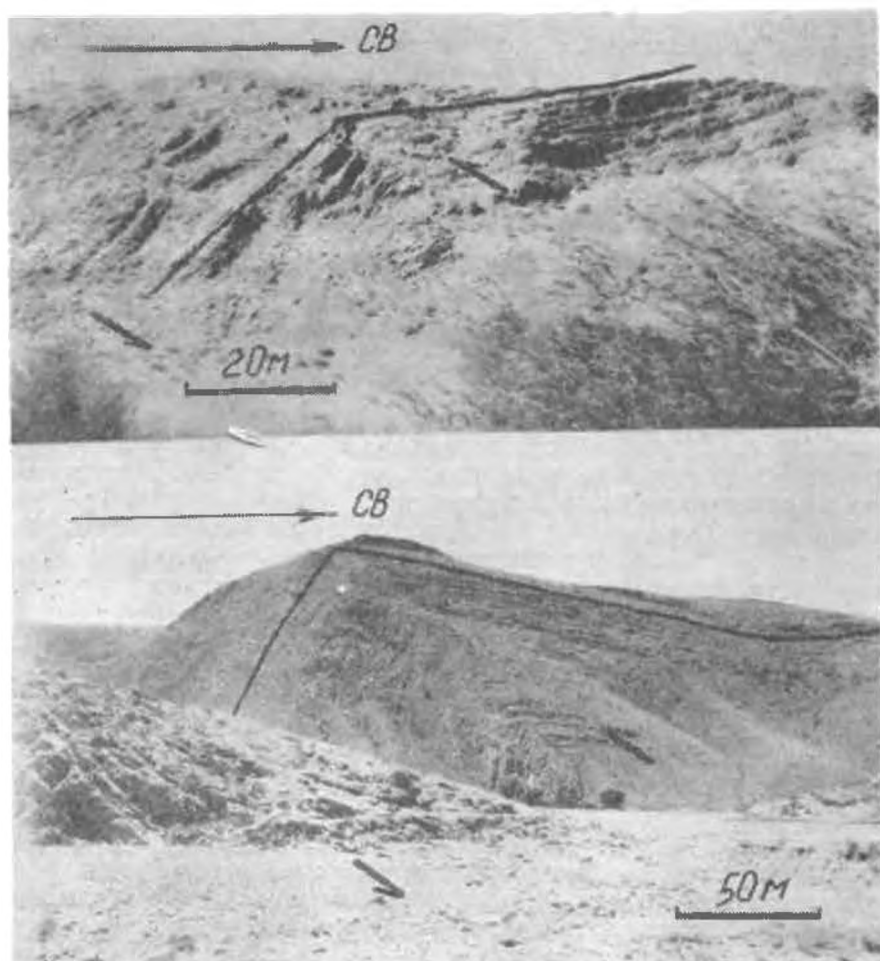


Рис. 45. Открытые флексуры сжатия в бешарыкской свите по ручью Куланчи. Стрелками показано смещение блоков.

зеркало складчатости полого опускается к ядру следующей на юго-западе слабой синклинали второго порядка.

Необходимо отметить, что на подобного рода участках как на рассматриваемом профиле, так и по профилю VI—VI повсеместно развит субвертикальный селективный (в наименее вязких алевролитах и глинистых сланцах) кливаж, а особенностью флексур является то, что все они (и открытые, и прямые) несут отчетливые следы возникновения в условиях тангенциального сжатия (рис. 45, 49).

Далее по профилю от ядра указанной синклинали пологие крылья флексур падают уже на северо-восток под углом $15-20^\circ$, а более крутые — то на северо-восток, то на юго-запад под углом $70-80^\circ$ (открытый и закрытый типы флексур). Флексурные перегибы, как правило, сложные и зачастую не плавные, а ломаные, осложнены хрупкими крутопадающими разрывами. Пологие крылья обычно прямолинейны и осложнены малоамплитудными изгибами, вследствие чего имеют волнистый облик. Ширина флексур возрастает к юго-западу до 800—1200 м. Зеркало складчатости (а точнее, господствующее положение слоев), слабо осложненное флексурами, полого воздымается на юго-запад к ядру следующей по профилю антиклинали второго порядка.

На юго-запад от замка антиклинали все крылья флексур падают уже на юго-запад: пологие — под углом $20-30^\circ$, а крутые — под углом $50-80^\circ$ (открытый тип флексур). Ширина флексур 300—700 м. Зеркало складчатости (господствующее положение слоев) полого опускается к юго-западу. Так же как и предыдущая, данная антиклиналь отражает местоположение затухающих к юго-востоку тектонических уступов в допалеозойском фундаменте, прослеженных в профилях I—I—IV—IV.

На крайнем юго-западе профиля, вблизи осложненного разрывом контакта с тюлькубашской свитой девона, картина остается прежней: господствует открытый тип флексур с общим пологим наклоном слоев к юго-западу.

Профиль VI—VI на северо-востоке пересекает юго-восточное окончание каледонского антиклинория СЗ Каратау в месте погружения его под структуры герцинского этажа. Здесь наряду с складчатыми деформациями интенсивно проявлена постскладчатая разрывная тектоника. Многочисленные крутопадающие и разноамплитудные разрывы разобщают некогда единую складчатую структуру каледонского этажа на отдельные блоки и приводят в соприкосновение разновозрастные свиты нижнего палеозоя, девона и нижнего карбона. Из-за такой сложной дислоцированности установить положение зеркала складчатости каледонских структур и общую морфологию структуры антиклинория на его юго-восточном окончании можно лишь с некоторой условностью.

В начале профиля, в зоне ГКР, выходят песчано-сланцевые отложения бешарыкской свиты, образующие здесь простую, довольно сжатую синклинальную складку до 1,5 км в поперечнике. Она несколько асимметрична, северо-восточное крыло ее падает на юго-запад под углом 65° , а противоположное — более круто (80°) на северо-восток. Осевая плоскость складки круто (85°) наклонена на юго-запад. На юго-западном крыле описанной синклинали обнажается сумдыкская свита, слои которой залегают моноκлиналино и падают круто (80°) на северо-восток. Для пород ордовика не характерна осложняющая малая складчатость, что является прямым следствием столь же необычного расположения интенсивного кливажа — параллельно слоям.

Далее на юго-запад в блоке, ограниченном крутопадающими разрывами, известняки фамена и нижнего карбона образуют две синкли-

нальные и сопряженную с ними антиклинальную складки шириной 300—500 м. Осевые плоскости их падают на северо-восток под углом 55°. Падение обоих крыльев складок северо-восточное под углами 70—75 и 30—40° соответственно. Уже на этом примере ярко виден резко дисгармоничный стиль тектоники герцинского этажа по отношению к каледонскому.

Еще юго-западнее (в следующем к юго-западу блоке) породы камальской, суындыкской и бешарыкской свит смяты в сжатые подобные складки с узкими округлыми замками шириной 10—50 м. Осевые плоскости складок падают на юго-запад под углом 70—75°, в ту же сторону (под углом 10°) полого опускается зеркало складчатости. Складки наклонные, крутые крылья имеют северо-восточное падение под углом 55—70°, а пологие под углом 40—60° падают на юго-запад (рис. 46).

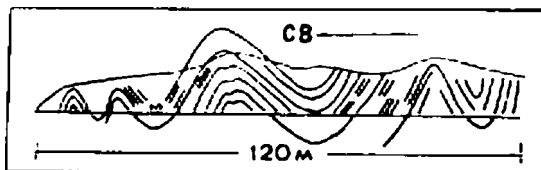


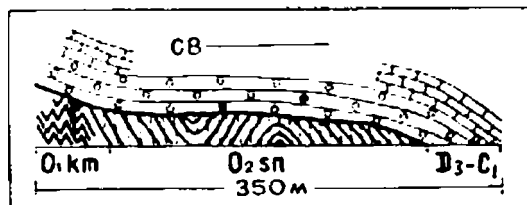
Рис. 46. Складчатость суындыкской свиты по ручью Суындык.

Далее по профилю на бешарыкскую свиту с резким угловым несогласием налегает герцинский структурный этаж, сложенный конгломератами (в основании) и известняками фамена и нижнего карбона, которые на всем протяжении выхода залегают моноклинально и полого (15—20°) падают на юго-запад.

Юго-западнее описываемая толща срезана крутым разломом, за которым вновь выходит бешарыкская свита, смятая в сжатые подобные складки шириной 50—100 м. Складки асимметричные, крутые крылья падают на северо-восток под углом 70—80°, а пологие — под углом 35—45° на юго-запад. Осевые плоскости складок круто наклонены на юго-запад (70—75°). Зеркало складчатости полого опускается к юго-западу.

В следующем к юго-западу тектоническом блоке, также ограниченном крутопадающими разломами, в высоком обнажении по правому берегу ручья Суындык хорошо прослеживается характер соотношений между каледонским и герцинским структурными этажами. На рисунке 47, изображающем это обнажение, четко видно, как интенсивно смятые кремнистые породы камальской и песчано-сланцевые отложения

Рис. 47. Характер соотношения каледонского и герцинского структурных этажей. Пологозалегающие конгломераты тюлькубашской свиты с резким структурным несогласием перекрывают камальскую и суындыкскую свиты, смятые в мелкие складки с интенсивным крутопадающим кливажем осевой плоскости. Правый берег ручья Суындык (условные обозначения в тексте).



суындыкской свит с отлично развитым кливажем осевой плоскости резко несогласно перекрывают полого залегающими конгломератами и известняками девона и карбона. Складки в каледонском этапе сжатые, подобные, с крутым (75—85°) падением осевых плоскостей к юго-западу.

ду. Крылья их падают на северо-восток и юго-запад под углами $70-80$ и $50-60^\circ$ соответственно. Ширина складок не превышает в камальской свите 10 м, а в суындыкской — $100-150$ м. Налегавшие на эти сложнодислоцированные породы ордовика конгломераты и известняки девона и нижнего карбона полого ($5-25^\circ$) падают на юго-запад. Налицо структурное несогласие и дисгармония дислоцированности каледонского и герцинского этажей. Подробнее характер соотношения их в СЗ Каратау будет рассмотрен особо.

Далее на юго-запад породы бешарыкской свиты образуют две довольно крупные складки — сопряженные между собой синклиналь и антиклиналь. Ширина их достигает 1500 м. Это открытые симметричные складки с округлыми замками и пологопадающими крыльями ($45-55^\circ$).

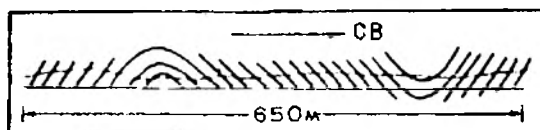


Рис. 48. Симметричные пологие складки в бешарыкской свите по ручью Жамантас.

Ширина складок, развитых дальше на юго-запад, несколько меньше и составляет $400-600$ м. Они по-прежнему симметричные, открытые, с округлыми замками (рис. 48).

С продвижением на юго-запад быстро увеличивается открытость складок за счет выполаживания крыльев до $20-30^\circ$, при этом осевые плоскости (с небольшим отклонением) вертикальные. Ширина скла-

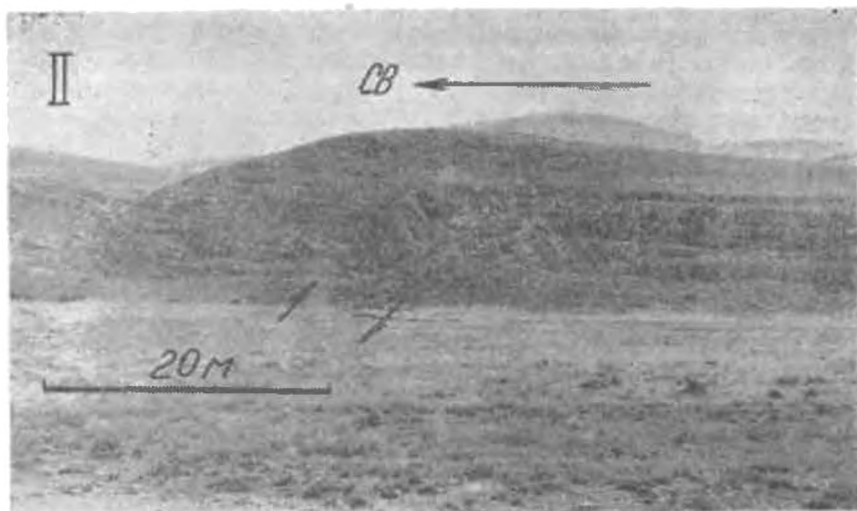


Рис. 49. Простые открытые флексуры сжатия в бешарыкской свите. Местами смыкающие крылья осложнены разрывами и мелкими складками. II — деталь I. Мелкая открытая флексура. Ручей Жамантас. Стрелки отражают смещение блоков.

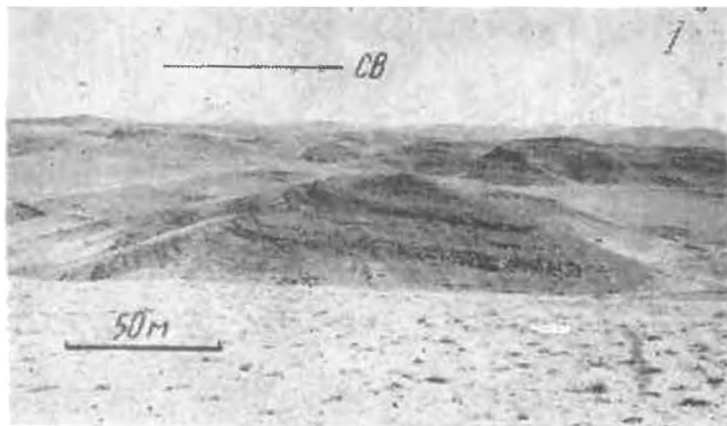
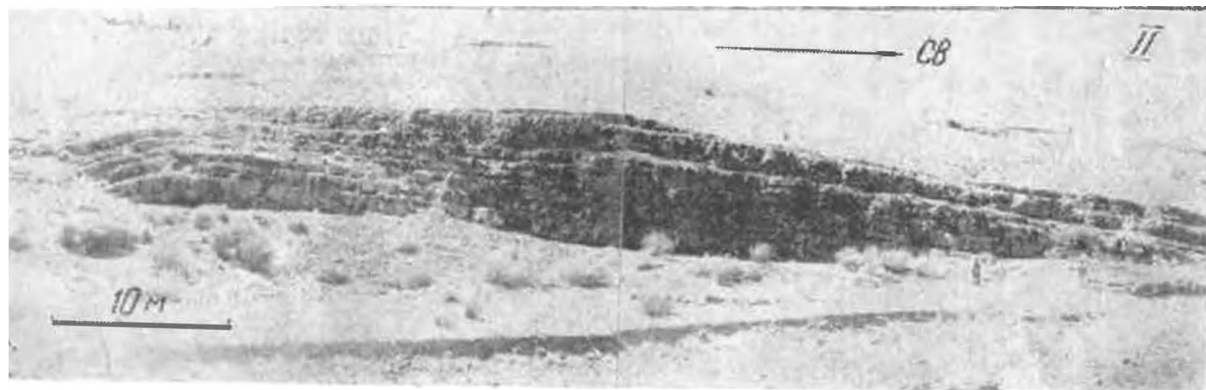


Рис. 50. Почти горизонтальное залегание слоев в пологих крыльях флексур по ручью Жамантас. Юго-западный борт каледонского синклиория.



док возрастает до 700—800 м. В открытых симметричных складках зеркало складчатости залегает горизонтально.

Далее к юго-западу происходит дальнейшее выполаживание крыльев складок — до 15—25°, что приводит к увеличению их ширины до 1000—1500 м. Это уже, по существу, пологие и крупные волнообразные изгибы пластов, которые, в свою очередь, переходят в открытые флексуры. Крутые крылья их падают под углом 25—50° на юго-запад, а пологие под углом 5—15° на северо-восток либо почти горизонтально (рис. 49, 50). Пологие и смыкающиеся крылья флексур нередко осложнены крутыми крупными разрывами, иногда сопровождаемыми мелкими приразрывными складками, осевые плоскости которых в общем параллельны этим разрывам. Ширина флексур колеблется в широких пределах — от 300 до 1500—2000 м с заметной тенденцией увеличения к юго-западу. По существу, флексуры представляют собой лишь мелкие осложнения общего очень пологого или почти горизонтального («платформенного») залегания бешарыкской свиты на площади шириной около 12 км по профилю. Породы бешарыка на юго-западе тектонически контактируют с породами тьюлкубаша. Необходимо отметить, что в этом профиле уже не фиксируются отчетливые флексурные перегибы каледонского структурного этажа, которые прослежены всеми предыдущими разрезами и подтверждаются наличием узких зон градиентов в гравитационном поле (В. Н. Любецкий).

* * *

При рассмотрении складчатой структуры СЗ Каратау можно было шаг за шагом проследить, как изменяются морфология, интенсивность и ориентировка малой складчатости в зависимости от близости к зоне ГКР, литологии, степени метаморфизма. Выводы по этим и другим вопросам будут изложены в специальном разделе после описания бай-

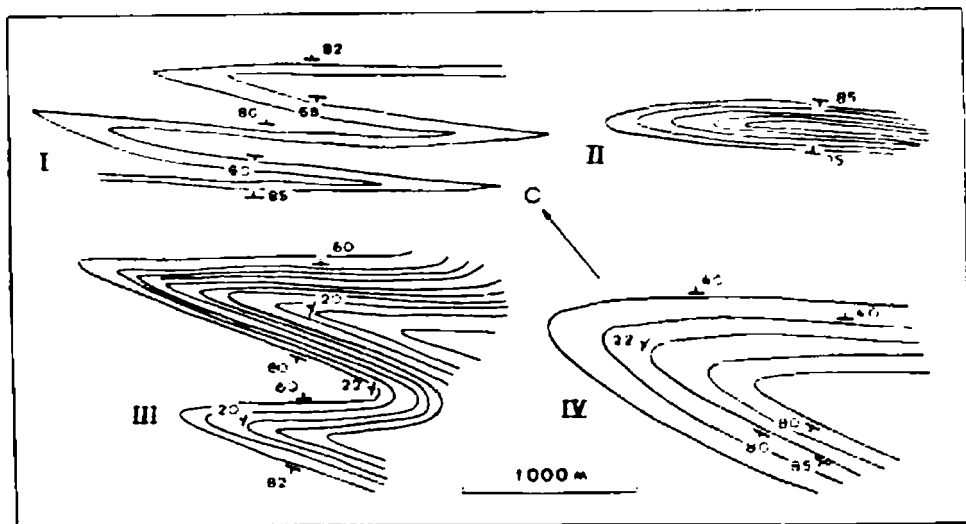


Рис. 51. Морфология малых складок в плане. I — узкие линейно-вытянутые складки кремнистой пачки кулантауской свиты (верховье ручья Курумсак); II—IV — зависимость степени сжатости линейно-вытянутых складок бешарыкской свиты от положения их относительно ГКР в зоне профиля IV: II — осевая часть каледонского антиклинория (верховье ручья Жиланды), III — каледонский синклинорий (низовье ручья Жусалы), IV — то же (верховье ручья Жидели).

кальского, герцинского и альпийского структурных этажей. Здесь мы коротко остановимся на некоторых морфологических особенностях складок в плане, изучавшихся нами как на местности, так и путем просмотра снимков контактной печати. Общим для складок, особенно малых, являются, прежде всего их линейность и вытянутость в северо-западном направлении (по азимуту $310-320^\circ$), в целом параллельно ГКР. Оси складок обычно очень пологие, почти горизонтальные, углы погружения их на периклиналях не превышают 20 , редко 30° . Приведем несколько характерных примеров (рис. 51).

В зоне каледонского антиклинория, непосредственно прилегающей к ГКР, наиболее пластичные нижние компоненты разреза — тонкослоистые существенно сланцевые породы венда и кембрия — образуют очень узкие, отчетливо линейные и весьма протяженные малые складки, длина которых больше ширины в $10-40$ раз. В кремнистых породах курумсакской и кулаитауской свит такие складки особенно выделяются своей стреловидной, а точнее канозобразной формой в плане.

Малые складки в вышележащей флишеподобной песчано-алевролитовой бешарыкской свите в зоне ГКР также узкие, линейно-вытянутые, с почти параллельными крыльями, и прослеживаются по простиранию на несколько километров. Характерно, что отношение их ширины к длине обычно составляет $1:10-1:15$, что свидетельствует о высокой степени сжатости складок. С удалением от ГКР, в осевой части каледонского синклинория, малые складки, сохраняя линейно-вытянутую форму, становятся более крупными и открытыми, крылья их уже не субпараллельные, а расходятся под острыми углами. Ширина складок увеличивается, а длина превышает ширину примерно в $5-10$ раз. Далее на юго-западе антиклинория малые складки еще более крупные и открытые, с округлым плавным рисунком периклиналей. Длина их уже только в несколько раз больше ширины. В этом проявляется общая тенденция уменьшения интенсивности складчатости в каледонском этаже СЗ Каратау по мере удаления от ГКР на юго-запад.

Разрывные формы

Среди широко развитых в СЗ Каратау разрывных нарушений по отношению к складкообразовательному процессу можно выделить доскладчатые, соскладчатые и постскладчатые (Паталаха, 1972а).

К доскладчатым первичным разрывам следует отнести глубокий по своей природе Главный Каратауский разлом (ГКР), являющийся важнейшим элементом тектонической структуры Каратау. С момента заложения на протяжении всей истории геологической эволюции этот разлом оказывал большое влияние на ход развития разграничиваемых им Вольшого и Малого Каратау. Им обусловлены различие в составе и мощности разновозрастных пород, различный стиль складчатых деформаций, приведших к образованию разнотипных складчатых структур, а также неодновременность консолидации этих областей. ГКР — не единичный шов, как обобщенно он изображается на обзорных картах. Это целая система тесно сближенных субпараллельных нарушений, возникших и обновлявшихся в разное время (Николаев, 1959). Важнейшими из них являются два разлома, ограничивающие с обеих сторон осевую зону антиклинория (Н. М. Салов) (рис. 12, 14). Юго-западный разлом при этом носит название Главного Каратау-

ского надвига, а северо-восточный — Главного Каратауского сброса. Плоскость надвига имеет крутое падение ($70-60^\circ$) то на северо-восток (северо-западнее ручья Бакырлы-Озек), то на юго-запад. Главному Каратаускому сбросу на всем протяжении свойственно устойчивое северо-восточное падение, меняющееся в деталях от 75° до субвертикального. Если рассматривать ГКР как единую систему глубинного разлома, то на основании данных ГСЗ и гравитики положение его, как правило, изображается почти вертикальным либо крутонаклонным с падением на северо-восток*.

Конечно, мы не можем безоговорочно принимать современный наклон ГКР неизменным в более древние эпохи, но, судя по конформному залеганию осевых плоскостей складок, можно думать, что падение его в период каледонского складкообразования также было близко к современному, хотя в деталях направление падения, возможно, менялось по простиранию, что отразилось в вергентности складок.

О характере перемещений по ГКР в настоящее время нет единого мнения. Одни исследователи считают этот разлом сдвигом (Огнев, 1939; Галицкий, 1940; Пейве, 1945; Буртман, 1963, 1964, и др.). Величина горизонтальных перемещений, по данным этих исследователей, достигает 200 км. Другие авторы относят ГКР к надвигам (Николаев, 1933; Беспалов, 1940) или взбросам (Ажгирей, 1956; Николаев, 1959; Н. М. Салов и др.) с амплитудой вертикальных перемещений 2,5—3 км для каледонского цикла и до 7 км для протерозоя — антропогена.

Мы полагаем, что сама постановка вопроса о принадлежности к определенному морфологическому типу ГКР не вполне правомерна. Очевидно, речь должна идти только о преобладающем характере движений по разлому в разные этапы его развития.

Проанализируем с этой точки зрения взаимоотношения ГКР и складчатых структур СЗ Каратау, образование которых в основных чертах произошло в раннем палеозое (глава I). Строгая линейность структур всех порядков и параллельность их разлому, постепенное затухание степени дислоцированности толщ по мере удаления от него говорят о том, что каледонский этап складкообразования ГКР сыграл координирующую (структурообразующую) роль. Судя по всему, он явился поверхностью приложения усилий, возникающих в результате дифференциальных движений блоков СЗ и М. Каратау. Особенности складчатости в каледонском этаже убедительно свидетельствуют о том, что своим происхождением она обязана горизонтальному сжатию, приложенному с северо-востока перпендикулярно к плоскости разлома. Очевидно, в это время по преобладающим движениям ГКР был крутым надвигом или взбросом.

В то же время в послегерцинский период сдвиговый характер движений по ГКР подтверждается наличием крупного пермо-триасового сдвига по Таласо-Ферганскому разлому, северо-западным продолжением которого является ГКР. Это означает, что горизонтальные перемещения по ГКР произошли уже после завершения главных фаз складчатости, в позднегерцинскую стадию развития, после полной консолидации региона.

Таким образом, в разные этапы эволюции, в зависимости от того, вертикальные или горизонтальные движения по тектоническому шву были преобладающими, ГКР был то взбросом или надвигом, то сдвигом. На данном примере видна эволюция движений по разлому во времени, что, видимо, свойственно не только ГКР, но вообще долгоживу-

* Новейшие данные.

щим глубинным разломам (Успенская, Иртышская и другие зоны смятия).

С известной долей условности доскладчатыми разрывными нарушениями следует также считать продольные разломы довендского фундамента, не выходящие в венд-нижнепалеозойский «чехол», но проявленные в нем в виде складчатых деформаций флексурного типа на площади каледонского синклинория. Эти разрывы возникли, очевидно, либо близко одновременно с ГКР, либо гораздо позже под влиянием тех же сил и относятся, по всей вероятности, к взбросо-надвигам северо-восточного падения. Они также сыграли значительную роль в создании каледонской складчатости, поскольку расчленили на узкие блоки фундамент. Вертикальные дифференциальные движения блоков по этим разломам обусловили ступенчатое строение фундамента, что повлекло за собой образование в венд-нижнепалеозойском «чехле» крупных флексур второго порядка, осложненных каскадом малых складок. Морфология флексур прямо зависит от угла падения разрыва и величины перемещения по нему. Влияние разломов сказалось, кроме того, и на облике малой складчатости. В зонах флексур всегда происходит усиление дислоцированности пород, нарушается однообразность вергентности складок, хотя все это и не изменяет общего северо-западного простирания структур. Разломы располагаются кулисообразно, интенсивность движений по ним затухает с северо-запада на юго-восток. С этим связано упрощение складчатости каледонского синклинория, проявившееся в уменьшении наклона и амплитуды флексур, а также отсутствии четко выраженной ступенчатости строения синклинория на юго-востоке, где малоамплитудные перемещения по разломам привели лишь к пологоволнистому весьма слабому изгибанию «чехла».

Некоторыми исследователями на юго-западе района (горы Чаулинчи) выделяется Сыр-Дарьинский (Туркестанский) глубинный разлом, якобы одновозрастный с ГКР (Николаев и др., 1961). Уменьшение дислоцированности толщ каледонского этажа с северо-востока на юго-запад убедительно свидетельствует об отсутствии здесь глубинного разлома, равнозначного ГКР. В настоящее время можно считать установленным значительно более молодой (герцинский) возраст всех тех разломов, которые прослеживаются вдоль юго-западного подножия СЗ Каратау и явно деформируют герцинские структуры (Галицкий и др., 1971).

Соскладчатые разрывные нарушения, тесно связанные со складкообразовательным процессом, в СЗ Каратау довольно многочисленны. Это вязкие кливажные разрывы, наиболее интенсивно развитые в зоне сильносжатой складчатости в каледонском антиклинории. Кроме того, сюда же относятся вязкие продольные взбросы и диагональные сдвиги, распространенные во всех структурных этажах.

Кливажные разрывы всегда строго параллельны в плане и разрезе осевым плоскостям складок и формируются по кливажу осевой плоскости. Они обычно прямолинейны и появляются чаще всего на крыльях складок. По характеру движений это обычно малоамплитудные взбросы и надвиги, возникшие в обстановке интенсивного сжатия. Протяженность их колеблется от нескольких до первых сотен метров, редко достигая первых километров. Ширина зон кливажных разрывов ничтожна (миллиметры — первые сантиметры), и большей частью плоскости их ничем не отличаются от рядовых кливажных поверхностей, так как они зачастую не сопровождаются ни зеркалами скольжения, ни тектоническими брекчиями, ни повышенным метаморфизмом. Все это делает кливажные разрывы труднораспознаваемыми.

Особенно яркие и выразительны такие разрывы в сложнодислоцированных известково-глинистых породах аксумбинской свиты и тонко-ленточных породах карагурской свиты. На рисунках 52 и 53 видно, как серия кливажных разрывов, локализованных по крыльям вертикально поставленных складок, как бы нарезает породу на колонны антиклиналей и синклиналей или их фрагментов, смещенных относительно друг друга. Слои по мере приближения к плоскости нарушения выкручиваются, вытягиваются и утончаются, вплоть до полного их исчезновения, при этом возникает ярко выраженная струйчатая картина ламинарного течения по вертикали (Паталаха, 1970).

В плане, так же как и в разрезе, кливажные разрывы обнаруживают тесную пространственную связь и полную согласованность с отдельными складками и иногда видны на аэрофотоснимках (рис. 54). Чаще всего они проходят по крыльям складок параллельно их осям, незначительно смещая части структуры с амплитудой в метры —

десятки метров. Если эти нарушения есть на обоих крыльях, то вырезанная замковая часть складки бывает смещена как целое.

Количество, амплитуда и протяженность кливажных разрывов закономерно меняются в каледонском этапе в зависимости от интенсивности складчатости и пластичности толщ. Чем крупнее и открытее складки, тем протяженнее эти разрывы и тем меньше их число. В весьма пластичных толщах, смятых в сжатые мелкие складки, количество их максимально, а протяженность минимальна. Характерно, что такие разрывы обычно связаны или с отдельными



Рис. 52. Кливажные разрывы в известково-глинистой пакке аксумбинской свиты по ручью Аксумбе. Рисунок с фотографии.

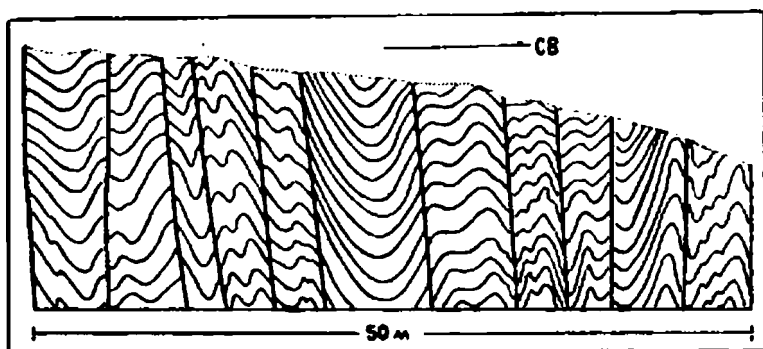
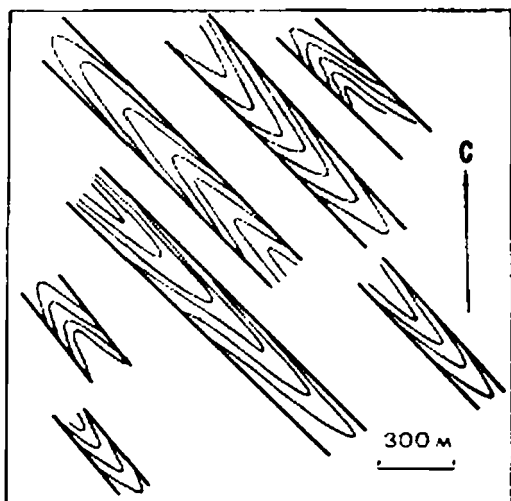


Рис. 53. Кливажные разрывы в песчано-сланцевых породах карагурской свиты по ручью Аксумбе.

складками и ограничиваются их контурами, или приурочены к наиболее пластичным пачкам пород, свитам и затухают, не проникая за их пределы вверх и вниз по разрезу. Кливажные разрывы, являясь прямым результатом складкообразовательного процесса, развиваются на фоне роста складок ламинарного течения.

Рис. 54. Кливажные разрывы в плане (фрагменты). Падение слоев и разрывов крутое. Бешарыкская и суындыкская свиты в верховьях ручья Жидели.



Разрывы типа продольных взбросов и надвигов рассеяны в различных этажах. Среди них резко преобладают взбросы, формирующиеся на крыльях антиклиналей второго порядка, особенно в зоне каледонского антиклинория. На карте и профилях (рис. 12, 14) в силу их схематичности вынесены лишь единичные из них. Протяженность рассматриваемых разрывов во много раз больше, чем обычных кливажных разрывов, и достигает нескольких десятков километров. В плане разрывы прямолинейны, иногда слабо изогнуты. Морфологически это взбросы, падающие под углом $60-80^\circ$ на юго-запад и северо-восток. Вертикальная амплитуда смещений колеблется от первых сотен метров до 1,5 км. В общем разрывы параллельны складчатым структурам, но иногда, изгибаясь, они одновременно срезают в плане не только каледонские, но и герцинские структуры и приводят в соприкосновение блоки разновозрастных пород венда, кембрия и ордовика, что свидетельствует о повторных (постскладчатых) подвижках. Некоторые из разрывов соприкасаются с ГКР под очень острыми углами ($10-15^\circ$) и не переходят на его северо-восточное крыло. Довольно часто разрывы сопровождаются узкими зонами смятия и рассланцевания, выбеливания и лимонитизации (рис. 55, 56). По этим разрывам нередко происходит надвигание байкальского структурного этажа на разновозрастные элементы складчатого комплекса (рис. 12—14).

В качестве конкретных примеров назовем наиболее крупные из изученных продольных взбросов: Беласаускандыкский — протяженность 10 км, падение крутое юго-западное (85°), амплитуда не более 80—100 м; Бакырлинский — прослеживается на 35 км, падает на юго-запад под углом 60° , амплитуда перемещения достигает 1,5 км; Кенсайский — протяженность около 30 км, падение крутое юго-западное ($60-85^\circ$), амплитуда достигает первых сотен метров; Алтынтауский — прослеживается на 35 км, падает круто на юго-запад ($80-85^\circ$), амплитуда исчисляется первыми сотнями метров; Томажайляуский (Ирым-

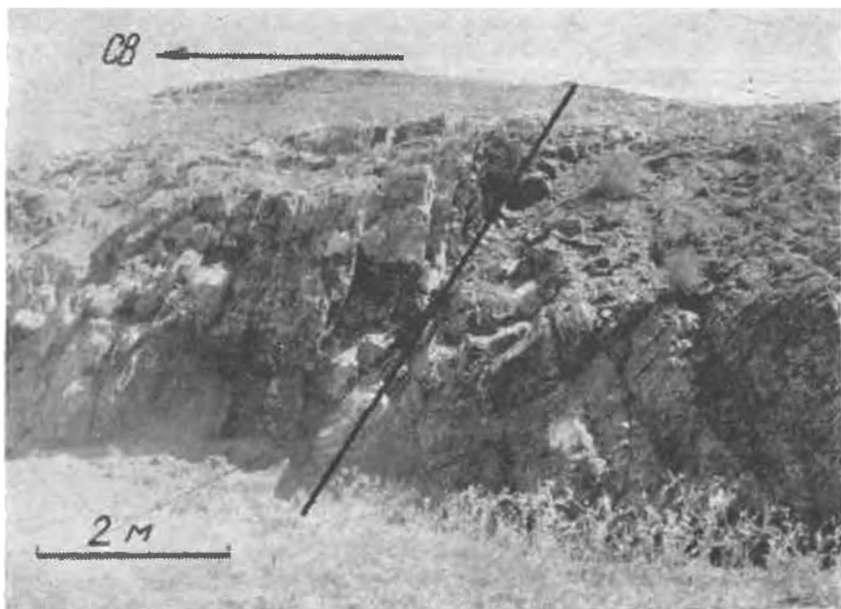


Рис. 55. Продольный пологий взброс в породах бешарыкской свиты по ручью Алачапан.



Рис. 56. Продольный взброс в породах бешарыкской свиты по ручью Жамантас, сопровождаемый смятием в висячем боку.

тузский) — протяженность около 30 км, падение крутое юго-западное ($60—80^\circ$), амплитуда перемещения исчисляется сотнями метров.

Пожалуй, единственным достоверно установленным пологим надвигом является Акжарский протяженностью около 15 км. Этот надвиг приурочен к северо-восточному крылу одноименной антиклинали и имеет пологое ($20—30^\circ$) падение на северо-восток. Нарушение выражено серией разрывов, в зоне которых развита приразломная мелкая складчатость с осевыми плоскостями, параллельными надви-

гу. По плоскости надвига породы кембрия и ордовика надвинуты на вендские отложения. Амплитуда оценивается в первые сотни метров.

Широко распространены в разных этажах диагональные сдвиги. Среди них выделяются две серии — субширотная и субмеридиональная. Последняя развита гораздо интенсивнее. Обе они крутопадающие. Амплитуды смещения не превышают первой сотни метров и реже достигают 1 км. Протяженность по простиранию обычно 1—2, редко до 10—30 км. По субмеридиональной системе разрывов устанавливаются правосторонние смещения, по субширотной — левосторонние, что свидетельствует о сопряженности их со складкообразованием. Вместе с тем следует отметить, что в чистом виде указанные сдвиги сохраняются нечасто. Подавляющая масса их была преобразована постскладчатými движениями в разного рода нарушения сбросо-сдвигового характера (см. ниже).

К категории субмеридиональных правосторонних сдвигов относится сдвиг, пересекающий северо-западную периклиналь Талдыкской антиклинали, разрыв, проходящий по р.Талдык, и разрывы в верховьях ручья Жусалы, в междуречье Бақырлы-Озек и Куланчи и т. д.

Соскладчатые разрывы в целом соответствуют схеме простого поперечного сжатия складчатых толщ СЗ Каратау с компенсирующим растяжением по вертикали (кливажные разрывы и продольные взбросы и надвиги) либо по горизонтали (диагональные сдвиги).

Есть основания думать, что все три системы разрывов формировались синхронно на фоне складкообразовательного процесса. Однако диагональные сдвиги возникли, видимо, несколько позже продольных взбросов и надвигов.

Постскладчатые разрывные нарушения в складчатой структуре как каледонского, так и герцинского этажей СЗ Каратау чрезвычайно многочисленны. На карте и профилях пок. зана лишь часть их (рис. 12, 14). Особенно хорошо они картируются в Жешарыкской и Тюлькубашской свитах и имеют вид обычных сбросов либо сбросо-сдвигов, резко секущих каледонскую и герцинскую складчатые структуры в самых различных направлениях (рис. 57). В плане разрывы обычно прямолинейны, реже слабоизогнуты, иногда отмечается резкая смена их направления. В отличие от соскладчатых вязких эти нарушения в типич-

Рис. 57. Постскладчатые нарушения, раскалывающие складки кембро-ордовикских отложений. Жирной линией показана кремнистая пачка камальской свиты. Верховье ручья Талдык.



ном случае относятся к категории хрупких разрывов и сопровождаются брекчированием, повышенной, иногда кливажеподобной трещиноватостью, окварцеванием, ожелезнением, выбеливанием пород. Протяженность их колеблется от первых единиц до первых десятков километров. Характерны крутые падения.

По расположению относительно складчатых структур постскладчатые разрывы подразделяются на продольные, поперечные, диагонально-широтные и диагонально-меридиональные. Таким образом, три из четырех направлений повторяют соскладчатые разрывы. Между разрывами разных простираний наблюдаются все взаимопереходы.

Продольные разрывы простираются в северо-западном направлении параллельно складчатым структурам каледонского и герцинского этажей и падают под углом $60-90^\circ$. Вертикальная и сдвиговая амплитуды (там, где удалось их установить) не превышают $100-150$ м.

Поперечные и диагонально-широтные разрывы наиболее короткие и имеют крутое (до $70-90^\circ$) падение. Горизонтальная и вертикальная амплитуды не более 150 м.

Диагонально-меридиональные разрывы — это чрезвычайно широко распространенный в СЗ Каратау тип постскладчатых нарушений. Они отличаются большой протяженностью и представлены в основном сдвигами, реже сбросо-сдвигами. Разрывы эти обычно наклонены под крутыми углами ($60-90$, реже до $45-60^\circ$). Вертикальные амплитуды смещений по ним невелики и измеряются от нескольких до десятков, редко 100 м. В то же время именно по этим разрывам отмечены наиболее сдвиговые перемещения, величины которых в большинстве случаев достигают десятков — сотен метров.

Характерно, что схема сдвиговых смещений вдоль диагональных разрывов, относимых к постскладчатому типу, не соответствует соскладчатым сдвигам (рис. 57). Постскладчатые разрывы «разбивают на осколки» складчатость каледонского и герцинского этажей, создавая ряд совершенно своеобразных форм.

Возрастные соотношения постскладчатых разноориентированных разрывов не всегда ясны. Наблюдаются случаи пересечения диагонально-широтными разрывами диагонально-меридиональных, которые, в свою очередь, смещают продольные, тоже пересеченные поперечными. Однако встречаются и совершенно иные взаимоотношения.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕРЦИНСКОГО, БАЙКАЛЬСКОГО И АЛЬПИЙСКОГО СТРУКТУРНЫХ ЭТАЖЕЙ

Герцинский структурный этаж. Породы герцинского структурного этажа развиты преимущественно в Ц. Каратау, выводы по которому обычно распространяются на СЗ Каратау. Здесь же они в виде прерывистой полосы шириной до 20 км обрамляют структурные образования каледонского этажа СЗ Каратау с юго-запада, а также распространены на погружении последнего к северо-западу (горы Даут) и юго-востоку (Ц. Каратау).

Вот как выглядит герцинский структурный этаж (синклинорий) в поперечных сечениях СЗ Каратау (рис. 12, 14).

Профиль I—I. В пределах профиля конгломераты и песчаники тюлькубаша образуют две сравнительно крупные синклинали и сопряженную с ними антиклиналь. Все складки асимметричны, осевые плоскости их падают на юго-запад под углом 70° . Падение крыльев $50-60^\circ$ СВ и $35-45^\circ$ ЮЗ соответственно. Складки открытые с пологими замками, ширина порядка 2 км, амплитуда 1 км.

Профиль II—II. Тюлькубашская свита образует две открытые синклинали и разделяющую их антиклинальную складку шириной $2-2,5$ км и с амплитудой $700-1000$ м. Складки слабоасимметричные с пологими округлыми замками, падение крутых крыльев $50-60^\circ$ СВ и пологих $40-50^\circ$ ЮЗ. Осевые плоскости складок круто падают на юго-запад под углом 80° .

Профиль III — III. Конгломераты и песчаники тюлькубашской свиты падают на юго-запад под углом $65—75^\circ$. Юго-западнее известняки слагают мешкообразную синклинали, достигающую в поперечнике 700 м. Эта своеобразная складка обладает крутыми крыльями ($80—85^\circ$) и широким плоским днищем. Далее обнажаются сопряженные антиклиналь и синклинали. Это открытые складки, асимметричные, с падением осевых плоскостей на юго-запад под углом $70—75^\circ$. Крылья их опрокинуты под углами $50—60^\circ$ на северо-восток и $35—45^\circ$ на юго-запад соответственно. Ширина складок 2—3,5 км, амплитуда 700—1500 м.

Профиль IV — IV. Тюлькубашская свита смята в серию антиклинальных и синклиналиных складок шириной 3—4 км в поперечнике и с амплитудой 750—1000 м. Складки открытые, с округлыми плавными замками, асимметричные, с крыльями, падающими под углами $65—75^\circ$ на северо-восток и $35—55^\circ$ на юго-запад соответственно. Осевые плоскости повсеместно наклонены на юго-запад под углом $75—80^\circ$.

Профиль V — V пересекает северо-западное замыкание Майдантальской синклиналиной структуры, осевая плоскость которой наклонена на юго-запад под углом 70° , ширина ее 3,5 км. На северо-восточном крыле структуры породы тюлькубашской свиты и фамена — нижнего карбона полого падают на юго-запад ($35—50^\circ$). Замок складки, сложенный известняками нижнего карбона, имеет открытые плавные очертания. Падение противоположного крыла более крутое (70° СВ), оно срезано круто падающим на юго-запад разломом, по которому Майдантальская синклинали приведена в соприкосновение с Акуюкской. Последняя столь же асимметрична, как и предыдущая: осевая плоскость ее падает на юго-запад под углом 70° . Породы на северо-восточном крыле ее наклонены на юго-запад вначале под углом 70° , затем выполаживаются к ядру складки до 30° . Юго-западное крыло более крутое, вблизи ядра слои падают на северо-восток под углом 70° , а к концу профиля постепенно выкручиваются до 90° . Ширина Акуюкской синклинали около 8 км.

Профиль VI — VI пересекает в средней части Майдантальскую синклинали. Непосредственно у контакта с бешарыкской свитой песчаники и конгломераты тюлькубаша, а также известняки фамена и нижнего карбона залегают моноклинально и падают на юго-запад под углом $35—40^\circ$. Далее, до конца профиля, известняки нижнего карбона смяты в серию синклиналиных и антиклинальных складок, ширина которых колеблется от 1,5 до 6 км, а амплитуда их достигает 1 км и более. Складки асимметричные, с падением осевых плоскостей на юго-запад под углом $60—70^\circ$. Крылья падают на северо-восток под углом $80—85^\circ$, а на юго-запад — под углом $25—40^\circ$.

Выше уже отмечались блоки герцинского этажа в зоне каледонского антиклинория по профилю VI — VI.

Породы герцинского этажа в СЗ Каратау залегают чаще всего достаточно полого ($30—40^\circ$). В основном это тонкослоистые известняки, доломиты, песчаники и конгломераты девона и карбона, лишенные малейших признаков секущего кливажа и в литолого-петрографическом отношении весьма «свежие». Им свойствен исключительно примитивный, эмбриональный, слоевой кливаж, подчеркивающий обычно поверхности напластования, особенно хорошо и обильно выраженный в тонких переслаиваниях. В этом состоит одна из особенностей пород герцинского структурного этажа. Именно благодаря ей некоторые специалисты, описывая структуру герцинского этажа, нередко отрицают наличие в нем кливажа.

Здесь наблюдаются жилы альпийского типа (кварцевые, карбонатные и т. д.), а также трещиноватость. Наиболее характерны жилы и трещины, перпендикулярные к пластам, включающим две серии: по простиранию и по падению слоев.

В структуре герцинского этажа отмечается небогатый спектр складок по их масштабному рангу. Выделяются сравнительно крупные складки (Акуюкская, Майдантальская и др.) шириной 4—10 км и средние складки с размахом крыльев 1—2 км. Примечательно, что столь типичные для каледонского структурного этажа малые складки в породах герцинского этажа целиком отсутствуют, как, впрочем, отсутствует и секущий кливаж.

Наиболее отчетливо особенности складчатой структуры герцинского этажа проявляются на аэрофотоснимках. При рассмотрении их бросается в глаза общий неупорядоченный характер складчатости в деталях на уровне складок среднего масштаба. Как правило, складчатый рисунок при этом весьма прихотливый. Сплошь и рядом наблюдаются неправильно изометричные либо вытянутые (в плане) складки, приближающиеся к полигональным (трех- и четырехугольным), овальным, петлеобразным и т. п. В пространстве они нередко коробчатые, куполовидные, вплоть до мешкообразных.

Подобное нагромождение достаточно сложных в деталях складчатых форм причудливо сочетается с общим, скорее упорядоченным, залеганием пород девоно-карбона, закономерной вытянутостью крупных складок в едином северо-западном направлении. Характерным элементом полигональных складок являются зоны моноклинально-флексурного крутого линейного залегания пород. Интересно, что в этих зонах можно наблюдать хорошо выраженный локальный кливаж, секущий слой. Падение кливажа крутое. Глыбовая природа таких складок особенно отчетливо видна там, где в одном (горизонтальном) сечении в непосредственном контакте залегают герцинский и каледонский структурные этажи. Контакт их повсюду нарушен большим количеством амплитудных разрывов. Важно отметить при этом, что собственно разрывные смещения встречаются преимущественно в каледонском этаже. При переходе в герцинский этаж такие разрывы обычно сразу же угасают либо приобретают форму флексур (рис. 58), что свидетельствует о высокой пластичности девоно-карбонных пород.

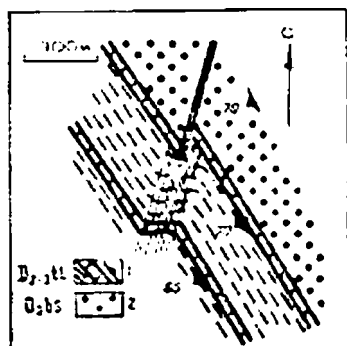


Рис. 58. Переход разрывных нарушений в породах каледонского этажа во флексуру в породах герцинского этажа. 1 — переслаивание пестроцветных песчаников и алевролитов с прослоями известняков тюлькубашской свиты; 2 — зеленые песчаники бешарыкской свиты. Район ручья Дарбаза.

Для уяснения способа образования таких складок в качестве примера рассмотрим ряд складок, обнажающихся в отвесных уступах ручья Ушошень (рис. 59, 60). На фоне общего моноклинального залегания известняков карбона с падением к юго-западу под углом около

30° там выделяется достаточно узкая зона (500 м), в которой те же известняки почти поставлены на голову и захвачены слабым секущим кливажем, падающим круто к юго-западу. Результатом этих дислокаций являются асимметричные сжатые синклинали и антиклинальная складка с очень острыми замками. Обе складки опрокинуты к северу и прослеживаются по простиранию на многие километры. Северное и южное крылья их соответственно отвечают довольно пологой моноклинали, а среднее крыло — флексурному уступу, связанному с амплитудным скрытым разломом в фундаменте герцинского структурного этажа. В целом это одна крупная флексуря прямого типа. Залегание и тип характеризующего «слепого» разлома устанавливаются как по положению секущего, круто падающего к юго-западу кливажа и небольших параллельных ему разрывов, так и путем косвенных построений. В последнем случае мощность и ориентировка зоны разлома определяются полосой, заключенной между двумя линиями (поверхностями), соединяющими точки перегиба (излома) слоев в вертикальном поперечном разрезе. Из этих же построений легко найти морфологический тип скрытого разлома и амплитуду смещения по нему. В данном случае скрытый разлом отвечает взбросу с амплитудой смещения около 1000 м и южным падением под углом около 70° (рис. 59, 60).

Подобные построения, произведенные нами для поперечного сечения герцинского этажа по профилю V—V (ручей Акуюк), обнаружили ряд взбросов аналогичного залегания (60—80° ЮЗ) с амплитудами смещения в сотни метров. Со всеми слепыми разломами связано образование флексур и, как следствие, узких, несколько опрокинутых к северу синклинали и антиклинальных складок за счет осложнения надразломными флексурами общей моноклинали пологого южного падения (20—30°).

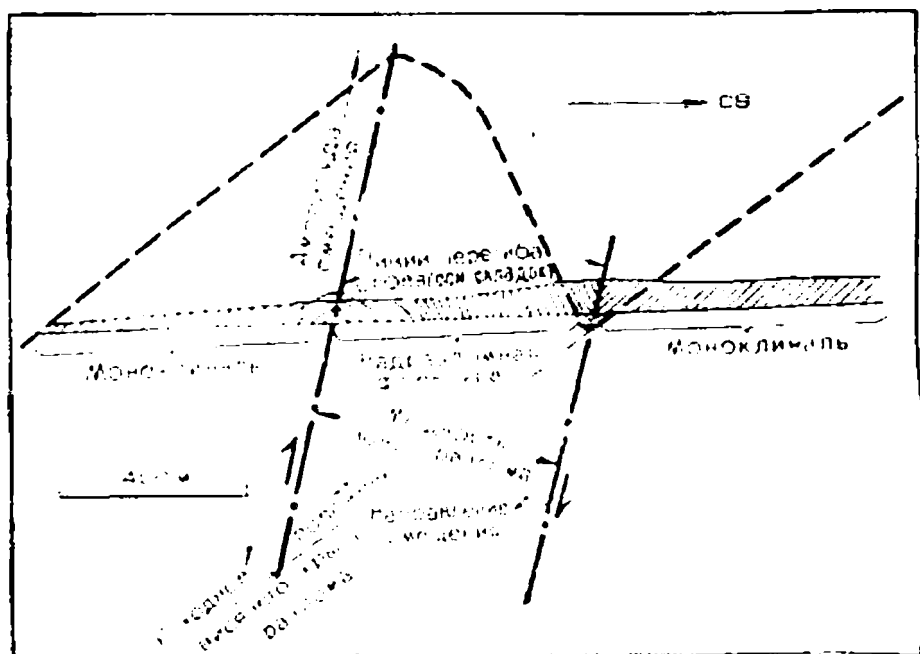


Рис. 59. Расшифровка глыбовой природы складок герцинского структурного этажа. Построения дают основания заключить, что складкообразующий слепой разлом в фундаменте герцинского этажа имеет взбросовую природу.

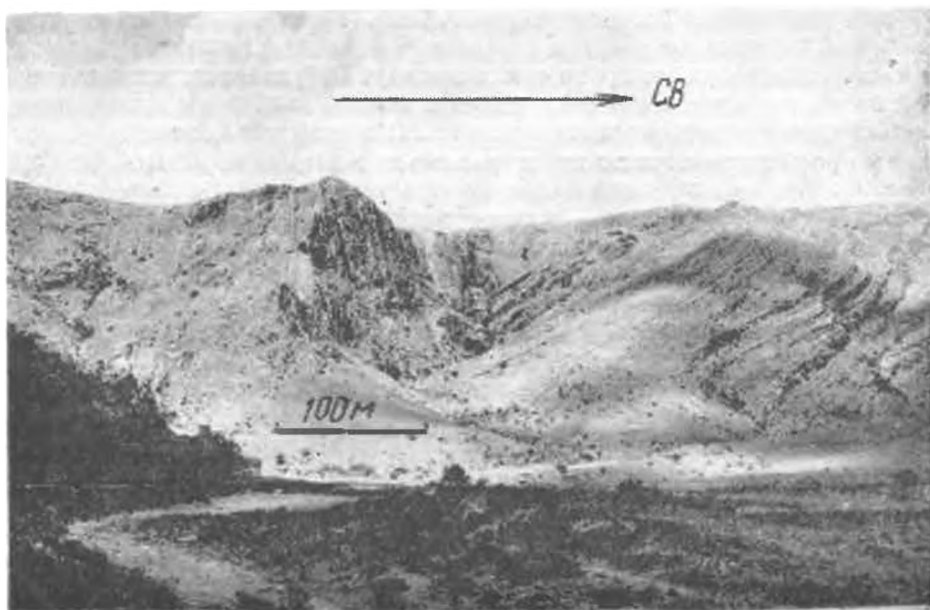


Рис. 60. Асимметричная открытая синклиальная складка в известняках нижнего карбона. Деталь рисунка 59. Замок синклинали.

Таким образом, вся совокупность данных совершенно однозначно указывает на то, что характеризуемая среднемасштабная складчатость герцинского структурного этажа представляет собой элемент более крупных складок и так же, как и последние, имеет коробчато-глубокую природу, что, впрочем, в той или иной форме принимается в принципе почти всеми исследователями Каратау (Бронгулеев, 1967). Она преимущественно отражает некие то более мелкие, то более крупные блоки основания герцинского этажа, испытавшие дифференциальные смещения. Существенно подчеркнуть, что блоки внутренне не смяты, о чем свидетельствует отсутствие секущего кливажа и малых складок высоких порядков, равно как и прочих, тесно связанных с секущим кливажем структур течения.

С учетом всех указанных признаков складчатость герцинского этажа могла бы быть квалифицирована в качестве отраженной тектонической. Однако в ближайшем районе полиметаллического месторождения Шалкия (северо-западная центриклиналь Акужукской синклинали) сходная с описанной складчатость интенсивно осложнена на локальных участках двумя элементами:

1) инъекционным внедрением высокопластичных корпешских брекчий фамена в вышележащие карбоновые известняки и доломиты в виде секущих крутопадающих дайкоподобных тел и штоков (мощностью до 50 м); при этом с инъекционными внедрениями связаны положительные формы слоев различного типа в зоне их влияния;

2) чешуйчатыми надвигами соскальзывания, в конечном счете связанными с положительными структурами, обусловленными возникновением форм предыдущего типа*.

Аналогичные структуры развиты в Ц. Каратау, где они изучены достаточно подробно (Л. В. Беляков, В. А. Алексеев). Суммируя все эти данные, у нас есть основания складчатость герцинского этажа СЗ Ка-

* По материалам Е. Осанова (1971 г.).

ратау считать комбинированной, состоящей из трех компонент: отраженная тектоническая + глубинно-гравитационная нормальная + поверхностно-гравитационная складчатость (Паталаха, 1973а). Судя по Ц. Каратау, известные исключения составляют пластинчатые блоки герцинского этажа, локализованные непосредственно в швах ГКР (в полосе шириной не более 0,5—1 км). Там слои девона и карбона дислоцированы почти так же интенсивно, как и более древние отложения. Обычны сжатые формы разнопорядковых складок, обилие продольных вязких разрывов, секущий кливаж, структуры течения и т. д. Такая складчатость — шовного типа со всеми ее типичными особенностями.

В заключение отметим, что почти все складки герцинского этажа сравнительно крупные по размерам и в общем сопоставимы лишь со структурами второго и первого порядков в каледонском этаже СЗ Каратау. Чрезвычайно характерно, что они почти нигде не осложнены мелкой складчатостью более высоких порядков. Кроме того, складчатые элементы герцинского структурного этажа, простираясь согласно с каледонскими, обладают северо-восточной вергентностью, прямо противоположной по отношению к вергентности последних.

Байкальский структурный этаж. Образование байкальского этажа обрамляют с северо-востока хребет СЗ Каратау, слагая его осевую зону. Последняя имеет вид узкой (до 2—10 км) полосы тектонических клиньев и линз из пород рифея, развитых вдоль ГКР. Определяющую роль в строении осевой зоны играет, естественно, ГКР, состоящий в деталях из серии ветвящихся разрывов. Однако главное значение принадлежит двум крайним швам, ограничивающим с северо-востока и юго-запада рифейские толщи. Это наиболее крупные разрывные нарушения, причем если северо-восточная (сбросовая) ветвь устойчиво падает под крутым углом (70—80°) к северо-востоку, то юго-западная (взбросовая) в своей южной части — к юго-западу, а в северной (профили I—I—III—III) — к северо-востоку под углами, варьирующими от 55 до 75°. По одному из них породы рифея вступают в контакт с отложениями кайнозоя, а по другому — с осадками раннего палеозоя. К байкальскому этажу относится, кроме того, ядро Бакырлы-Кумыстинской антиклинали, которая примыкает к ГКР с юго-запада.

Рифейские толщи (главным образом, кайнара и бакырлы), в противовес породам нижнего и среднего палеозоя, отличаются чрезвычайно высокой жесткостью (эффузивы, туфы, конгломераты, известняки, доломиты). В общих чертах им присуще сочетание двух структурных обстановок, столь характерных для зон смятия. С одной стороны, это узкие (сотни метров) глыбовые складки, ограниченные с обеих сторон разрывами, согласными с их осевыми плоскостями, а с другой — столь же узкие зоны сжатой многопорядковой складчатости и мощного расщепления. Примечательно, что между обеими крайними обстановками в их типичном выражении наблюдаются (на очень коротких расстояниях) все взаимопереходы.

Обстановка первого типа почти лишена кливажа, малых складок и вязких разрывов, т. е. всех атрибутов динамометаморфического течения. Здесь распространены однопорядковые крупные и весьма сжатые складки изгиба, чаще всего коробчатого либо близкого к нему морфологического типа с разного рода осложнениями. Сплошь и рядом фиксируются переходы от крутого субвертикального залегания слоев к пологому субгоризонтальному. Взаимопереход между ними осуществляется посредством флексур или разрывов.

Обстановка второго типа тесно ассоциирует с зонами динамического либо динамотермального метаморфизма. Основное значение име-

ют сжатые вплоть до изоклинальных складки течения, осложненные вязкими продольными разрывами. Сплошь и рядом развиты кливаж, линейность, жилы альпийского типа и другие структуры течения, свойственные зонам смятия (Паталаха, 1973б). Таким образом, складчатости байкальского этажа в целом присущи резкие контрасты. Именно благодаря им различные исследователи по-разному характеризуют складчатый стиль байкальского этажа СЗ Каратау (то как пологоскладчатый, то как изоклинально-складчатый).

Другая важнейшая особенность складчатости байкальского этажа состоит в исключительной согласованности расположения складок и первичных разрывов ГКР: осевые плоскости складок повсюду параллельны плоскости разрывов, а в случае сочетания разноориентированных ветвей конформны к их общему рисунку.

Таким образом, по всем признакам складчатость байкальского структурного этажа осевой зоны СЗ Каратау может считаться достаточно типичным представителем внутриразломного подтипа шовной складчатости (зон смятия) со всеми ее контрастами и атрибутами (Паталаха, 1973а). Именно с этим связано интенсивное проявление здесь процессов линеаризации.

Альпийский структурный этаж дислоцирован в целом крайне просто. Породы его залегают главным образом почти горизонтально. Исключение составляют зоны разломов с альпийским смещением вдоль них (ГКР, разломы вдоль юго-западного подножия СЗ Каратау, в районе горы Даут и др.), где пласты юры, верхнего мела, третичных и четвертичных отложений слагают иногда крутые приразломные флексуры и складки в очень узких линейных зонах шириной в сотни метров. Характерно, что кливаж в них не наблюдается даже в случае весьма сжатых складок (ущелье Дарбаза и пр.).

СООТНОШЕНИЯ БАЙКАЛЬСКОГО, КАЛЕДОНСКОГО, ГЕРЦИНСКОГО И АЛЬПИЙСКОГО СТРУКТУРНЫХ ЭТАЖЕЙ И ТЕКТОГЕНЕЗОВ

При описании указанных структурных этажей мы почти не касались их соотношений. Вопрос этот принципиально важен, так как он приоткрывает завесу, скрывающую особенности распределения складкообразовательных движений в третьем измерении — по вертикали.

Имеются два пути выяснения проблемы: 1) изучение рельефа денудационной поверхности междуэтажных угловых несогласий; 2) сравнительный анализ структурных этажей.

Первый путь надо признать наиболее перспективным, так как в морфологии некогда плоской и субгоризонтальной междуэтажной поверхности денудации и углового несогласия должны были найти прямое отражение все те тектонические движения, которые происходили после образования частично эродированного нижележащего структурного этажа.

Второй путь хотя и более доступен, но, очевидно, менее эффективен потому, что постоянно существует опасность влияния на результат сравнительного структурного анализа разных этажей складчатой дисгармонии, учесть которую, к сожалению, далеко не всегда возможно.

Идя по первому пути применительно к СЗ Каратау, следует проанализировать деформацию трех междуэтажных поверхностей денудации и несогласия: предвендской (рубеж рифея и венда), предживет-

ской (между верхним ордовиком и верхней половиной девона) и предверхнемеловой (мезозой).

Идя по второму пути, необходимо сравнить внутреннюю структуру разных этажей с точки зрения строения и степени деформированности (сжатости) толщ в одних и тех же пунктах, различающихся между собой общей структурно-тектонической позицией.

Предвьенская поверхность денудации достоверно установлена только в Бакырлы-Кумыстинской антиклинали, и именно в юго-восточной ее (Кумыстинский) части (профиль V—V). Здесь она обрисовывает круглую брахиформного типа пологую антиклиналь с широким сводом и падением на крыльях под углом 20—30° в обе стороны. Отсюда можно заключить, что степень деформированности этой поверхности (в пределах антиклинали) достаточно слабая и во всяком случае не идет в сравнение с общей интенсивной дислоцированностью каледонского структурного этажа (исключая ран) на крыльях той же Бакырлы-Кумыстинской антиклинали.

Стратиграфически ниже поверхности денудации в толщах рифея, судя по всему (северо-западная часть Бакырлы-Кумыстинской антиклинали, Кокджотский блок и пр.), в целом развита энергичная складчатость, данные по которой, однако, весьма скудные.

Предживетская поверхность денудации распространена значительно шире. Ее можно анализировать как в плане всего СЗ Каратау (по геологической карте), так и в деталях (в масштабе частных обнажений). Как видно из рисунка 12, внутренняя складчатая структура каледонского и герцинского этажей резко несогласна между собой как в целом, так и в деталях. Это выражается в плановом несоответствии конкретных антиклиналей и синклиналей, принадлежащих разным структурным ярусам. Более того, прослеживая соотношения каледонского и герцинского структурных этажей, скорее можно говорить не об их унаследованности, а о противоположности, т. е. инверсионном характере соотношений, когда антиклиналям в каледонском этапе отвечают синклинали в герцинском, и наоборот. Так, на юго-восточном погружении каледонский синклиниорий СЗ Каратау перекрывается широкой Кенкольской антиклинальной зоной герцинского этажа Ц. Каратау, а каледонский антиклинорий на юго-востоке ныряет под герцинскую Тегистыкскую брахисинклиналь.

Как уже отмечалось, вергентность складчатых образований в каледонском и герцинском этажах, как правило, совершенно противоположная, что также свидетельствует о резкой дисгармонии во внутреннем строении обоих этажей, не зависящей практически от литологического состава и свойств пород либо каких-то внутренних особенностей, но целиком отображающей качественное различие каледонского и герцинского тектогенезов.

Что же касается конкретных обнажений, то тут картина такова. В зоне каледонского антиклинория вблизи ГКР по профилю VI—VI (рис. 14) хорошо картируемая поверхность предживетской денудации в ряде превосходных обнажений полого наклонена на юго-запад под углом 20—30°, хотя подстилающие ее слои нижнего палеозоя смяты в интенсивные складки с секущим кливажем осевой плоскости, а лежащие выше слои среднего палеозоя хотя и залегают в целом полого, но местами характеризуются достаточно интенсивной (поверхностно-гравитационной) малой складчатостью, резко дисгармоничной по отношению к складчатости каледонского этажа (рис. 47 и др.).

Во всех без исключения профилях (I—I—VI—VI) вдоль юго-западного склона СЗ Каратау наблюдается удивительное явление, заключающееся в следующем. Степень дислоцированности нижнепалеозой-

ских пород (залегает в целом очень полого, не круче $20-30^\circ$) здесь неизмеримо ниже степени деформированности вышележащих девонокарбонатовых отложений. Вообще говоря, для анализа таких необычных соотношений можно было бы привлечь данные по деформации самой поздней — предверхнемеловой — денудационной поверхности, остатки которой сохранились на водораздельном плато СЗ Каратау. Однако, как уже отмечалось (глава I), предверхнемеловая поверхность денудации образует в масштабе всего СЗ Каратау простой свод, срезанный ГКР, с углами наклона склонов не более $2-5^\circ$. Понятно, что столь специфичные слабые дислокации никак не могут ощутимо повлиять на указанные соотношения, а тем более служить причиной их.

На основании всего изложенного следует констатировать следующее.

1. В общем и целом интенсивность складчатости в байкальском этаже несколько выше, чем в каледонском, а в последнем значительнее, чем в герцинском (рис. 14). Такое представление тем более интересно, если учесть вещественный состав и вязкостные свойства пород разных структурных этажей. Все имеющиеся данные согласованно свидетельствуют о том, что грубослоистые терригенно-вулканогенные и карбонатные породы байкальского этажа обладают гораздо большей вязкостью и жесткостью, чем тонкослоистые известково-псаммито-алевролитовые породы каледонского этажа, а последние — существенно большей, чем тонкослоистые пелито-известковистые породы герцинского этажа.

2. В деталях же складчатость в каледонском этаже СЗ Каратау обнаруживает ясно выраженную структурную зональность, заключающуюся в убывании интенсивности ее по мере удаления от ГКР. В том, что такая зональность не может быть объяснена влиянием одного литологического фактора (вязкости толщ), убеждаемся на примере бешарыкской свиты, обнажающейся в самых различных частях СЗ Каратау, и в том числе в непосредственной близости от ГКР (рис. 14, 51).

3. В противовес этому, герцинский этаж не обнаруживает такой зональности: в поперечном сечении СЗ Каратау он дислоцирован в общем одинаково. Именно по этой причине степень дислоцированности герцинского этажа вдоль юго-западного склона СЗ Каратау оказывается неизмеримо выше, чем каледонского.

4. Учитывая плановое несоответствие складчатых структур герцинского и каледонского этажей, их резко выраженную взаимную дисгармонию, а также противоположную вергентность в пределах СЗ Каратау, можно полагать, что оба тектогенеза были взаимно независимы.

5. Из двух «конкурирующих» тектонических эпох — герцинской и каледонской — в созидании структуры каледонского этажа СЗ Каратау наибольшее значение имела последняя. Именно ей в основном обязаны своим возникновением кливаж и малая складчатость. Только так можно объяснить отсутствие столь вероятной в подобной ситуации интерференционной складчатости в каледонском этаже, а также общую независимость степени интенсивности складчатости в герцинском этаже по отношению к ГКР.

6. Наблюдаемые несоответствия в степени дислоцированности разных свит и пачек внутри каледонского и герцинского этажей обуславливаются наличием конгруэнтной дисгармонии складчатости, зависящей от литологии (вязкости).

7. Однако общее мощное усиление складчатости в вышележащем этаже (в «чехле») по отношению к нижележащему («фундаменту») на

юго-западном склоне СЗ Каратау в соотношении каледонского и герцинского этажей, а также характер соотношения байкальского и каледонского этажей (рис. 14) указывают на одну отчетливую закономерность: в течение тектонических эпох события каждый раз происходят так, что фундамент разламывается на блоки, тогда как чехол при этом сминается в складки под действием дифференциальных смещений блоков фундамента и сил гравитации.

8. Таким образом, мы полагаем, что герцинская тектоническая эпоха проявилась в каледонском (и байкальском) структурном этаже преимущественно в форме разрывов, так же как каледонская — в байкальском, а альпийская — во всех более древних этажах. Исключение из этого правила, по-видимому, составляет лишь осевая зона, в которой на протяжении каледонской, герцинской и альпийской тектонических эпох протекали обычные для зон смятия Казахстана интенсивные процессы линейаризации пород (рассланцевание, изоклинизация складок и т. п.). Есть основания считать, что только зона ГКР сохранила сквозную активность в течение всех тектонических эпох.

Следовательно, описанные выше рифейские толщи в зоне ГКР несут на себе отпечатки движений (течения и деформации) не одного байкальского тектогенеза, а всего неогея.

9. Имеются основания заключить, что:

а) только в Бакырлы-Кумыстинской антиклинали (вне ГКР) мы фиксируем складки, обязанные своим происхождением преимущественно байкальскому тектогенезу, в их первоначальном виде (в зоне ГКР складки полигенные);

б) в каледонском этаже складчатая структура в значительной степени моногенная и обязана в основных чертах почти одним движениям каледонской тектонической эпохи;

в) по-видимому, аналогичная картина в принципе имеет место в герцинском этаже по отношению к герцинской тектонической эпохе;

г) принадлежность складок в породах мезозой-кайнозоя к альпийскому тектогенезу очевидна.

10. Из сказанного вытекает следствие, представляющее общетеоретический интерес:

а) пройдя через горнило складкообразовательного процесса, породы данного геосинклинального цикла утрачивают пластичность в масштабе структурного этажа (комплекса) в целом и способность к складкообразовательным деформациям; в тектоническую эпоху следующего цикла каждый ранее возникший структурный этаж (комплекс) реагирует преимущественно путем дробления и дифференциальных смещений блоков по разломам, тогда как вновь образовавшийся структурный этаж сминается в складки;

б) в условиях тангенциального сжатия и полициклического развития складчатой зоны ранее сформировавшаяся складчатость нижнего этажа заметно не меняет своей интенсивности, эффект сжатия осуществляется раскалыванием и напознанием блоков друг на друга, что особенно ярко видно на примере складчатых дислокаций каледонского этажа;

в) по одним только названным причинам (даже исключая дисгармонию, вызванную различием свойств пород) интенсивность складчатости в более древних подстилающих этажах может оказаться ниже, чем в более молодых покрывающих.

Разумеется, указанные закономерности имеют отношение прежде всего к складчатым зонам миогеосинклинального типа (без особенно существенной термической активизации основания), какой является каледоно-герцинский Каратау. Именно об этом свидетельст-

вуют поперечные разрезы СЗ Каратау (особенно каледонский синклиниорий, его сопряжение с герцинским и т. д.). Только таким путем удастся понять фиксируемые разительные контрасты в деформированности древних поверхностей денудации, предшествующих некоторому циклу, и покрывающих их пород следующего цикла (например: весьма пологая волна предвендской поверхности денудации и напряженная складчатость каледонского этажа — в Бақырлы-Кумыстинской антиклинали; пологие и ровные формы предживетской денудационной поверхности при очень слабой складчатости в подстилающих толщах ордовика и довольно энергичной в покрывающих породах девоно-карбона — вдоль всего юго-западного склона СЗ Каратау).

Отсюда становится ясным, что, обсуждая вопрос о принадлежности данного этажа, скажем, к каледонидам либо герцинидам, мы не всегда имеем шанс встретить в более древнем этаже более сжатую складчатость, что крайне важно учитывать при тектоническом районировании (глава I).

ОБОБЩЕНИЕ ПО СКЛАДЧАТОСТИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАРАТАУ

Разносторонние детальные наблюдения над складками различных порядков, разрывами, кливажем и сопровождающими их другими структурными формами в масштабе всего СЗ Каратау позволяют констатировать следующее:

1. Столь характерные для каледонского структурного этажа сжатые линейные складки, определяющие геосинклинальный облик складчатости СЗ Каратау в целом, принадлежат к разряду малых (третий порядок) и играют роль лишь осложнений, ступшевывающих и вуалирующих сравнительно простой остов более крупных (первый и второй порядки) складчатых структур глыбовой природы. Последние варьируют от брахиформных и овальных в плане складок, сочетанием которых является каледонский антиклиниорий, до простых моноклинально-флексурных ступеней, осложненных гребневидными антиклиналями, которыми представлен, в сущности, на большей северо-западной части каледонский синклиниорий. В структурном основании его (в байкальском этаже) выявлено несколько угасающих в юго-восточном направлении продольных разломов, подтверждаемых узкими зонами градиентов в гравитационном поле. Важно отметить, что вместе с затуханием разломов (между профилями IV—IV и V—V) практически исчезает и складчатость. Этот факт сам по себе красноречиво указывает на определяющую (генерирующую) роль в формировании малой интенсивной складчатости дифференциальных блоковых смещений структурного основания каледонского этажа по разломам.

Другая важнейшая особенность флексурно-моноклинальных блоков каледонского синклинория состоит в том, что, будучи возвращенными в исходное положение (т. е. в единый створ) по каждому из профилей (I—I — IV—IV), северо-восточный край моноклиналей опускается на глубину порядка 7—8 км. Учитывая несоизмеримо малую мощность ордовика (около 2 км) по сравнению с указанными цифрами, такая реконструкция не представляется разумной. Следовательно, моноклинальные блоки в процессе каледонского складкообразования не просто и не столько приподнимались (северо-восточные относительно юго-западных), сколько испытывали (при этом) поворот (в поперечном сечении) по ходу часовой стрелки, сопровождаемый некоторым внутренним смятием. Такие дислокации могут быть вызваны только мощным тангенциальным сжатием, направленным

с северо-востока на юго-запад, о чем свидетельствует вся совокупность структурных данных (характер то закрытых, то прямых флексур каледонского этажа в пределах одноименного синклиория; однопавленная к юго-западу вергентность складок, кливажа, кливажных разрывов (там же); особенности и ориентировка соскладчатых продольных взбросов и надвигов и диагональных сдвигов, а также складок всех порядков и кливажа на площади всего каледонского этажа СЗ Каратау; обтекание кливажными плоскостями древних ядер крупных антиклинальных складок в плане и в разрезе в каледонском антиклинории; совершенно своеобразный, то открытый, то прямой, тип флексур в породах бешарыка, залегающих, казалось бы, почти в венарушенном состоянии на юго-востоке каледонского синклиория, и мн. др.).

При этом самое поразительное заключается в том, что тектонический стиль каледонского этажа М. Каратау, как увидим ниже, представляет полную принципиальную аналогию, на первый взгляд, патологических особенностей флексурно-моноклинальных блоковых ансамблей, устанавливаемых с такой отчетливостью в каледонском синклиории СЗ Каратау (рис. 14).

2. Складчатая структура каледонского этажа в масштабе СЗ Каратау не является простой и однообразной и характеризуется определенной вариацией осевых плоскостей малых складок (рис. 14), состоящей в следующем:

а) в каледонском антиклинории на фоне общего крутопадающего расположения осевых плоскостей складок наблюдается одна устойчивая закономерность: осевые плоскости складок, как правило, сходятся над гипсометрически наиболее высокими гребнями крупных антиклиналей, в ядрах которых жесткие рифейские толщи (бакырлы, кайнар) либо выходят, либо близко подступают к древней денудационной поверхности; такая же тенденция ощущается и в плане;

б) в каледонском синклиории констатируется другая закономерность: в самой южной части его (профили V—V—VI—VI) осевые плоскости складок в целом крутопадающие, с отклонениями в направлении падения до 75° в противоположные стороны, тогда как на площади большей северной части (профили I—I—IV—IV) осевые плоскости складок образуют отчетливо выраженный односторонний веер, крайние северо-восточные лучи которого (осевые плоскости) падают почти вертикально, а крайние юго-западные — очень полого (под углом $20-30^\circ$) на северо-восток. Взаимопереход между вергентной и прямой складчатой структурами по простиранию синклиория происходит где-то между профилями IV—IV и V—V.

По указанной причине малые складки каледонского синклиория весьма специфичны. В поперечном сечении с северо-востока на юго-запад, по существу, наблюдается непрерывный переход от нормальных несколько асимметричных складок через резко асимметричные и опрокинутые складки к простым флексурам закрытого (профили I—I—IV—IV) и открытого типов (юго-западная половина профилей V—V—VI—VI). В деталях этот период осуществляется за счет укорочения и выполаживания короткого и крутого крыла, а также удлинения и одновременного выполаживания пологого крыла. По своему содержанию это явление означает ослабление интенсивности складчатости и сжатости толщ в том же направлении. В итоге наблюдаются все промежуточные стадии взаимоперехода между изоклинальными (даже опрокинутыми) складками и субгоризонтальными пакетами слоев, сохраняющих почти не нарушенным первоначальное залегание.

Попутно отметим, что в осевой зоне СЗ Каратау (выходы байкальского структурного этажа) осевые плоскости складок, как правило, значительных по ширине, расположены параллельно либо конформно по отношению к элементам ГКР. Падение их крутое, с отклонениями до 60° в обе стороны.

В герцинском же синклинории (юго-западный склон хребта) наблюдается обратная каледонской вергентность складок с падением осевых плоскостей к юго-западу под углом $60-70^\circ$.

3. Кливаж течения захватывает весь каледонский структурный этаж (показан на разрезах; рис. 14) и представлен, как обычно, главным кливажем, близко параллельным осевым плоскостям складок. Поэтому все то, что говорилось выше относительно закономерностей пространственного расположения осевых плоскостей малых складок, характеризует и кливаж (см. специальный раздел). В байкальском этаже кливаж развит более локально в зонах динамотермального метаморфизма, а в герцинском повсеместно отмечается очень слабый эмбриональный грубый кливаж, подчеркивающий элементы напластования.

4. Максимальной деформированностью (сжатостью складок) отличается, очевидно, байкальский структурный этаж, средней — каледонский и минимальной — герцинский (рис. 14).

5. Однако о такой тенденции можно говорить только с учетом расположения исследуемых (сравниваемых) элементов указанных этажей по отношению к ГКР (и сопровождающих его разрывов) и зависящего от спедифики разреза свит явления дисгармонии.

Определяющую роль в дислоцированности толщ играет зона ГКР. Поэтому степень деформированности (интенсивность складчатости) закономерно убывает от зоны ГКР к периферии. Чрезвычайно ярко такая закономерность прослеживается в структуре каледонского этажа, имеющего основное значение в строении СЗ Каратау, и особенно на примере бешарыкской свиты. Дело в том, что это, пожалуй, единственная литолого-стратиграфическая единица, которую можно наблюдать в поперечных сечениях СЗ Каратау практически на любом расстоянии от ГКР (рис. 14, 51). Рассмотрению этих интересных явлений посвящен специальный раздел.

6. Своеобразие дислоцированности герцинского структурного этажа в смысле вергентности структур, обратной по отношению к вергентности складчатости в соседнем каледонском структурном этаже, свидетельствует о независимости герцинских дислокаций от каледонских.

7. Возрастание дислоцированности (в каледонском этаже) по мере приближения к зоне ГКР указывает на шовный генетический тип складчатости, и именно приразломный его подтип, а юго-западная вергентность, подчиненная в целом направлению тектонического склона, выраженного антиклинорием СЗ Каратау, — по-видимому, на известную роль поверхностно-гравитационного эффекта.

Таким образом, складчатость СЗ Каратау в общем может быть квалифицирована как гибридная: комбинация шовно-приразломной и поверхностно-гравитационной. В деталях же она распадается на следующие разновидности, которые можно выделить, если рассматривать автономно отдельные элементы структуры (рис. 12—14):

- а) в узкой осевой зоне — внутриразломная;
- б) в каледонском антиклинории — шовно-приразломная;
- в) в каледонском синклинории — шовно-приразломная, возможно, в комбинации с поверхностно-гравитационной;
- г) что же касается герцинского синклинория, то, судя по всему,

тектонический стиль его сохраняется таким же, как и для Ц. и ЮВ Каратау в целом: комбинированный характер складчатости — отраженной тектонической + глубинно-гравитационной + поверхностно-гравитационной (Паталаха, 1973а).

8. В разрезе каледонского структурного этажа отсутствуют высокопластичные породы типа гипсов, солей, глин, мергелей и т. п., по которым могли бы происходить гравитационное скольжение выше лежащих пород и формирование базальной плоскости срыва (Альпы, Юрские горы и др.). Кроме того, в каледонском этаже развит кливаж течения осевой плоскости и практически нет послынного кливажа, сопутствующего обычно послынным срывам. Исключение составляют ядра Акжарской, Бақырлы-Кумыстинской и Уштасской антиклиналей с проявлениями повышенного динамотермального метаморфизма, и, вероятно, термодиапиризма, сопровождаемых переходящим в кристаллизационную сланцеватость послынным кливажем и инконгруэнтными открытыми малыми складками, которые замещают на более глубоких горизонтах (на большем термодинамическом уровне) секущий кливаж осевой плоскости и конгруэнтные мелкие складки (Паталаха, Кузьмин, 1975). Вместе с тем не исключена возможность крупных срывов по границе каледонского и байкальского этажей. Во-первых, вещественный состав их (жесткость байкальского и пластичность каледонского) указывает на значительный перепад вязкостных свойств (контрастность), что уже само по себе предрасполагает к дисгармонии и срывам. Во-вторых, есть основания полагать, что в ходе каледонской тектонической эпохи эпибайкальский фундамент испытывал преимущественно дифференциально-глыбовые смещения, тогда как каледонский этаж — пластичное смятие. Срывы по границе чехла и фундамента в такой ситуации весьма вероятны (Акжарский надвиг).

9. Своеобразный феномен складчатой структуры каледонского этажа — малые складки — характеризуются следующим рядом свойств:

а) складчатость в целом конгруэнтная, именно в том смысле, что ориентировка сохраняется одинаковой для складок самых различных масштабных рангов;

б) наряду с общей конгруэнтностью малые складки благодаря вариации одного литологического состава пород (о степени сжатия говорится в особом разделе) широко варьируют по своему масштабному рангу (ширине, т. е. длине полуволны) — практически от сантиметров до первых километров;

в) никакой дискретности в спектральном составе складок различных масштабных рангов для литологически одной и той же пачки не устанавливается;

г) пачки с относительно низким минимальным масштабным пределом складок принимают участие во всех более крупных складках;

д) чем тонкослоистее и пластичнее пачка, тем ниже минимальная ширина складок. Специальные статистические подсчеты показывают, что для среднеконтрастных пород каледонского этажа в зоне одноименного антиклинария она колеблется приблизительно следующим образом (сверху вниз по разрезу): 1) бешарык — порядка 100 м, 2) суындык и камаль — 50 м, 3) верхняя известняковая пачка кулантау — 30 м, 4) нижняя кремнистая пачка кулантау и курумсак — 1 м, 5) байконур — 10 км, верхняя песчано-сланцевая пачка аксумбе — 10 м, 6) нижняя известково-сланцевая пачка аксумбе — 3 см, 7) карагур — 3 м, 8) верхняя песчаниковая пачка раиа — 10 м,

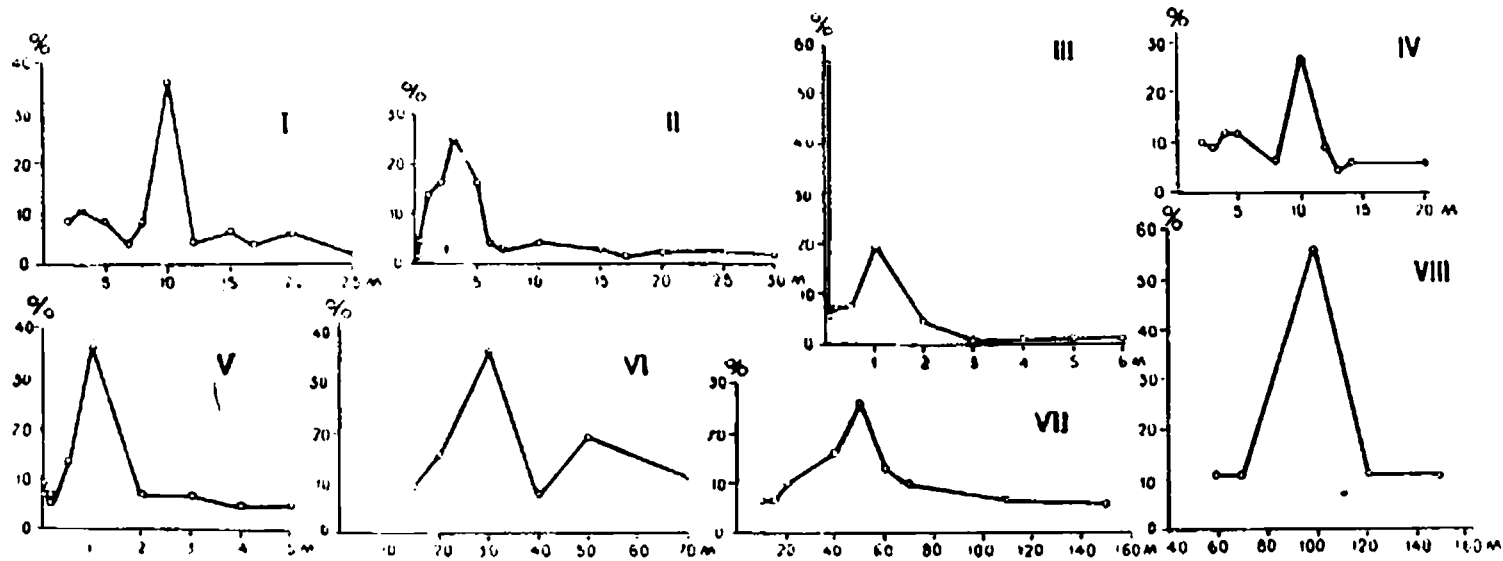
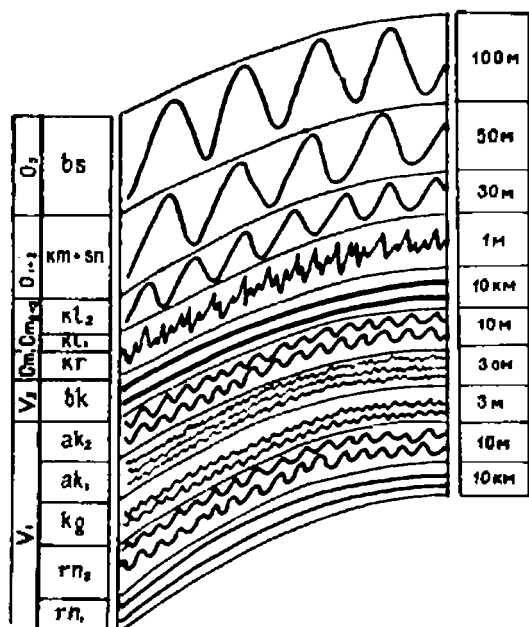


Рис. 61. Графики, иллюстрирующие распределение и частоту встречаемости складок различного размера в свитах (породах) венда, кембрия и ордовика в зоне антиклинория СЗ Каратау. Графики составлены по замерам складок (количество их указано в скобках), непосредственно наблюдаемых в обнажениях: ось ординат — процент встречаемости, ось абсцисс — ширина складок. I — ражская свита, песчано-сланцевая пачка (47); II — карагурская свита (121); III — аксумбинская свита, известково-глинистая пачка (516); IV — аксумбинская свита, песчано-сланцевая пачка (49); V — курумсакская свита и кремнистая пачка жулантауской свиты (44); VI — известняковая пачка жулантауской свиты (52); VII — камальская и суындыкская свиты (31); VIII — бешарыкская свита (9).

9) нижняя конгломератовая пачка рана — 10 км (рис. 61, 62). При этом складки байконурской и конгломератовой пачек ранской свиты по масштабу и природе принадлежат к категории крупных второго порядка. Таким образом, выделяется минимум семь разновидностей пачек и свит с характерным спектральным составом малых складок.

Рис. 62. Конгруэнтная дисгармония малой складчатости каледонского структурного этажа СЗ Каратау, обусловленная влиянием литологии. Цифры справа — минимальный масштабный ранг, найденный статистически (ширина складок). Обобщение по всем профилям (I—I—VI—VI) в зоне каледонского антиклинория (см. рис. 61). Складки байконурской свиты и конгломератовой пачки ранской свиты принадлежат к складкам второго порядка.



Если минимальный масштаб их поистине микроскопический, то максимальный приближается к размерам крупных складчатых форм.

С учетом некоторых данных (Паталаха, Смирнов, Поляков, 1974) можно наметить следующий ряд пород в порядке снижения их вязкости: нижний ран, байконур; бешарык; суындык, камаль; верхний кулантау; верхний ран и верхний аксумбе; карагур; курумсак, нижний кулантау; нижний аксумбе.

Благодаря широко варьирующему масштабному спектру складок в разных свитах для каледонского структурного этажа свойственна своеобразная дисгармония, или ярусность (рис. 63), качественно отмечающаяся многими исследователями (Эз, 1962, и др.). Целесообразно именовать ее конгруэнтной дисгармонией в отличие от инконгруэнтной, когда литолого-стратиграфическим подразделениям свойствен совершенно своеобразный складчатый стиль (ориентировка складок, внутренняя структура и т. д.). Замечательная особенность конгруэнтной дисгармонии состоит в том, что условия проявления ее ограничиваются малой складчатостью и не распространяются на глыбовые складки второго и третьего порядков, в формировании которых влияние литологии не сказывается столь существенно.

Таким образом, конгруэнтная дисгармония связана с обычной эволюцией линейной складчатости и вызвана не очень значительной вариацией свойств пород в разрезе (средней контрастности). В противоположность ей инконгруэнтная дисгармония обусловлена либо проявлением разноплановой или не вполне одноплановой складчатости различной интенсивности в разных структурных этажах (например, каледонский и герцинский этажи СЗ Каратау), либо наличием круп-

ных послынных срывов по особо высокопластичным горизонтам в обстановке однопланового складкообразовательного процесса, условием чего служит высокая контрастность разреза в отношении вязкостных свойств (например, нижний карбон, фамен и тюлькубаш Ц. Каратау).

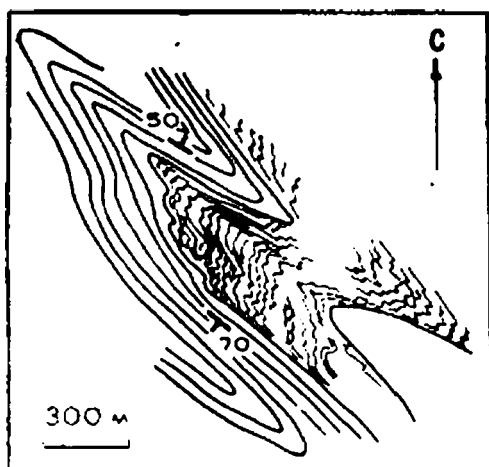


Рис. 63. Пример конгруэнтной дисгармонии складчатости в кулантауской свите. Нижняя пачка кремнистых тонкослоистых пород смята в сложные мелкие складки, а верхняя известняковая — в более крупные простые формы. Верховье ручья Жусалы.

В двух последних случаях возникновение дисгармонии не ограничено каким-либо одним масштабным порядком складок. Указанные виды дисгармонии в условиях недостаточной обнаженности могут быть ошибочно приняты за угловые несогласия, что крайне важно иметь в виду при тектоническом районировании и установлении структурных комплексов, этажей и подэтажей.

В основу выделения последних могут быть положены наряду с угловыми несогласиями эрозионной природы два других вида складчатой дисгармонии, связанной исключительно с вариацией пород в разрезе по литологии и вязкостным свойствам.

10. Весь комплекс признаков свидетельствует о том, что по своему происхождению малые складки каледонского структурного этажа СЗ Каратау в основной массе относятся преимущественно к складкам течения, образованным в условиях бокового сжатия толщ; этот вопрос обстоятельно проанализирован в работе «Генетические типы геосинклинальной складчатости (Казахстан)» (Паталаха, Смирнов, Поляков, 1974).

11. Кливаж течения (осевой плоскости) и малая складчатость представляют собой, в сущности, две стороны одного и того же явления — внутренней деформации свит, весьма слабо нарушающей геометрию их формы. Последняя определяется главным образом складчатыми элементами второго и первого порядков, которые имеют, как отмечалось, глыбовый характер. Малые складки в самых общих чертах конгруэнтны по своему расположению в пространстве по отношению к крупным складкам первого и второго порядков. В самом деле, оси их в плане следуют вдоль осей крупных складок, а положение осевых плоскостей в поперечном сечении в общем, как правило, соответствует положению осевых плоскостей крупных складчатых структур и их элементов. Малые складки, в частности, осложняют (гофрируя) своды брахиформных антиклиналей, придавая в плане и в разрезе их овальным контурам фестончато-бахромистые очертания. Такая же картина наблюдается в плане на периклинальных замыка-

ниях и отчасти крыльях крупных складок. Подобные соотношения вызваны различием в морфологии складок указанных категорий, отражающих генетические особенности соответствующих складкообразовательных процессов. Малые складки своим возникновением обязаны продольному сжатию пластичных толщ, тогда как крупные складки — по-видимому, тому же процессу, но реализованному в виде дифференциального смещения (наползания и т. д.) сравнительно жестких и крупных блоков основания. Малая складчатость при этом развивается как деталь в породах «чехла» (вследствие коробления и т. д.) на фоне крупномасштабных блоковых движений основания в обстановке сжатия. Именно эти генетические различия накладывают свой отпечаток на морфологические особенности соответствующей складчатости. Поэтому малая складчатость не является целиком конгруэнтной по отношению к крупной. Более того, в принципе возможны и инконгруэнтные соотношения складчатости разных порядков, признаки чего имеются в действительности. Необходимо особо подчеркнуть, что из отмеченных соотношений никак не следует представление о наложенности малой складчатости на крупную, как это иногда кажется.

Таким образом, неполная конгруэнтность малой («кливажной») складчатости по отношению к крупной находит естественное объяснение в генетической разнородности складкообразующих деформаций: пластическое течение в условиях простого продольного сжатия — в первом случае и дифференциально-глыбовое с частичным смятием блоков — во втором.

СТРУКТУРЫ ТЕЧЕНИЯ (МАЛЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ФОРМЫ) СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАРАТАУ

Помимо собственно складчатых и разрывных форм строение слоистых толщ в значительной степени предопределяют структуры течения (малые структурные формы), под которыми мы понимаем весь комплекс взаимосвязанных структурных элементов, который ранее выделен под названием «динамометаморфического структурного парагенезиса» (Паталаха, 1970). Наша задача состоит в следующем:

1. Вскрыть закономерности расположения кливажа в складчатой структуре в деталях и в региональном плане. Показать, что кливаж *осевой плоскости* существует как таковой на самом деле. Дело в том, что проблема происхождения кливажа в значительной степени упирается в этот вопрос, поскольку в последние годы некоторые исследователи (М. В. Гзовский и др.) усиленно настаивали на тождестве кливажа и трещин скалывания, ориентированных косо к осевой плоскости складок, по крайней мере в их замковых частях.

2. Показать, что кливаж как своеобразный тектонический феномен характеризуется своими особыми стадиями развития, которые отвечают общей стадийности формирования складчатой структуры, что кливажу сопутствует целый ряд других специфических структур течения, отражающих те же стадии эволюции складчатости.

3. Вскрыть пространственно-временные соотношения структур течения с развитием складчатости линейного типа.

4. Наконец, показать, что развиваемая нами концепция динамометаморфического структурного парагенезиса, или, как мы ее будем называть в дальнейшем, модель линейной складчатости, открывает реальные возможности для составления высокоинформативных структурных карт и структурного прогноза.

Достаточно напомнить, что в имеющейся отечественной и зарубежной литературе подобного рода вопросы в такой постановке (п. 2—4) пока не получили распространения. И настоящее исследование является, пожалуй, первым опытом их разработки.

КЛИВАЖ

Данному структурному элементу мы, естественно, уделим максимум внимания, поскольку правильное понимание кливажа составляет ту основу, на которой только и возможна объективная расшифров-

ка механизма образования частных складок, а следовательно, и складчатости в целом.

Расположение кливажа в складчатой структуре

Характер расположения кливажа в складчатой структуре определяется морфологическими особенностями складок, степенью их сжатости, литологическим составом и мощностью слоев.

В интенсивно сжатых складках, сложенных однородным тонким переслаиванном мелкозернистым песчаником, алевролитом либо глинистым сланцем, кливажные поверхности параллельны осевой плоскости как в замковых частях, так и на крыльях складок. В этих

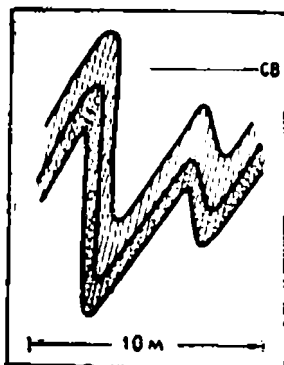


Рис. 64. Кливаж в сильносжатых складках, сложенных песчано-сланцевыми породами ранской свиты. Ручей Бакырлы-Озек.

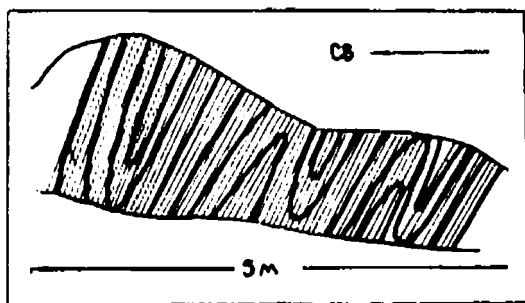
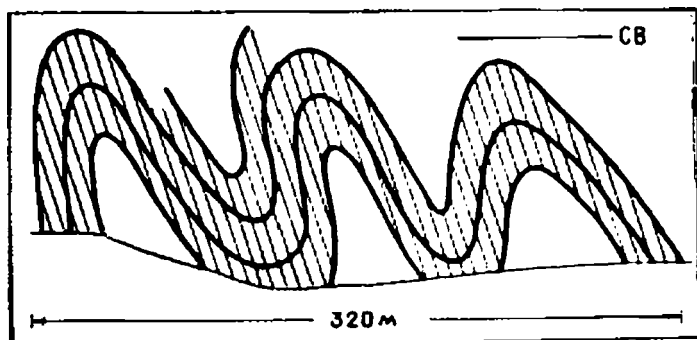


Рис. 65. Кливаж в изоклиналиных складках. Песчано-сланцевая пачка ранской свиты по ручью Аксумбе.

складках кливажные плоскости всегда занимают секущее положение по отношению к слоям: в замках складок — почти под прямым углом, а на крыльях — под очень острым (рис. 64). Лишь в случае изоклиналиной складчатости кливаж на крыльях почти параллелен слоям (рис. 65). Особенно характерен кливаж, параллельный осевой

Рис. 66. Кливаж в сильносжатых складках, сложенных песчаниками и алевролитами бешарьской свиты по ручью Улькен-Саускандык.



плоскости, для мелких складчатых форм в отложениях венда в пределах каледонского антиклинория СЗ Каратау, а также для более крупных сильносжатых складок ордовика, сложенных песчаниками и алевролитами (рис. 66). В прямых складках с вертикально постав-

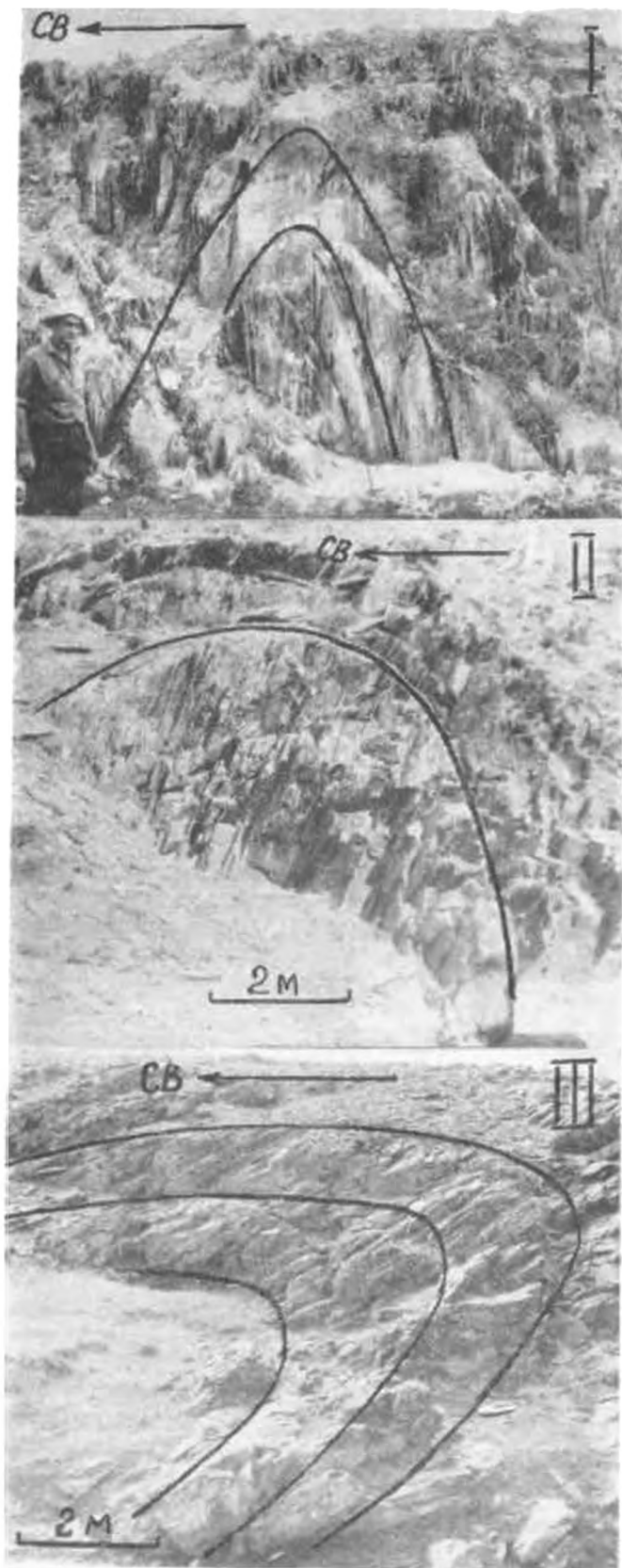
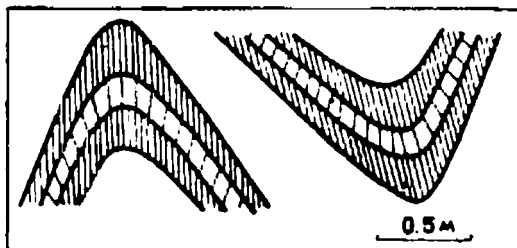


Рис. 67. Расположение кливажа в складках, сложенных однородными породами: I — симметричных, аксумбинская свита (ручей Аксумбе); II — наклонных, бешарыкская свита (ручей Улькен-Саускандык); III — опрокинутых, бешарыкская свита (ручей Жанжикке).

ленной осевой плоскостью кливажные поверхности также вертикальны, в складках наклонных и опрокинутых они наклонены в полном соответствии с падением осевых плоскостей (рис. 67).

Если в более или менее однородной слоистой толще заключены маломощные прослои с резко контрастной по отношению к этой толще вязкостью, например слои песчаников с кремнистым цементом среди алевролитов и алевропелитов, расположение кливажа в сильносжатых складках несколько иное. В кремнистых песчаниках кливажные поверхности образуют обратный веер, в то время как в алевролитах и алевропелитах развивается кливаж, параллельный осевой плоскости (рис. 68).

Рис. 68. Кливаж в сильносжатых складках, сложенных породами с резко различающейся вязкостью: в алевролитах кливаж параллелен осевой плоскости, в песчаниках образует обратный веер. Карагурская свита по ручью Улькен-Саускапдык.



В случае частого переслаивания пород переменной мощности с резко различающейся вязкостью, например алевропелитов и кремнистых песчаников, в наиболее жестких песчаниковых слоях независимо от их мощности возникает обратный веерообразный кливаж, тогда как в сравнительно мощных (свыше 1—3 м) и более мягких алевропелитовых слоях — кливаж, параллельный осевой плоскости, а в менее мощных слоях (до 1—3 м) алевропелитов — прямой веерообразный.

Для среднесжатых складок более крупных, распространенных в северо-восточной части каледонского синклинория, характерно веерообразное расположение кливажа относительно осевых плоскостей. В алевролитах поверхности кливажа образуют прямой веер, а в песчаниках — обратный. При этом в замковых частях складок кливаж

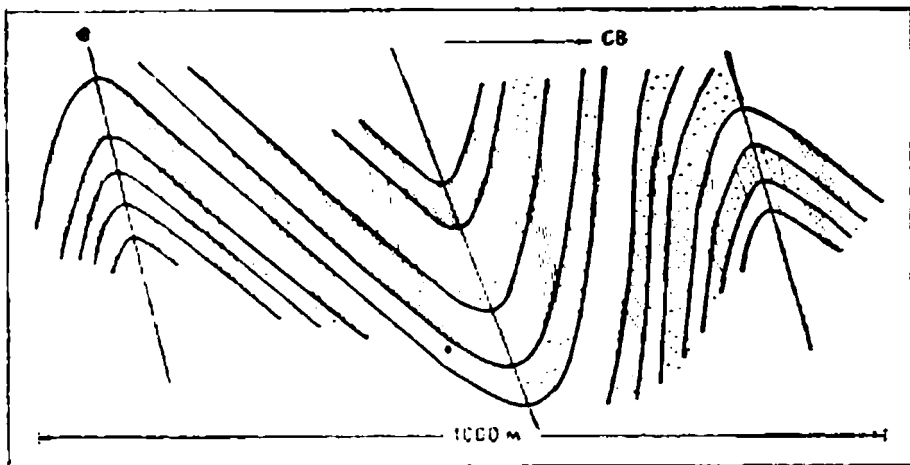


Рис. 69. Веерообразное расположение кливажа в асимметричных складках средней сжатости, сложенных песчаниками (показаны точками) и алевролитами. Бешарыкская свита, ручей Жидели.

независимо от литологического состава слоев занимает положение, параллельное осевой плоскости. В наиболее часто встречаемых в СЗ Каратау наклонных складках этого типа веера кливажных поверхностей тоже асимметричны и наклонены в ту же сторону, что и осевые плоскости складок (рис. 69).

В слабосжатых раскрытых складках с почти вертикальным положением осевых плоскостей, широко развитых в породах бешарыкской свиты по ручьям Суындык, Жамантас и Куланчи, поверхности кли-

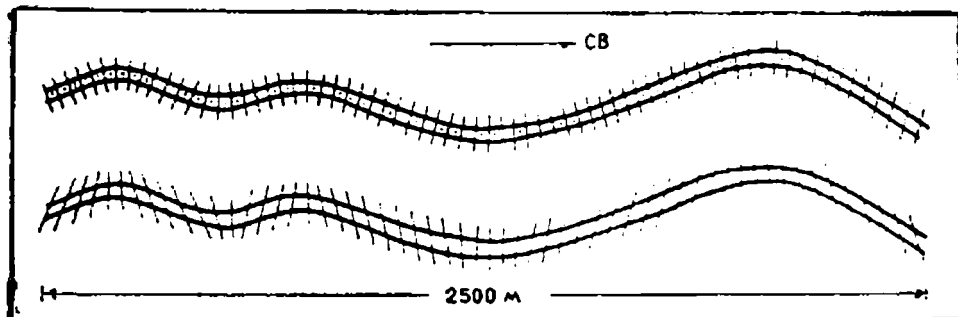


Рис. 70. Веерообразное расположение кливажа в симметричных слабосжатых складках бешарыкской свиты, сложенных алевропесчаниками (показаны точками) и алевролитами. Несколько упрощенная схема соотношений, наблюдаемых по ручью Жамантас.

важа также образуют веер: прямой — в алевролитах и обратный — в алевропесчаниках. Однако в отличие от предыдущего случая веер этот симметричный и имеет более раскрытую форму (рис. 70). В замках складок кливаж по-прежнему остается параллельным осевым плоскостям*.

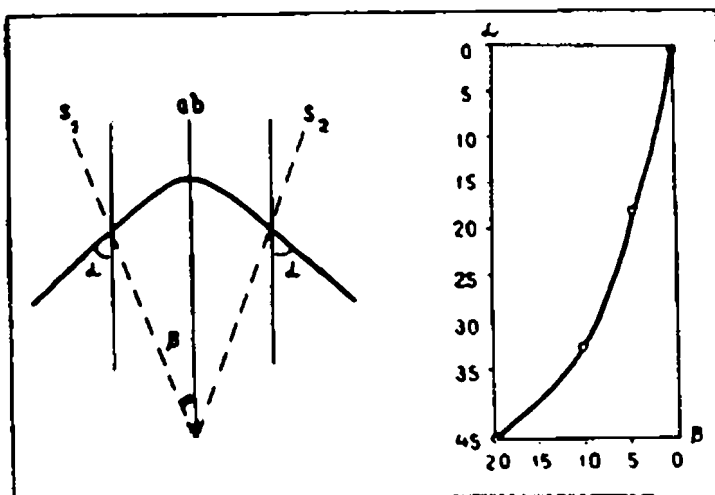


Рис. 71. Соотношение между углом схождения поверхностей кливажа 2β и углом α , образованным крыльями складок и осевой плоскостью (ab) и определяющим степень сжатости складки. График справа построен на основании 30 замеров. Профили II—II и IV—IV (бешарыкская свита).

* Вот почему при построении структурно-геологических разрезов (рис. 14) мы оперировали ориентировкой кливажа в замках малых складок, не зависящей от литологии и других факторов.

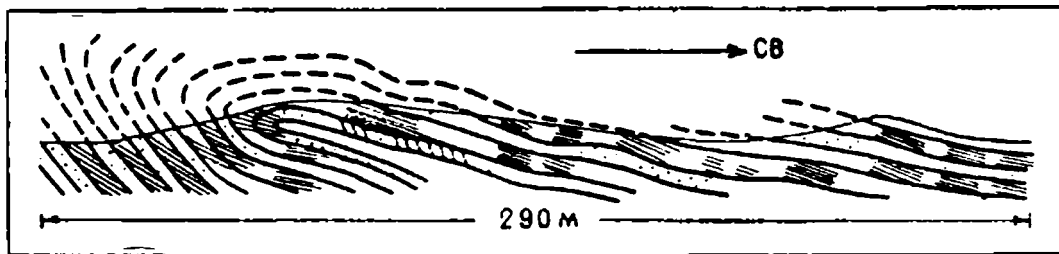


Рис. 72. Кливаж в сжатых лежащих складках — осложнениях флексур бешарыкской свиты. Ручей Жанжике.

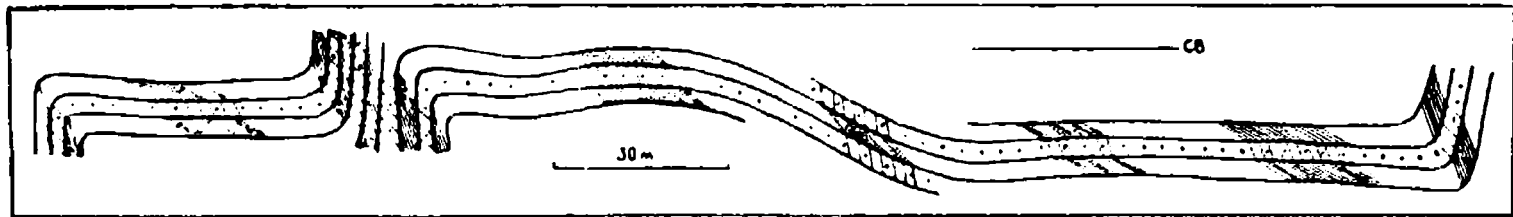


Рис. 73. Расположение кливажа среди флексурных складок коробчатого облика, сложенных песчаниками (точки) и алевrolитами бешарыкской свиты. Ручей Алачапан.

Между углом схождения поверхностей кливажа — 2β и углом, образованным крыльями складок и осевой плоскостью, — α , который определяет степень сжатости складок, существует прямая зависимость. Как видно из графика (рис. 71), при меньших значениях угла α , т. е. при большей сжатости складки, соответственно уменьшается величина угла 2β . Максимальные значения последнего в условиях слабосжатых складок, однако, не превышают $15-20^\circ$.

Расположение поверхностей кливажа в опрокинутых закрытых флексурах, очень широко распространенных в бешарыкской свите верхнего ордовика, более сложное, но в общих чертах определяется теми же закономерностями, которые выявлены для наклонных асимметричных складок, что может свидетельствовать об их генетической

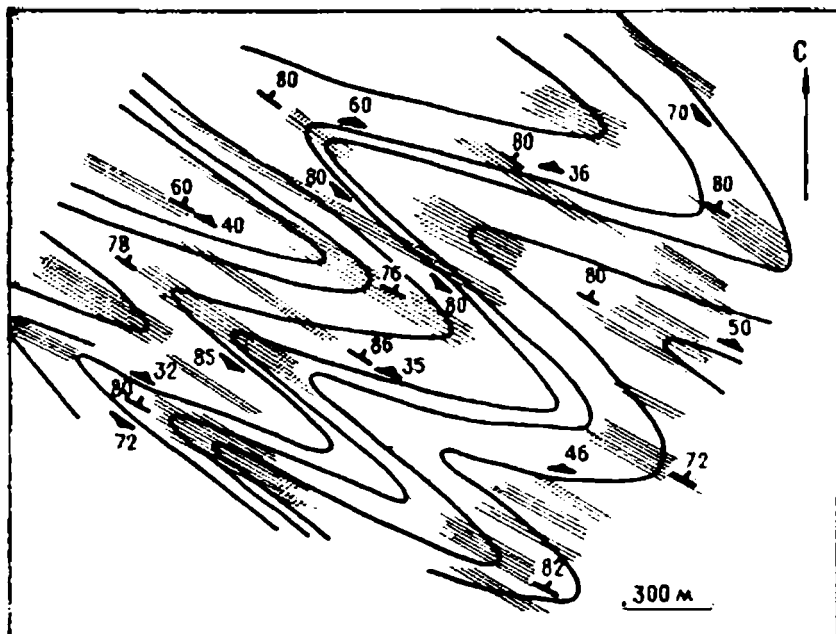


Рис. 74. Расположение кливажа в периклинальных замыканиях складок. Бешарыкская свита, ручей Жидели.

близости. На пологих крыльях опрокинутых (закрытых) флексур кливаж в алевролитах залегает полого, но круче слоев. Смыкающее крыло в том же направлении рассекается более крутыми поверхностями кливажа, но падают они положе, чем слои. Такое соотношение достоверно указывает на опрокинутое залегание крутого крыла флексуры. Непосредственно во флексурных перегибах кливаж параллелен осевой плоскости перегиба и одинаково пересекает все слои независимо от их литологического состава (рис. 72). В результате образуются наклонный веер кливажных поверхностей, аналогичный отмеченному для асимметричных складок.

Примерно такие же соотношения выдерживаются и в случае прямых и раскрытых флексур. Отличие заключается лишь в том, что здесь более резко выражена рефракция кливажных поверхностей (см. ниже), наблюдаемая даже в области флексурных перегибов (рис. 73).

Взаимоотношение кливажа со складками в плане в принципе аналогично тому, что фиксируется в поперечном сечении. Простира-ние кливажа в общем совпадает с простираением осей складок, от-клоняясь от него не более чем на $5-10^\circ$. На крыльях складок кливаж сечет слои под острыми углами, а в периклинальных замыканиях — под углами вплоть до прямого, не изменяя своего направления (рис. 74).

Закономерности соотношения кливажа с крупными складками второго порядка определяются, по существу, расположением его в малых складках. Поскольку на крыльях крупных антиклинальных складок осложняющие их мелкие складки, как правило, опрокинуты в сторону замка, а в синклиналях — от замка, то естественно, что кливаж в поперечном сечении крупных складок образует прямой веер (рис. 14). Форма такого веера определяется морфологией крупных структур. В симметричных складках веер симметричный, а в асимметричных он наклонен в соответствии с наклоном осевой плоскости складки.

Некоторые специфические особенности кливажа

Рефракция. При пересечении кливажем слоев различного литоло-гического состава сплошь и рядом наблюдается преломление кливаж-ных поверхностей или плавное изгибание их как между слоями, так и в пределах отдельных пластов. Эта особенность кливажа широко распространена во многих складчатых областях и получила в литера-туре название рефракции. Наиболее часто отмечается она в средне- и слабосжатых открытых и флексуобразных складках бешарыкской свиты верхнего ордовика, т. е. там, где дислоцированность пород сравнительно невелика.

Когда же литологический состав, а следовательно, и физико-ме-ханические свойства изменяются от слоя к слою резко, след прелом-ленных поверхностей кливажа представляет собой ломаную линию, и соответственно меняется острый угол между плоскостями кливажа и слоистости, свойственный кливажу осевой плоскости. В мягких,

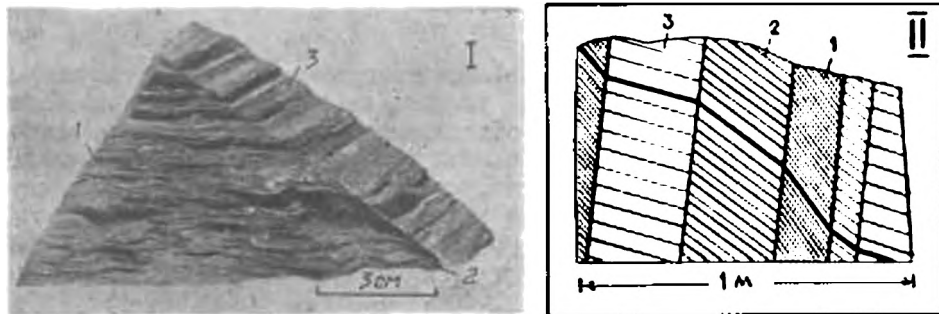


Рис. 75. Рефракция кливажа в переслаивающихся алевропелитах (1), алевролитах (2) и песчаниках (3). Ручей Алачапан, бешарыкская свита. I—II — детали одного обнажения. В алевропелитах кливаж отклоняется в сторону уменьшения, а в других породах — в сторону увеличения острого угла с напластованием по отношению к кливажу осевой плоскости.

пластичных породах этот угол меньше, а в более твердых — больше. Как видно из рисунка 75, в алевропелитах этот угол очень острый, в тонкозернистых песчаниках — несколько больший, а в крупнозернистых песчаниках он может достигать еще более значительных величин, вплоть до 90° .

Необходимо подчеркнуть, что рефракция кливажа наблюдается только на крыльях складок и никогда не отмечается в замковых частях. Здесь поверхности кливажа всегда прямолинейны и расположены параллельно осевой плоскости складки.

Отмеченную закономерность можно проиллюстрировать на примере рефракции кливажа во флексуобразной кварцевой жилке, заключенной в рассланцованном алевролите (рис. 76). Создается

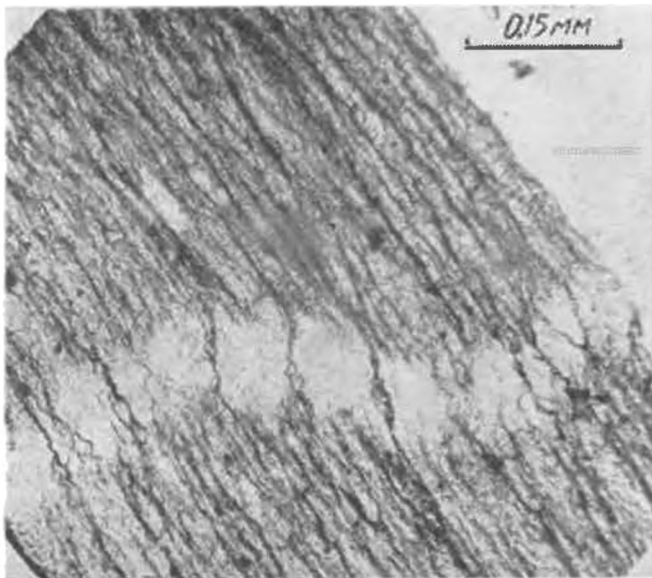


Рис. 76. Характер рефракции кливажа в кварцевой жилке, заключенной в алевропелите. Ник. II.

впечатление, что тонким кливажным поверхностям, легко возникающим в наиболее пластической породе, не под силу расцезь более жесткую; происходит как бы объединение усилий для того, чтобы преодолеть сопротивление течению в твердой, более вязкой среде. Поэтому кливажные поверхности, подходя к кварцевой жилке, сгущаются, образуя одну мощную извилистую поверхность, рассекающую жилку в несколько ином направлении. В той части, где она ориентирована почти перпендикулярно к плоскостям кливажа, рефракция не наблюдается.

Следовательно, рефракция кливажа происходит в контрастных по физико-механическим свойствам слоистых толщах, когда слои на крыльях складок ориентированы косо к максимально сжимающему напряжению. С этой точки зрения становится понятным отсутствие рефракции кливажа в сильносжатых изоклинальных складках, где это необходимое условие нарушено.

Подробно вопрос о причинах происхождения рефракции рассмотрен в работе Е. И. Паталахи, А. В. Смирнова, А. И. Полякова (1974).

Следует отметить, что именно рефракцией обусловлено часто наблюдаемое (особенно в каледонском этаже СЗ Каратау) совместное развитие веерообразного кливажа двух видов в пределах одной складки: прямого — в алевролитах и обратного — в песчаниках.

Дифракция. Нередко в наиболее грубозернистых породах вендинжепалеозойского разреза, особенно в конгломератах байконурской и ранской свит, кливажные поверхности огибают гальки и крупные зерна. При этом плоскости кливажа как бы повторяют контуры более жестких включений (рис. 77). Явление это известно в литературе как дифракция кливажа (Паталаха, 1970, 1971а). Дифракция наблюдается в песчаниках под микроскопом; кливажные поверхности здесь огибают наиболее крупные зерна, обломки пород и другие включения. Возникновение дифракции связано с большим различием в вязкостных свойствах жестких включений и мягкого, пластичного цемента. Пример дифракции кливажа в крупном масштабе — схождение кливажа над ядрами антиклиналей (с жесткими породами рифея) — констатируется как в плане, так и в вертикальных разрезах (рис. 14).

Селективность. В СЗ Каратау нередко такие ситуации, когда в алевропелитах наблюдаются четко выраженные плоскости кливажа, а в переслаивающихся с ними песчаниках кливаж микроскопически никак не проявлен. Плоскости кливажа, секущие алевролит, подходя к слою песчаника, как бы упираются в него, не проходят через песчаник, а в следующем слое алевролита вновь прослеживаются с той же интенсивностью и в том же направлении (рис. 78).

Такое избирательное развитие кливажа в более пластичных, мягких элементах разреза известно во многих других районах (Кириллова, 1949, 1962; Сборщиков, 1971) и получило название селективного кливажа (Паталаха, 1971а).

На микрофото, иллюстрирующих селективность кливажа (рис. 79), видно, как заключенный среди мощных песчаников мало-мощный слой алевролитов рассечен четко выраженным кливажем, в то время как в песчанике никаких следов его (даже редких трещин) не наблюдается.

Селективность кливажа обычно проявляется в средне- и слабо-сжатых складках и флексурах бешарыкской свиты и представляет здесь широко распространенное явление, тогда как в сильносжатых мелких складках, развитых в отложениях венда, почти никогда не отмечается.

Причина и механизм возникновения селективности кливажа подробно рассмотрены ниже.

По ручью Аксумбе в ранской и карагурской свитах встречен специфический вид рефрагирующего кливажа — *S-образный кливаж*. Плоскости кливажа при этом плавно изгибаются от слоя к слою или

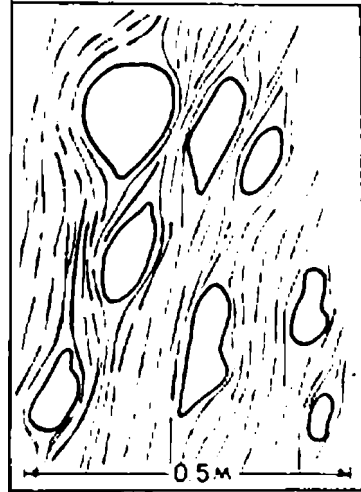


Рис. 77. Дифракция кливажа в конгломератах ранской свиты по ручью Аксумбе.

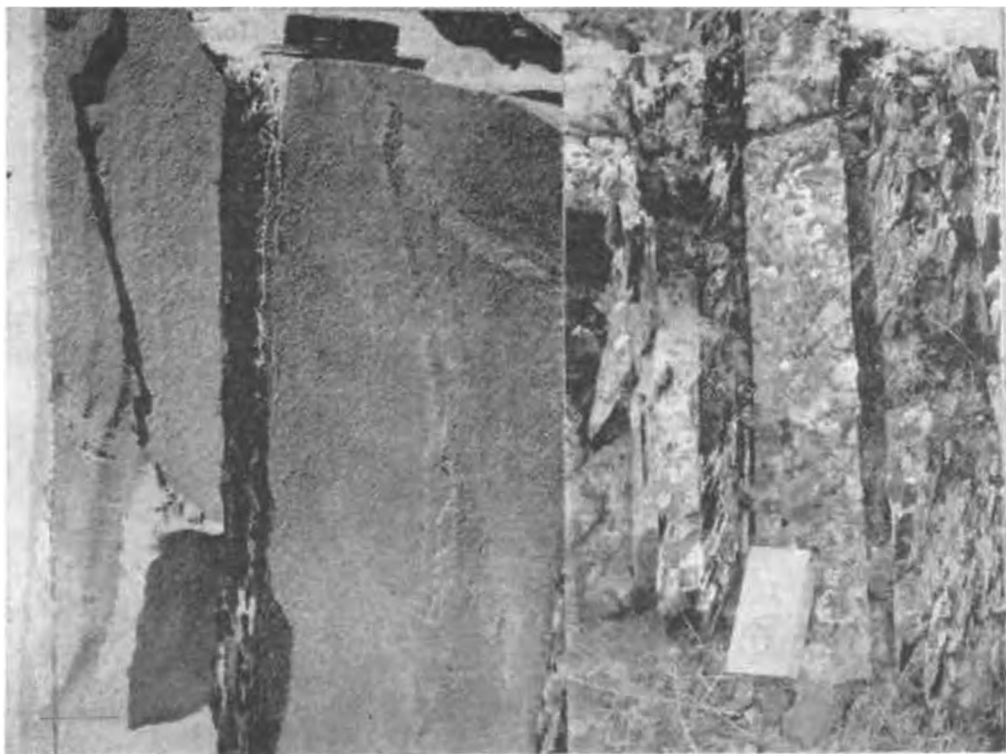


Рис. 78. Селективный кливаж в алевропелитах. В песчанниках кливаж не проявлен. Бешарьжская свита, ручей Жидели.

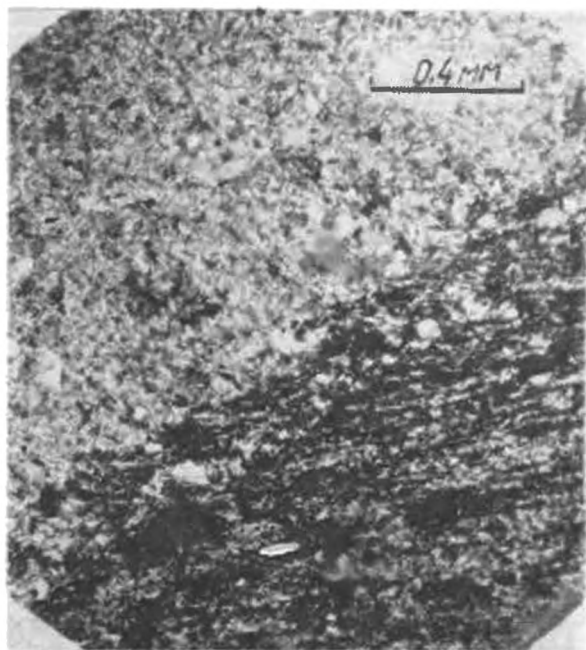


Рис. 79. Кливаж четко выражен только в алевропелитах, тогда как в песчанниках не проявлен. Шлиф, ник. ||.

внутри отдельных слоев, приобретая S-образную форму, что связано с постепенным изменением физико-механических свойств пород (рис. 80).

Своеобразная рефракция кливажа наблюдается в породах бешарыкской свиты по ручьям Алачапан и Суындык — так называемый

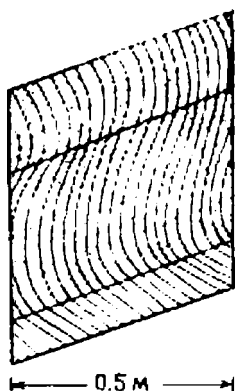


Рис. 80. S-образный кливаж. Ранская свита, ручей Аксумбе.



Рис. 81. Перистый кливаж. Бешарыкская свита, ручей Алачапан.

перистый кливаж. Поверхности кливажа здесь образуют внутри одного слоя характерный рисунок распущенного, наклоненного в одну сторону пера (рис. 81). S-образный и перистый кливаж встречаются в каледонском этаже СЗ Каратау весьма редко и своим появлением обязаны плавной изменчивости литологического состава слоев.

Связать оба вида кливажа со вторичной деформацией уже имеющих поверхностей кливажа при проскальзывании слоев, как считают некоторые исследователи (Ажгирей, 1966; Кириллова, 1949; Михайлов, 1964, и др.), не представляется возможным, поскольку никаких признаков такого проскальзывания, как уже указывалось выше, ни в СЗ Каратау, ни в других районах Казахстана не наблюдается.

На зрелой стадии развития кливажа (каледонский антиклинорий, осевая зона) его поверхности сплошь и рядом осложняются полосами изгиба — своеобразными флексурными изгибами, преимущественно в направлении *b*, реже *a*.

Следует отметить, что все структурно-морфологические особенности кливажа хорошо укладываются в классификацию (Паталаха, 1971а).

Стадийность развития и интенсивность кливажа

В каледонском этаже СЗ Каратау зоны складчатости различной напряженности и связанные с ними проявления кливажа разной степени совершенства закономерно и последовательно сменяют друг друга. Здесь можно шаг за шагом проследить за совместной эволюцией кливажа и складчатости от начальных, зачаточных стадий до зрелых, совершенных форм. Для открытых флексур, развитых в породах

ордовика по ручьям Жамантас и Куланчи, чрезвычайно характерен кливаж, отмеченный одновременно двумя направлениями — слоевым и секущим. При этом оба кливажа представлены здесь эмбриональной формой.

Одно направление, параллельное напластованию, — собственно слоевой кливаж. Он распространен только на пологих крыльях флексур, проявляясь с равномерной интенсивностью, но избирательно, лишь в слоях алевролитов и тонкозернистых песчаников. С приближением к флексурному перегибу слоевой кливаж постепенно зашувывается вторым секущим направлением кливажа и непосредственно в перегибе и в крутом крыле никогда не наблюдается.

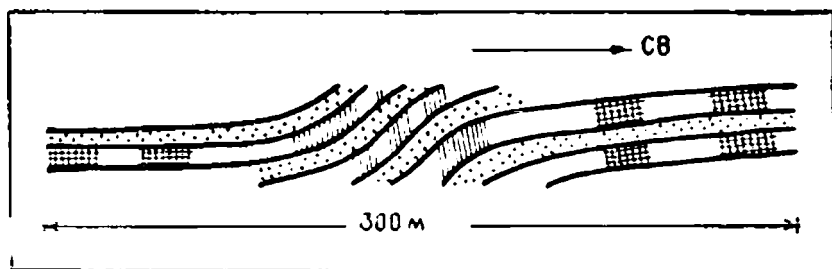


Рис. 82. Характер кливажа в открытых ступообразных флексурах в алевролитах. В смыкающем крутом крыле развит только секущий кливаж, в пологом крыле — секущий и слоевой, а в песчаниках, показанных точками, кливаж не проявлен. Бешарыкская свита, ручей Жамантас.

Второе направление кливажа — резко секущее по отношению к слоям и, естественно, к слоевому кливажу. Секущий кливаж имеет типичное для СЗ Каратау северо-западное простирание и крутое падение. Он обычно проявлен более четко, чем слоевой, причем интенсивность его резко возрастает по направлению к флексурному перегибу, где зачастую он вытесняет слоевой (рис. 82). Поверхности секущего кливажа секут оба крыла флексур под одинаково крутыми углами. Секущий кливаж в открытых флексурах так же, как и слоевой, может проявляться столь же селективно — лишь в алевролитах

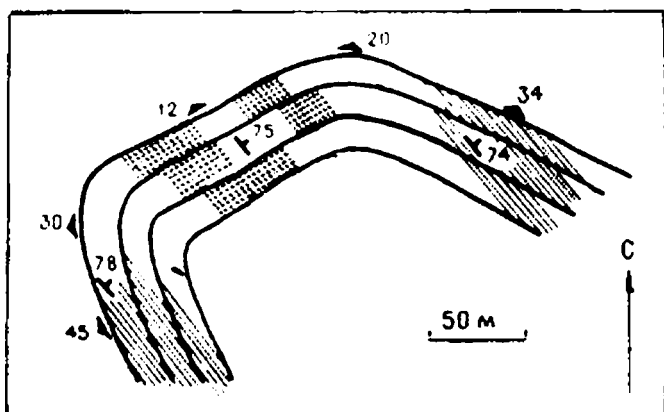


Рис. 83. Приуроченность секуще-слоевого кливажа к периклиналильному замыканию пологой сжатой складки (план). Бешарыкская свита, ручей Жамантас.



Рис. 84. Карандашеподобные, грифельвидные, игольчатые и столбчатые образования, возникшие при выветривании пород, в которых развит «секуще-слоевой» кливаж. Бешарыкская свита, ручей Жамантас.

и тонкозернистых песчаниках, поэтому на пологом крыле взаимно пересекаются два кливажа — слоевой и секущий. Этот своеобразный «секуще-слоевой» тип кливажа кроме открытых флексур развит и в некоторых крупных пологих складках слабой напряженности, где он в основном приурочен к периклинальным и центриклинальным замыканиям (рис. 83). При выветривании породы раскалываются на мелкие столбчатые образования, которые иллюстрируются на рисунке 84.

Подобное явление в Каратау и других складчатых областях отмечалось и раньше и объяснялось самыми разнообразными причинами нескладкообразовательного характера (трещины усыхания и т. д.). В Ц. Каратау В. В. Вронгулеев описал аналогичное явление в верхах тюлькубашской свиты и в отложениях фамена как щебень алевроли-

тов, относящийся к периклинальным и центриклинальным замыканиям складок (Бронгулеев, 1961).

Внимательное изучение показало, что данные соотношения имеют тектоническое происхождение и возникают в результате пересечения одновременно двух направлений кливажа — слоевого и секущего торцевыми трещинами *ас*.

Важно отметить, что по степени внутренней деформации пород секуще-слоевой кливаж в целом относится к первой, эмбриональной стадии развития кливажа (см. ниже). С увеличением интенсивности складчатости слоевой кливаж шаг за шагом теряет свои характерные черты, перерождаясь (постепенно исчезая) в секущий, который становится все более совершенным и начинает занимать господствующее положение.

Таким образом, секуще-слоевой кливаж отражает определенный этап в эволюции кливажа. Он носит промежуточный характер и объединяет черты смежных с ним типов — слоевого и секущего. Этот кливаж служит как раз тем связующим звеном между кливажем слоевым и секущим, которое до недавнего времени оставалось невыясненным.

В складках средней сжатости развивается веерообразный секущий кливаж (осевой плоскости) в своем типичном проявлении. С увеличением сжатости складок закономерно меняется форма веера, угол схождения кливажных поверхностей постепенно уменьшается, доходя до нулевых значений, — кливаж все больше приближается к положению, параллельному осевой поверхности складок. В сильносжатой мелкой складчатости, развитой в отложениях венда и частично нижнего и среднего ордовика, в пределах антиклинория СЗ Каратау исключительно широко проявляется кливаж, параллельный осевой плоскости складок.

Подводя итоги всему сказанному, можно наметить (в самом обобщенном виде) следующую схему эволюции кливажа и складчатости на фоне нарастающего сжатия: слабая складчатость — слоевой либо секуще-слоевой кливаж, складчатость средней интенсивности — веерообразный секущий кливаж, интенсивная складчатость — кливаж, параллельный осевым плоскостям складок.

На основании микроскопического изучения кливажа выделены три последовательные стадии развития кливажа на фоне возрастающей напряженности складчатости. Рассмотрим эти стадии на примере алевролитов и песчанников.

Алевролиты. Первая стадия. В породе наблюдается одна четко выраженная ориентировка — параллельное слоистости расположение чешуек первично-осадочных серицита, хлорита, а также пластинок мусковита размером не более 0,02—0,15 мм (рис. 85, I а).

На фоне плоскопараллельных ориентировок чешуйчатых минералов отчетливо видны поперечные короткие, прерывистые, более темные, чем вся порода, полосы непрозрачного глинисто-углистого вещества либо агрегата эпидот-цонизита. Это и есть зарождающиеся поверхности секущего кливажа, первые явные признаки течения породы. Они первоначально возникают на границах цемента и пластинок мусковита или зерен кварца и быстро затухают в цементе за пределами зерен, с чем связана их небольшая длина (0,02—0,4 мм). Расположение этих щучков обусловлено распределением более крупных зерен породы, поэтому расстояния между ними весьма непостоянны — от 0,06 до 0,25 мм. Кливаж, возникнув около одного зерна, быстро затухает в цементе, затем вновь появляется около другого примерно в том же направлении. Зарождающиеся поверхности клива-

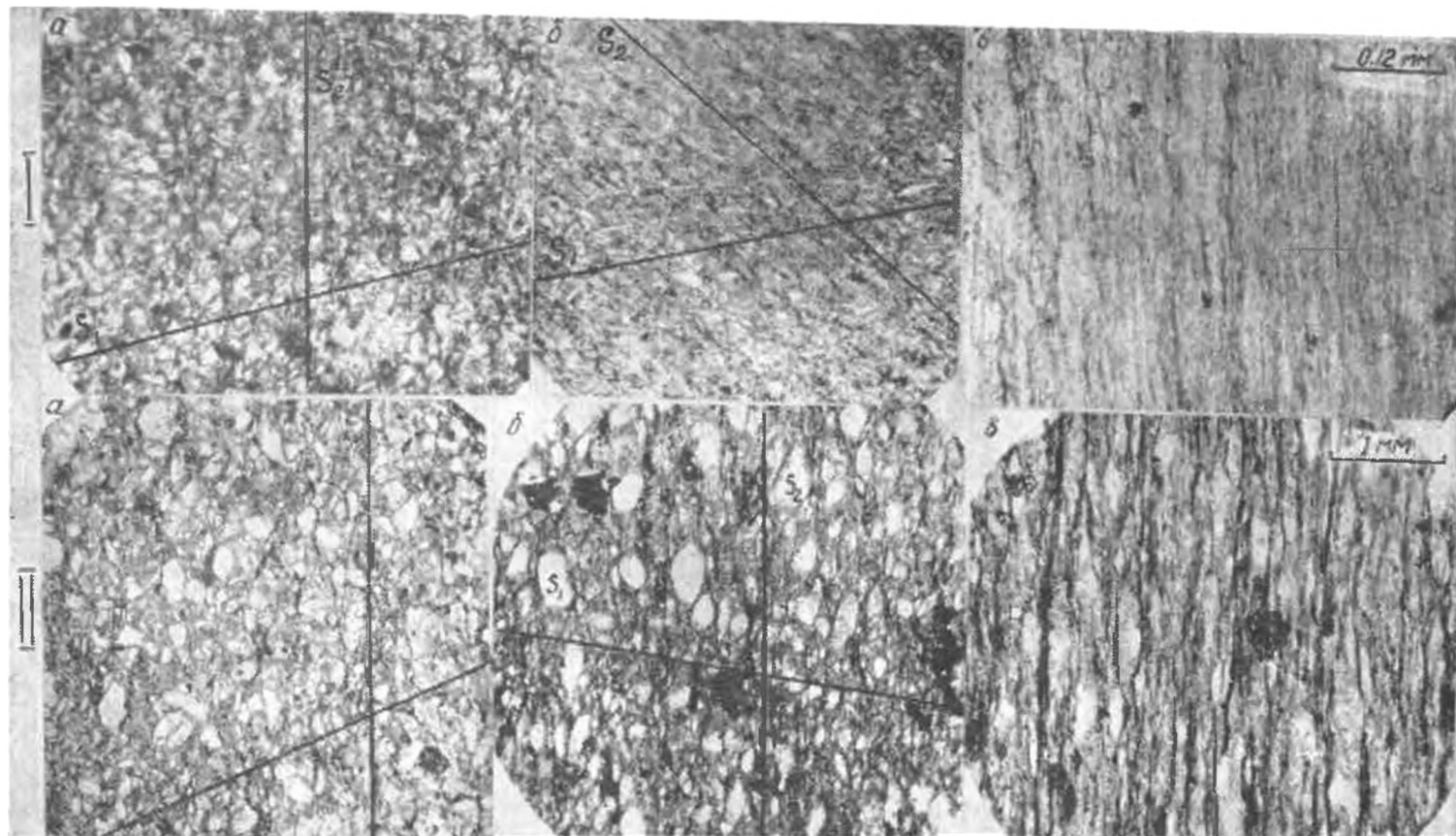


Рис. 85. Стадия развития кливажа под микроскопом, без анализатора: I — в алевритах, II — в среднезернистых песчаниках; а, б, в — последовательные стадии; S_1 — слоистость, S_2 — кливаж.

жа непрямолинейны и не обнаруживают строгой параллельной ориентировки.

Кливаж на данной стадии не сопровождается переориентировкой существующих минералов вдоль поверхностей кливажа. Не образуются при этом и новые минералы, подчеркивающие кливаж. Это указывает на то, что кливажные поверхности зарождаются раньше, чем происходит новообразование минералов. Слабая деформация пластинок мусковита свидетельствует о том, что порода уже испытала некоторое сжатие. По существу, эти изогнутые пластинки и зародившиеся поверхности кливажа являются первыми симптомами внутренней деформации породы.

Вторая стадия. В самом начале этой стадии на кливажных поверхностях происходит избирательная перекристаллизация темного глинисто-углистого вещества, выражающаяся в возникновении отдельных разрозненных чешуек слюды, ориентированных параллельно кливажу, появляются ориентированные редкие чешуйки и вдоль этих поверхностей. Они очень тонкие, микрогольчатые, длиной 0,005—0,05 мм (рис. 85, I б). В связи с этим в породе уже появляется вторичная ориентировка чешуйчатых минералов, почти равноценных по проявлению первичной ориентировке вдоль слоистости. По мере развития процесса постепенно возрастает количество ориентированных новообразований в кливажных поверхностях и вдоль них, и примерно на среднем этапе этой стадии (наиболее характерном) кливажные поверхности представляют собой сближенные до 0,01—0,05 мм струйки серицита, которые вместе с еще видимой ориентировкой пластинок мусковита по слоистости образуют своеобразную сетку, наблюдаемую в скрещенных николях.

Заметно увеличивается количество новообразованных чешуек серицита и между поверхностями кливажа, также собирающихся в струйки, параллельные кливажу. Ориентировка по слоистости уже частично затупевана, но все еще просматривается. Кроме того, происходит переориентировка отдельных зерен кварца и первичных пластинок слюды. Наиболее крупные из них параллельны слоистости, другие ориентированы к ним под углом и обтекаются кливажем, некоторые (наиболее мелкие) уже подвергнуты деформации, удлинены в направлении кливажа — следствие некоторого вращения мелких зерен.

В завершающий этап второй стадии происходит еще большее сближение поверхностей кливажа (до 0,001 мм) и интенсивное новообразование ориентированных параллельно кливажу чешуйчатых минералов. Порода приобретает струйчатый облик, где уже практически не проглядывает первичная ориентировка минералов — кливаж переходит в третью, типичную стадию своего развития.

Таким образом, наиболее характерным элементом второй стадии эволюции кливажа является интенсивное новообразование слюд вдоль кливажных поверхностей и между ними, обуславливающее сетчатое расположение двух ориентировок слюд — по слоистости и параллельное кливажу, сближенность и относительная прямолинейность поверхностей кливажа.

Тот факт, что новообразование ориентированных чешуйчатых минералов происходит лишь на второй стадии развития, когда уже зародились поверхности кливажа, говорит о том, что кристаллизация этих новообразований идет вдоль готовых ослабленных поверхностей. Такие факты находятся в некотором противоречии с принципом Рикке, как отмечал М. А. Гончаров (1970).

Третья стадия. Данная стадия соответствует более высокому по сравнению с двумя первыми и совершенному уровню развития кливажа. Порода целиком состоит из параллельно ориентированных тончайших кливажных поверхностей в виде струй новообразованных чешуйчатых минералов. По существу, это сплошная ткань серицита и хлорита тонкоструйчатого облика (рис. 85, I в). Все имеющиеся зерна кварца, полевого шпата и пластинок слюды повернуты в положение, параллельное кливажу, и заключены между его поверхностями, которые прямолинейны, взаимно параллельны и прослеживаются часто через всю площадь шлифа.

Третья стадия отражает интенсивное течение породы, подчеркнутое ориентировкой всех ее компонентов, как первичных, так и новообразованных. Это говорит о том, что течение настолько интенсивное, что в него вовлечено все вещество породы, в результате чего возникла одна четкая ориентировка — кливажные поверхности, фиксирующие это течение. Первичная же структура и минеральный состав породы полностью утрачены.

Песчанники. Первая стадия характеризуется почти полным отсутствием ориентировки слагающих породу минералов. Кливажные поверхности зарождаются на границах зерен, расстояние между ними (определяемое размером последних) 0,1—0,5 мм. Кливажные поверхности выглядят как расплывчатые криволинейные струйки (штрихи) темного непрозрачного вещества, огибающие зерна и не выходящие за их пределы (рис. 85, II а). Несмотря на свою криволинейность, эти поверхности все же обнаруживают одно общее направление. Никаких других признаков испытанной породой деформации, кроме струек и складочек в пластинках мусковита, не наблюдается.

Вторая стадия. На этой стадии увеличивается количество кливажных поверхностей. Они образуются на границах почти всех зерен, обтекают их, иногда сходятся и затухают в цементирующей массе или прослеживаются далее, облекая последовательно несколько зерен по ходу кливажных струй (рис. 85, II б). В результате появляется своеобразный рисунок кливажных поверхностей — отдельные неправильные линзы или короткие четковидные цепочки, уже более четко ориентированные в одном субпараллельном направлении. Протяженность их возрастает до 1—1,5 мм и более. Происходит изменение и в составе кливажных поверхностей: внутри темного вещества возникают ориентированные вдоль них чешуйки серицита и хлорита.

Для данной стадии, особенно ее конца, весьма характерна грануляция зерен. Чаще всего ей подвергаются зерна кварца как наиболее крупные, в то время как пластинки слюд изгибаются в складки. Легче всего дробятся зерна, расположенные своим удлинением косо по отношению к струям течения. При этом отдельные кусочки одного и того же зерна смещаются относительно друг друга и испытывают неодинаковое вращение, что подтверждается их одновременным угасанием.

Нередки случаи, когда зерна, заключенные между двумя поверхностями кливажа и ориентированные длинной осью параллельно им, дробясь в поперечном направлении, разрываются на части, которые перемещаются вдоль кливажных поверхностей. Они как бы удлиняются, промежутки между оторванными частями зерна заполняются гранобластовым агрегатом вторичного кварца и строго ориентированными по кливажу чешуйками слюд. Этот факт свидетельствует о том, что чешуйки более поздние, чем дробление, т. е. грануляция предшествует

вует интенсивному течению, сопровождающемуся новообразованием ориентированных минералов.

При активной грануляции уменьшается размерность зерен и соответственно увеличивается их количество. Грануляция зерен при течении отражает естественную реакцию породы на нарастающее сжатие. Стремление удлиниться, растянуться перпендикулярно сжимающим напряжениям реализуется в раздроблении и развороте хрупких зерен типа кварца и полевых шпатов, которые оказываются на пути движения струй и мешают свободному течению. В результате порода приобретает наиболее благоприятную в условиях течения упаковку. Пластинки мусковита сминаются в мелкие складочки между поверхностями кливажа. Некоторые зерна кварца и пластинки слюды обнаруживают тенденцию к вращению. По плоскостям кливажа и вдоль них образуется масса дополнительных коротких струек серицита.

Кливажные поверхности с возрастанием интенсивности процесса постепенно полностью заполняются ориентированными чешуйками слюд. В моменты, переходные к третьей стадии, это уже собственно субпараллельные струйки минералов, расположенные через 0,03—0,08 мм. Соответственно увеличивается количество чешуек и отдельных тонких струек этих минералов вдоль кливажных поверхностей.

Третья стадия. Поверхности кливажа выражены очень резко, длина их обычно более 1,5—3 мм. Несмотря на общую прямолинейность и субпараллельность, они, сходясь, нарезают породу на длинные, узкие, сильно вытянутые линзовидные пластины, как бы вложенные друг в друга. Максимальное расстояние между ними не превышает 0,04 мм (рис. 85, IIв). Все зерна в породах заключены между поверхностями кливажа, удлинены параллельно им и имеют овальную, сильно вытянутую форму.

Кливажные поверхности представлены струями серицита и хлорита, а межкливажные пространства тоже сплошь состоят из агрегатов мелких ориентированных чешуй, образующих массу дополнительных тонких кливажных поверхностей. Обтекания зерен практически не происходит, так как все они сильно удлинены и вписаны в пространства между кливажными поверхностями. В результате порода как бы расчерчена субпараллельными плоскостями кливажа. Это единственная ориентировка на данной стадии, отражающая интенсивнейшее течение породы.

Грануляция на третьей стадии почти не проявляется. Здесь катакластический механизм переходит в качественно иной — кристаллофизический, отмечающийся в межзерновых и внутризерновых диффузионных дислокациях. В связи с этим зерна стаивают в направлении, перпендикулярном кливажу, и удлиняются вдоль него за счет перетекания вещества.

Интенсивность * проявления кливажа в каледонском структурном этапе СЗ Каратау определяется, с одной стороны, степенью напряженности складчатости и с другой — литологическим составом пород, а при одинаковой дислоцированности — только литологическим составом.

В зависимости от дислоцированности толщ кливаж развивается в одних и тех же породах с разной степенью интенсивности. В области максимальной напряженности складчатости он предельно интенсивен во всех слоях, а в складчатости умеренной или слабой напряжен-

* Под интенсивностью кливажа обычно подразумеваются частота расположения его поверхностей, гладкость их и степень взаимопараллельности.

ности проявлен лишь в слоях определенного состава — явление селективного кливажа. В складчатости любой напряженности кливаж выражен в алевропелитах и алевролитах наиболее интенсивно, в мелко- и среднезернистых песчаниках — менее резко, а в крупно- и грубозернистых песчаниках — еще слабее. В кремнистых породах и известняках кливаж вообще не наблюдается и выражен лишь в тех случаях, когда эти породы содержат значительную примесь глинистого материала.

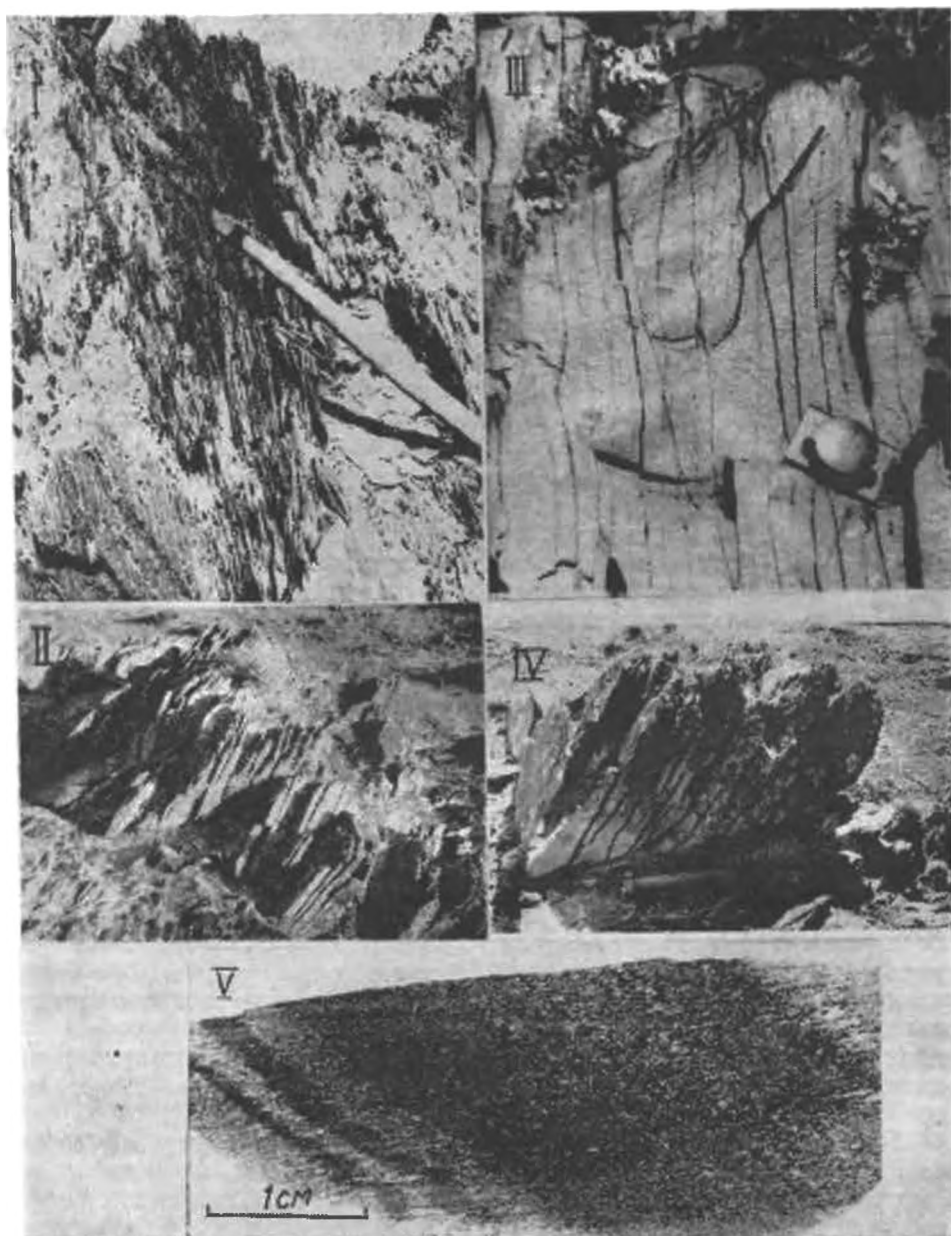


Рис. 86. Характер проявления кливажа в породах равного литологического состава: I — алевропелитах, ручей Буланчи; II — тонкозернистых песчаниках, ручей Жанжике; III — среднезернистых песчаниках, ручей Жидели; IV — грубозернистых песчаниках, ручей Жанжике; V — интенсивный кливаж в тонкослойных алевролитах. Шлиф. Карагурская свита, ручей Бакырлы-Озек.

Рассмотрим характер (особенности) макроскопического проявления кливажа при интенсивной деформированности для пород различного литологического состава.

В алевропелитах и алевролитах поверхности кливажа обычно прямолинейные, почти параллельные друг другу, плоскости его ровные и гладкие. В алевропелитах они располагаются очень часто — через 0,1—0,5 мм, а в алевролитах в среднем через 1—3 мм. Порода оказывается как бы нарезанной ножом на ровные пластины (рис. 86, I). Особенно отчетливо это видно под микроскопом, где тонкослоистые алевролиты как бы расчерчены частыми параллельными плоскостями кливажа на многочисленные микролитоны (рис. 86, V).

В тонкозернистых песчаниках поверхности кливажа также сравнительно прямолинейны, но располагаются реже, чем в более тонких глинистых породах, — примерно через 5—10 мм (рис. 86, II).

В среднезернистых песчаниках поверхности кливажа уже не отличаются прямолинейностью, они не строго параллельны и состоят из более коротких и криволинейных отрезков, сочленяющихся между собой под очень острыми углами, в результате чего вся порода оказывается разбитой на длинные, узкие, остроугольные, клинообразные пластины. Сами поверхности кливажа неровные, шероховатые и отстоят друг от друга на расстоянии 1—2 см (рис. 86, III). Характерной особенностью кливажа в песчаниках является неравномерность распределения его поверхностей, в результате чего часто рядом располагаются кливажные пластины разной толщины.

В крупнозернистых песчаниках расстояние между видимыми поверхностями кливажа увеличивается до 2—3 см, а в грубозернистых песчаниках толщина пластин, нарезаемых плоскостями кливажа, достигает 3—5 см. Эти пластины имеют вид удлинённых соприкасающихся неправильных очертаний линз различной величины, образованных неправильными неровными шероховатыми, быстро сходящимися кливажными поверхностями (рис. 86, IV).

Благодаря процессам выветривания кливаж на всех стадиях своего развития всегда получает в той или иной степени макроскопически видимое выражение. Вследствие теснейшей связи процессов кливаже- и складкообразования интенсивность проявления кливажа находится в прямой зависимости от степени напряженности складчатости.

Как правило, эмбриональный слоевой кливаж (первая стадия) проявляется в слабодислоцированных породах открытых флексуриобразных складок (по ручью Жамантас). Кливаж средней интенсивности (вторая стадия) характерен для умеренной складчатости в зоне среднесжатых складок в породах верхнего ордовика, а в зоне тесносжатой складчатости антиклинория СЗ Каратау наблюдается интенсивный кливаж, соответствующий третьей, высшей стадии своего развития. Под микроскопом эти стадии, как мы уже видели, хорошо отличаются друг от друга. Но распознавание их необходимо и в поле.

Рассмотрим макроскопическое проявление кливажа в каледонском этаже СЗ Каратау при разной степени дислоцированности толщ в зависимости от литологического состава пород. Толщина пластин, заключенных между макроскопически выраженными плоскостями кливажа в алевропелитах при одинаковом глинистом их составе в сильносжатых мелких складках венда (ручей Аксумбе) и в сравнительно крупных открытых складках средней сжатости в обнажениях

ордовика (ручей Жусалы), совершенно одинакова — это первые доли миллиметра (0,1—0,2 мм).

В области складчатости наименьшей напряженности в изученном районе по ручью Жамантас расстояние между поверхностями кливажа в алевролитах примерно 1—3 мм, в тонкозернистых песчаниках — 5—10 мм, а в среднезернистых песчаниках — 1—2 см. Обращает на себя внимание тот факт, что в сильносжатых мелких складках венда эти значения для перечисленных пород полностью сохраняются.

Это свидетельствует о том, что кливажные поверхности в породах одного и того же состава независимо от степени дислоцированности толщ могут макроскопически проявляться с одинаковой частотой (интенсивностью).

Необходимо отметить, что, несмотря на одинаковую частоту распределения кливажных поверхностей, видимых в обнажениях, степень внутренней деформированности пород сильно различается и зависит от принадлежности данного проявления кливажа к одной из трех выделенных стадий. Толщина микролитонов на третьей, наивысшей стадии развития кливажа, когда все вещество породы имеет строгую ориентировку и в породе содержится максимально возможное количество новообразований слюд, зачастую оказывается почти такой же, как у кливажа первой стадии, где никакой ориентировки и новообразований минералов не наблюдается.

Разумеется, в обнажениях мы не видим всех возникших поверхностей кливажа, и пластины, на которые разделена порода, представляют собой совокупность их бесчисленного количества. При выветривании порода раскалывается лишь по тем плоскостям кливажа, которые оказались на протяжении всего его развития наиболее ослабленными поверхностями. На первой, зачаточной, стадии зародившиеся плоскости кливажа были единственными в породе ослабленными поверхностями, поэтому естественно, что порода раскалывается именно по ним. При дальнейшем развитии процесса, когда количество поверхностей увеличивается, именно эти, ранее появившиеся поверхности фиксируют максимальное преобразование породы, становятся более мощными и, следовательно, еще более ослабленными по отношению к вновь возникшим. Поэтому и на более высоких стадиях развития раскалывание происходит по ним. Внутреннее же строение пластин, заключенных между одинаково отстоящими друг от друга кливажными поверхностями, будет существенно различаться по степени деформированности вещества породы.

Таким образом, частота распределения поверхностей кливажа не может являться решающим признаком при установлении его интенсивности.

Рассмотрим второй признак общепринятого макроскопического определения интенсивности кливажа — относительную прямолинейность и взаимопараллельность его плоскостей. Нагляднее всего это можно сделать на примере тонкозернистых глинистых пород. На первой стадии развития кливажные поверхности неровные, непрямолинейные, извилистые, шероховатые. На стадиях высокой и средней интенсивности они уже более совершенны, относительно параллельны, прямолинейны и более гладки. Следовательно, такие признаки, как прямолинейность и параллельность кливажных поверхностей, позволяют отделить лишь кливаж слабой интенсивности, а для различения средней и высокой интенсивности кливажа этих признаков недостаточно.

Внести ясность в данный вопрос очень помогает линейность, которая, как показали наши наблюдения, является характерным признаком

наком кливажа высокой стадии развития *. В сильносжатых складках венда на плоскостях кливажа повсеместно отмечается четко выраженная вертикальная либо горизонтальная линейность. Это штрихи и борозды, указывающие на интенсивное течение вещества породы в процессе складкообразования. Особенно хорошо линейность заметна в глинистых тонкозернистых породах. В слабодислоцированных толщах, а также при умеренной складчатости (кливаж на первой и второй стадиях) линейность отсутствует.

Все изложенное свидетельствует о том, что для сравнения (определения) интенсивности кливажа в разных частях складчатой структуры необходимо привлекать весь комплекс признаков — в первую очередь линейность, а затем степень совершенства кливажных поверхностей. Наличие линейности на плоскостях кливажа указывает на самую высокую стадию его развития, тогда как отсутствие ее — на слабый или среднеинтенсивный кливаж. Эти стадии можно различать по степени прямолинейности и параллельности кливажных поверхностей. Частота расположения их, т. е. толщина микролитонов, поможет при сравнении относительной интенсивности уже внутри выделенных стадий.

Кливажная анизотропия. Качественным мерилom микроструктурной перестройки горных пород, сопровождающей процесс возникновения кливажа, может быть либо статистическая упорядоченность расположения зерен в породе (по форме или по строению), либо анизотропия физических свойств. Изучение ориентировки зерен в шлифах — задача нелегкая по техническим причинам (тонкость зерен, неоднородность полиминерального состава в разных породах и т. д.). Нами исследовалась анизотропия упругих свойств в ориентированных образцах. Из нижнего палеозоя и венда СЗ Каратау были отобраны 34 образца, характеризующие наиболее распространенные литологические разновидности пород в самых различных структурных обстановках (рис. 105, VII). Все без исключения образцы были взяты из участков, которым свойственно отчетливое пересечение кливажем элементов напластования под острыми углами (около 20—40°).

Одна группа образцов (7 шт.) — песчаники и кремнистые сланцы — отличалась массивной текстурой, лишенной признаков слоистости и кливажа как макроскопически, так и в шлифах под микроскопом. В образцах другой группы (18 шт.) — преимущественно песчаники — кливаж проявлен достаточно четко в форме плитчатости. В образцах третьей группы (9 шт.) — главным образом глинистые сланцы — кливаж выражен весьма интенсивно. Слоистость в образцах, как правило, ничем не проявлена ни макроскопически, ни под микроскопом (следствие того, что образцы отбирались из внутренних частей слоев). Даже там, где она имелась, следы ее позже были уничтожены нацело течением, обусловившим образование кливажа. Иными словами, есть все основания полагать, что кливажная структурная анизотропия в изученных образцах (там, где она имеется) является если не единственной, то во всяком случае самой характерной. Из отобранных образцов вырезались кубики с ребром около 1,5 см, грани которых приблизительно совпадали с направлением трех главных структурно-координатных плоскостей (ab , ac , bc). С помощью сейсмоскопа ЛЯПИ измерялась скорость прохождения продольных упругих волн в направлении осей c (нормаль к кливажу и осевой плоскости складок), b (приблизительно линия простирания кливажа и осей складок) и a (примерно линия падения кливажа и осевой плоскости складок).

* Линейность отвечает IV типу структурной обстановки (стр. 145—147).

Выражение кливажной анизотропии горных пород в упругих свойствах
(скорости продольных волн, м/сек)

№ образца	Литология	Свита	$V_{p\min}$	$V_{p\max}$	$K = \frac{V_{p\max}}{V_{p\min}}$	Кливаж	
30-70	Мелкозернистый песчаник	Ранская	4,82	4,96	1,03	Породы без признаков кливажа	
101-7	Кремнистый сланец	Кулантауская	5,48	5,89	1,07		
75-71	Алевропесчаник	Бешарыкская	5,08	5,45	1,07		
98-5	Кремнистый сланец	Кулантауская	5,32	5,72	1,07		
22-70	Мелкозернистый песчаник	Карагурская	5,09	5,49	1,08		
2-71	Кремнистый сланец	Кулантауская	5,09	5,59	1,10		
103-18	Среднезернистый песчаник	Бешарыкская	3,77	4,18	1,11		
93-4	Мелкозернистый песчаник	Аксумбинская	5,02	5,67	1,13		Породы со слабовыраженным кливажем
102-6	Алевропесчаник	Бешарыкская	4,99	5,70	1,14		
7-70	Мелкозернистый песчаник	Аксумбинская	4,39	5,00	1,14		
50-7	Тонкозернистый песчаник	Бешарыкская	4,73	5,46	1,15		
103-13	Мелкозернистый песчаник	•	4,37	5,02	1,15		
46-1	Алевропесчаник	•	4,84	5,57	1,15		
101-8	Кремнистый алевролит	Кулантауская	4,78	5,53	1,16		
100-1	Алевропесчаник	Камальская	4,25	4,95	1,16		
101-11	Тонкозернистый песчаник	•	4,58	5,40	1,18		
2-70	Мелкозернистый песчаник	Аксумбинская	3,90	4,64	1,19		
12-71	То же	Ранская	4,36	5,25	1,20		
98-9	Кремнистый алевролит	Кулантауская	3,39	4,76	1,21		
102-7	Алевропесчаник	Бешарыкская	4,67	5,72	1,22		
98-6	Мелкозернистый песчаник	Кулантауская	4,48	5,46	1,22		
33-70	Крупнозернистый песчаник	Ранская	4,31	5,37	1,24		
97-4	Тонкозернистый песчаник	•	4,56	5,68	1,24		
101-6	То же	•	4,03	5,01	1,24		
101-5	Кремнистый сланец	Курумсакская	4,28	5,38	1,26		
13-70	Глинистый сланец	Аксумбинская	3,24	4,17	1,29	Породы с интенсивно проявленным кливажем	
45-12	То же	Бешарыкская	4,03	5,25	1,30		
103-9	•	•	4,02	5,22	1,30		
24-70	Алевропесчаник филлитизированный	Карагурская	3,92	5,09	1,30		
101-4	Кремнистый сланец	Кулантауская	3,68	4,87	1,32		
105-19	Глинистый сланец	Бешарыкская	3,89	5,16	1,33		
103-12	То же	•	4,11	5,50	1,34		
30-71	•	Камальская	3,86	5,22	1,35		
99-1	•	•	4,50	6,15	1,37		

Измерения производились (А. К. Курскеевым) при комнатных условиях температуры и давления. В исследования были вовлечены образцы, лишенные заметных скрытых либо явных трещин. В результате измерений оказалось, что упругие свойства в направлении осей a и b крайне близки между собой и вряд ли выходят за пределы погрешностей метода. Поэтому в таблице 1 приведены только две скорости — вдоль кливажа (максимальная) и поперек (минимальная). Критерием анизотропии послужило отношение максимальной скорости к минимальной (коэффициент анизотропии).

Как и следовало ожидать (табл. 1), первая группа пород отличается весьма низкой анизотропией (1,03—1,11), вторая — средней (1,13—1,26) и третья — высокой (1,29—1,37). Для сравнения напомним, что такая же анизотропия первичной седиментогенной природы для пород близкого состава, не несущих кливажа, измеряется, по данным А. К. Курскеева, величиной, как правило, не превышающей 1,10. Таким образом, тектогенная вторичная анизотропия, сопряженная с возникновением кливажа, в типичном случае имеет более высокие значения, чем первичная, седиментогенная. Задача дальнейших исследований состоит в изучении корреляционных связей анизотропии физических свойств со степенью деформированности пород разного состава и закономерностями их внутренней структурной упорядоченности.

Кливаж и внутренняя деформация пород

Мы попытались установить величину деформации, которая необходима для возникновения кливажа в различных породах. С этой целью были использованы остатки радиолярий в глинисто-кремнистых сланцах кембрия и ордовика, деформированные пластины мусковита первично-осадочного происхождения в алевропелитах и песчаниках и птигматитовые складки. Способ измерения деформации сводится к распрямлению птигматитовых жилкок с помощью курвиметра (Паталаха, 1967). Полученные таким образом результаты можно принять за величину сжатия породы, если считать, что жилка и порода деформировались приблизительно одинаково. Для сопоставления величин деформации пород брались жилки кварцевого состава равной мощности, так как жилы различной мощности деформируются по-разному. Измерялись жилки, ориентированные близко перпендикулярно к плоскостям кливажа (рис. 87). Были произведены многочисленные измерения. Мы ограничимся лишь некоторыми из них.

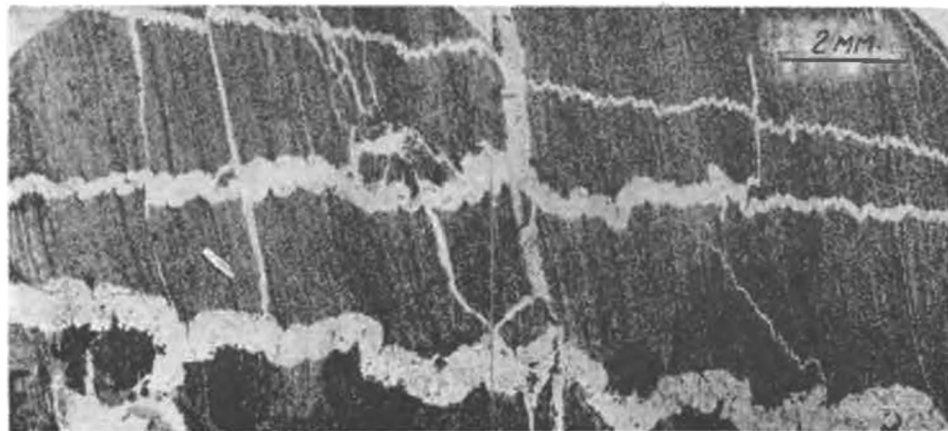


Рис. 87. Птигматитовые складки в рассланцованных алевропелитах (сжатость около 30%). Шлиф, ник. ||.

На рисунке 88 изображены птигматитовые складки, заключенные в алевропелитах с различной интенсивностью проявления кливажа. Мощность смятых жилок кварца около 0,3 мм. В первом шлифе (I) кливаж виден достаточно четко — степень сжатости породы составляет 20%. В следующем шлифе (II) степень сжатости породы достигает 36% — кливаж здесь более интенсивен. При еще большем сжатии — до 50% кливаж проявлен в высшей степени совершенно. Такие же приблизительно данные получены и по другим материалам. Следовательно, зарождение кливажа в алевропелитах происходит при величине сжатия менее 20%.

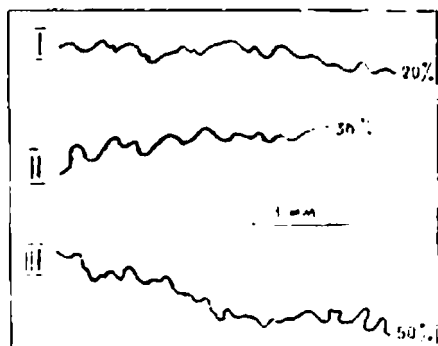


Рис. 88. Птигматитовые складки, заключенные в алевропелитах с различной интенсивностью проявления кливажа: I — 20%, кливаж достаточно четкий; II — 36%, кливаж более интенсивный; III — кливаж в высшей степени интенсивный. Кливаж по вертикали.

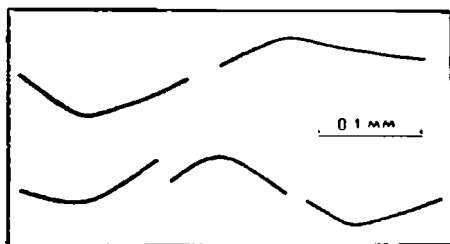


Рис. 89. Изогнутые в складочки пластинки осадочного мусковита в алевропелите. Сжатость 8—12% (кливажные плоскости в породе только зарождаются). Кливаж по вертикали. Слоистость по горизонтали.

Определить точную численную минимальную величину деформации, при которой происходит возникновение кливажа в алевропелитах и алевролитах по птигматитовым складкам, нам не удалось из-за отсутствия складок в породах с кливажем самой начальной стадии зарождения. Зато в этих породах часто встречаются деформированные пластинки мусковита первично-осадочного происхождения, ориентированные параллельно напластованию. Такие пластинки при сжатии породы деформируются вместе с ней и в зависимости от интенсивности деформации изгибаются в складки между поверхностями кливажа, секущего слоистость. На рисунке 89 приведен поперечный профиль складочек в алевропелитах. Сжатие складочек (а значит, и сжатие породы) составляет всего 8—12%. При этом кливажные плоскости только зарождаются и соответствуют первой начальной стадии своего развития. Следовательно, кливаж в алевропелитах возникает при незначительном сжатии породы — около 10%.

Разумеется, что замеры по деформированным пластинкам мусковита и по птигматитовым складкам абсолютной сходимости дать не могут из-за различия их физико-механических свойств. Совместное же присутствие птигматитовых складок и деформированного мусковита зафиксировано лишь однажды, причем в этом случае деформированность породы по мусковиту оказалась примерно на 5% выше, чем по птигматитовой складке. Надо полагать, что данные по деформации мусковита более близки к истине, так как по физико-механическим свойствам мусковит меньше отличается от вмещающего алевролита, нежели жесткая кварцевая жила.

Вывод напрашивается сам: кливаж в алевропелитах возникает уже при незначительном сжатии — 8—10%, т. е. при очень малой величине деформации.

Для тонкозернистых песчаников значения, найденные по замерам птигматитовых складок и деформированных пластинок мусковита, несколько иные. Свое видимое выражение кливаж получает в них лишь при сжатии породы 17—20% (рис. 90).

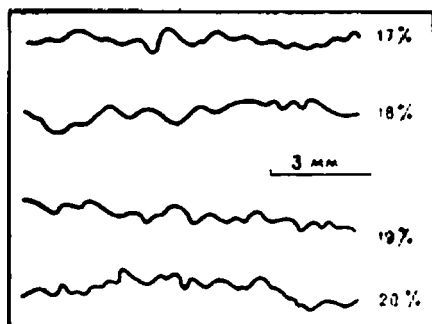


Рис. 90. Птигматитовые складки в тонкозернистом песчанике. Сжатие 17—22% (кливаж не проявлен).

В мелкозернистых песчаниках величина деформации еще больше — около 30% (установлена по степени деформированности мусковита). Единичные наблюдения над изогнутыми в складочки пластинками мусковита в среднезернистых песчаниках дают значение 34—40% сжатия, необходимого для образования поверхностей кливажа. В более грубых разностях, очевидно, потребуется еще большее сжатие, чтобы кливаж приобрел свое осязаемое, видимое выражение.

Для определения условий зарождения кливажа в глинисто-кремнистых породах были использованы содержащиеся в них оолиты, состоящие из агрегата вторичного гранобластающего кварца. Это остатки перекристаллизованных радиолярий, имевших вначале сферическую форму, и, следовательно, любое сечение их до деформации было округлым. Поэтому нетрудно установить относительную деформацию сжатия (растяжения) по форме получающегося в результате деформации эллипса. При этом длинные оси эллипсов ориентированы параллельно плоскостям кливажа, а короткие — перпендикулярно.

Фотографии шлифов (рис. 91) наглядно иллюстрируют отсутствие кливажных поверхностей при деформации оолитов до 20—30%. Очень слабый кливаж при 30—40% сжатия, а свое четкое выражение он получает лишь тогда, когда сжатие породы достигает 40—50%. На примере глинисто-кремнистых пород особенно хорошо видно, что деформация породы начинается гораздо раньше, чем возникают плоскости кливажа.

Таким образом, величина деформации, необходимая для образования микроскопически выраженных плоскостей кливажа, для разных пород СЗ Каратау различна. Для зарождения кливажа в алевропелитах требуется сжатие менее 10%, в тонкозернистых песчаниках — 17—20%, мелкозернистых — 25—30%, среднезернистых — 35—40%, а в более грубых песчаниках, очевидно, еще больше. В глинисто-кремнистых породах кливаж возникает при сжатии около 30—40%.

Конечно, полученные данные не претендуют на особую точность, но все же определенно указывают на то, что кливаж одинаковой интенсивности проявляется в различных породах при неодинаковых, колеблющихся в широких пределах деформациях. В частности, в более мягких породах он появляется раньше, а в жестких — позже. В очень мягких алевропелитах кливаж зарождается рано, при крайне малых деформациях.

Отличия в составе и свойствах пород обуславливают разные величины необходимого сжатия для возникновения и видимого прояв-

ления кливажа. При этом фиксируется неодновременность образования макроскопически заметного кливажа в пластах различного литологического состава. Этим объясняется столь часто отмечаемая в породах СЗ Каратау селективность кливажа. Нередко в пределах одной и той же складки слои алевролита прекрасно рассланцованы, тогда как в тонкозернистых песчаниках он несовершенен, а в более грубых песчаниках и вовсе отсутствует.

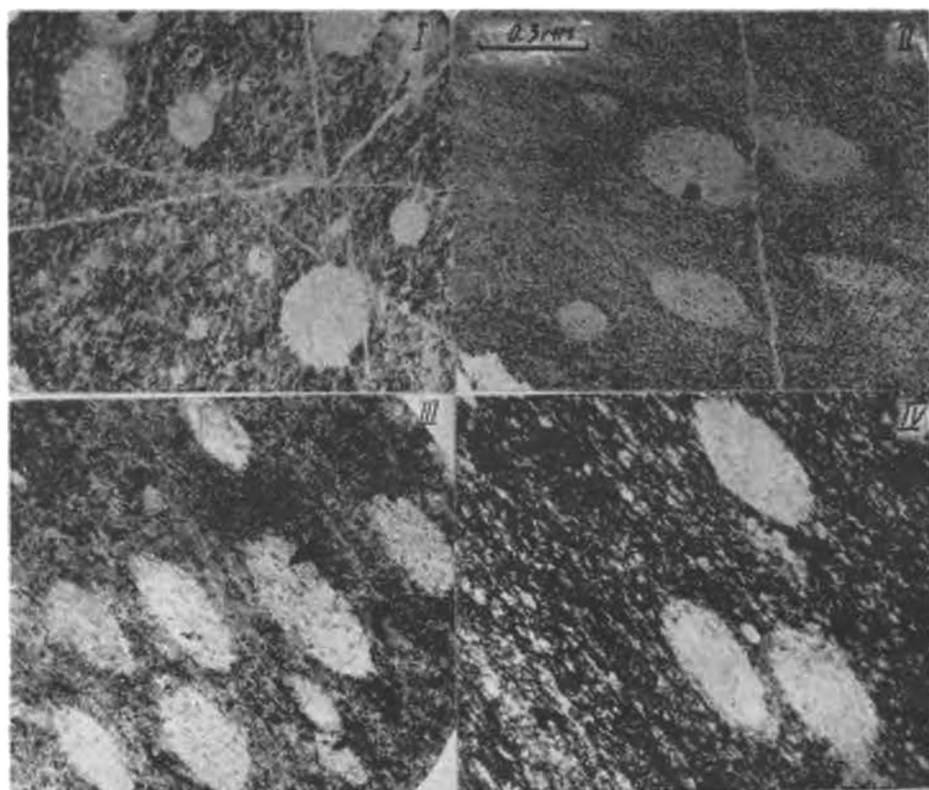


Рис. 91. Условия зарождения кливажа в глинисто-кремнистой породе по данным изучения деформированных оолитов: I—II — сжатость 20—30% (кливаж отсутствует); III — сжатость 30—40% (кливаж слабый, едва заметен); IV — сжатость 40—50% (кливаж четко выражен). Курумсакская и камальская свиты. Шлифы, ник. ||

Селективность кливажа часто связывают с межслоевым проскальзыванием (Ситтер, 1960; Гончаров, 1970). Однако никаких следов проскальзывания на границах слоев в СЗ Каратау не наблюдается. Кроме того, в не затронутых кливажем песчаниках обнаруживается увеличение мощности в замках складок по сравнению с крыльями в 2—3 раза, как и в рассланцованных алевролитах, что указывает на внутреннюю деформацию песчаников. Прекрасное подтверждение этого мы находим в обнажениях по ручью Алачапан и в ряде других мест в породах бешарыкской свиты. Здесь открытые асимметричные складки сложены переслаивающимися алевролитами и так называемыми пуддинговыми песчаниками, содержащими обильную гальку алевролитов. Слои алевролитов расчленены отчетливыми плоскостями кливажа, тогда как в песчаниках его нет. Зато в гальках але-

вролитов, заключенных в песчаниковых слоях, кливаж выражен с той же интенсивностью и сохраняет такое же направление и падение, что и в прилегающих слоях алевролита.

Указанный факт говорит о том, что и алевролиты и пуддинговые песчаники испытали одинаковое по величине и длительности однопавленное сжатие. Но, несмотря на то, что песчаник испытал ту же самую «кливажеобразующую» деформацию, ее оказалось недостаточно, чтобы кливаж в нем макроскопически проявился. В шлифах из пуддинговых песчаников заметны следы деформации, но более слабой, не дошедшей до стадии образования четкого кливажа, как это произошло в алевролите.

Следовательно, селективность кливажа, т. е. кажущуюся недеформированность одних слоев и деформированность других, нельзя связывать с механизмом межслоевого проскальзывания. Объясняется она физико-механическими (вязкостными) свойствами пород, разной способностью их к ламинарному течению при одинаковой величине сжатия.

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ СТРУКТУР ТЕЧЕНИЯ [СТРУКТУРНАЯ МОДЕЛЬ ЛИНЕЙНОЙ СКЛАДЧАТОСТИ]

В настоящем разделе мы остановимся лишь на синтезе основных закономерностей пространственно-временных соотношений структур течения со складчатостью так, как они вырисовываются на сегодняшний день по имеющимся материалам наблюдений в СЗ Каратау. В целях экономии места мы не будем детально описывать строение отдельных изученных участков, а ограничимся лишь примерами и обобщающими схемами. Окончательные выводы будут изложены в заключительном разделе монографии.

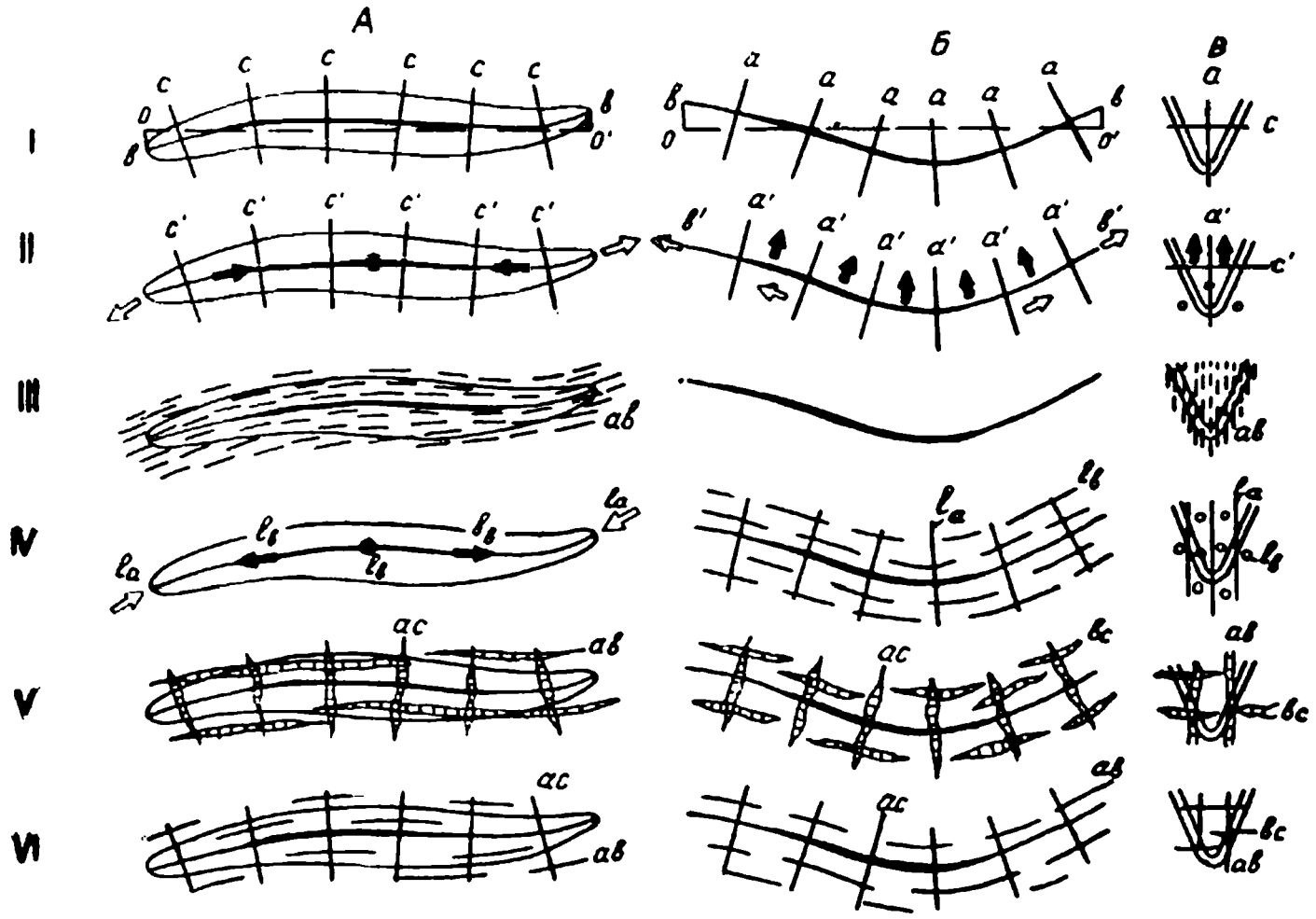
Пространственные соотношения структур течения и складчатости в деталях

Структуры течения обнаруживают повсеместно простые закономерные пространственно-геометрические связи с морфологией линейных складок. Рассмотрим их на примере типичной линейной синклинальной складки сжатого поперечного профиля, ось которой изогнута в плане и по продольной проекции так, как изображено на рисунке 92. Складка прямая (симметричная). Положение структур течения в пространстве легко описывается с помощью следующих структурно-координатных осей: b — ось складки, ab — осевая плоскость складки ($a \perp b$), $c \perp ab$. Ориентировка введенной прямоугольной системы координат в разных частях складки показана на рисунке 92, I.

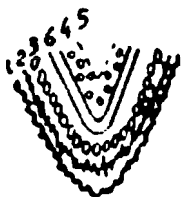
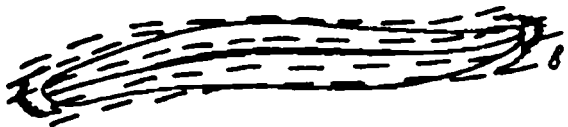
Рисунок 93 иллюстрирует те же закономерности в «точке».

Кливаж. В большинстве случаев кливаж развивается вдоль осевой плоскости ab складок и относится к типу кливажа осевой плоскости (главный кливаж). Этим самым определяется его поведение в пространстве (рис. §2, III). На тех участках, где ось складки меняет направление, изменяет его и кливаж, а там, где складка приобретает вергентность, соответствующую ориентировку получает и кливаж. Однако такая закономерность в чистом виде проявлена четко лишь в достаточно вязких и однородных толщах. В гетерогенных средах она выражена зачастую лишь в форме генеральной тенденции.

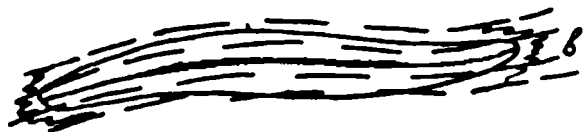
На положение кливажа осевой плоскости (ab -кливажа) в деталях влияют состав и свойства частных слоев. В маломощных слоях



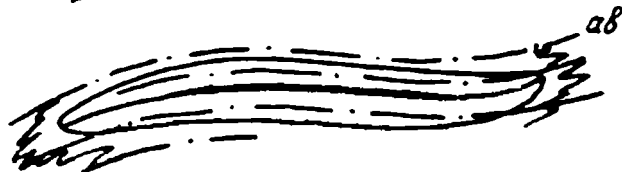
VII



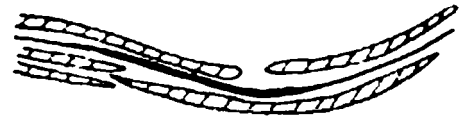
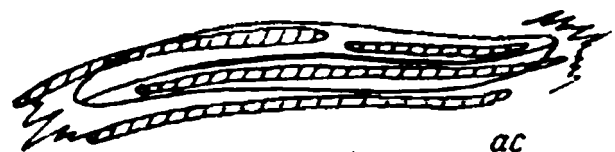
VIII



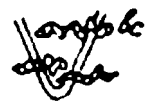
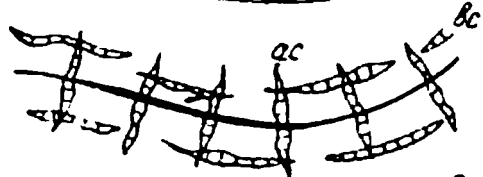
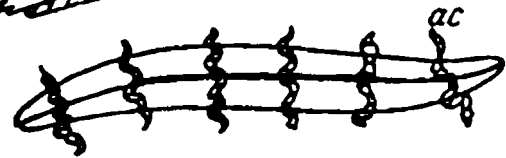
IX



X



XI



XII

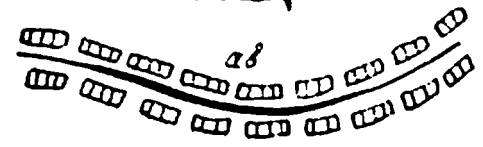
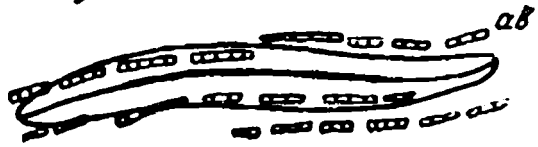


Рис. 92. Пространственная связь структур течения (малых структурных форм) с морфологией линейной складчатости на примере сжатой синклинали, ось которой изогнута как в плане, так и в продольной проекции (структурная модель линейной складчатости). *A* — план синклинали, *B* — продольная проекция, *B* — поперечный разрез. На *A* складка показана условной изостратой, на *A* и *B* ось складки отражена жирной линией. *I* — структурно-координатные оси, характеризующие поведение складки в пространстве; *b* — ось складки, *ab* — осевая плоскость. Пунктирной линией (на *A*, *B*) показано положение оси складки на начальной стадии ее развития. Вследствие формирования складки ось приобретает изгибы, поэтому длина ее (между точками *O—O'*) увеличивается, что влечет за собой растяжение слоев по оси *b*. *II* — положение в складке ламинарного потока: *a'*, *b'*, *c'* — кинематические оси потока: *a'* — главное направление течения (ось растяжения), *b'* — дополнительное направление течения, или ось вращения, *c'* — ось сжатия. Обращает на себя внимание то, что одноименные кинематические оси потока и структурно-координатные оси, характеризующие положение складки, совпадают. Направление течения (растяжения) показано: по *a'* — залитыми стрелками и точками, по *b'* — незалитыми стрелками и точками. *III—XII* — расположение в складке: *III* — системы кливажа осевой плоскости *ab*; *IV* — системы перекрестной линейности по осям *a* (*l_a*) и *b* (*l_b*); *V* — ортогональной системы жил альпийского типа (*ac*, *bc*, *ab*); *VI* — ортогональной системы трещиноватости (*ac*, *bc*, *ab*); *VII* — структур пересечения кливажем слоистости (*b*-структуры): 1 — фестончатость (зубчатость и бахромистость) слоистости, 2 — псевдостиллолиты, 3 — муллион-структуры, 4 — псевдоконгломераты, 5 — псевдобудинаж, 6 — жесткий мощный слой; *VIII* — дополнительных конгруэнтных складок (макро- и мегаконгруэнтности пересечения); *IX* — вязких, согласных кливажу разрывов (микро- и мегакливажных плоскостей скольжения); *X* — линз мощных пластичных слоев (макро- и мегамуллион-структур либо макро- и мегапсевдоконгломератов); *XI* — птигматитовых складок (по жестким жилам альпийского типа); *XII* — будинажа (по жестким жилам альпийского типа).

повышенной вязкости кливажные плоскости отклоняются в сторону увеличения «нормального» угла со слоистостью, тогда как в слоях пониженной вязкости, наоборот, — в сторону уменьшения того же угла (рефракция). В породах, находящихся в высокотекучем состоянии в условиях повышенного термодинамического уровня (что наблюдается в ядрах Ажжарской и других крупных антиклиналей), кливаж развивается вдоль слоистости (слоевой кливаж) и нередко переходит в кристаллизационную сланцеватость. Между кливажем осевой плоскости и слоевым кливажем существуют постепенные взаимопереходы.

Все вопросы, характеризующие отклонения реального кливажа от идеальной модели кливажа осевой плоскости, уже рассматривались ранее (Паталаха, 1970, стр. 33—36, 142—144). Они отражены также в классификации кливажа и сланцеватости (Паталаха, 1971а).

Особого внимания заслуживает вопрос о влиянии литологии слоев на форму выражения кливажа как структурно-текстурного свойства пород. Следует сразу же оговориться, что на современном уровне изученности кливажной проблемы нас уже не должно удовлетворять

общее, принятое в литературе чисто «полевое» определение кливажа как способности горных пород расщепляться на тонкие пластинки. Кливаж — явление комплексное и более глубокое. В типичном случае в составе его насчитываются три элемента:

1) тесно сближенные кливажные плоскости скольжения одного направления;

2) микролитоны — тонкие пластиночки, ограниченные с обоих боков кливажными плоскостями скольжения;

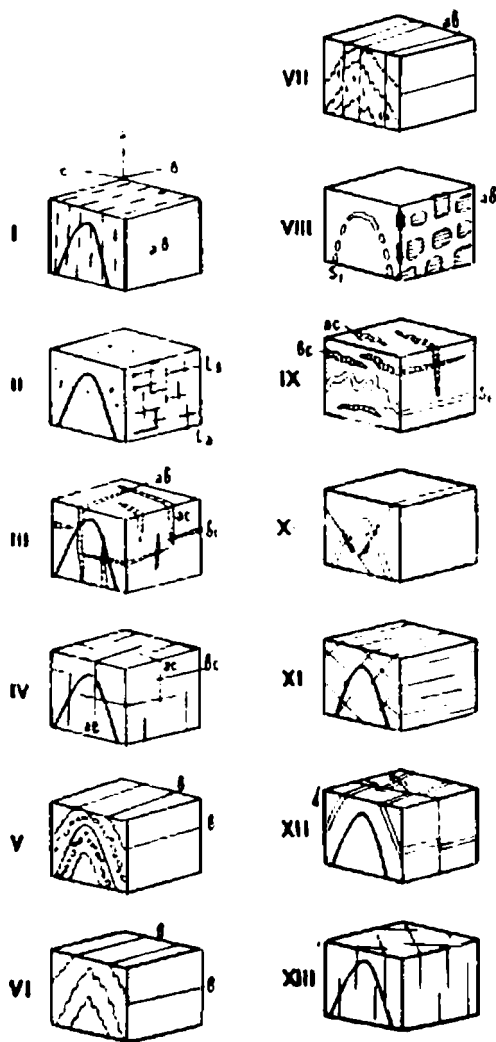


Рис. 93. Структурная модель (парагенезис) линейной складчатости в «точке»: I—кливаж (b —ось складки, ab —осевая плоскость и плоскость кливажа), кроме того, возможен слоевой кливаж; II—линейность осей a (L_a) и b (L_b), может замещаться одной из них; III—жилы альпийского типа; IV, — трещиноватость; V—структуры пересечения кливажем слоистости; VI—конгруэнтные складки ламинарного течения; VII—согласные кливажу вязкие разрывы; VIII—будняж (S_1 —слои, ab —жилы); IX—пигматитовые складки (S_1 —слои, ac —жилы); X—соскладчатые продольные вязкие взбросы; XI—предваряющая образование взбросов трещиноватость; XII—соскладчатые диагональные крутопадающие вязкие сдвиги; XIII—предваряющая образование сдвигов трещиноватость.

3) более или менее упорядоченное (по форме либо по форме и строению) расположение зерен минералов, слагающих микролитоны*.

Следовательно, современное определение кливажа должно включать в себя все три указанных элемента. Отождествление кливажа с кливажными плоскостями скольжения таит в себе опасность смешения его с трещинами скалывания и ошибочной трактовки этого своеобразного феномена, как уже отмечалось специально (Паталаха, 1970, стр. 123—126). Анализ материалов наших наблюдений позволяет констатировать следующее:

а) при сравнительно высокой степени деформированности слоев (изоклинальные складки и т. п.) типичный превосходный кливаж развит во всех породах без исключения, и в том числе в самых прочных и высоковязких из них, таких, как кварциты, не говоря уже об эффузивах и гранитах. Следовательно, в природе нет таких пород, в которых бы кливаж вообще не возникал;

б) при весьма слабой степени деформированности толщ (очень пологие складки), когда кливаж в них не проявлен в массовом масштабе, всегда найдется наименее вязкий пласт типа глинистых сланцев, в котором кливаж выражен в своей достаточно характерной форме;

в) помимо деформированности на форму выражения кливажа большое влияние оказывает литолого-петрографический состав пород. Сравнивая между собой участки, сложенные разными породами и деформированные в различной степени, приходим к установлению следующего своеобразного ряда восприимчивости осадочных горных пород по отношению к кливажу**.

- I — глинистые породы и породы, содержащие глинистые примеси: глинистые сланцы, глинисто-углистые сланцы, глинисто-алевролитовые сланцы, глинистые пелитовые туффиты, мергели, глинистые песчаники;
- II — обломочные породы: песчаники, гравелиты, конгломераты (в том числе туфогенные и вулканомиктовые);
- III — карбонатные породы (без инородных примесей): известняки, доломиты разного генезиса;
- IV — кварциты (чистые) разного генезиса.

По отношению к кливажу наиболее распространенные осадочные породы располагаются в четыре группы: I — глинистые и глинисто-содержащие, II — обломочные, III — карбонатные и IV — кварциты. Легче всего кливаж развивается в породах первой группы, труднее — в породах второй и особенно третьей и четвертой групп. Карбонатные породы (особенно известняки) сланцуются легче, чем кварциты, а доломиты — почти так же трудно, как и последние. Следует сразу же заметить, что в последнем случае речь идет о чистых известняках, доломитах и кварцитах. Вместе с тем даже незначительная примесь глинистого материала (в той или иной форме) в известняке может резко изменить поведение его и перевести из третьей группы в первую, а в некоторых случаях придать им даже сверткучее состояние (слоевой кливаж, инъекции и т. п.). Благодаря обычной перемежаемости слоев указанных групп в разрезах многих толщ при полевых наблюдениях чаще всего создается мнение о *селективности* проявления кли-

* Мы не рассматриваем здесь повторный кливаж, наложенный на уже кливажированные породы, либо кливаж, возникший в микрослонистой, очень контрастной среде. Такой кливаж часто выражен только в форме микролитонов и кливажных плоскостей скольжения благодаря очень сильной анизотропии этого направления, которую он не в состоянии был ассимилировать и переработать.

** Перечень исходных пород дается без учета метаморфизованных эквивалентов, в которые они превращаются в ходе формирования кливажа и метаморфизма.

важа — приуроченности его к отдельным горизонтам, что в свое время послужило поводом для ошибочного выделения в литературе «межслоевого» кливажа. Столь же устаревшим представляется подразделение кливажа по морфологическим признакам на «кливаж течения», «кливаж скальвания» и «кливаж разлома». Все они на самом деле отражают лишь разные стадии формирования кливажа и, как таковые, наблюдаются повсеместно в перемежающихся слоях различных свойств (Паталаха, 1970).

Наряду с этим заслуживают внимания следующие факты:

а) смятые в складки слои независимо от состава и свойств (и следовательно, наличия или отсутствия кливажа в них), как правило, характеризуются закономерным изменением мощностей с утонением на крыльях и утолщением в замках. Никаких слоевых кливажей, с которыми можно было бы связать послонное перетекание материала, при этом чаще всего не устанавливается. Исключение составляют лишь деформированные в условиях повышенного термодинамического уровня породы, вскрываемые эрозией в ядрах Акжарской, Уштаской и Бакырлы-Кумыстинской антиклиналей, в которых фиксируются послонные перетекания и кливаж, переходящий в кристаллизационную сланцеватость;

б) контактные поверхности даже таких высокожестких слоев, как кремнистые сланцы, не несущие кливажа, оказываются осложненными тонкой зубчатостью либо грубыми муллион-структурами, представляющими собой в более мягких породах результат пересечения кливажем слоистости (пример — кремнистые сланцы курумсакой свиты, рис. 94; еще более яркий пример — грубая редкая волнистость элементов напластования толстослоистых песчаников бешарыкской свиты, почти нигде не несущих отчетливого кливажа, рис. 95);

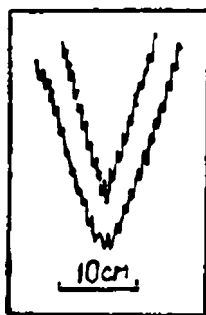


Рис. 94. Мелкая фестончатость напластования кремнистых сланцев, обладающая симметрией осевой плоскости. Сланцы лишены кливажа.



Рис. 95. Крупная гофрировка слоистости песчаников, лишенных кливажа. В алевролитах кливаж отчетливый (показан штриховкой).

в) обломки глинистых сланцев и других мягких пород, заключенные в нерассланцованных песчаниках и конгломератах, по нашим наблюдениям, затронуты тем же кливажем осевой плоскости и в такой же степени, как и соответствующие прослои аналогичных пород, залегающих рядом (рис. 96).

На основании приведенных данных можно заключить, что, несмотря на обычную селективность проявления кливажа, ламинарное

(«кливажеобразующее») течение захватывает все толщи и носит, следовательно, отчетливо выраженный сквозной характер.

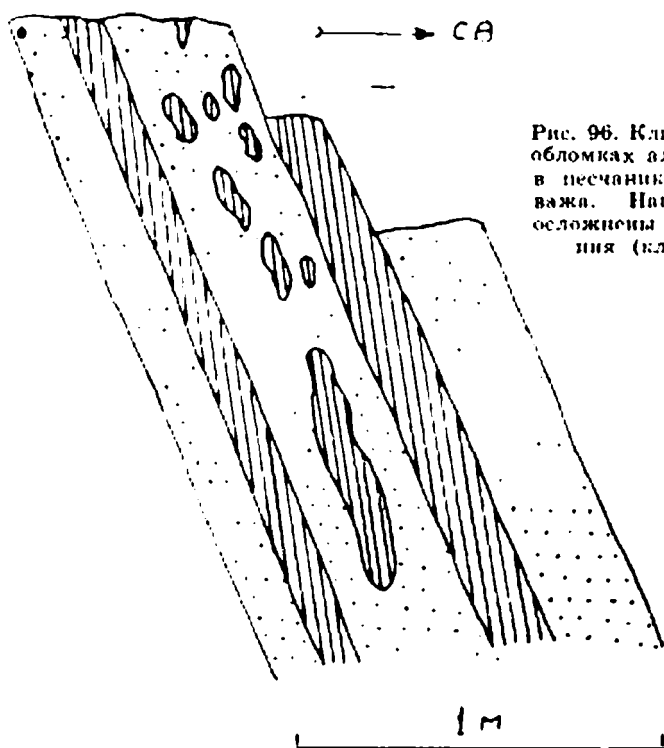


Рис. 96. Кливаж осевой плоскости в обломках алеволита, заключенного в песчанике, который лишен кливажа. Напластования песчаника осложнены гофрировкой пересечения (кливаж: слоистости).

Подводя итог сказанному о кливаже, в качестве главного обобщения констатируем, что кливаж (осевой плоскости) потенциально присущ всем складчатым толщам в целом независимо от их литологии. В слабодеформированных толщах он селективный (влияние литологии), но по мере развития складкообразовательного процесса кливаж захватывает все более устойчивые слои, так что в конечном итоге (при высокой степени деформированности) расслаиванными в принципе оказываются все породы, включая самые вязкие из них.

Линейность. В складчатых толщах повсеместно устанавливаются два пространственно совмещенных направления линейности: одно вдоль оси складки — b -линейность (l_b), а другое перпендикулярно к этой оси в осевой плоскости — a -линейность (l_a). Следовательно, обе линейности по своей ориентировке жестко связаны с геометрией складок и варьируют вместе с положением ее элементов (рис. 92, IV). В словом кливаже наблюдаются та же параллельная оси складки b -линейность и перпендикулярная к ней, но лежащая уже в плоскости слоя (и кливажа) a -линейность. Такие перекрестные линейности в частных обнажениях встречаются сплошь и рядом на одних и тех же кливажных плоскостях, хотя местами более отчетливо выражена несколько более поздняя по времени b -линейность, иногда a -линейность*.

Если же рассматривать линейность обобщенно (в региональном плане), то, к примеру, в Иртышской зоне смятия господствует пологая

* При более глубоком метаморфизме a -линейность исчезает, господствует единственная b -линейность (Паталаха, 1971а; Паталаха, Кузьмин, 1974).

b-линейность, в Успенской — крутая *a*-линейность; в СЗ Каратау обе линейности развиты приблизительно в равной степени*, что согласуется с данными многих других исследователей (см., например, обширную библиографию в работе Клооса, 19586; Wilson, 1961, и др.).

Линейность чаще всего выражена в виде штрихов и борозд скольжения на поверхностях кливажа, другие разнообразные формы ее (Паталаха, 1970, стр. 33) встречаются реже.

Наблюдения над линейностью могут дать, следовательно, неоценимые сведения для эффективной расшифровки складчатой структуры.

Жилы альпийского типа. Эти линзовидные образования распространены чрезвычайно широко в складчатых толщах, пронизывая их с поразительно устойчивой регулярностью (рис. 97). Они развиты в самых различных формах — от мелких прожилков до крупных протяженных (в сотни метров) жил, состав которых целиком зависит от состава вмещающих пород. Такие жилы воспринимаются геологами чаще всего как некие гидротермальные образования. Характерные черты жил альпийского типа описаны специально (Паталаха, 1970, стр. 55—60). Анализ материалов наблюдений последних лет показы-

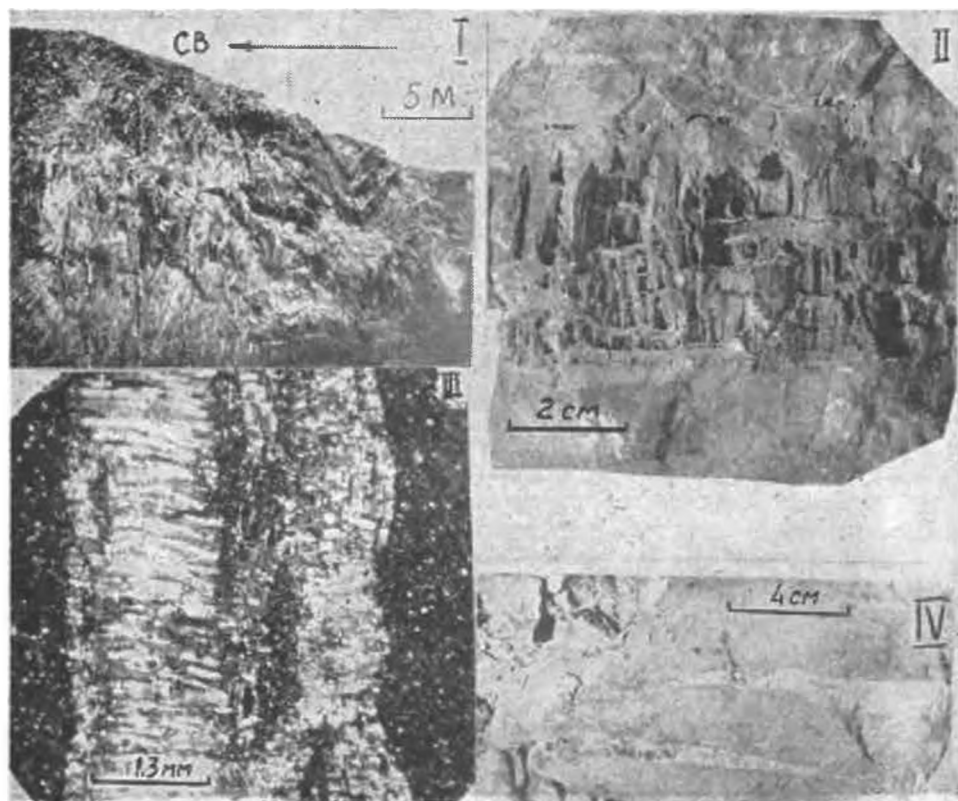


Рис. 97. Жилы альпийского типа кварц-полевошпатового состава. I — система сближенных жил, приуроченных к вязким кливажным разрывам (песчано-алевролитовая пачка аксумбинской свиты по ручью Курумсак); II—III — поперечно-шестоватое строение жил в образце (II) и шлифе (ник.+); песчаники бешарыкской свиты); IV — перекрытие концевых частей жил внахлестку (там же).

* *a*-Линейность преобладает в районе Южных гор Аппалачей, хотя там же имеется и *b*-линейность.

вает, что жилы альпийского типа в различных районах образуют выдержанную ортогональную систему, органически связанную в своей пространственной ориентировке с элементами складок. В указанной системе выделяются три серии жил: две секущие кливаж и слоистость — серия *bc*, несколько более поздняя серия — *ac* и согласная с кливажем самая поздняя серия — *ab* (рис. 92, V). Жилы *bc* и *ac* чаще пологие и крутые соответственно и имеют лестничный вид. Вторые хорошо прослеживаются в вертикальных уступах, тогда как первые — в «плановых» обнажениях. Обе серии представлены небольшими жилами длиной до 10—20 м и мощностью 10—20 см. Обе серии жил развиты настолько интенсивно (через доли, реже несколько метров), что наблюдать слои, лишенные жил, практически трудно.

Характеризуясь тесной взаимосвязью с линейностью (жилы *bc* перпендикулярны к *a*-линейности, а жилы *ac* — к *b*-линейности с отклонениями в частных случаях не более чем на 10—15°), обе серии обнаруживают поразительную особенность: степень их распространения подобна степени развития *b*- и *a*-линейности. Можно с уверенностью считать: там, где обе линейности распространены в равной степени, одинаково развиты и отвечающие им серии жил альпийского типа; там же, где преобладает одна из линейностей, господствует соответствующая (перпендикулярная) ей серия жил альпийского типа.

Проиллюстрируем сказанное на примере. Как уже отмечалось, в Успенской зоне смятая доминирует крутая *a*-линейность, а в Иртышской зоне — пологая *b*-линейность. Господствующими оказываются в первом случае пологая серия *bc*, а во втором — крутая серия *ac* жил альпийского типа. В СЗ Каратау развиты обе линейности. Им отвечают широко распространенные на всей площади нижнепалеозойских толщ обе серии жил альпийского типа.

Третья серия жил альпийского типа — *ab* — образует крутые тела протяженностью в сотни метров, приуроченные к вязким, согласным кливажу разрывам (см. ниже); частота их (как и разрывов) небольшая, а участки локализации представляют собой зоны максимальной дислоцированности и динамометаморфизма толщ.

Систематические наблюдения над жилами альпийского типа, следовательно, дают ценную информацию для расшифровки складчатости и должны занять свое место в структурном анализе складчатых толщ.

Трещиноватость. Среди мелких трещин, испещряющих охваченные кливажем складчатые толщи, статистически устанавливается достаточно простая — ортогональная — система трещин, в типичном выражении состоящая из тех же трех серий, что и жилы альпийского типа, — *ab*, *ac*, *bc* (рис. 92, VI). Поэтому геометрические соотношения их с элементами складок такие же, как и у жил альпийского типа. Указанная закономерность настолько обычна, что удается даже при плохой обнаженности отличать породы рассланцованные от «массивных» по характерной прямоугольно-параллелепипеидальной отдельности, нарезанной ортогональной системой трещин, по той же отдельности определять вероятные направления линейностей в обнажениях и т. д. (рис. 98). Однако это лишь схема. В деталях устанавливается: чем выше степень деформированности толщ (уровень динамометаморфизма), тем ближе реальная геометрия трещин к этой схеме. Вместе с исчезновением кливажа умножается число серий трещиноватости горных пород (вместо 3 до 5—6, а то и 10), что уже отмечалось ранее (Паталаха, 1963, 1970, стр. 60—62).

Стенки рассматриваемых полых трещин достаточно гладкие, частота расположения трещин (по нормали) 0,5—1 м. Образованию их

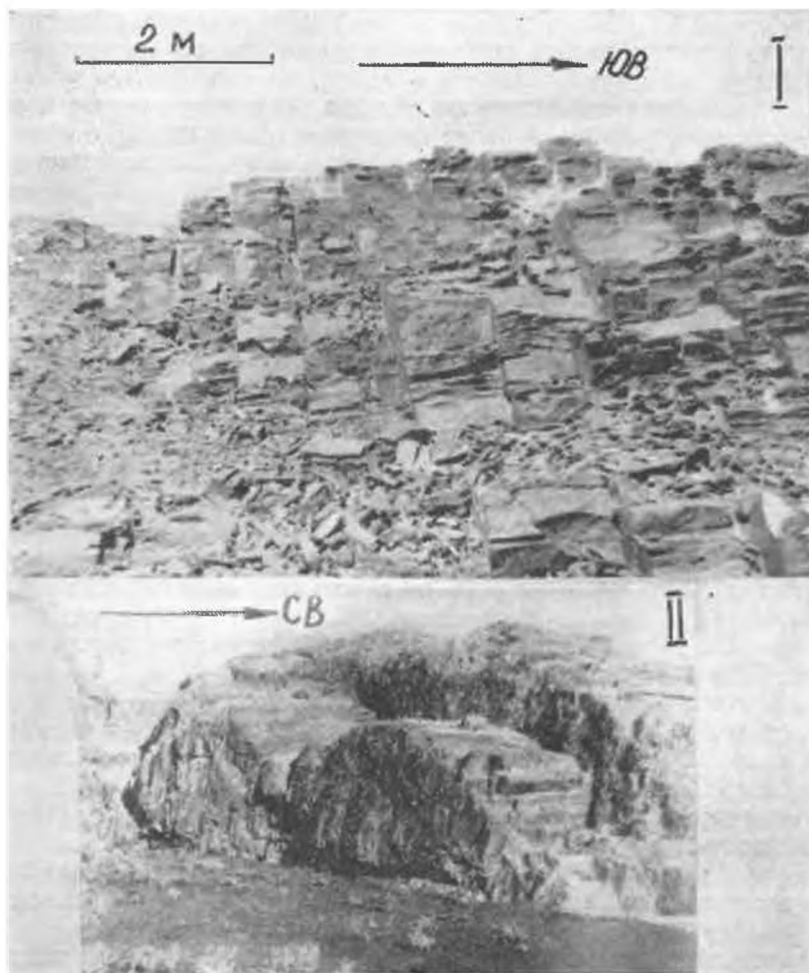


Рис. 98. Ортогональная система трещин. I — песчаники суидыкской свиты по ручью Ран; II — алевропелитовые сланцы карагурской свиты по ручью Аксумбе.

часто предшествуют, а иногда сопутствуют полосы изгиба кливажа в сланцах (Паталаха, 1970, стр. 37). Нет сомнения в том, что они (трещины) возникли в самом конце процесса динамометаморфизма толщ. Фигурально выражаясь, это «неудавшиеся» жилы альпийского типа.

Структуры пересечения кливажем слоистости. Эти структурные элементы включают:

а) фестончатость (зубчатость и бахромистость) элементов напластования;

б) муллион-структуры (а также так называемые стержни);

в) псевдоконгломераты, псевдобрекчин;

г) псевдостилолиты;

д) ложную волнистую слоистость;

е) псевдоптигматитовые складки и псевдобудинаж.

Все указанные структуры пересечения возникают вследствие пересечения кливажем слоистости либо в весьма контрастных переслаиваниях пород среднепластичных и высокопластичных слоев (а — д), либо в переслаиваниях среднепластичных и высокожестких слоев (е).

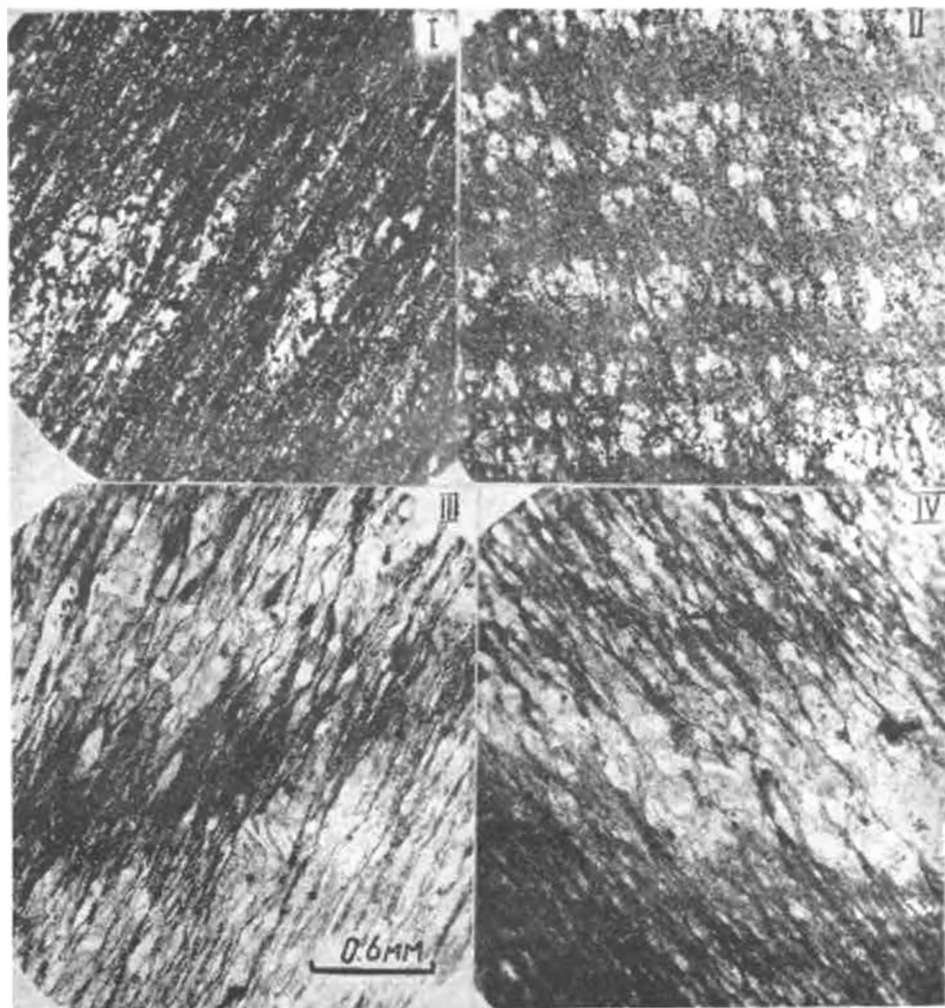


Рис. 99. Примеры дезинтеграции кливажем слоистости в алевропелитовых и пелитовых сланцах в шлифах под микроскопом. Во всех случаях на рисунке слоистость ориентирована полого, кливаж — круто. Вследствие инжектирования высокотекучего пелитового (отчасти углистого) материала вдоль кливажных плоскостей слоистая структура пород оказалась резко нарушенной вплоть до полной дезинтеграции. I—II — ранская свита, ручей Улькен-Саускандык; III—IV — аксумбинская и карагурская свиты, ручей Бақырлы-Озек. Ник. II.

Положение слоев, с одной стороны, и кливажа — с другой, определяет морфологические особенности этих структур (ориентировку осевых плоскостей складочек и т. п.). Помимо угловых соотношений кливажа и слоистости и контрастности вязкостных свойств слоев, важнейшим условием образования большинства структурных элементов (б — е) является небольшая мощность слоев, измеряемая обычно сантиметрами и долями сантиметра. И только фестончатость слоистости не нуждается в таких ограничениях. Например, для района Жанльмийской мульды достоверно установлены соотношения, которые приведены в таблице 2. Такая же в принципе картина наблюдается в СЗ Каратау (рис. 99, 100). Поэтому из всех структур пересечения обычно регионально развита лишь фестончатость (зубчатость) напластования (она фиксируется повсеместно), тогда как распространение

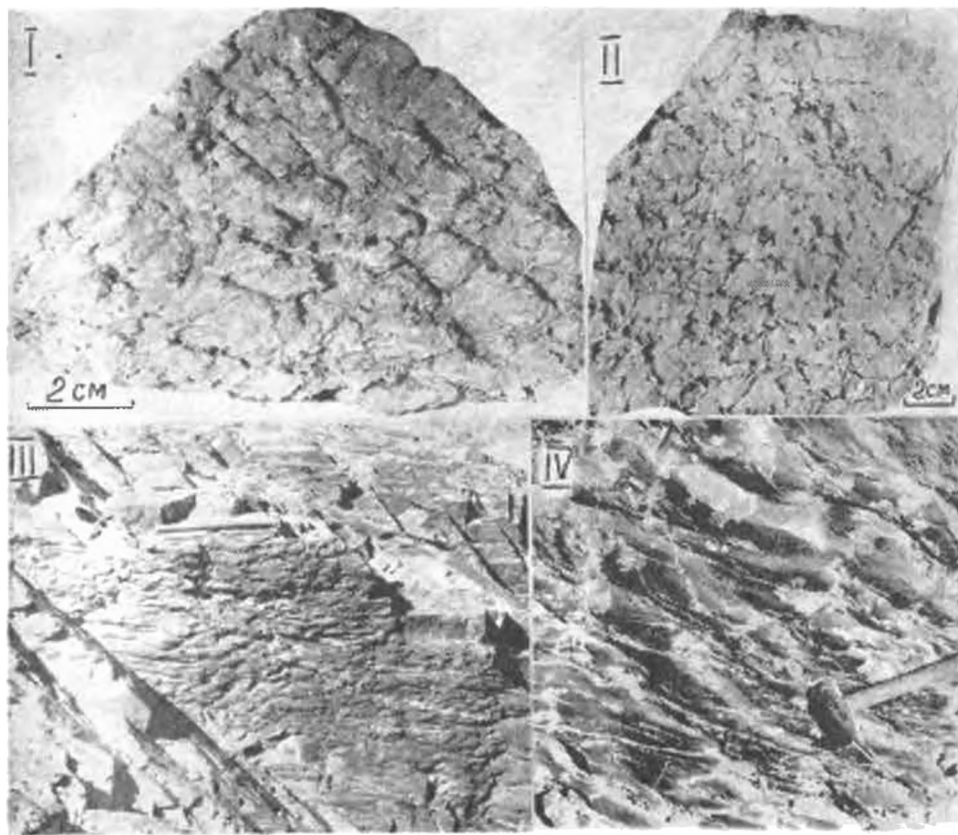


Рис. 100. Примеры структур пересечения кливажем слоистости типа псевдобрекчий (I—II) и ложной волнистой слоистости (III—IV). I—II — переслаивание известняков и глинистых сланцев фамена («каратауские брекчии») по ручью Суындык; III—IV — песчаники с прослоями алевролитов, бешарыкская свита, по ручьям Аксумбе и Жидели.

других элементов ограничено сравнительно локальными зонами и участками тонкого переслаивания пород достаточно высокой контрастности по своим вязкостным свойствам.

Примером исключительно широкого развития структур пересечения всех видов может служить средний палеозой Жаильминской мульды в Казахстане. Часть знаменитых брекчий фамена Каратау, по нашим наблюдениям, представлена типичными псевдоконгломератами пересечения. Образование всех без исключения структур пересечения сводится в конечном итоге к гофрировке напластования и к разрезанию, полной или частичной дезинтеграции среднепластичных либо жестких слоев на длинные стержнеобразные тельца *. Замечательной особенностью этих элементов является общая вытянутость их (гофр и стержней) вдоль линии пересечения кливажа и слоистости. Указанная линия отвечает оси складки — оси b (рис. 92, VII). Поэтому наблюдения над структурами пересечения на современной ступени их изученности приобретают важное значение для расшифровки складчатой структуры.

* Важное значение при этом имеет эффект дифференциальной подвижности гетерогенных сред (Паталаха, 1970, стр. 180—183).

Часто описываемые в зарубежной литературе стержни (обычно кварцевые) представляют собой, по существу, элементы тех же муллион-структур либо псевдоконгломератов, развившихся вследствие деформации возникших ранее жил альпийского типа (обычно серии *bc*).

Таблица 2

Структуры пересечения кливажем слоистости

Тип структуры	Переменяющиеся слои	
	средней пластичности	высокой пластичности
Фестончатость (бахромистость и зубчатость)	Мощность свыше 7 см	Мощность незначительна
Муллион-структуры	Мощность 3—7 см	
Псевдоконгломераты, псевдобрекчии	Мощность до 2—3 см	Мощность более 1—5 мм
Ложная волнистая слоистость	Остатки сланцевых слоев	
Псевдопигматитовые складки и псевдубинажи		Жесткие кремнистые прослои мощностью до 1 см среди пластичных пород ;
Псевдостилолиты	Мощность незначительна	Мощность до 1 мм

Дополнительные конгруэнтные (малые) складки. Указанный класс структур в принципе также может рассматриваться в качестве структур пересечения, и именно фестонов напластования, но только более крупного масштабного ранга (макро- и мега-). Не сантиметрами, а дециметрами, метрами, иногда многими десятками метров измеряется в поперечном сечении масштаб таких складок. Положение их в пространстве определяется, с одной стороны, слоистостью, а с другой — кливажем. Такие складки типично кливажные. Кливаж осевой плоскости координирует ориентировку их поперечного профиля, а слоистость — взаимное расположение. Поэтому они осложняют крылья крупных складок в виде лестницы, что отчасти и послужило поводом для различного рода формальных и неправильных по своему существу определений — складки «набегания», складки «волочения» и др. Углубленный механический и статистический анализы закономерностей распределения мощностей слоев в таких складках для нижнепалеозойских толщ СЗ Каратау показали, что это типичные складки ламинарного течения, характеризующиеся в большинстве случаев постоянной осевой мощностью слоев (измеренной по направлению кливажа) в поперечном сечении (Паталаха, Смирнов, Поляков, 1974). Оси дополнительных складок параллельны осям более крупных складок, элементы вергентности их одинаковы (рис. 92, VIII). Поэтому эти складки могут квалифицироваться как конгруэнтные независимо от степени их сжатия. Целенаправленный анализ их, проведенный в последние годы, позволил разработать генетическую классификацию, а также вскрыть многие особенности формирования и развития (Паталаха, 1970, 1971а; Паталаха, Смирнов, Поляков, 1974). Отметим здесь только самые существенные моменты.

1. Дополнительные складки характеризуемого типа возникают тем «легче», чем ниже общая вязкость толщ и особенно контрастность слоев по вязкостным свойствам, а также чем выше степень деформированности их (те же условия, что и для структур течения). Особенно благоприятны для образования складок тонкослоистые контрастные переслаивания, например разнообразные сланцы нижнего палеозоя СЗ Каратау. Складки распространены чрезвычайно широко, даже в кремнистых сланцах. Минимальный размер их в поперечном сечении в этом случае измеряется десятками сантиметров при мощности слоев до десятков сантиметров. В грубослоистых (порядка 1 м) песчаниках бешарыкской свиты ордовика с прослойками алевролита масштаб складок исчисляется десятками, реже первыми сотнями метров в поперечном сечении и т. д. (см. рис. 62).

2. Частота и интенсивность развития дополнительных складок прямо определяются уровнем деформированности толщ. При очень высокой степени деформированности в узких зонах динамометаморфизма даже в самых жестких эффузивных толщах байкальского этажа фиксируется мелкая дополнительная складчатость. Тем самым отмеченное некоторое соответствие масштаба складок и мощности слоев как бы нарушается. Складки приобретают стреловидные, острые формы и очень трудно распознаются в обнажениях (рис. 101). В результате часто мощные толщи с однообразно ориентированным

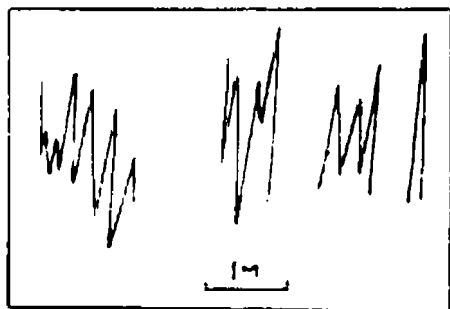


Рис. 101. Стреловидные формы дополнительных складок, весьма трудно поддающиеся диагностике и картированию.

кливажем ошибочно представляются простыми моноклиналями. Особенно это касается монотонных сланцев. Поэтому во многих случаях при интенсивном проявлении кливажа (как это ии парадоксально) сам факт «отсутствия» дополнительных складок указывает на их чрезвычайно широкое распространение. Однако интенсивность развития дополнительных складок еще не может служить однозначным критерием оценки степени деформированности крупных блоков, так как она сильно зависит от состава и контрастности слоев по вязкостным свойствам.

3. В наименее вязких слоях, залегающих среди жестких, зачастую отмечаются дополнительные складки с кливажем слоевого типа. Когда слои маломощны (например, тончайшие прослойки глинистого сланца), геометрия этих складок подчинена геометрии складок только что описанного типа. При значительной мощности слоев, находящихся в маловязком состоянии, дополнительные складки отличаются неправильностью и недостаточной упорядоченностью. Такие складки в СЗ Каратау распространены локально — в ядрах Акжарской, Уштасской и Бакырлы-Кумыстинской антиклиналей с признаками повышенного динамотермального метаморфизма.

Таким образом, все имеющиеся данные согласованно показывают парагенетическую общность дополнительных конгруэнтных складок с кливажной анизотропией толщ.

Вязкие, согласные кливажу (кливажные) разрывы. Они лишены зон дробления, представлены практически рядовыми кливажными плоскостями скольжения, характеризуются упорядоченностью в пространственной ориентировке (поэтому трудно картируются) и в своем развитии тесно сопряжены с дополнительными складками (рис. 92, IX). Этот генетический тип разрывов описан специально (Паталаха, 1969, 1970, стр. 62—67). Здесь мы отметим лишь некоторые его особенности. В типичном случае пара таких разрывов ограничивает элементарную складку — полуволну — с обоих боков. Поэтому масштаб и частота распространения разрывов отвечают масштабу и частоте дополнительных складок. Соответственно минимальная частота расположения разрывов местами измеряется 10 см, а максимальная протяженность достигает сотен метров и даже нескольких километров. Поскольку в ограниченных объемах дополнительные складки в различных точках имеют разные масштабы, вязкие разрывы, проникая из одних пачек в другие, *пересекают складки не только по середине крыльев, но и во многих других местах.* Однако не все дополнительные складки сопровождаются вязкими разрывами. Последние особенно тяготеют к тем складкам, которые отличаются достаточно высоким сжатием. Иными словами, вязкие разрывы характерны для зон повышенной деформированности. Благодаря высокой интенсивности развития складчатости и вязких разрывов такие зоны обычно картируются как изоклинально-чешуйчатые. Вязкие разрывы очень часто залечены протяженными жилами альпийского типа серии *ab*, состоящими из кварца, карбоната и других минералов (см. рис. 97, I). Эти жилы вырисовываются в рельефе в виде гривок и могут служить хорошим подспорьем при картировании вязких разрывов и распознавании обычной для этой ситуации изоклинально-чешуйчатой складчатости в целом (см. ниже). На плоскостях вязких разрывов, а также в их швах наблюдаются те же элементы линейности, которые сопутствуют рядовому кливажу.

Таким образом, вязкие разрывы с полным основанием могут рассматриваться как своеобразные макро- и мегакливажные плоскости скольжения.

Линзы мощных пластичных слоев. Указанные линзы представляют собой результат пересечения и дезинтеграции достаточно мощных (до 1 м и более) пластичных слоев, чаще всего известняка, вязкими разрывами. Подобно последним, такие образования встречаются в обстановке повышенной деформированности, характеризующей изоклинально-чешуйчатую складчатость в узких локальных зонах особенно интенсивного приразломного смятия. Длинные оси лентообразных линз вытянуты на значительные расстояния (до нескольких километров) вдоль оси крупных складок (рис. 92, X).

Как следует из сказанного ранее, линзы мощных пластичных слоев, подобно вязким разрывам, можно считать крупномасштабными макро- и мегааналогами структур пересечения типа муллионструктур и псевдоконгломератов. Они известны в Иртышской зоне смятия, в зонах смятия Джунгарского Алатау и в СЗ Каратау. Необходимо отметить, что возникновение такого рода структур нельзя рассматривать как некую редкость. В общем они развиты так же, как и вязкие разрывы, неизбежным следствием которых они являются, однако, как и предыдущие, трудно поддаются картированию в обычных условиях недостаточной объемной обнаженности.

Будинаж и птигматитовые складки. Эти образования достаточно широко распространены в породах высокой степени деформированности. Они появляются в наиболее жестких слоях, находящихся в пластичной среде, когда связанное с формированием кливажной анизотропии сжатие (укорочение) направлено к слоистости под углом, либо приближающимся к прямому (будинаж), либо к нулю (птигматиты). Поэтому будинаж развивается на крыльях складок, тогда как птигматитовые складки — в замках (рис. 102). Очень

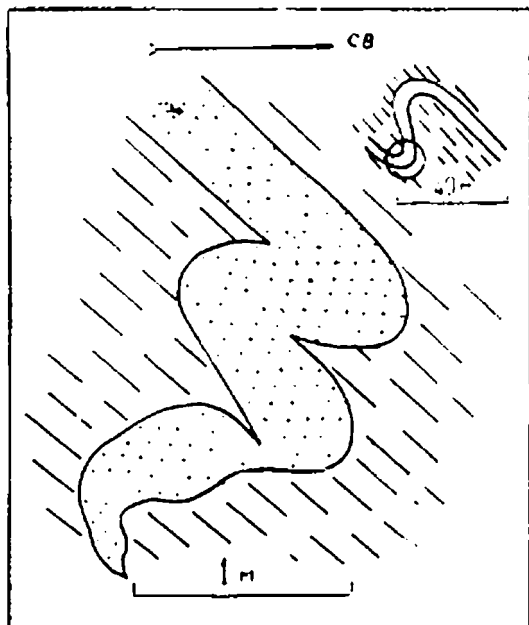


Рис. 102. Крупная птигматитовая складка, в которую смят мощный пласт кремнистого песчаника. Бешарьская свита в районе Акжарской антиклинали, справа сверху — место зарисовки (кружок).

часто будинаж и птигматитовые складки образуются на основе жестких, обычно существенно кварцевых жил альпийского типа. Будинированными чаще всего оказываются мощные жилы альпийского типа согласной кливажу серии *ab*, тогда как в птигматитовые складки сминаются секущие под прямым углом кливаж жилы альпийского типа серий *ac* и *bc* (рис. 92, XI—XII). В типичном случае будины в плоскости слоя (жилы) имеют прямоугольную форму, одна пара сто-

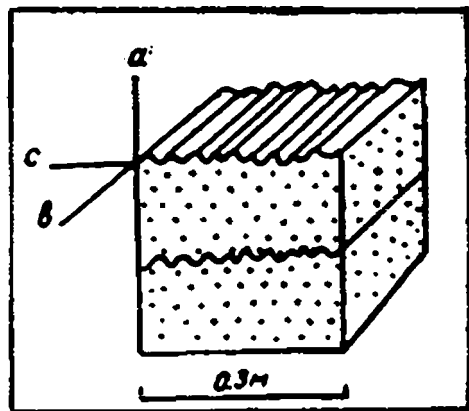


Рис. 103. Смятые в птигматитовые складки кварц-полевошпатовые жилы альпийского типа серии *bc*. Складки в пространстве имеют вид линейной гофрировки. Песчаники аксумбинской свиты по ручью Аксумбе.

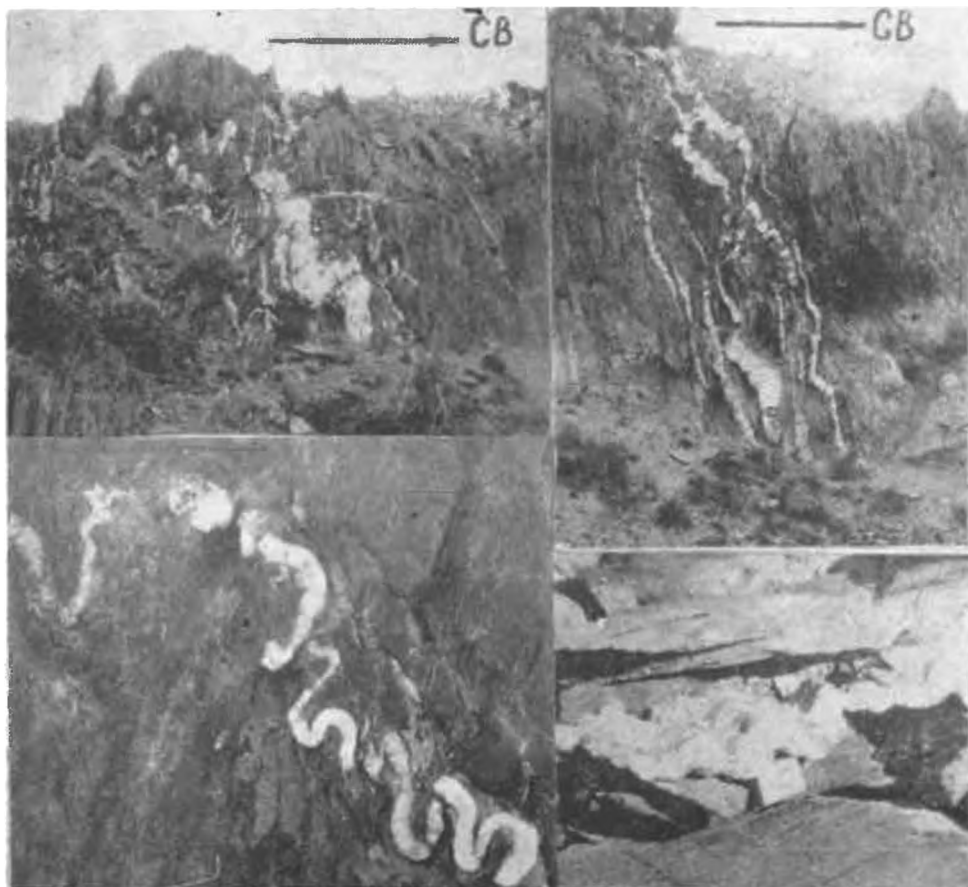


Рис. 104. Птигматитовые складочки, осложняющие кварц-полевошпатовые жилы альпийского типа в зоне ГКР по ручью Аксумбе. Вмещающие породы — песчано-алевролитовые сланцы аксумбийской свиты.

рон которых направлена вдоль оси складок, а другая — поперек. Весьма любопытно поведение птигматитовых складок. Осложняя кварцевые жилы серий *ac* и *bc*, они образуют закономерную линейную гофрировку, параллельную линии пересечения кливажа с плоскостями жил (рис. 103, 104).

Таким образом, в случае будинажа и птигматитовых складок нетрудно видеть те же тесные взаимосвязи их с перекрестной линейностью, что и в жилах альпийского типа и трещиноватости.

Для того чтобы составить полное представление о структурной модели линейной складчатости, приведенный выше перечень структур течения следует дополнить соскладчатыми продольными взбросами (и надвигами), диагональными крутопадающими сдвигами, отвечающей тем и другим мелкой трещиноватостью, речь о которых шла раньше (рис. 93).

Закономерности развития структур течения в масштабе Северо-Западного Каратау

Для выяснения указанных закономерностей составлена серия специальных схематических карт, отображающих генерализованные особенности формирования охарактеризованных выше структур течения (рис. 105). Наибольший интерес представляет каледонский (и лишь отчасти слабе развитый байкальский) этаж СЗ Каратау, где эти структуры хорошо выражены. В герцинском этаже, как отмечалось, кливаж преимущественно эмбрионально-слоевой. Примечательно, что из всех структурных элементов в каледонском и байкальском этажах повсеместно распространен только кливаж осевой плоскости, дублирующий ориентировку складок в поперечных разрезах СЗ Каратау (рис. 14). На карте выделяется ряд полей по крутизне его залегания, плавно изменяющегося по направлению с юго-запада на северо-восток от $0-20^\circ$ (Акжарская антиклиналь) до $70-90^\circ$ (каледонский антиклинарий и осевая зона). Юго-западная граница развития ортогональной системы трещин и жил альпийского типа отодвинута (по сравнению с предыдущей) к северо-востоку. Ориентировка этих элементов, как отмечалось, тесно связана с положением кливажных плоскостей.

Еще дальше в том же направлении отодвинут юго-западный контур развития фестончатости и прочих менее часто встречающихся структур пересечения кливажем слоистости, вытянутых в общем северо-западном направлении согласно господствующему простиранию кливажа и слоев. Линейность СЗ Каратау представлена обоими типами (*a* и *b*), перемежающимися между собой в пространстве, а точнее сказать, развитыми чаще всего совместно, в одних и тех же обнажениях. При этом *b*-линейность, как правило, горизонтальная (до 30°) северо-западного простирания, тогда как *a*-линейность чаще всего вертикальная (до 60°). Обе разновидности линейности отмечаются, как правило, в слоях, более или менее осложненных малыми складками.

Юго-западная граница распространения линейности еще более отодвинута к северо-востоку по сравнению с предыдущей.

Наиболее узкое поле, приуроченное к сопровождающей ГКР зоне смятия в широком смысле слова, отвечает площади развития согласных кливажу вязких разрывов (нередко выполненных протяженными и мощными жилами альпийского типа), ассоциирующих с изоклиальной складчатостью, будинажем, птигматитовыми складочками. Слоистость при этом в узких зонах повышенного динамометаморфизма часто дезинтегрируется на крупные ленты, вытянутые вдоль кливажа.

Если суммировать информацию всех карт (рис. 105, II—VI), то мы получим единую высокоинформативную карту с предельно простой легендой, отражающую всю совокупность структурной нагрузки (рис. 105, VII). Важно отметить, что каледонскому и герцинскому этажам (как видно из карты) свойствен совершенно различный стиль строения, причем характер структурной зональности на границе этажей изменяется скачкообразно. Это свидетельствует (даже с поправками на литологию) о разнокачественном проявлении каледонского и герцинского тектогенеза в СЗ Каратау (см. главу II). Структурная зональность каледонского этажа в значительной степени определяется влиянием крутопадающей зоны ГКР: интенсивность развития структурного парагенезиса линейной складчатости достигает максимума вблизи ГКР (изоклиально-чешуйчатая структура) и минимума на удалении, где, по существу, наблюдается в миниатюре

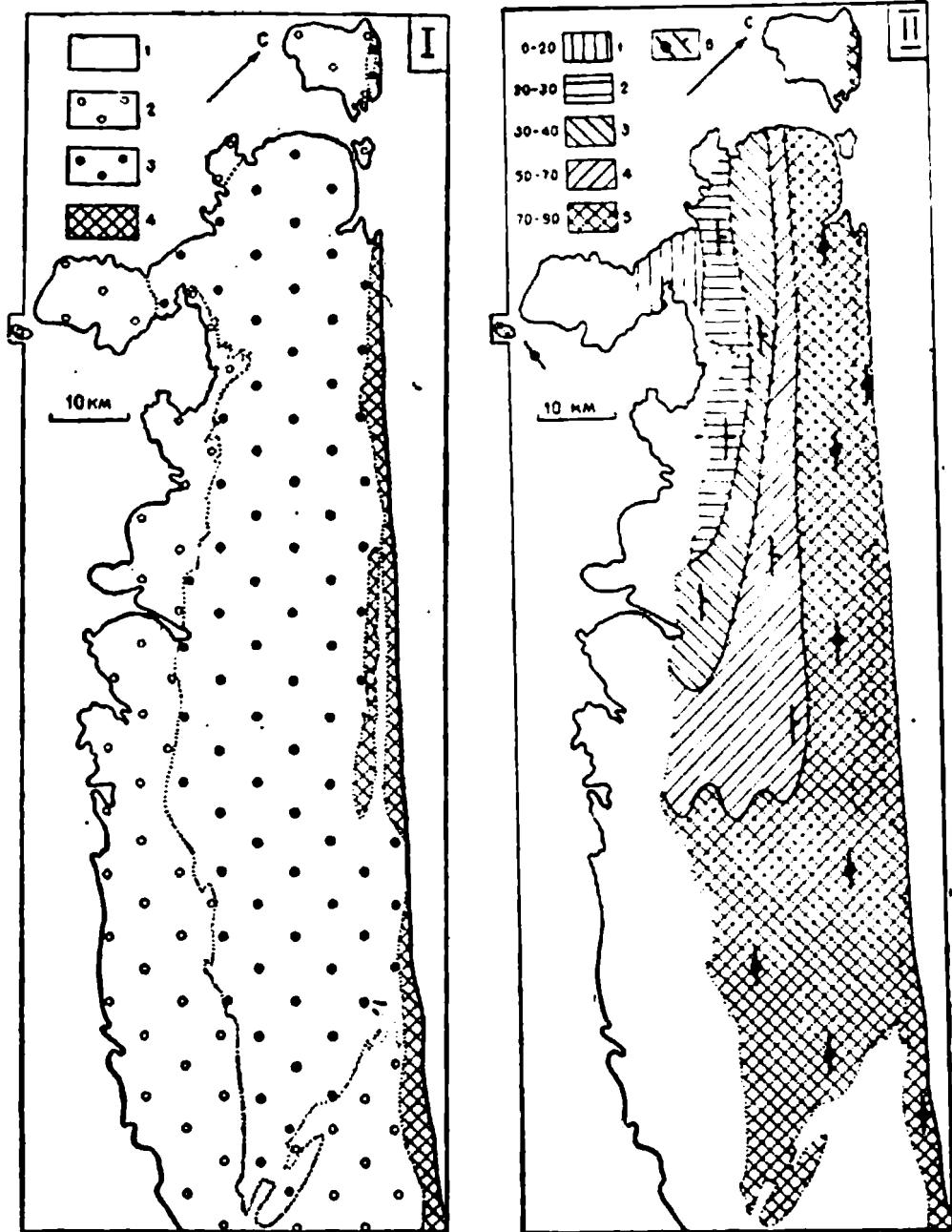
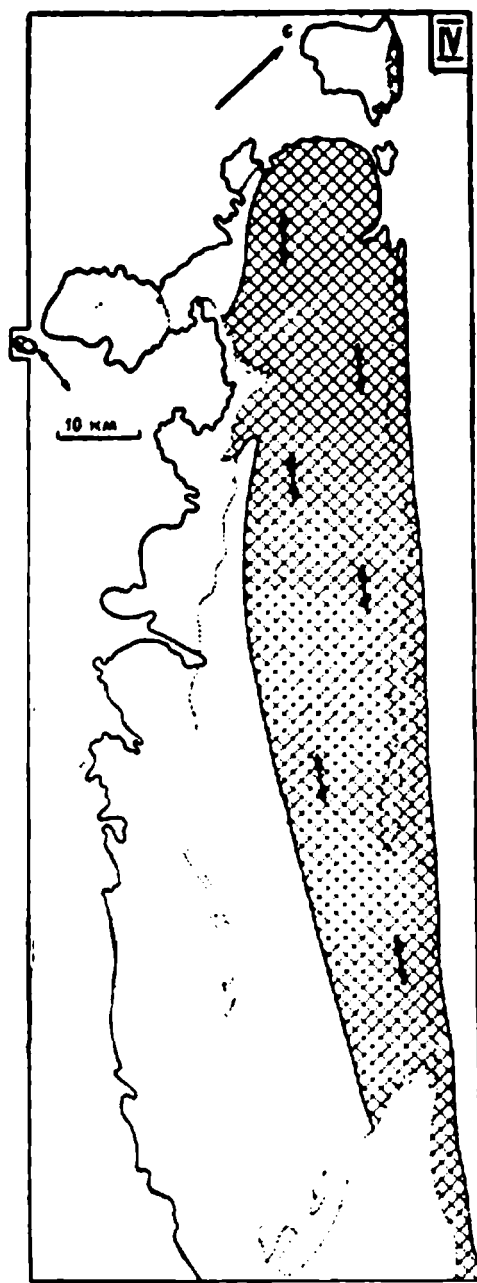
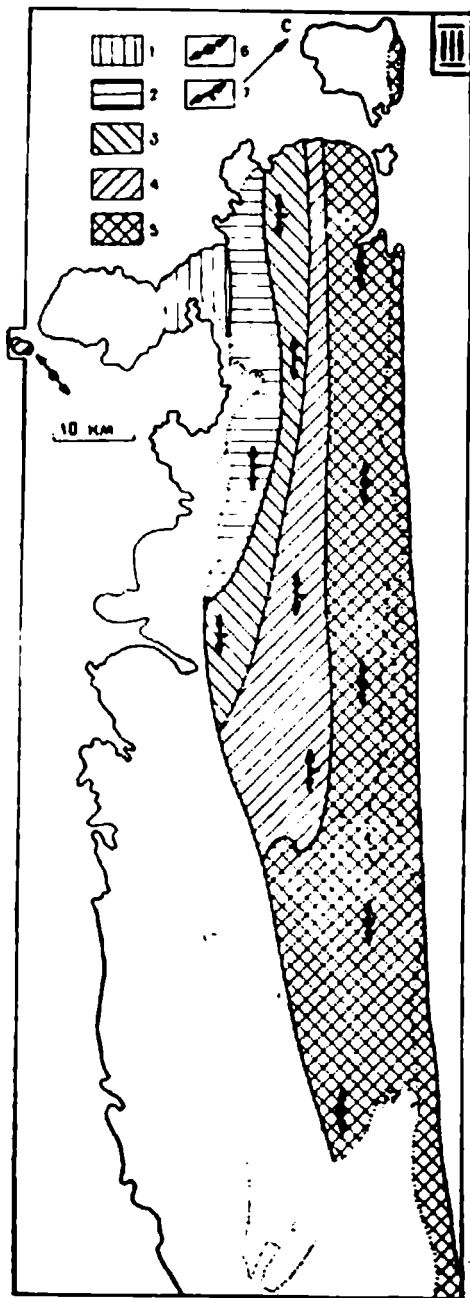
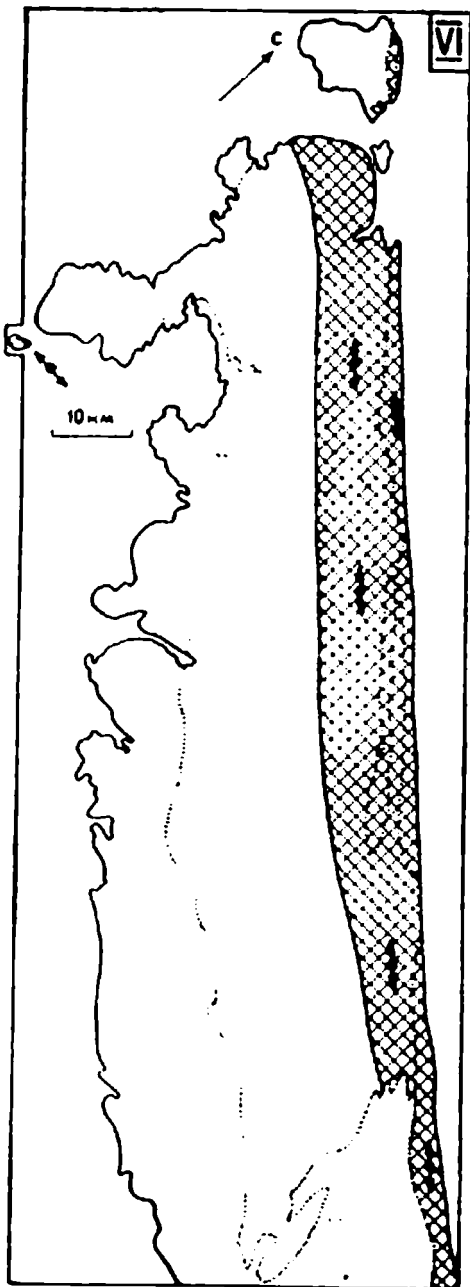
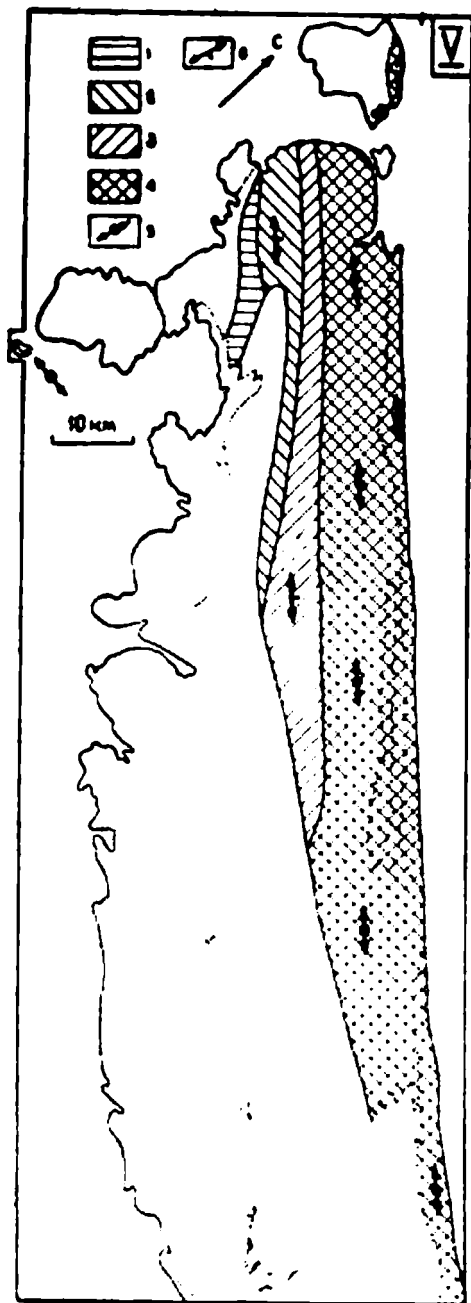


Рис. 105. Схематические карты, иллюстрирующие закономерности развития структур течения (малых структурных форм) СЗ Каратау. I — карта структурных этажей: 1 — альпийский, 2 — герцинский, 3 — каледонский, 4 — байкальский; II — карта кливажа: 1—5 углы падения кливажа: 0—20 (1), 20—30 (2), 30—50 (3), 50—70 (4), 70—90 (5); 6 — залегание кливажа (вертикальное и наклонное).



III — карта трещиноватости и жил альпийского типа: 1—5 — ориентировочное залегание ортогональной системы трещиноватости и жил альпийского типа: 1 — серии *ab* и *ac* падают субвертикально, простирание *СЗ* и *СВ* соответственно, серия *bc* субгоризонтальна; 2 — серия: *ab* — *СЗ*, пад. *СВ*, 20—30°; *ac* — *СВ*, пад. 90°; *bc* — *СЗ*, пад. ЮЗ, 60—70°; 3 — серия: *ab* — *СЗ*, пад. *СВ*, 30—50°; *ac* — *СВ*, пад. 90°; *bc* — *СЗ*, пад. ЮЗ, 40—60°; 4 — серия: *ab* — *СЗ*, пад. *СВ*, 50—70°; *ac* — *СВ*, пад. 90°; *bc* — *СЗ*, пад. ЮЗ, 20—40°; 5 — серия: *ab* — *СЗ*, пад. *СВ*, 70—90°; *ac* — *СВ*, пад. 90°; *bc* — *СЗ*, пад. ЮЗ, 0—20°; 6—7 — залегание осевых плоскостей складок: 6 — вертикальное с горизонтальной осью, 7 — наклонное с горизонтальной осью; IV — карта развития фестоначатости и прочих структур пересечения кливажем слоистости (заштриховано). Двусторонними стрелками показана общая вытянутость указанных структурных элементов.



V — карта развития линейности (заштриховано): 1—4 — σ -линейность погружается к северо-востоку под углом около $60-70^\circ$ (1), $40-60^\circ$ (2), $20-40^\circ$ (3), $0-20^\circ$ (4); 5—6 — залегание осевых плоскостей складок: 5 — вертикальное с горизонтальной осью, 6 — наклонное с горизонтальной осью; VI — карта развития вязких, согласных кливажу разрывов, а также будинажа, плитчатых складок, разлизования мощных пластичных слоев (заштриховано). Значками показана генеральная ориентировка вязких разрывов: падение субвертикальное, а простирание северо-западное (кроме гор Чаулинчи, где оно субширотное).

складчатость платформенного типа. Вблизи ГКР складки прямые, а по мере удаления постепенно приобретают юго-западную вергентность, достигающую местами до 30—20°. Герцинский этаж более однообразен, в целом он характеризуется раскрытыми формами сравнительно крупных складок встречной по отношению к каледонским складкам вергентности (около 60°).

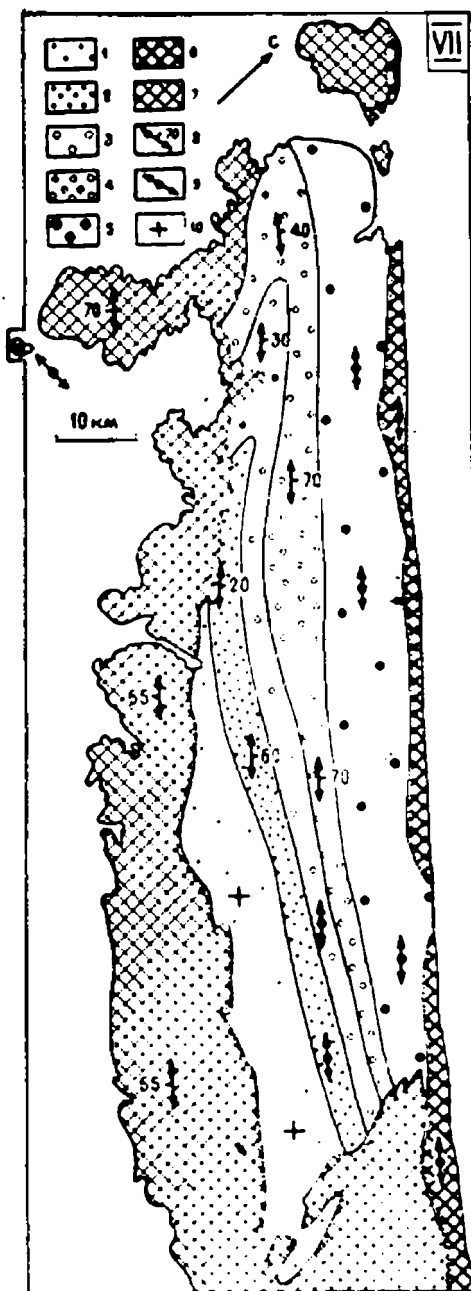
Сопоставляя отмеченные карты между собой, а также с геологической картой и разрезами (рис. 12, 14, 105), легко увидеть, что:

1) в масштабе СЗ Каратау проявляется совершенно ясная линейная структурная зональность, параллельная ГКР и состоящая в усилении интенсивности складчатости по мере приближения к ГКР, который является, таким образом, своеобразным генератором складчатости (Паталаха, 19716);

2) отчетливо выделяется пять структурных зон (I—V), различающихся между собой как по интенсивности складчатости, так и по набору разнокачественных структурных элементов (рис. 105, VII);

3) судя по всему, указанный ряд обстановок представляет собой естественную замкнутую цепь последовательных стадий формирования линейной складчатости, начиная от ненарушенного («платформенного») залегания слоев и кончая зоной изоклиinally-чешуйчатой складчатости.

Иными словами, весь фактический материал убеждает в том, что нами установлена своеобразная колонна формирования линей-



VII — карта, синтезирующая закономерности развития структур течения в масштабе СЗ Каратау. Пять типов структурных обстановок — стадий — структурной эволюции линейной складчатости (I—V). Условные обозначения: 1—7 — типы характерных структурных обстановок согласно принятой структурной модели линейной складчатости: 1 — обстановка типа I, 2 — типа II, 3 — типа III, 4 — типа IV, 5 — типа V, 6 — контрастная комбинация практически всех обстановок I—V типов (зона смятия ГКР, байкальский этаж), 7 — нерасчлененные обстановки типа II—III, реже IV (преимущественно в герцинском этаже); 8 — осевая плоскость залегает наклонно, ось складки (b-линейность) горизонтальна; 9 — вертикальное залегание осевой плоскости складок при горизонтальном положении их осей; 10 — близкое к горизонтальному, почти ненарушенное залегание толщ, слабо осложненное флексурами.

ной складчатости с определенными индекс-элементами и направленностью процесса, аналогичная, например, колонне метасоматоза.

Временные соотношения структур течения и складчатости

Вопрос о временных соотношениях структур течения и месте их в схеме процесса складкообразования представляет огромный принципиальный интерес, хотя в литературе практически не обсуждался. Трудность выяснения его сводится к тому, что складкообразовательный процесс и парагенетически сопряженный с ним динамический (дислокационный) метаморфизм протекают неодновременно и распадаются во времени на серию стадий, структурные результаты которых «откладываются» в одном и том же объеме. О неодновременности динамометаморфизма, сопровождающего возникновение всех отмеченных структур течения в условиях одноплановой тектоники СЗ Каратау, свидетельствуют, например, такие факты, как ритмично-полосчатое (типа выполнения пустот) строение агрегатов жил альпийского типа, и другие данные. Приведенный выше анализ имеющихся материалов наблюдений по СЗ Каратау позволяет наметить вполне определенную схему образования структур течения. Такая схема вытекает из сравнительного анализа строения отдельных зон и участков, если рассматривать их в порядке увеличения степени деформированности толщ. Поэтому речь будет идти о последовательности *начала* формирования того или иного структурного элемента, так как, раз возникнув, он, как правило, продолжает свое развитие на фоне общей эволюции складкообразовательного процесса.

В указанном смысле в складчатых толщах выделяется, как отмечалось, пять характерных обстановок (зон), различающихся совершенно специфическими структурными условиями (набором и формой выражения структурных элементов) и представляющих собой в общем и целом пять *стадий* эволюции процесса складкообразования (табл. 3, рис. 106). О вероятном наличии таких закономерностей в литературе говорилось лишь в самых общих словах, однако конкретных шагов по их выявлению, насколько нам известно, пока не предпринималось. Коротко охарактеризуем эти обстановки (рис. 105).

Обстановка (стадия) I. Складчатость только зарождается. Из всех структур течения наблюдается лишь слабый (эмбриональный) кливаж, проявленный чаще в виде грубых линз с неровными поверхностями ограничения только в наименее вязких слоях*.

Обстановка (стадия) II. Слои полого наклонены, образуют изгибы большого радиуса и длины волны. Кливаж «нормальный» (с ровными плоскостями скольжения) селективный, но развит шире, чем в предыдущем случае. Породам свойственна ортогональная (динамометаморфическая) система трещиноватости и жил альпийского типа, преимущественно серий *ас* и *бс*. Появление трещин предвещает и сопровождается процессом формирования жил альпийского типа. Все прочие структуры течения отсутствуют.

Обстановка (стадия) III. Слои участвуют в сравнительно крупной складчатости умеренной интенсивности. Дополнительных конгруэнтных складок нет. Кливаж селективный, но захватывает еще большее число слоев, чем в предшествующем случае. Помимо трещинова-

* Первая микроскопическая стадия развития кливажа.

тости и жил альпийского типа контакты слоев осложняются характерной фестончатостью вследствие пересечения кливажем слоистости в благоприятной литологической обстановке (при достаточной вязкостной контрастности), возникают муллион-структуры и все

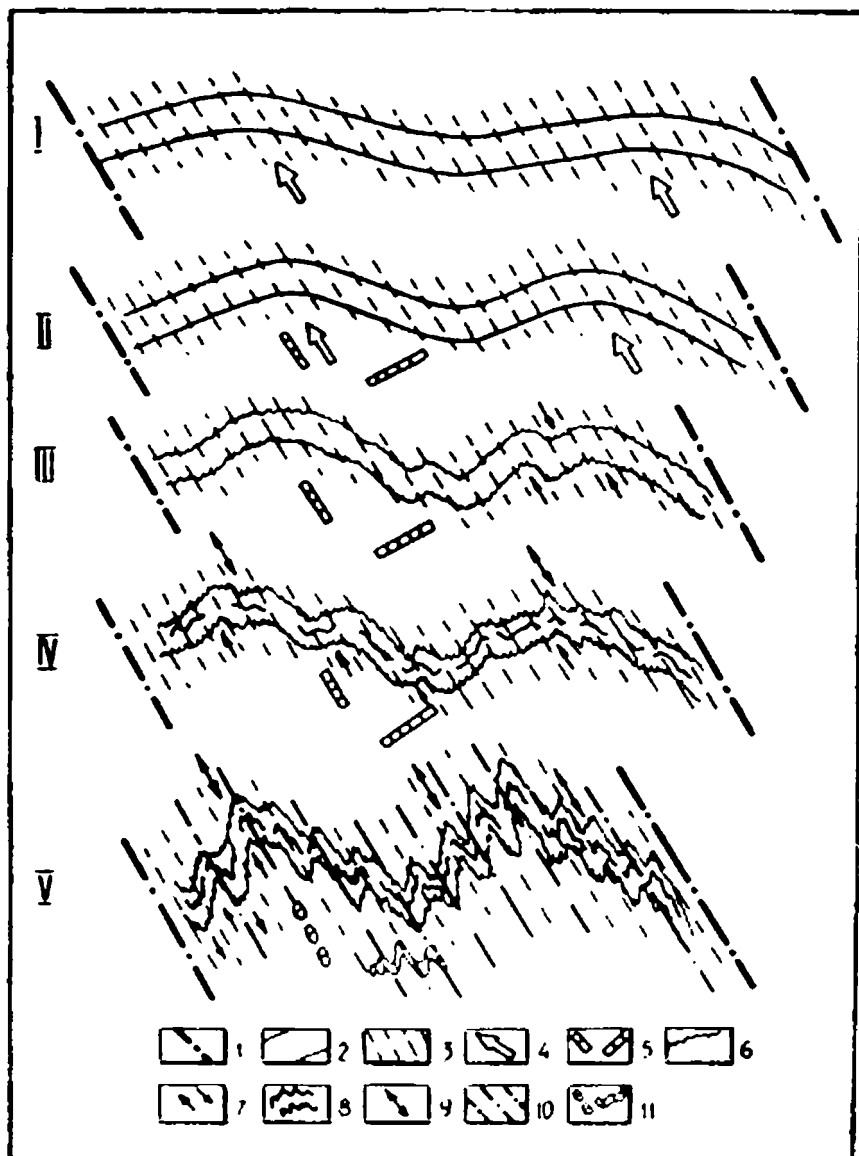


Рис. 106. Эволюция процесса формирования (обобщающая схема) линейной складчатости и сопровождающего ее парагенезиса (поперечное сечение). I—V — пять последовательных обстановок (стадий) эволюции структуры (номера и смысл их тот же, что и в таблице 3). 1 — крупные, ограничивающие блок доскладчатые разломы; 2 — один из слоев (без осложнения структурами пересечения); 3 — кливаж; 4 — направление главного ламинарного потока; 5 — жилы альпийского типа, существенно деформированные (*ab*, *bc*); 6 — структуры пересечения кливажем слоистости; 7 — направление ламинарных струй, на которые разбивается первоначально монотонный поток; 8 — дополнительные конгруэнтные складки; 9 — линейность (l_a); 10 — вязкие, согласные кливажу (кливажные) соскладчатые разрывы; 11 — буди-маж и птigmatитовые складки, развившиеся по жилам альпийского типа).

СТРУКТУРНЫЕ ОБСТАНОВКИ-СТАДИИ ЭВОЛЮЦИИ СКЛАДЧАТОСТИ
В СВЯЗИ С ФОРМИРОВАНИЕМ СТРУКТУР ТЕЧЕНИЯ

СТРУКТУРНЫЕ ПРИЗНАКИ	ОБСТАНОВКИ - СТАДИИ				
	I ЭМБРИОНАЛЬНО-КЛИВАЖНАЯ ЭМБРИОНАЛЬНО-СКЛАДЧАТАЯ	II ТРЕЩИННО-ЖИЛЬНАЯ ПОЛГО-СКЛАДЧАТАЯ	III ФЕСТОНЧАТО-СЛОИСТАЯ УМЕРЕННО-СКЛАДЧАТАЯ	IV ЛИНЕЙНО-СРЕДНЕ-СКЛАДЧАТАЯ	V ИЗОКЛИНАЛЬНО-ЧЕШУЧАТАЯ
Кливаж					
Ортогональная трещиноватость жилы альпийского типа					
Фестончатость слоистости по структуре пересечения					
Линейность Дополнительные конгруэнтные складки Линеаризация крупных складок					
Вязкие согласные кливажу разрывы и жилы альпийского типа вблизи жил Разлинование мощных пластичных слоев Будинаж Птигматитовые складки					

остальные структуры пересечения. Прочие структуры течения не наблюдаются.

Обстановка (стадия) IV. Слои участвуют в складчатости средней интенсивности. Кливаж практически сквозной, захватывает почти все породы разреза независимо от их состава и свойств. Есть основания говорить о существенной линеаризации зародившихся ранее изгибов крупных складок (Паталаха, 1970, стр. 149—157). К уже отмечавшимся структурам течения присоединяются две новые. Появляются дополнительные конгруэнтные складки параболического профиля. Образуется отчетливая линейность (вначале l_a , а впоследствии l_b). Другие структуры течения отсутствуют.

Обстановка (стадия) V. Крупная складчатость нацело линеаризована, осложнена интенсивной дополнительной изоклиальной складчатостью стреловидного либо близкого к нему поперечного профиля. Широкое распространение согласных кливажу вязких (кливажных) разрывов придает складчатости в целом изоклиально-чешуйчатый вид. Вдоль кливажных разрывов возникают протяженные продольные складчатости жил альпийского типа (серия *ab*). Жесткие слои и жилы альпийского типа (серии *ac*, *bc* и *ab*), подвергаясь смятию и хрупкому разрушению, образуют будинаж и птигматитовые складки. Мощные слои пластичных пород, пересекаясь кливажными разрывами, превращаются в линзы. Свойственны общая дезинтеграция и разлинование пород, знаменующие максимум развития процесса линеаризации. По-видимому, в крайнем выражении нормальное кливажу разлинование захватывает не только пластичные, но и жесткие слои значительной мощности. Для рассматриваемой обстановки (стадии) характерно присутствие (даже на небольших участках) всего комплекса описанных структур течения.

Общая эволюция кливажа показана в таблице 4. Несомненно, что каждой из выделенных структурных обстановок (стадий) складчатости присуща своя определенная степень деформированности, или величина деформации. Однако имеющиеся у нас данные для разных

**СХЕМА ЭВОЛЮЦИИ КЛИВАЖА В ПОРОДАХ
РАЗНОГО СОСТАВА**



зон и условий противоречивы и не позволяют пока с достаточной уверенностью дать универсальную количественную оценку величин соответствующих деформаций. Мы попытаемся это сделать в будущем применительно к конкретным структурным зонам. В качестве первого приближения все же можно ориентировочно считать, что обстановке I соответствует компонент сжатия ϵ_c (нормальный к плоскости кливажа) порядка 10%, обстановке II—20%, обстановке III—30%, обстановке IV—40%, обстановке V—50% и более.

Из рисунка 106 видно, что по мере эволюции складкообразовательного процесса механизм изгиба сменяется механизмом течения, масштабный ранг возникающих складок неуклонно снижается; формирование складок низких масштабных рангов в целом запаздывает по отношению к зарождению крупных; сжатие складок по мере снижения масштабного ранга увеличивается; число складок во времени возрастает лавинообразно (Паталаха, Смирнов, Поляков, 1974, стр. 153; Паталаха, Поляков, 1974).

Линеаризация. Рассмотренные структурные обстановки, как можно легко заметить, по существу, представляют собой стадии сжатия и, следовательно, линеаризации первоначально пологой складчатой структуры той же ориентировки. Линеаризация как процесс достигает своего максимума в обстановке V при значительном сжатии толщ — ориентировочно 50% и более.

Подобная ситуация чрезвычайно характерна для зон смятия Казахстана (Успенской, Иртышской и др.), которые демонстрируют в отдельных своих частях предельное сжатие складчатых толщ, связанное с их разломной (шовной) природой. Причем такому процессу подвергаются как изначально горизонтальные слои, так и слои, предварительно смятые в складки иной ориентировки. При максимальном развитии процесса линеаризации слои в основной своей массе утрачивают целостность, дезинтегрируются бесчисленными связанными кливажными разрывами, а разобщенные фрагменты их имеют отчетливо выраженную тенденцию располагаться в пространстве вдоль направления кливажной анизотропии.

Структурная триада складчатых толщ. Легко заметить, что кливажная анизотропия (плоскость кливажа) является, в известном смысле, главным структурным элементом в составе всего соскладчатого комплекса структур течения, поскольку все другие элементы

в своей ориентировке так или иначе координируются расположением кливажа. Последний, с одной стороны, статистически соответствует ориентировке осевых плоскостей складок, а с другой, как показывают наблюдения, часто располагается параллельно плоскостям, ограничивающим крупные блоки доскладчатых разломов. Вследствие этого на геологических картах сплошь и рядом наблюдается удивительно выдержанный параллелизм складок, кливажа и доминирующих разрывов (разломов), одни из которых (древние) влияют на осадконакопление, а другие (молодые, соскладчатые) возникают в процессе складкообразования складчатости, вязких разрывов, кливажных взбросов и надвигов. В качестве генеральной тенденции такая закономерность особенно отчетливо и широко проявлена в зонах чешуйчато-изоклиальной складчатости. Поэтому можно говорить о своеобразной *структурной триаде* взаимосвязанных элементов — складках, кливажной анизотропии и разрывах указанного класса — и использовать эту закономерность в структурном анализе складчатых толщ и структурно-прогнозных построениях.

Способ образования структур течения

Из приведенного краткого обзора схемы эволюции складкообразования, которую можно было бы иллюстрировать бесконечными примерами, вытекает, что весь комплекс структур течения исключительно тесно связан с формированием кливажной анизотропии, причем есть все основания (вопреки сложившимся представлениям) полагать, что кливаж в явной либо скрытой форме закладывается на самой ранней стадии складкообразования (табл. 2, рис. 106). С другой стороны, для складчатостей различных районов устанавливается одна и та же поразительная закономерность: координируя ориентировку в пространстве всех остальных структур течения, кливаж и линейность сами обнаруживают полную подчиненность морфологии складок, что выражается в обычной параллельности кливажа осевым плоскостям складок (плоскостям ab), а также ориентировке перекрестной линейности вдоль и поперек осей складок, т. е. вдоль осей b (l_b) и a (l_a). Тем самым принятые нами структурные координатные оси a , b , c , описывающие положение складки в пространстве, приобретают смысл одноименных кинематических осей (рис. 92, I—II).

Кливаж, линейность и все другие структуры течения порождаются ламинарным (струйчатым) течением пород, поток которого в отдельных складках разного масштаба характеризуется следующими кинематическими координатами: ось a' — главное направление потока, ось b' — дополнительная либо главная ось вращения потока, ось c' — направление сжатия пород. Исходя из этих представлений, нетрудно объяснить общий механизм образования структур течения в духе уже излагавшихся идей (Паталаха, 1970).

Такие элементы, как кливаж, линейность, структуры пересечения, дополнительные складки, вязкие, согласные кливажу разрывы и линзы мощных пластичных слоев, служат непосредственным выражением дифференциального, струйчатого перемещения материала в плоскости ab по направлению оси a (и отчасти b) с ритмичным неравномерным изменением скорости потока в сечениях его, проходящих через ось c , тогда как буднаж, птигматитовые жилы альпийского типа и ортогональная трещиноватость хорошо отражают тот же процесс сжатия (укорочения) пород по оси c с растяжением (удлинением) по оси a и отчасти по оси b , разрушения, дисгармоничного смятия и заполнения трещин минеральным веществом.

Линейность вдоль оси a отражает главное удлинение материала слоев, обеспечивающее рост складок, тогда как линейность вдоль оси b развивается несколько позднее (отчасти перекрываясь во времени с l_a) вследствие некоторых неизбежных при растяжении слоев вдоль оси a искривлений оси складки как в плане, так и в разрезе, что (см. рис. 92, I) сопровождается соответствующим удлинением (растяжением) слоев вдоль оси b . Отношение между величиной удлинения по осям a и b пропорционально кривизне слоев в поперечном и продольном сечениях складки. Поэтому удлинение по оси a значительно превосходит удлинение по оси b . Часть структур течения возникает в результате господствующего удлинения пород по оси a . И только линейность, жилы альпийского типа, трещиноватость, будинаж и птигматитовые складки несут на себе печать влияния растяжения по оси b (b -линейность, жилы и трещины по оси ac и т. д.).

Большой теоретический интерес вызывает наблюдаемая повсеместно картина «скованности потока» слоевой структурой, что выражается в очень тонкой приспособляемости его кинематических осей к морфологии складок (единство одноименных кинематических осей, выведенных из представления о потоке, и структурных осей, отражающих положение складок в пространстве). Причины этого сводятся к координирующему влиянию слоисто-гетерогенной анизотропии на направление растекания горных пород, что подтверждено специальными экспериментами (Паталаха, 1970, стр. 192—194).

Подобная закономерность позволяет считать механизм ламинарного течения весьма существенным в возникновении геосинклинальной складчатости. Особенно это касается малых складок. Указанная своеобразная внутренняя замкнутость складчатой структуры во многом лишает нас возможности восстанавливать по элементам внутренней тектоники складок те внешние процессы (экологию), которые привели к образованию складчатости. Вопрос этот представляет большой самостоятельный интерес, однако обсуждение его выходит за рамки настоящей работы.

ОБОБЩЕНИЕ ПО СТРУКТУРАМ ТЕЧЕНИЯ

Широко распространено мнение о том, что структуры течения (из которых чаще всего фиксируют лишь кливаж и будинаж, реже линейность) в складчатых толщах развиты если не редко, то, во всяком случае, спорадически, а пространственные и временные соотношения их со складчатыми формами являются довольно произвольными. Такое неправильное в своей основе представление никак не может способствовать успешной расшифровке складчатой структуры в геосинклинальных областях и решению как частных вопросов, так и общей проблемы механики складкообразования. Между тем накопившиеся к настоящему времени обширные данные позволяют достаточно надежно выявить и сформулировать общие закономерные связи складчатости и структур течения, имеющие принципиальное значение.

Речь идет о шовной складчатости (Паталаха, Смирнов, Поляков, 1974), или так называемой типично геосинклинальной (напряженной, линейной, одноплановой), получившей в литературе наименование альпинотипной (Г. Штилле), общего сжатия (В. Е. Хаин), складчатости общего смятия (В. В. Белоусов) и т. д. Метаморфизм пород, смятых в такую складчатость, чаще всего незначительный. Общее описание важнейших структурно-морфологических черт этой складчатости дал В. В. Белоусов. «Полная, или голоморфная, складчатость характеризуется следующими свойствами:

1) непрерывностью своего распространения в пределах данной складчатой области. Складки целиком покрывают территорию, и таких участков, где складчатость отсутствует, нет;

2) одинаковым развитием антиклиналей и синклиналей — равная ширина и одинаковая сжатость положительных и отрицательных структурных форм проявляются, конечно, в среднем, но представляют типичное свойство этой формы складчатости;

3) линейностью, т. е. одним и тем же простиранием целого пучка складок. Если простирание меняется, то не для одной складки, а для значительного их числа;

4) горизонтальной ориентированностью движения масс, которая проявляется в закономерном и одинаковом на большой площади наклоне осевых поверхностей; в пределах значительных территорий эти поверхности наклоняются в одном направлении» (Белоусов, 1962, стр. 193).

Изучению различных аспектов структуры характеризуемой складчатости посвящено большое количество отечественных и зарубежных работ. Однако только в единичных работах важное значение придается кливажу (например, Клоос, 1958а). Обычно же исследователи ограничиваются чисто внешним морфологическим описанием складок. И только в очень немногих работах (как правило, на примере небольших участков) рассматриваются не только кливаж, но и сопровождающие его малые структурные элементы, такие, как муллион-структуры, будинаж, птigmatитовые складки, линейность и др.

На примере герцинских зон смятия Казахстана недавно был выделен и описан комплекс парагенетически взаимосвязанных со складкообразованием и сопровождающим его динамометаморфизмом структурных элементов, получивший название динамометаморфического структурного парагенезиса, или структур течения (Паталаха, 1970). Этот комплекс, насчитывающий свыше десятка структур течения, включает деформационные элементы внутреннего строения складчатых толщ и характеризуется устойчивыми пространственно-временными соотношениями со складчатостью, что дает в руки исследователя дополнительный инструмент для расшифровки и понимания механизма образования самой складчатости. Исследования последних лет (1969—1971 гг.) коллектива лаборатории структурной геологии и экспериментальной тектоники ИГН им. К. И. Сатпаева АН КазССР в СЗ Каратау, Мугоджарах, Джунгарии и многих других районах Казахстана, не относящихся к зонам смятия, а также анализ литературных (особенно зарубежных) публикаций дают все основания считать, что так называемый динамометаморфический структурный парагенезис не является чем-то специфически присущим исключительно зонам смятия; практически он развит повсеместно, представляет собой неотъемлемое свойство линейной геосинклиналиной складчатости, раскрывающее многие особенности ее внутренней структуры и процесса формирования. Иными словами, современная изученность геосинклиналиной складчатости позволяет понятие о динамометаморфическом структурном парагенезисе, разработанное первоначально для очень интенсивной складчатости герцинских зон смятия Казахстана, распространить на линейную складчатость в целом.

Заключая настоящий раздел, посвященный структурам течения, можно следующим образом резюмировать основные его моменты.

1. До недавнего времени на структуры течения не обращалось должного внимания при анализе складчатости. Однако на современном этапе исследований уже невозможно ограничиваться чисто внеш-

ним описанием складчатой морфологии. Сейчас есть все основания считать, что выделенный под названием динамометаморфического структурного парагенезиса (Паталаха, 1970) соскладчатый комплекс структур течения повсеместно развит в складчатых областях. Наличие закономерных устойчивых пространственных связей с морфологией складок позволяет использовать его в качестве эффективного средства как для расшифровки внутренней структуры складчатости, так и для оценки степени ее зрелости — величины деформированности толщ.

2. Структуры течения образуются на протяжении всего длительного периода формирования линейной складчатости — от самого начала и до конца ее развития. Они отображают внутреннюю перегруппировку вещества слоистых толщ в процессе складкообразования и поэтому при кинематическом и геодинамическом анализах должны рассматриваться именно как непосредственное выражение (следствие) направления и величины данной перегруппировки.

3. Своим возникновением структуры течения обязаны ламинарному течению толщ, проявившемуся в виде своеобразных тектонических потоков, кинематические оси которых (a' — направление главного течения и растяжения пород, b' — направление дополнительного течения, или ось вращения, c' — направление сжатия или укорочения пород) жестко сопряжены с одноименными структурно-координатными осями, описывающими положение складок в пространстве: b — ось складки, ab — осевая плоскость $c \perp ab$ ($a \parallel a'$, $b \parallel b'$, $c \parallel c'$). Структуры течения непосредственно либо косвенно отражают палеотектонические потоки, их масштаб, ориентировку, закономерности распределения скоростей в сечениях по оси c и другие особенности. Неравномерность распространения скоростей в потоке приводит к появлению складок, фестонов, линз и других элементов. Ярчайшей окаменевшей моделью таких палеопотоков являются складки течения. Роль ламинарного течения в образовании линейной складчатости очень велика. Есть все основания считать, что ламинарное течение толщ как механизм складкообразования включается в действие уже на самом раннем этапе возникновения складок из горизонтально залегающих слоев. Однако для выяснения истинной значимости этого механизма в геосинклинальном складкообразовании, и особенно в формировании крупных складок, потребуются кропотливые дополнительные исследования.

4. Представление о соскладчатом комплексе структур течения (структурной модели линейной складчатости) открывает новые возможности для структурного прогноза, построения структурных карт различных масштабов высокой степени информативности, повышения их изобразительных качеств, а также для решения целого ряда других вопросов, которые будут рассмотрены нами в последующих публикациях.

СКЛАДЧАТОСТЬ МАЛОГО КАРАТАУ

Малый Каратау сложен породами байкальского, каледонского, герцинского и альпийского структурных этажей общего северо-западного простирания, разделенных угловыми несогласиями, и представляет собой, как уже отмечалось (глава I), асимметричный односторонний антиклинорий, сходный во многих отношениях с антиклинорием СЗ Каратау (рис. 107). По направлению с юго-запада на северо-восток происходит омоложение пород, отчего структура в целом напоминает обширную усложненную моноклинали.

В структуре антиклинория М. Каратау выделяются три основных элемента: I — осевая зона, II — зона моноклиналильно-флексурной глыбовой складчатости, III — зона пологой моноклинали (рис. 108).

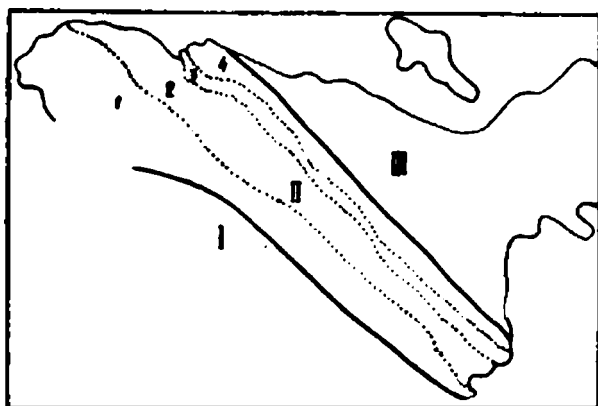


Рис. 108. Схема основных складчатых элементов М. Каратау (ср. с рис. 107). I — осевая зона; II — зона глыбовой складчатости (1 — Большекаройский, 2 — Малокаройский, 3 — Аксайский, 4 — Ушбулакский блоки); III — зона пологой моноклинали.

Зоны разделены взаимно крупными разломами. Осевая зона, ассоциирующая с зоной ГКР, сложена породами байкальского структурного этажа. В зоне глыбовых складок основную роль играет каледонский этаж, а резко подчиненную — байкальский (на юго-западе) и герцинский (на северо-востоке), породы которого претерпели интенсивное смятие в сравнительно узкой полосе вдоль граничных разломов (крайнего с северо-востока Ушбулакского блока, образованного в основном породами каледонского этажа), отделяющих собственно М. Каратау от Чуйской впадины. Последней принадлежит зона поло-

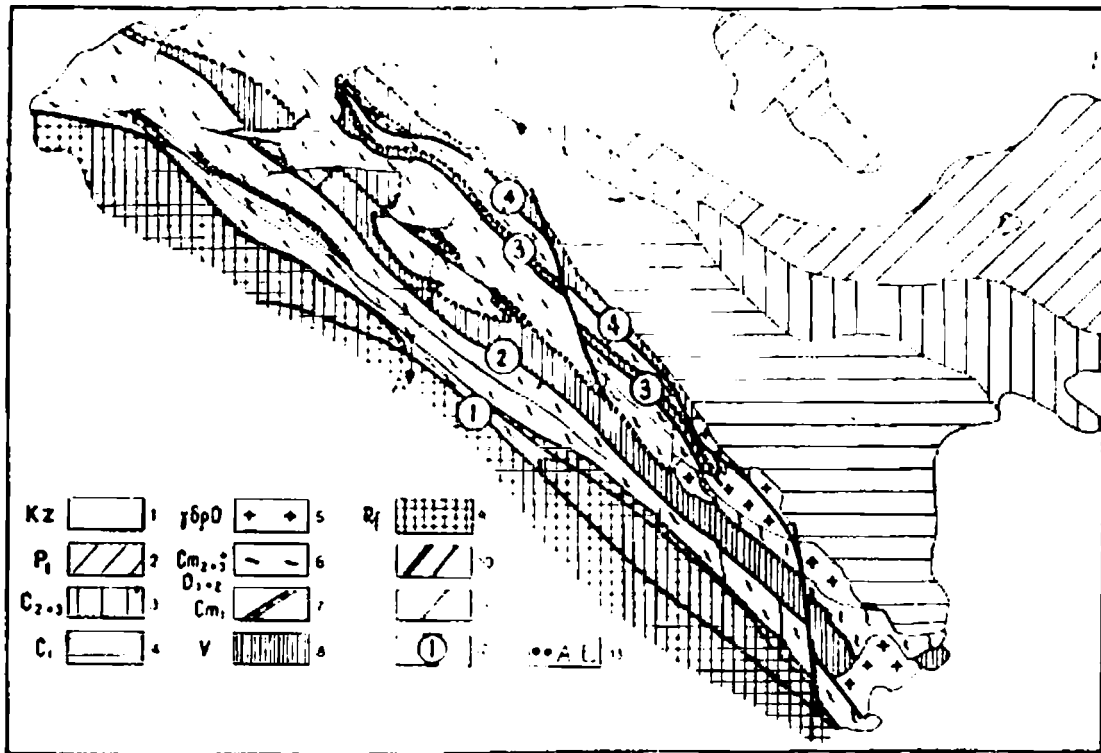


Рис. 107. Геологическая карта хребта М. Каратау (с использованием материалов Г. А. Ярмака и отчасти А. Т. Тансыкбаева). 1 — пески и глины красноцветные; 2 — красноцветные песчаники, алевролиты, конгломераты; 3 — красноцветные песчаники; 4 — известняки; 5 — граниты; 6 — известняки и доломиты; 7 — фосфоритонесный горизонт; 8 — гравелиты, туффиты, песчаники, алевролиты; 9 — зеленоцветные песчаники и филлиты; 10 — разрывы: крупные (слева) и мелкие; 11 — контакты пород; 12 — важнейшие разломы: 1 — Большекаройский, 2 — Малокаройский, 3 — Аксайский, 4 — Ушбулакский; 13 — геолого-структурный разрез по ручью Шабакты (см. рис. 112).

гой моноклинали, представленной породами среднего — верхнего палеозоя, которые наклонены в целом на северо-восток под очень незначительными углами — в несколько градусов.

Осевая зона соответствует Кокджотскому горсту, а зона глыбовой складчатости распадается на четыре блока: Большекарыйский, Малокарыйский, Аксайский и Ушбулакский. Естественным разграничением блоков являются разрывы.

В основу приведенного ниже изложения положены главным образом детальные геологические наблюдения по наиболее представительному центральному поперечному сечению М. Каратау вдоль ручья Шабакты, а также литературные данные.

ХАРАКТЕРИСТИКА БАЙКАЛЬСКОГО, КАЛЕДОНСКОГО, ГЕРЦИНСКОГО И АЛЬПИЙСКОГО СТРУКТУРНЫХ ЭТАЖЕЙ

Байкальский структурный этаж состоит из двух свит, относимых предположительно к рифею, — кокджотской и большекарыйской. Первая слагает Кокджотский горст, ограниченный с юго-запада Главным Каратауским, а с северо-востока Большекарыйским разломами, а вторая развита вдоль юго-западного края Большекарыйского блока. Разломы простираются в северо-западном направлении и падают: Большекарыйский — к юго-западу под углом 80° , а ГКР — почти вертикально. Взаимоотношения свит рифея в М. Каратау до конца не выяснены, поскольку всюду они граничат по разлому.

Кокджотская свита отличается сплошным развитием линейной складчатости высокой степени сложности и напряженности, а также интенсивной филлитизацией и рассланцеванием пород. Повсеместное распространение секущего кливажа осевой плоскости, зачастую полностью затушевывающего слоистость, а также отсутствие четко выраженных маркирующих горизонтов значительно затрудняют расшифровку ее внутренней складчатой структуры.

Как показали наблюдения авторов по ручью Шабакты, тектонически разобщенные кокджотская и большекарыйская свиты смяты в линейные разнопорядковые складки. Складки кокджотской свиты чаще наклоненные или слабопрокинутые и реже симметричные. Замки их очень узкие и сильно удлиненные, а крылья большей частью крутые ($60-80^\circ$). Ширина и амплитуда складок, наблюдаемых в обнажениях, колеблется от первых до первых десятков метров (рис. 109). Протяженность в плане превышает ширину в 10—20 раз. Шарниры обычно горизонтальные или очень пологие. Мощности слоев



Рис. 109. Близкая к изоклиальной складка в породах кокджотской свиты по ручью Шабакты.

в замках резко увеличены. Более крупная складчатость устанавливается с большим трудом, так как ее маскируют мелкие складки. Простираение осей складок в кокджотской свите под углом $310-320^\circ$, тогда как в контактирующей с ней по крупному разлому большекарской свите оно близширотное ($260-280^\circ$). В результате складки большекарской свиты в этом блоке притыкаются под острым углом к Большекарскому разлому, а также к согласно с ним простирающимся структурам кокджотской и шабактинской свит.

Дислоцированность большекарской свиты в общем несколько меньше, чем кокджотской, равно как и несколько слабее региональный метаморфизм пород, хотя это тоже, как правило, мелкая напряженная, близкая к изоклиальной складчатость высоких порядков. Ширина складок, наблюдаемых непосредственно в обнажениях, варьирует от $0,5-2$ до $5-20$ м. Осевые плоскости их падают на юго-запад, поэтому наиболее крутыми в антиклиналях всегда оказываются северо-восточные крылья (рис. 110).



Рис. 110. Характер складчатости в большекарской свите по ручью Шабакты. 1 — очертания складок; 2 — вязкие кливажные разрывы.

Интересно отметить особенности вергентности складок в байкальском структурном этаже. Осевые плоскости складок имеют в общем крутое залегание — от вертикального до $70-80^\circ$, изредка выполаживаясь на отдельных локальных участках под углом до 60° . При этом вергентность их плавно меняется несколько раз в полном соответствии с залеганием крупнейших структурообразующих разломов.

Для кокджотской свиты характерно повсеместное и очень интенсивное развитие главного кливажа, параллельного, как правило, в плане и в разрезе осевым плоскостям складок самых различных порядков. Кливаж в общем имеет крутое залегание, зависящее не столько от расположения складок (связь парагенетическая), сколько от ориентировки основных структурообразующих разломов Кокджотского блока (ГКР, Большекарский разлом и др.), которыми целиком координируется его расположение в пространстве (связь генетическая). Поскольку складки большей частью почти изоклиальные, причем падение обоих крыльев нередко приближается к положению осевых плоскостей, кливаж зачастую совпадает с направлением слоистости или сечет ее под очень острыми углами. При этом он местами полностью затушевывает слоистость (рис. 111). На поверхностях кливажа часто наблюдается вертикальная, реже горизонтальная линейность. В отдельных случаях кливаж проявлен селективно, развиваясь лишь в пачках алевролитов, тогда как в тонких прослоях песчаника он макроскопически почти не выражен.

Важно отметить, что в блоке большекарских пород простираение кливажа ($290-310^\circ$) резко несогласное (угол $20-40^\circ$) с направлением складчатых структур, залегающих здесь почти широтно. Такое дисгармоничное расположение кливажа по отношению к складчатой структуре совместно с другими отмечавшимися данными указывает на повторное смятие большекарской свиты, а также на

проявление процесса линейризации, связанного с движениями по основным разломам Кокджотского блока.

Вдоль осевых плоскостей складок, параллельно кливажу, сплошь и рядом распространены малоамплитудные вязкие кливажные разрывы, нередко сопровождающиеся маломощными (0,1—0,3 м) кварцевыми жилами альпийского типа с полевым шпатом, хлоритом, карбонатами. Характерной особенностью байкальского этажа является наличие многочисленных диагональных по отношению к складчатым структурам мелких разрывов. Падение их крутое (70—80°). По этим разрывам отмечаются лево- и правосторонние сдвиговые смещения с амплитудой до нескольких метров, свидетельствующие о тангенциальном поперечном сжатии складчатых толщ. На участках сближенного развития отвечающей им трещиноватости породы подвержены весьма интенсивной гармониевидной плоччатости. При этом сфофрированными оказываются не только слои, но и кливаж, что указывает на несколько более поздний возраст диагональных сдвигов по отношению к кливажу.

В породах байкальского этажа очень четко проявлена ортогональная система трещин, подобная той, что развита в СЗ Каратау. Широко распространены разнообразные структуры пересечения слоистости (особенно муллион-структуры) и все прочие элементы, характерные в целом для структурного парагенезиса обстановки V типа СЗ Каратау. Вместе с тем интенсивность проявления такого парагенезиса гораздо больше в породах кокджотской свиты.

Каледонский структурный этаж сложен породами венда (коксуйская, малокаройская и беркутинская свиты), кембрия и ордовика (чулактауская и шабактинская свиты). От байкальского структурного этажа его отличают значительно меньшая дислоцированность и почти полное отсутствие динамометаморфизма пород.

Складчатая структура каледонид М. Каратау в первом грубом приближении представляет собой осложненную моноклираль, составленную в деталях из достаточно пологих складок и полускладок общего северо-западного (310°) простирания и юго-западной вергентности. Моноклираль разбита продольными круто падающими на северо-восток (70—80°) разрывами на отдельные линейно-вытянутые блоки, надвинутые друг на друга в юго-западном направлении. Структура в целом носит моноклиально-флексурный или глыбово-чешуйча-



Рис. 111. Фрагмент интенсивной складчатости и кливаж в филлитизированных песчаниках и сланцах кокджотской свиты по ручью Шабакты.

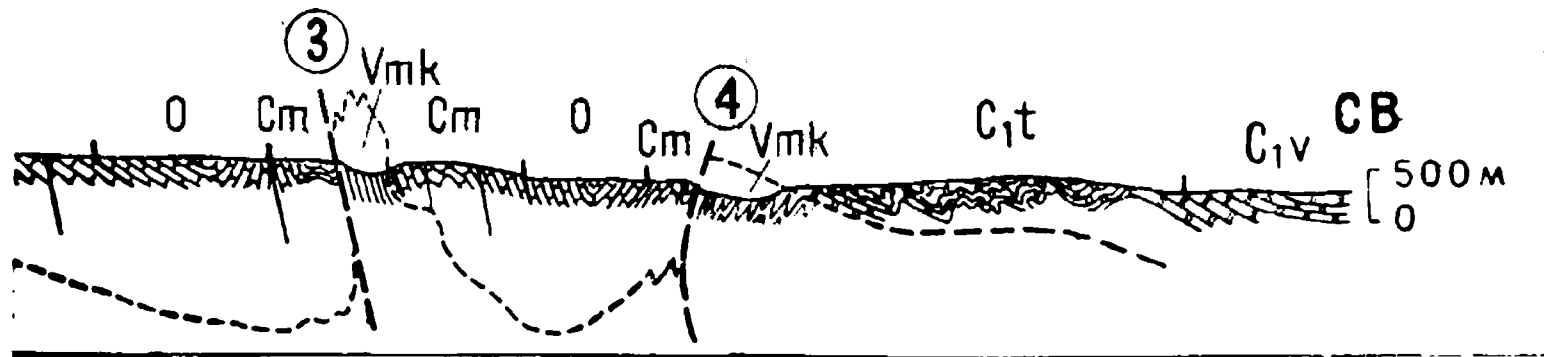
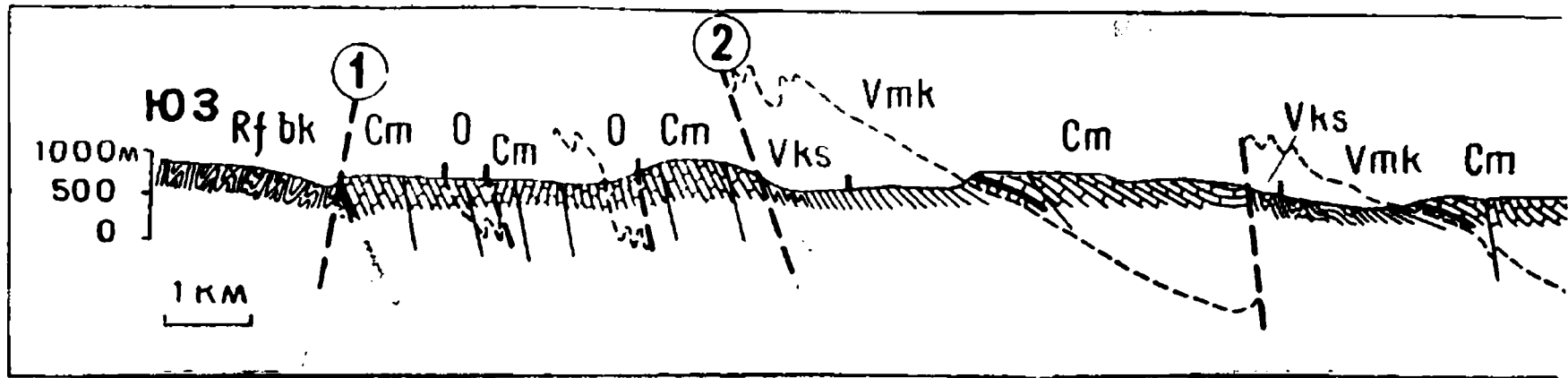


Рис. 112. Геолого-структурный разрез М. Каратау по ручью Шабакты (см. рис. 107). Главнейшие разломы: 1 — Большекарыйский, 2 — Малокарыйский, 3 — Аксайский (Малоактауский), 4 — Ушбулакский. Черное — чулактауская свита, кирпичики с точками — беркутинская свита.

тый характер. Крупнейшими разломами (с юго-запада на северо-восток) являются Большекарыйский, Малокарыйский, Аксайский (Малоактауский) и Ушбулакский с вертикальными амплитудами смещения от 1—1,5 до 2 км. Соответственно выделяются (по названию разломов) четыре крупнейших блока М. Каратау — Большекарыйский, Малокарыйский, Аксайский и Ушбулакский (названия разломов присвоены блокам северо-восточных крыльев каждого из них). Ширина блоков в общем варьирует от единиц до десятков километров. В свою очередь, каждый из блоков расчленяется разнопорядковыми продольными разрывами того же надвигового типа (на профиле показаны только некоторые из них) на более мелкие, вплоть до очень мелких блоков, смещенных относительно друг друга на первые сотни и десятки метров. Таким, в частности, смещениям, по данным А. Т. Тансыкбаева, обязаны многократные повторения фосфоритоносного горизонта (чулактауской свиты) на детально изученных месторождениях М. Каратау — Жанатасском, Чулактауском, Аксайском, Коксуйском и др.

В наиболее смятых юго-западных приразломных частях каждого из названных крупных блоков обнажаются, как правило, наиболее древние породы, а в направлении к северо-востоку происходит наращивание разреза. Такая закономерность свойственна и блокам второго и третьего порядков, на которые нередко распадаются основные блоки. Таким образом, внутреннее складчатое строение каждого из блоков в типичном случае слагается из двух элементов: имеющих вид более или менее сложных приразломных флексур гребневидных антиклиналей, занимающих юго-западную часть блока (висячее крыло разлома), и сопряженной с ними менее осложненной моноклинали. Основные блоки отличаются друг от друга характером и степенью дислоцированности слагающих пород. Ниже приводится описание их по профилю, составленному нами по ручью Шабакты с юго-запада на северо-восток (рис. 112).

Большекарыйский блок ограничен с юго-запада Большекарыйским, а с северо-востока Малокарыйским взбросами и сложен известняками и доломитами шабактинской свиты. Этот блок интенсивно дислоцирован. В целом для него характерно крутое залегание слоев с выдержанным северо-восточным падением (60—85°). Вместе с тем примечательно, что породы практически лишены даже признаков кливажа. В свою очередь, этот крупный блок разбит продольными параллельными разрывами на три более узких блока второго порядка, надвинутых друг на друга, в юго-западном направлении. В блоке, прилежащем непосредственно к Большекарыйскому разлому, на дневную поверхность выходят однообразные слоистые темно-серые известняки и доломиты кембрия, согласно перекрытые светлыми известняками и доломитами ордовика, а несколько северо-западнее линии разреза обнажается фосфоритоносный горизонт (чулактауская свита) с верхними доломитами в почве кембрийских слоев. Таким образом, в это сечение блока попадает почти полный разрез отложений кембрия. Породы круто падают к северо-востоку под углом 60—70°. Моноклиальная структура часто нарушена продольными вязкими разрывами, залегающими согласно с Малокарыйским разломом. В зонах таких разрывов, как правило, наблюдаются приразрывное смятие, своеобразное влияние-изгибание пластов и возникновение округлых, коленообразных и более сложной формы перегибов, не нарушающих, однако, общего северо-восточного падения пород.

В следующем к северо-востоку центральном блоке второго порядка вновь обнажаются серые известняки и доломиты кембрия и светлые — ордовика. Здесь породы падают круче — под углом 80—85° на

северо-восток, а местами залегание их вертикальное, вплоть до опрокинутого. Такая изменчивость углов падения, очевидно, свидетельствует о внутренней складчатости, осложняющей моноклинальное в целом залегание пород. Структура этого блока, как и предыдущего, также осложнена продольными небольшими нарушениями. С северо-востока блок ограничен сравнительно крупным разрывом, который служит юго-восточным продолжением Жанатасского разлома.

Следующий к северо-востоку блок второго порядка, прилегающий к Малокаройскому разлому, сложен лишь серыми известняками и доломитами кембрия, однообразно падающими под углом $60-65^\circ$ на северо-восток. Продольными разрывами эта моноклираль разбита на более мелкие блоки. Судя по всему, породы лишены внутренней складчатости даже в зоне Малокаройского разлома, по которому они контактируют со смятыми в складки породами коксуйской свиты. Малокаройский разлом падает к северо-востоку под углом 70° .

Наиболее крупный и наименее дислоцированный Малокаройский блок заключен между Малокаройским и Аксайским разломами и сложен породами коксуйской, малокаройской, беркутинской, чулактауской и шабактинской свит. Он расчленен посередине на два блока сравнительно крупным продольным разрывом, круто падающим к северо-востоку (80°) и прослеживающимся по простиранию более чем на 30 км. Юго-западный блок представляет собой в целом синклинальную полускладку с простым внутренним строением.

Непосредственно на контакте с Большекаройским блоком в полосе шириной 500 м, прилегающей к Малокаройскому разлому, в коксуйской свите наблюдается мелкая приразрывная складчатость. Это сжатые асимметричные складки, опрокинутые к юго-западу под углом $60-70^\circ$, с падением обонх крыльев к северо-востоку под углами соответственно $65-85$ и $40-55^\circ$. Ширина складок, фиксируемых непосредственно в обнажениях, колеблется от первых до 20 м (рис. 113).



Рис. 113. Мелкая сжатая приразрывная складка в песчаниках и алевролитах коксуйской свиты. Виден слабый эмбриональный слоевой кливаж в алевролитах. Ручей Шабакты.

Далее за этой зоной, вплоть до контакта с малокарройской свитой, породы коксуйской свиты залегают спокойно и падают под углом $40-50^\circ$ на северо-восток. Северо-восточнее на коксуйскую согласно налегает малокарройская свита, имеющая аналогичное спокойное моноклинальное залегание. Падение пород постепенно выполаживается по направлению к контакту с шабактинскими известняками и доломитами от $40-45$ до $25-30^\circ$ (рис. 114).

Характерной особенностью коксуйской и малокарройской свит является чрезвычайно слабый дислокационный метаморфизм пород, выраженный изредка в форме примитивного, эмбрионального, слоевого кливажа. В алевролитах кливажные поверхности расположены через $0,3-0,5$ см, в песчаниках — через $0,5-1,5$ см, а в кремнистых породах кливаж вообще не проявляется. В то же время отсутствуют признаки секущего кливажа, согласного осевым плоскостям складок, не наблюдаются вязкие разрывы, линейность, жилы альпийского типа, ортогональная трещиноватость и прочие атрибуты динамометаморфического структурного парагенезиса.

Далее к северо-востоку отложения беркутинской, чулактауской и шабактинской свит в целом залегают также моноклинально и пого падают на северо-восток. У самого контакта с малокарройской свитой угол падения слоев не превышает $10-15^\circ$ (рис. 115). Затем за продольным разрывом он становится несколько более крутым — до $20-25^\circ$. И лишь в урочище Аюсаккан, где известняки и доломиты контактируют с породами коксуйской свиты, принадлежащей уже другому блоку второго порядка, по сравнительно крупному продольному разлому (в зоне его шириной 150 м) фиксируется обратное, юго-западное падение слоев под углом $15-20^\circ$. Это дает представление о пологой синклинали, приразрывная природа которой не вызывает сомнений. Простираение этого разлома $290-310^\circ$, падение 80° СВ. Следует отметить некоторое несоответствие в углах падения в начале разреза между породами беркутинской и чулактауской свит, с одной стороны, и малокарройской свиты — с другой. Породы последней падают на $10-15^\circ$ круче известняков и доломитов.

Северо-восточный блок второго порядка представляет в общем пологую открытую асимметричную синклинали, опрокинутую на юго-запад. Внутренняя структура этого блока более сложная. За разделяющим блоки разломом вновь обнажаются породы коксуйской и малокарройской свит. В зоне шириной около 600 м породы смяты в мелкие открытые приразрывные сжатые складки. Все они полог шарнирные с падением осевых плоскостей под углом $70-80^\circ$ СВ. Ширина складок от первых до 15 м (рис. 116). Зона влияния разлома в породах малокарройской свиты заканчивается флексурой шириной около 400 м, крутые крылья которой падают под углом $50-60^\circ$ на северо-восток, а пологое залегание субгоризонтально. Дальше к северо-востоку слои, несколько выполаживаясь (до 20°), приобретают «нормальное» моноклинальное залегание, осложненное слабой волнистостью. В породах коксуйской и малокарройской свит развит эмбриональный селективно проявленный слоевой кливаж. В алевролитах толщина микролитонов не более $0,3$ см, в мелкозернистых песчаниках $0,5-1$ см, в среднезернистых $1-1,5$ см, а в кремнистых породах, туфах, туффитах, грубозернистых песчаниках и конгломератах кливаж макроскопически не проявлен. Вросаются в глаза полное отсутствие секущего кливажа, линейности, а также ничтожно слабый дислокационный метаморфизм пород.

Далее к северо-востоку малокарройская свита перекрывается беркутинской, чулактауской и шабактинской свитами. Вначале породы залегают моноклинально с пологим падением на северо-восток под

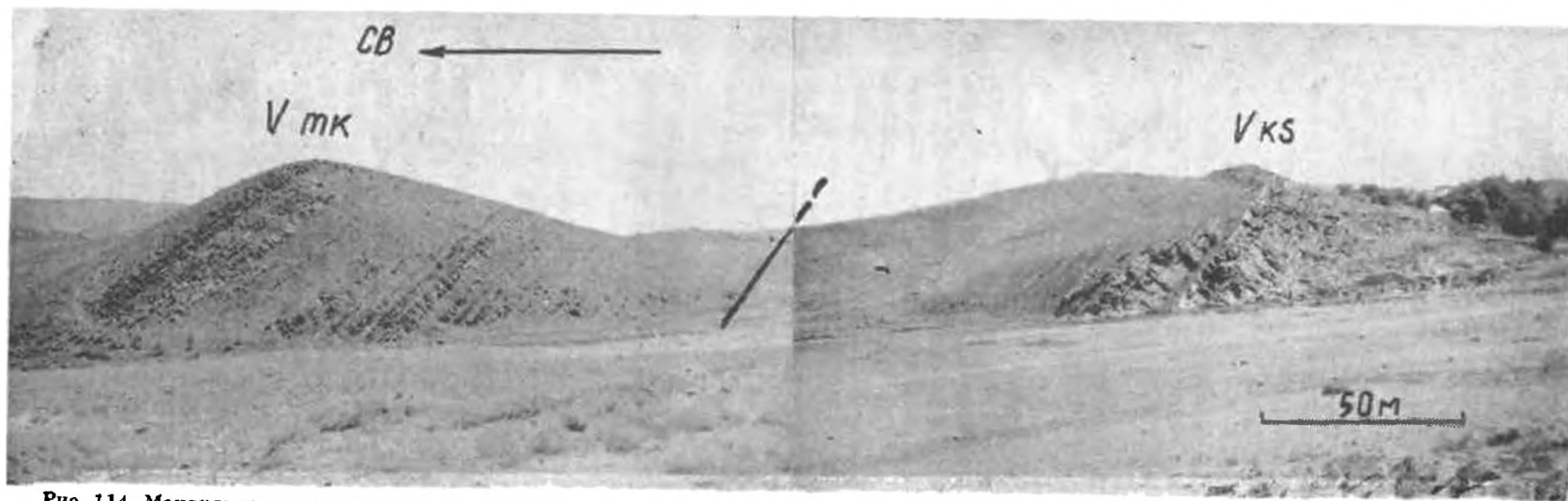


Рис. 114. Моноклиналиное залегание пород малокаройской и коксуйской свит в Малокаройском блоке. Контакт свит показан прямой. Ручей Шабакты.

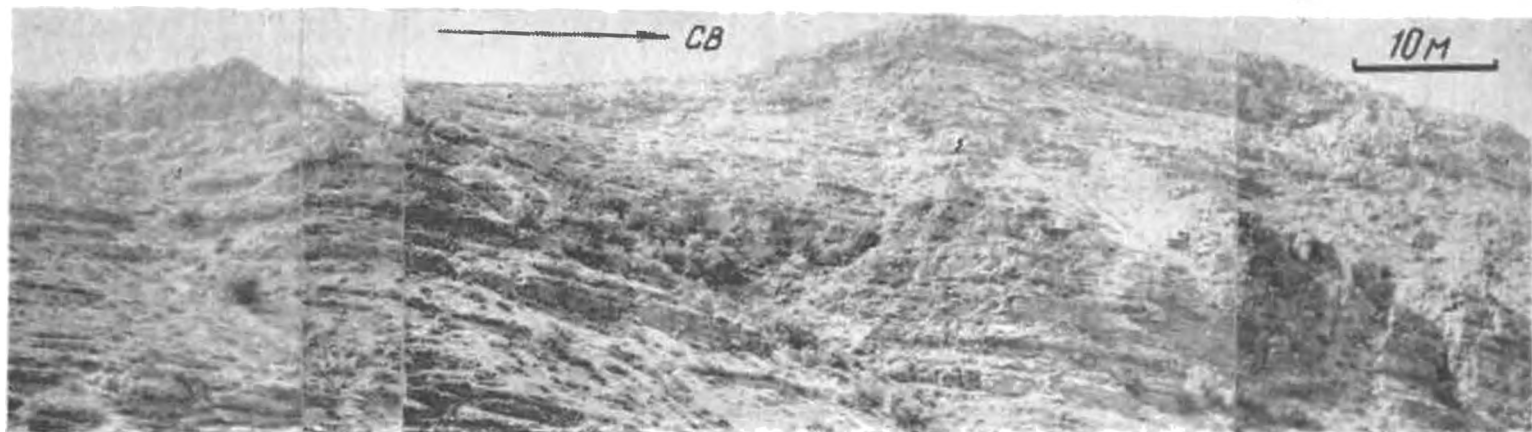


Рис. 115. Пологое моноклиналиное залегание известняков и доломитов шабактинской свиты в Малокаройском блоке. Ручей Шабакты.



Рис. 116. Мелкая приразрывная складчатость в песчаниках и конгломератах коксуйской свиты в зоне влияния разлома урочища Аюсайкан, Ручей Шабакты. Разлом проходит в нескольких десятках метров юго-западнее обнажения.

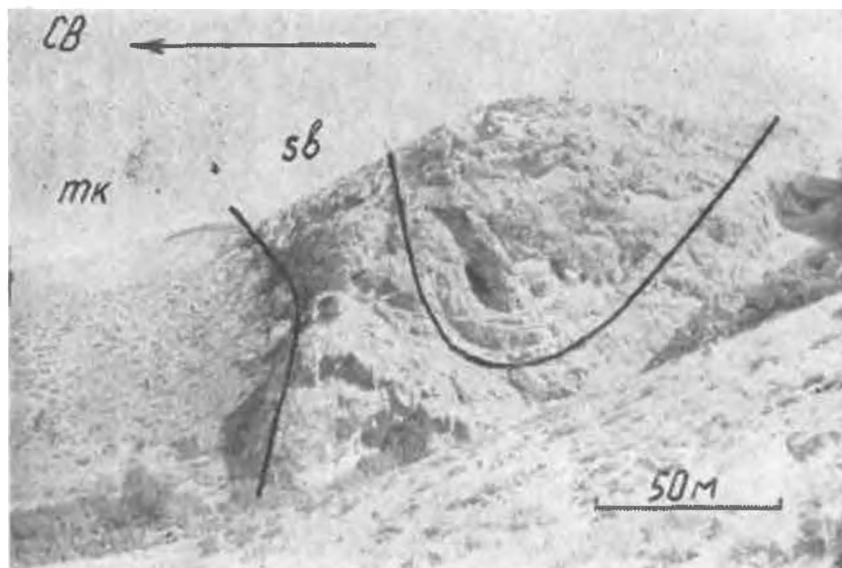


Рис. 117. Приразрывная складка в известняках и доломитах шабактинской свиты в зоне влияния Аксайского разлома. Малокаройский блок, ручей Шабакты. Искривление разлома вверх отражает продолжение его по простиранию.

углом $15-20^\circ$. Затем в узкой зоне небольшого разрыва крутого (80°) северо-восточного падения происходит выкручивание пластов известняков и доломитов с увеличением угла падения до $50-75^\circ$. Дальше падение пород вновь выполаживается до $30-35^\circ$. Такое моноклиналиное залегание прослеживается вплоть до ядра синклинали.

Северо-восточное крыло складки, имеющее крутое ($60-80^\circ$) юго-западное падение, нарушено продольным разрывом. В зоне разрыва породы кембрия падают очень круто ($70-80^\circ$ СВ), а затем вновь выполаживаются до $25-35^\circ$, образуя слабоволнистое пологое днище синклинали складки, осложненное в зоне влияния Аксайского разлома более энергичными дислокациями (рис. 117). В породах ордовика и кембрия кливаж отсутствует.

Важно отметить, что даже в наименее дислоцированном блоке надвиги северо-восточного падения самых различных масштабов распространены настолько широко, что наблюдаются даже на участках практически горизонтального залегания слоев (рис. 118).

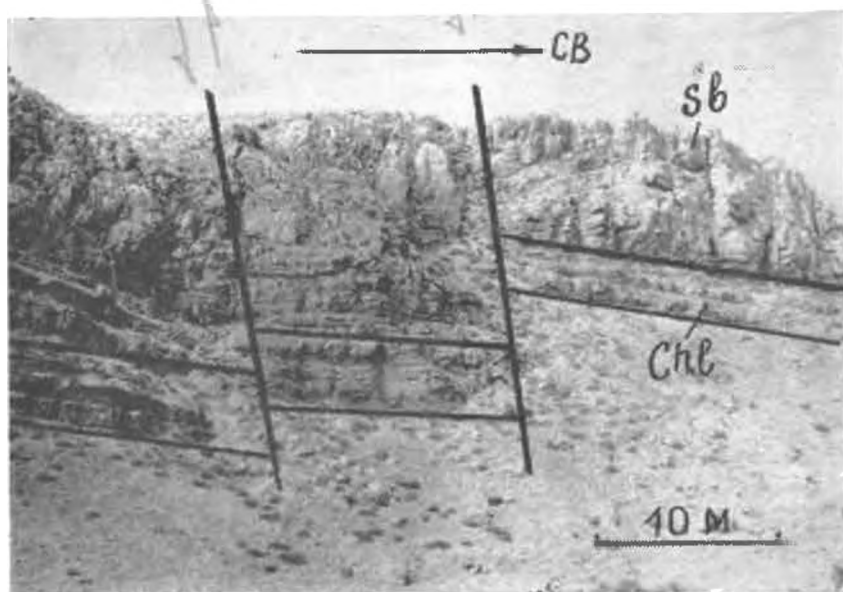


Рис. 118. Мелкие взбросы в породах чулактауской и шабактинской свит Малокаройского блока. Ручей Шабакты.

Аксайский блок имеет сравнительно простое синклиналиное строение. Непосредственно в северо-восточном крыле Аксайского разлома обнажаются кремнистые породы, туфы, туффиты, песчаники и алевролиты малокаройской свиты, слои которой круто падают на северо-восток под углом $70-80^\circ$. Слабый эмбриональный слоевой кливаж развит часто, а проявленный селективно секущий — только в алевролитах и близких к ним тонкозернистых песчаниках на глинистом цементе. Толщина кливажных пластин $0,2-0,5$ см.

Далее к северо-востоку на малокаройскую свиту налегают доломиты беркутинской, фосфориты чулактауской, известняки и доломиты шабактинской свит, кливаж в которых не проявлен. Вплоть до ядра синклинали породы неизменно падают на северо-восток под углом 70° . Спокойное моноклиналиное залегание их нарушено продольными разрывами, около которых пласты виляют, образуя флексуобразные изгибы с углами падения в них от 35 до 50° СВ. Ядро синклинали

ли имеет пологие плавные очертания и сложено известняками и доломитами ордовика. Северо-восточное крыло ее падает положе — 60° на юго-запад. В отличие от складок Малокаройского и Большекаройского блоков эта синклинали несколько асимметрична и имеет обратную вергентность — осевая плоскость ее падает на юго-запад под углом 80° . Далее к северо-востоку, в зоне Ушбулакского разлома, обнажается небольшая сжатая синклинали. Она сложена известняками и доломитами кембрия и осложняет северо-восточное крыло основной синклинали. Подобно основной синклинали, осевая плоскость дополнительной антиклинали круто наклонена к юго-западу в соответствии с залеганием Ушбулакского разлома.

В непосредственной близости от Ушбулакского разлома северо-восточное крыло антиклинали осложнено еще более мелкой синклиналию (50 м в поперечнике), несколько опрокинутой на северо-восток. Ограничивающий с северо-востока рассматриваемый блок Ушбулакский разлом, следовательно, обнаруживает отвечающее наклонку осевых плоскостей описанных складок крутое юго-западное падение под углом около 70° . Таким образом, отмеченные складчатые образования, несомненно, имеют отчетливый приразломный характер. Показательно, что в зоне разлома шириной 10—20 м известняки и доломиты рассланцованы и отчасти брекчированы, что свидетельствует об очень интенсивных процессах сжатия и смятия, связанных с Ушбулакским разломом.

Заслуживает особых комментариев фиксируемое в профиле (рис. 112) юго-западное падение разлома. Судя по общей геологической обстановке и литературным данным (Ярмак, 1970, и др.), Ушбулакский разлом не представляет исключения в системе разломной тектоники М. Каратау, и, по всей вероятности, подобно Малокаройскому и Аксайскому разломам, он имеет ту же надвиговую природу. В северо-западной части района Ушбулакский разлом круто (65°) падает на северо-восток, а юго-восточнее иногда отмечается вертикальное, а местами даже юго-западное его залегание. Такие изменения направления падения, вероятнее всего, объясняются криволинейностью поверхности разлома и разным уровнем эрозионного среза. Поэтому есть основания полагать, что фиксируемое юго-западное падение Ушбулакского разлома изменяется на противоположное — северо-восточное на некоторой глубине.

Ушбулакский блок целиком сложен отложениями малокаройской свиты. Этот узкий блок резко отличается от других исключительно высокой степенью дислоцированности и динамометаморфизма пород. Общее залегание слоев в нем достаточно крутое, с углами падения $60—80^\circ$ на юго-запад — в сторону, противоположную обычному падению пластов во всех предыдущих блоках. На этом фоне детальными наблюдениями местами устанавливаются мелкие (шириной в первые метры), тесно сжатые, почти изоклиналильные складки с крутыми крыльями, острыми узкими замками в алевролитах и несколько округлыми в кремнистых породах и песчаниках. Складки асимметричны, опрокинуты на северо-восток в соответствии с общим залеганием шва Ушбулакского разлома. Осевые плоскости их падают на юго-запад под углом $60—70^\circ$ (рис. 119).

Крутое однообразное залегание пород прослеживается вплоть до северо-восточного края блока, где каледонский структурный этаж с резким угловым несогласием перекрывается герцинским (рис. 120). Специфической чертой этого блока, отличающей его от всех других, является повсеместное развитие секущего кливажа, совпадающего с осевыми плоскостями складок ($60—70^\circ$ ЮЗ). В случае изоклинали-

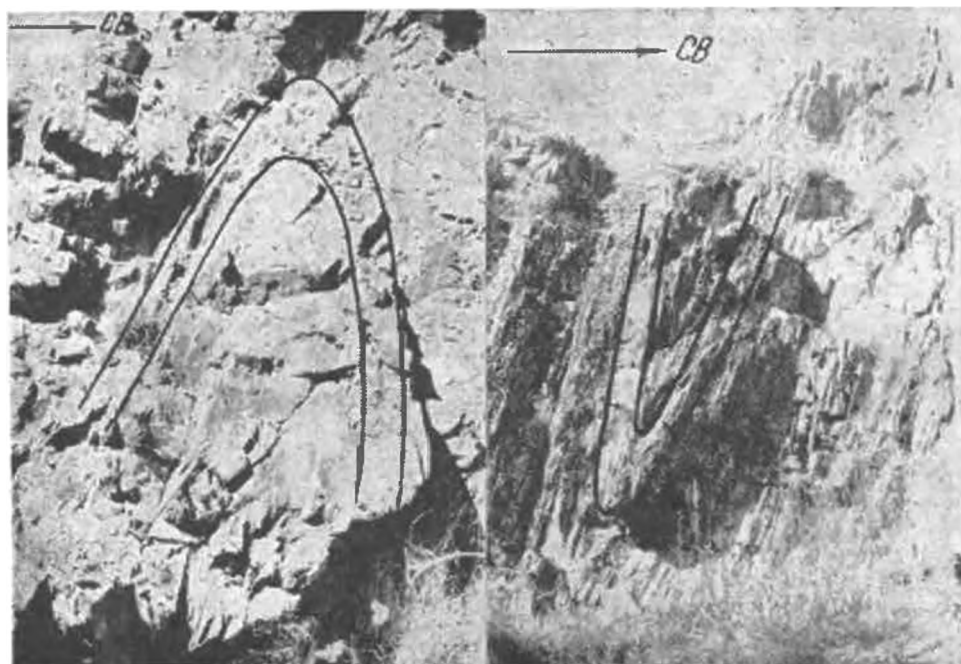


Рис. 119. Мелкая, почти изоклиная складчатость в песчаниках и сланцах малокаройской свиты. Ушбулакский блок, ручей Кыршабакты.

ных складок падение его приближается к слоям, образуя с ними очень острые углы ($5-10^\circ$). Однако даже в такой обстановке кливаж проявляется селективно — только в слоях алевролитов и песчаников; кремнистые прослои лишены его. Толщина микролитонов, заключенных между макроскопически видимыми кливажными поверхностями, в алевролитах $1-2$ мм, а в песчаниках колеблется от 3 до 10 мм в зависимости от их состава. На плоскостях кливажа иногда наблюдается вертикальная линейность. Нередки согласные с кливажем вязкие разрывы, сопровождаемые продольными либо секущими кварцевыми жилами альпийского типа, иногда смятыми в птигматитовые складки. Широко развита ортогональная специфически динамометаморфическая система трещин.

Возникает вопрос, что же представляет собой структура Ушбулакского блока — настоящую моноклиаль, осложненную местами мелкой складчатостью, или псевдомоноклиаль, состоящую сплошь из изоклинизированных складок, которые мы не фиксируем из-за их исключительного сжатия. Наблюдения над кливажем показывают, что в подавляющем большинстве случаев он залегает несколько положе, чем слой. Это свидетельствует о том, что для данного блока характерно в целом опрокинутое залегание пород. Поэтому мы склоняемся к первому варианту интерпретации складчатой структуры, считая ее моноклиалью, осложненной обычной мелкой конгруэнтной складчатостью. Вместе с тем следует отметить, что динамометаморфический структурный парагенезис, присущий структуре Ушбулакского блока, соответствует IV—V типам структурных обстановок СЗ Карагау.

По существу, Ушбулакский блок представляет собой образование, крайне близкое к настоящим зонам смятия. Все это, вместе взятое, позволяет квалифицировать Ушбулакский разлом как один из круп-

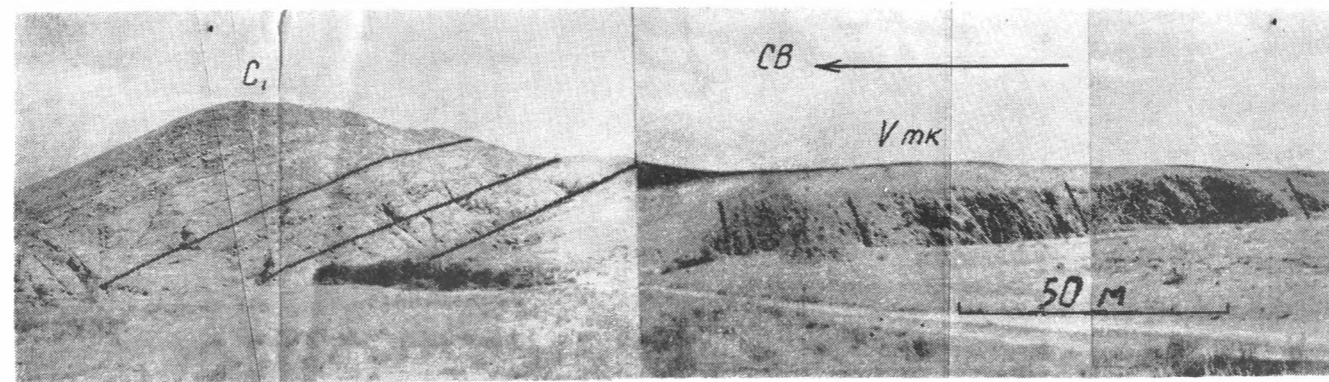


Рис. 120. Резкое структурное несогласие между каледонским и герцинским этажами, представленными соответственно песчаниками и сланцами малокаройской свиты и известняками, алевролитами и конгломератами нижнего карбона. Ручей Шабакты.

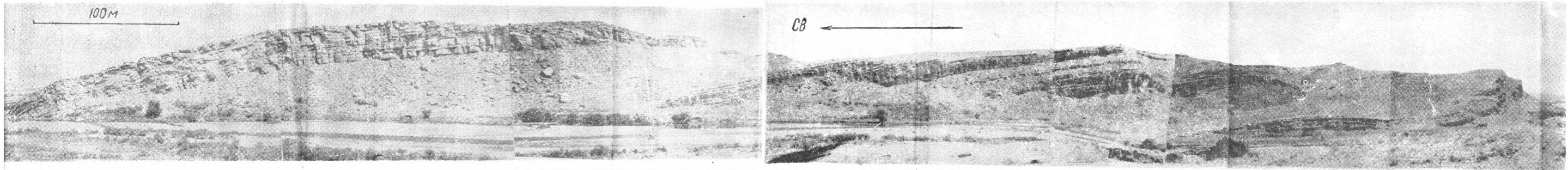


Рис. 121. Пологое моноклиальное залегание нижнекарбонных отложений, изредка осложненное (на юго-западе) слабыми флексурами. Ручей Шабакты.

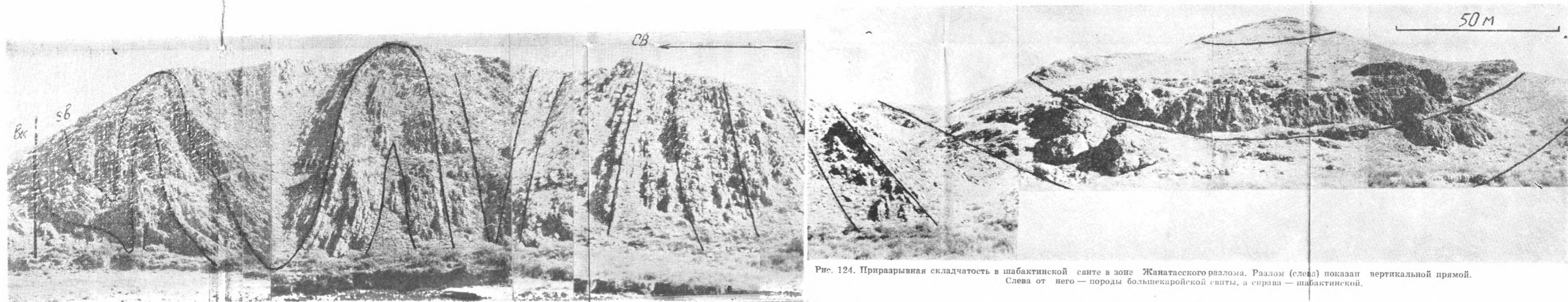


Рис. 124. Приразрывная складчатость в шабактинской свите в зоне Жанатасского разлома. Разлом (слева) показан вертикальной прямой. Слева от него — породы большекаройской свиты, а справа — шабактинской.

нейших в М. Каратау. Не случайно, что именно с этим разломом в каледонском цикле было связано внедрение крупных гранитных масс (верхнеордовикские плутоны каледонского этажа), образовавших плутоны на юго-востоке М. Каратау.

Заметим, кстати, что проведенные геолого-структурные исследования с детальной расшифровкой внутреннего строения основных блоков М. Каратау дают основания по-новому оценить мощность шабактинской свиты. Дело в том, что до недавнего времени она определялась величиной в 3000—3500 м (Анкинович, 1961; Макарычев, 1961; Ярмек, 1970, и др.). Г. Х. Ергалиев (1971), наоборот, принимает мощность кембрия (составляющую ориентировочно как минимум половину мощности шабактинской свиты) только 500—700 м. Как показали наши исследования (проведенные отчасти совместно с М. К. Аполлоновым), неполные мощности кембрия и ордовика в разных блоках колеблются в пределах 1050—1500 и 400—800 м соответственно, а мощность шабактинской свиты — в целом от 1450 до 2300 м. Такие же цифры получаются при оценке общей мощности шабактинской свиты в поперечных пересечениях М. Каратау на крайнем северо-западе (по ручью Ушбас) и юго-востоке (по ручью Коктал). Все эти данные свидетельствуют о том, что мощность шабактинской свиты одними исследователями существенно завышается, тогда как другими (в кембрийской части), наоборот, занижается.

Герцинский структурный этаж представлен в пограничной зоне собственно М. Каратау и Чуйской впадины глинисто-известняковыми отложениями нижнего карбона с базальными конгломератами в основании, согласно перекрываемыми уже за пределами М. Каратау красноцветными песчаниками среднего — верхнего карбона и далее к северо-востоку — алевролитами, конгломератами и пестроцветными песчаниками нижней перми. Породы герцинского этажа в целом соответствуют так называемому промежуточному этажу Чуйской впадины, выделяемому нами в качестве зоны пологой моноклинали, наклоненной к северо-востоку под углом в первые градусы. И только в пограничной зоне М. Каратау шириной в несколько километров они (известняки и глинистые сланцы нижнего карбона) подверглись интенсивным складчатым дислокациям, которые явно связаны с крупным разломом, разграничивающим собственно М. Каратау и Чуйскую впадину.

В пересечении по ручью Шабакты складчатая структура герцинского этажа выглядит следующим образом (рис. 112, 121). Моноклинально с пологим падением на северо-восток ($25-30^\circ$) базальные конгломераты турне с резким угловым несогласием перекрывают круто падающие в противоположную сторону (70° ЮЗ) породы малокаройской свиты. Песчаники и известковистые песчаники турне, залегающие несколько северо-восточнее на конгломератах, падают также моноклинально ($25-30^\circ$) на северо-восток. Лежащая выше пачка переслаивающихся алевролитов, аргиллитов, тонкослойных мергелистых и пелитоморфных известняков того же возраста характеризуется интенсивным развитием мелких тесно сжатых асимметричных складок. Оба крыла их падают на северо-восток ($60-70$ и $20-40^\circ$ соответственно), осевые плоскости имеют строго выдержанную одностороннюю юго-западную вергентность с общей незакономерной тенденцией выкручивания к северо-востоку от 50 до 90° . Ширина складок варьирует от 100 до 500 м, а степень дислоцированности пород снижается к северо-востоку вместе с выполаживанием зеркала складчатости.

Зеркало складчатости вблизи контакта с каледонским этажом полого (20°) опускается в северо-восточном направлении, в общем поч-

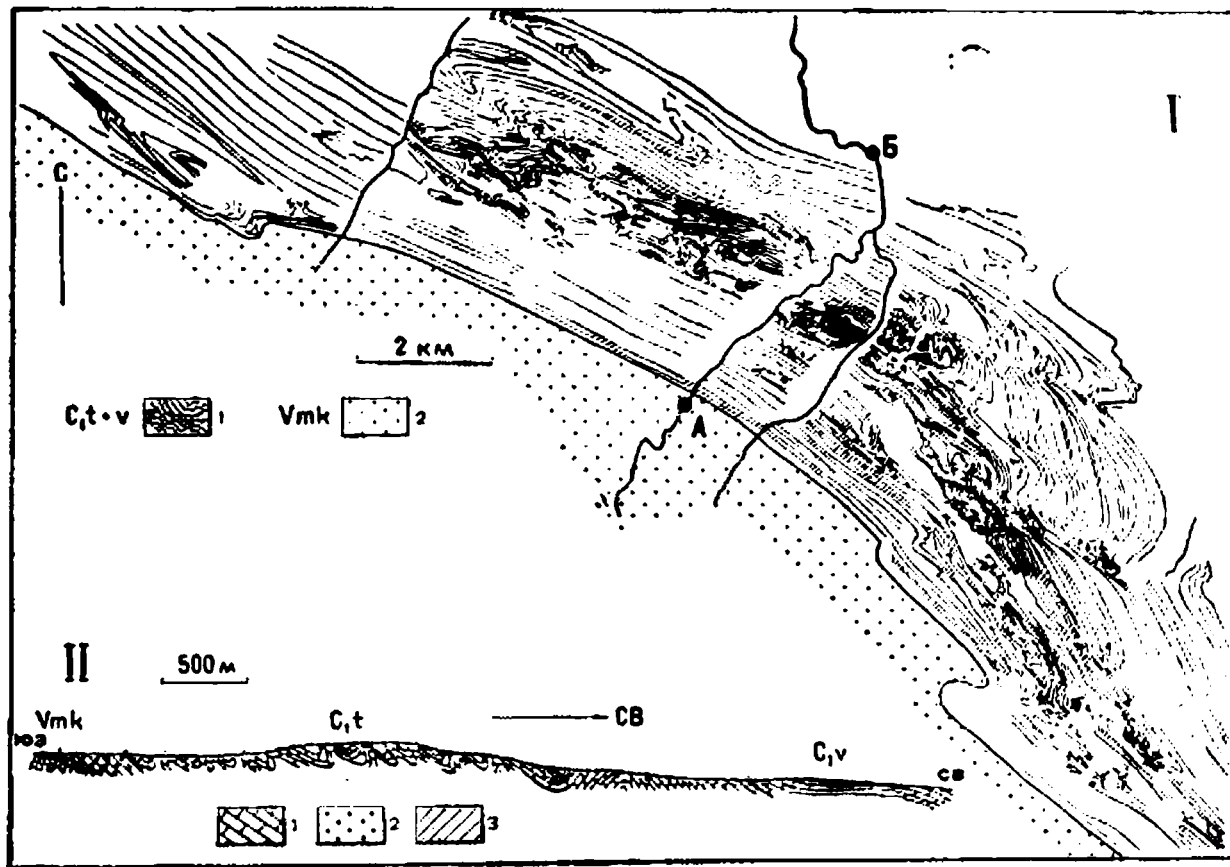


Рис. 122. Складчатость нижнего карбона М. Каратау в зоне граничного с Чуйской впадиной разлома. I — план: 1 — известняки, мергели, конгломераты, алевролиты нижнего карбона, 2 — песчаники и сланцы малокаройской свиты; II — изученный разрез по ручью Шабакты между пунктами А и Б: 1, 2 — известняки и конгломераты, 3 — песчаники и сланцы.

ти совпадая с падением моноклиально залегающих базальных слоев нижнего карбона. Затем оно наклоняется уже в противоположную сторону, еще положе ($10-15^\circ$) поднимаясь к выходам визейских отложений.

Сложнодислоцированные турнейские породы согласно перекрыты визейскими известняками. Последние, как и подстилающие слои турне, сначала залегают полого (20° СВ), моноклиально, затем, слабо изгибаясь, выволаживаются до 5° , потом вновь становятся круче (12°) и в самом конце профиля принимают прежнее положение — 20° СВ. Таким образом, возникает лестница осложняющих моноклиаль слабых открытых флексур с весьма полого залегающими смыкающимися крыльями. В плане складки герцинского этажа промежуточные между линейными и брахиформными с достаточно упорядоченным общим расположением осей (рис. 122).

Ширина пограничной зоны повышенной дислоцированности измеряется 3—5 км. Для пород характерен примитивный, эмбриональный, слоевой кливаж, переходящий местами на участках максимальной деформированности в секущий слои кливаж осевой плоскости складок.

Описываемая пограничная зона, прослеживаемая вдоль северо-восточного подножия М. Каратау, несомненно, представляет собой зону приразломного (надразломного) смятия и не может быть истолкована как проявление поверхностно-гравитационного тектогенеза, признаки которого в виде мелких складок — оплывин наблюдаются в породах промежуточного этажа Чуйской впадины (Бакиров, 1967), поскольку вергентность складок в ней прямо противоположна тектоническому склону. Общая согласованная опрокинутость складок в пределах зоны к юго-западу красноречиво свидетельствует о том, что обусловившее возникновение зоны смятие связано с крупным разломом, разграничивающим М. Каратау и Чуйскую впадину и имеющим типичное для разломов М. Каратау северо-восточное падение. Это обстоятельство может служить дополнительным доводом в пользу выкручивания Ушбулакского разлома на глубине, что подтверждается, кроме того, наблюдениями на его флангах.

Весьма вероятно также, что Ушбулакский блок каледонского этажа вместе с примыкающей к нему с северо-востока (перекрывающей) пограничной зоной повышенной дислоцированности в герцинском этаже в совокупности представляют собой единую зону смятия, сопряженную с очень крупной зоной разломов (разграничивающей М. Каратау и Чуйскую впадину) крутого северо-восточного падения, а собственно Ушбулакский разлом с его обратным падением является лишь одним из ее частных швов. Во всяком случае, одна из существенных специфических черт структуры М. Каратау, в отличие от СЗ Каратау, именно и состоит в том, что интенсивность дислокационных процессов (исключая, естественно, байкальский этаж) угасает не в одном направлении от осевой зоны к периферии, а от обоих его краев к центру. В самом деле, максимальной деформированностью в М. Каратау отличаются периферические Большекаройский и Ушбулакский (вместе с примыкающей к нему с северо-востока пограничной зоной герцинского этажа) блоки, а минимальной — центральный Малокаройский блок; промежуточный Аксайский блок характеризуется промежуточной степенью дислоцированности. Развиваемая точка зрения о единой крупной зоне смятия, ограничивающей с северо-востока М. Каратау, косвенно подтверждается, кроме того, тем обстоятельством, что в мощные дислокационные процессы в пределах каледонид М. Каратау оказался вовлеченным герцинский структурный этаж, залегаю-

щий северо-восточнее (в Чуйской впадине) практически субгоризонтально. Рамками этой зоны смятия, по-видимому, в основном и ограничилась интенсивная герцинская активизация каледонской структуры М. Каратау, поскольку туюлкубашские слои, картируемые на значительных площадях в осевой зоне М. Каратау (Кокджотский горст), дислоцированы крайне незначительно.

Альпийский структурный этаж, сложенный палеогеновыми, неогеновыми и четвертичными отложениями, дислоцирован очень слабо. Породы его залегают горизонтально или слегка наклонно. В редких случаях в них фиксируются очень пологие складки с углами падения в несколько градусов. Слабо деформируются толщи и вблизи разломов, образуя единичные мелкие складки, быстро затухающие при удалении от них.

Непосредственное соотношение байкальского и каледонского этажей более или менее определенно наблюдается в единственном месте — на крайнем северо-западе М. Каратау по ручью Ушбас (фосфоритовое месторождение Герес). Здесь, по нашим данным, моноклинально падающая на северо-восток под углом 60° толща зеленых песчаников и алевролитов, отвечающая, очевидно, большекарройской свите, перекрыта с заметным несогласием конгломератами и гравелитами коксуйской свиты, полого падающими на северо-восток под углом 20° . Породы большекарройской свиты простираются по азимуту 285° , а коксуйской — 300° . Таким образом, это несогласие, прослеживаемое по простиранию на 1—2 км, не только угловое, но и азимутальное.

Соотношение каледонского и герцинского этажей превосходно видно вдоль северо-восточных предгорий М. Каратау, где почти повсеместно на границе этих этажей нижекарбоновые (турнейские) известняки с резким угловым несогласием и базальными конгломератами в основании налегают на интенсивно дислоцированные песчаники и сланцы малокарройской свиты (рис. 120). В урочище Итауз, в частности, на круто падающих ($80-85^\circ$) на юго-запад породах малокарройской свиты с явным несогласием лежат нижекарбоновые известняки с конгломератами и грубозернистыми песчаниками в основании, образующие две пологие асимметричные сопряженные складки — антиклиналь и синклиналь с углами падения крыльев порядка $25-60^\circ$. Здесь же в плане обнаруживается некоторое несоответствие простираний при общем северо-западном направлении структур (рис. 123). Таким образом, угловое несогласие между кале-

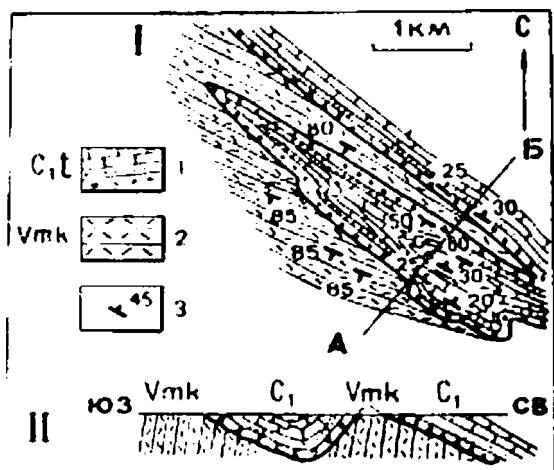


Рис. 123. Соотношение каледонского и герцинского структурных этажей. Крутопадающие породы малокарройской свиты с резким угловым несогласием и базальными конгломератами в основании перекрыты породами нижнего карбона (турне), урочище Итауз. 1 — турнейские отложения (конгломераты, песчаники, известняки); 2 — кремнистые породы малокарройской свиты; 3 — элементы залегания пород. I — геолого-структурная карта; II — разрез по АБ. Масштаб разреза увеличен в два раза.

донским и герцинским этажами в М. Каратау устанавливается достаточно четко.

Разрывные нарушения являются важнейшим имманентным элементом тектонической структуры М. Каратау. Все они по отношению к складкообразовательному процессу подразделяются на доскладчатые, соскладчатые и постскладчатые.

К доскладчатым прежде всего относятся большой протяженности крутопадающие надвиги северо-западного простирания, нарезающие одноименные главные тектонические блоки М. Каратау — Большекаройский, Малокаройский, Аксайский и Ушбулакский, и, кроме того, ряд параллельных им разломов второго порядка. Вертикальные движения по этим разрывам блоков эпибайкальского фундамента, сопровождаемые надвиганием последних друг на друга в юго-западном направлении, создали линейную складчато-блоковую структуру М. Каратау. В орогенный этап (в верхнем ордовике) вдоль зоны Ушбулакского разлома произошло внедрение крупных гранитоидных масс на юго-востоке М. Каратау.

Характерно, что крупнейшие разрывы протягиваются более чем на 100—150 км вдоль всего М. Каратау. При этом Малокаройский, Аксайский и, несомненно, Ушбулакский разломы круто падают на северо-восток под углом 70—80°, тогда как Большекаройский — так же круто на юго-запад. Амплитуды надвиговых вертикальных перемещений крупнейших блоков около 1,5—2 км. В результате этих перемещений и в зависимости от амплитуды их карбонатные отложения шабактинской свиты приведены в соприкосновение с различными горизонтами то малокаройской, то большекаройской, то кокджотской свит. В современном рельефе разломы всегда выражены эскарпообразными тектоническими уступами.

Непосредственно в зонах разломов происходит деформация краев блоков, при этом разнообразны породы самых различных свит сминаются в сжатые, достаточно локальные полосы складок, приразрывная природа которых более чем очевидна. Особенно показательны случаи, когда удается непосредственно в пределах одного обнажения проследить непрерывный переход по мере приближения к разлому от пород, залегающих весьма полого, к породам, дислоцированным в напряженные близкие к изоклинальным складки (рис. 124).

Наряду с этим нередко вдоль наиболее мощных разломов наблюдаются узкие (10—20 м) зоны брекчирования доломитов и рассланцевания всех остальных пород, кроме кремнистых. Такие явления особенно ярко выражены, например, в зоне Ушбулакского разлома, где известняки шабактинской свиты к тому же значительно мраморизованы. Отчетливо проявлены в узких шовных зонах процессы общей перемятости и развальцевания пород, сопровождающиеся появлением мелких складок, флексуорообразных изгибов слоев, а местами — полная дезинтеграция пород с потерей слоистости.

По времени возникновения все эти разломы явно доскладчатые, а по роли их в момент каледонского складкообразования — структурообразующие. Первоначально они появились, видимо, еще в эпоху байкальского тектогенеза, а затем (хотя и были погребены под отложениями венда и нижнего палеозоя) в каледонское время обновились, сыграв решающую роль в создании основных структур каледонид М. Каратау. А возможно, они образовались в каледонском цикле (первоначально в хрупком эпибайкальском фундаменте) и затем проникли в покрывающий чехол. Однако независимо от деталей их происхождения такие разломы местами носят слепой характер и выра-

жены в каледонском чехле простыми флексурами. Наблюдаемая складчатость М. Каратау со всеми ее типичными особенностями (фрагментарность, негомологичность и пр.) по отношению к этим разломам играет роль не более чем побочных осложнений дифференцированных смещений блоков каледонского основания.

К группе соскладчатых прежде всего относится основная масса сравнительно небольших по масштабу разрывов, нарушающих сплошность перечисленных основных тектонических блоков. Все они гораздо меньшей протяженности, но ориентированы параллельно крупным разломам или сопряжены с ними под очень острыми углами. Такие разрывы осложняют строение блоков в деталях, нарезаая их на отдельные более мелкие и узкие блоки, пластины и клинья самых различных порядков. Их также нередко сопровождают процессы приразрывного смятия, однако масштаб разрывов, как правило, меньше размера тех складчатых форм, образование которых послужило причиной возникновения разрывов.

К соскладчатым разрывам, кроме того, относятся широко распространенные в каледонском этаже взбросы, сдвиги и взбросо-сдвиги. Среди них по ориентировке отчетливо выделяются две группы — близкие к меридиональным и близкие к широтным. Большинство из них неоднократно подновлялись в дальнейшем, вследствие чего преобразовались в нарушения сбросо-сдвигового типа. Это создает иногда ложное представление о принадлежности их к постскладчатым разрывам.

Бре разрывы крутого, близкого к вертикальному, падения (70° — 90°). В юго-восточной части М. Каратау наиболее четко проявлены разрывы меридионального простирания, в северо-западной преобладают широтные, тогда как в центральной равно развиты разрывы обоих направлений. Протяженность наиболее крупных из них 10—20 км, а более мелких — 2—5 км. Амплитуда горизонтальных перемещений по сдвигам и сдвиго-взбросам составляет от 200—500 м до 0,7—2 км. Размер вертикальных смещений по взбросам и взбросо-сдвигам варьирует от 10—20 до 100—500 м (рис. 118). По субмеридиональным сдвигам наблюдаются преимущественно правосторонние смещения, по субширотным — левосторонние. Особенно детально они изучены А. Т. Тансыкбаевым и Г. А. Ярмаком (1970).

Характерной особенностью диагональных сдвигов является то, что они, как правило, секут продольные соскладчатые разрывы и даже доскладчатые крупные разломы (кроме Большекаройского). Отсюда следует, что они возникли на последних стадиях складкообразования.

Соскладчатые взбросы и сдвиги сопровождаются очень своеобразными приразломными деформациями, заключающимися в формировании локально проявленной складчатости несколько иного стиля и плана, чем та, которая связана с доскладчатыми каледонскими разломами. Такие дислокации выражены чрезвычайно интенсивно в отложениях всех свит, местами неузнаваемо осложняя и обезображивая каледонскую складчатую структуру.

В качестве примера рассмотрим строение участка в районе родника Батырбулак. Здесь известняки и доломиты шабактинской свиты рассечены разноориентированными разрывами взбросового и сдвигового типов, нарезающими мелкие блоки, в которых породы деформированы как бы автономно, в результате чего появились кажущаяся хаотичность и сложная интерференционная складчатость приразломного и межразломного типов (рис. 125). Это связано с тем, что развитые здесь разрывы трех направлений — ВСВ, ССЗ, СВ — сопро-

вождаются системами приразрывных складчатых дислокаций соответствующей ориентировки.

Кроме описанных разрывов в каледонском этаже М. Каратау широко распространены постскладчатые разрывные нарушения, которые значительно осложняют или деформируют каледонскую складчатую структуру. Они представлены обычно сбросами, сдвигами и сбросо-сдвигами. Эти разрывы хорошо видны на геологической карте и аэрофотоснимках. Вдоль них по простиранию структур нередко на-

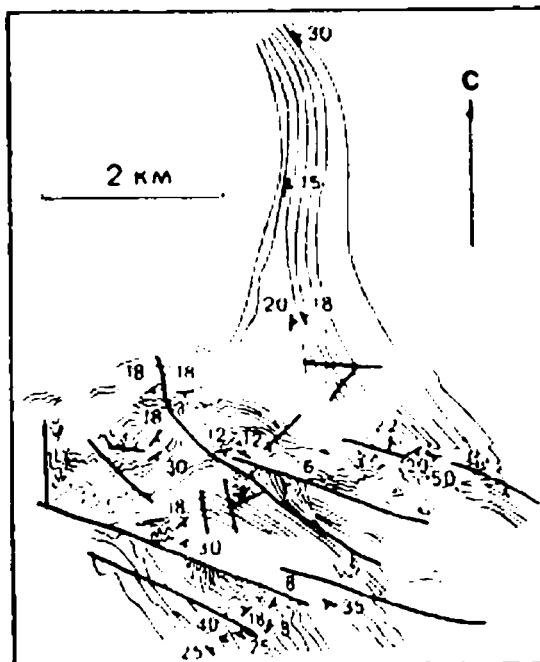


Рис. 125. Малая интерференционная складчатость приразрывного и межразрывного типов в узле сопряжения соскладчатых разрывов различных простираний. Шабактинская свита, родник Батырбулак, Малокаройский блок.

блюдается притыкание разновозрастных свит или их пачек венда, кембрия и ордовика. В отличие от соскладчатых вязких разрывов такие нарушения являются хрупкими и, как правило, сопровождаются брекчированием и зеркалами скольжения. Характерная особенность разрывов состоит в том, что они в общем наследуют план соскладчатых сдвигов и взбросов и нередко подновляют их. Поэтому зачастую их трудно отличить от соскладчатых меридиональных и широтных разрывов. Протяженность наиболее крупных сдвигов и сбросов достигает первых десятков километров. Амплитуда перемещений по сдвигам составляет первые километры, а по сбросам — от первых сотен метров до 1 км.

Возраст постскладчатых разрывов определяется тем, что они нарушают каледонскую структуру, смещают гранитоиды верхнего ордовика, а некоторые из них осложняют складчатую структуру герцинского этажа.

Таким образом, как видно из изложенного, сетка разрывных нарушений Б. и М. Каратау, а также выделяемые категории их в общем аналогичны.

Представления о генезисе складчатой структуры каледонид М. Каратау достаточно разноречивы. В. П. Вебер (1925), не рассматривая структуру в деталях, считал складчатую зону М. Каратау осложненной надвигами с юго-запада. В. Ф. Беспалов утверждает здесь широкое развитие мелких изоклиальных складок, опрокинутых к юго-западу, предполагая позднее надвигание частей складок друг на друга в юго-западном направлении (Машкара, 1938). Аналогичное мнение высказано И. И. Машкарой (1938), хотя направление падения разрывов он считает противоположным — юго-западным. П. Л. Безруков (1948) отрицает в М. Каратау наличие изоклиальных складок, однако признает, что здесь имеется асимметричная складчатость, возникшая в условиях общего движения масс к юго-западу, сопровождавшегося образованием своеобразной чешуйчатой структуры. Важную роль, по его мнению, сыграли герцинские движения, значительно осложнившие каледонские структуры. Представления о чешуйчатом строении М. Каратау в последние годы успешно развивал А. Т. Тансыкбаев (1970, 1973). Согласно мнению Г. А. Ярмака (1970), нижнепалеозойские породы были смяты в мелкие складки в каледонскую эпоху, а затем по возникшим в шарнирах антиклиналей разрывам северо-восточные блоки надвинулись на юго-западные, в результате чего было создано чешуйчато-блоковое строение каледонского этажа.

Таким образом, несмотря на некоторую разноречивость приведенных высказываний, нужно отметить, что все исследователи предполагали ведущую роль горизонтальных движений и тангенциального сжатия слоистых толщ в процессе образования каледонских структур М. Каратау.

Как уже говорилось, основными элементами складчатой структуры М. Каратау являются в той или иной мере дислоцированные с боков пологие либо крутые моноклинали глыбового облика, фрагментарные складки, малоамплитудные изгибы, зоны приразломного смятия и т. д. Структура М. Каратау разбита на продольные блоки, ограниченные разрывными нарушениями, при этом каждый блок деформирован в некоторой степени автономно. В зонах влияния разломов простые моноклинали осложняются приразломными мелкими пологошарнирными складками, ориентированными параллельно разломам, которые они сопровождают. Эти складки затухают по мере удаления от разломов и переходят в обычные моноклинали.

Концепции изоклиальных складок, впоследствии разорванных и надвинутых друг на друга, противоречит ряд фактов. Во-первых, соседние блоки зачастую совершенно не увязываются ни в складки, ни в их фрагменты, а лишь в моноклинали. Во-вторых, нами установлено, что отложения всех свит М. Каратау подверглись в принципе слабым складчатым дислокациям, что подтверждается повсеместным развитием исключительно слабого грубого эмбрионального слоевого кливажа, проявленного селективно только в наиболее пластичных глинистых сланцах и алевролитах. О слабой общей дислоцированности толщ косвенно свидетельствует почти полное отсутствие признаков регионального дислокационного метаморфизма, что подтверждается отсутствием основных элементов динамометаморфического структурного парагенезиса — секущего кливажа осевой плоскости, жил альпийского типа, линейности, ортогональной системы тектонической трещиноватости, будинажа, птигматитовых складок, мелкой складча-

тости высоких порядков, столь характерной для пород каледонского этажа СЗ Каратау и т. д. (Паталаха, 1970). Все это говорит о том, что структуры каледонского этажа М. Каратау в целом не отличаются высокой степенью деформированности и, следовательно, здесь не может быть и речи об изоклинальных тесно сжатых складках, так как они должны были бы сопровождаться всеми структурами течения, присущими наиболее напряженной обстановке — V — развития складчатости (Паталаха, 1973б). И наконец, наблюдаемое повсеместно смятие блоков, прослеживающееся от краев к середине и выразившееся в образовании локальной складчатости вдоль ограничивающих их разломов, свидетельствует о приразрывной природе мелких складок, лишь осложняющих моноклинали.

По набору характерных признаков структура каледонского этажа М. Каратау должна быть отнесена к типу отраженной тектонической складчатости с элементами повно-приразломной, возникшей в обстановке тангенциального сжатия (Паталаха, 1973а; Паталаха, Смирнов, Поляков, 1974). В отличие от существенно приразломной (с элементами поверхностно-гравитационной) складчатости СЗ Каратау спецификой такой складчатости является невысокая общая степень бокового сжатия толщ, а также отсутствие дислокационного метаморфизма (и отчасти даже диагенеза) в терригенно-глинистых породах каледонского этажа со всеми вытекающими отсюда последствиями, что, несомненно, связано с очень низким термодинамическим уровнем складкообразования (малое гидростатическое давление, ничтожный глубинный тепловой поток). Осевая зона М. Каратау, подобно осевой зоне СЗ Каратау, содержит в себе все признаки внутриразломной складчатости.

Образование структур каледонского этажа М. Каратау можно представить как последовательный процесс, протекавший в два этапа: 1) формирование единой моноклинали северо-восточного падения, общей для всего М. Каратау; 2) расчленение ее разрывами надвигового типа на продольные сравнительно узкие блоки, смятие которых, связанное с основными (и второстепенными) разломами, придает блокам вид складок — синклинальных в северо-восточной и антиклинальных в юго-западной частях. Однако такое толкование генезиса структуры встречает то же препятствие, с которым мы уже сталкивались при анализе моноклиально-флексурно-блоковой структуры каледонского синклинория СЗ Каратау. Если допустить существование некогда единой моноклинали с углами наклона слоев, отвечающими современному господствующему залеганию пород в наиболее представительном для этих целей срединном Малокаройском блоке (СВ, 30°), то общая амплитуда моноклиального погружения пород в пределах М. Каратау, по самым скромным прикидкам, достигнет огромной величины — порядка 10—20 км, что заведомо абсурдно. Именно указанная «нелогичность» так или иначе находит себе место на всех геологических разрезах М. Каратау, составленных различными исследователями, которые пытались истолковать структуру этого района главным образом с помощью глыбовой тектоники.

Совершенно неестественной представляется и вторая стадия рассматриваемой схемы. Остается, в частности, непонятным, как и почему движения различных блоков по разломам были приостановлены вполне согласованно на некотором достаточно четко фиксированном уровне. Именно поэтому современное зеркало складчатости (если говорить о таковом) занимает, судя по всему, в общем горизонтальное положение, а контрастность «складкообразовательных» движений такова, что на площади основных блоков М. Каратау развиты исключи-

тельно маломощные (около 3 км) породы венда и нижнего палеозоя.

Все эти данные и соображения не только опровергают предложенную схему, но вместе с тем красноречиво свидетельствуют о том, что перекокс (вращение) каждого из блоков, так же как и их приразломное смятие — явления одновременные и генетически взаимосвязанные. Блоки не только смещались относительно друг друга, сминались в зонах граничных разломов, но, кроме того (и главным образом), испытывали вращение по ходу часовой стрелки, если рассматривать поперечное сечение М. Каратау так, как оно изображено на рисунке 126. При этом интенсивность приразломного смятия (ширина зон и

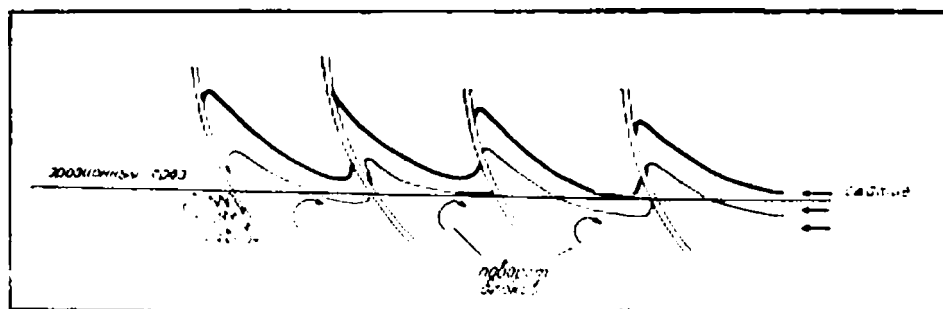


Рис. 126. Схема вращения моноклиналино-флексурных блоков М. Каратау в процессе каледонского складкообразования.

«мощность» их тектонизации), определяемая масштабностью разлома и амплитудой смещения, широко варьировала. Максимальное смятие испытывали краевые и сравнительно узкие блоки М. Каратау — Большекарыйский, Аксайский и особенно Ушбулакский. Соответственно стиль внутреннего строения их определяется преимущественно складчатыми деформациями. Точнее говоря, складки маскируют и скрадывают глыбово-моноклиналиное строение указанных блоков. Последнее в первоначальном виде сохранилось лишь в самом широком и, по существу, двойном Малокарыйском блоке, занимающем центральное (осевое) положение в структуре М. Каратау. Этот массивный внутренний блок оказался в значительной степени защищенным от процессов приразломного смятия, столь энергично захвативших все остальные блоки. Поэтому моноклиналино-глыбовое строение его с резко подчиненным значением складчатого компонента демонстрирует одну из начальных стадий структурной эволюции блоков М. Каратау, что имеет прямой интерес при попытке реконструирования процесса тектонизации М. Каратау в целом.

Главными в содержании процесса, на наш взгляд, являются два момента: во-первых, однообразная северо-восточная вергентность складчато-разломной структуры каледонского и прилегающей к нему узкой полосы герцинских структурных этажей и, во-вторых, поворот основных блоков первого (и более высокого) порядка по ходу часовой стрелки в поперечном сечении М. Каратау (рассматриваемом на рисунке 126). Отсюда вытекает, что наиболее правдоподобная генетическая схема формирования наблюдаемых тектонических структур М. Каратау сводится к процессу общего надвигания горных масс со стороны Чуйского массива в юго-западном направлении. Коль скоро процессы смятия захватывают блоки далеко не полностью, следует полагать, что смещение блоков происходило по несколько выполаживающимся с глубиной надвигам. Сами же блоки, вероятно, имели вид

пластин, а структура в целом напоминала чешуйчатую. Именно со смещением пластинчатых блоков по криволинейной поверхности сместителей целесообразно связывать процесс вращения блоков и их перекос.

Судя по аналогичной вергентности складчатых сооружений каледонского этажа СЗ Каратау, такой же блокировке с точно таким же перекосом частных блоков, этот процесс в несколько иной качественной форме (без выполаживания надвигов) захватил также и СЗ Каратау и носил, таким образом, общекаратауский характер. Вместе с тем, судя по интенсивной дислоцированности герцинского этажа в узкой полосе, прилегающей к Ушбулакскому блоку, такого рода движения в М. Каратау отмечались не только в верхнем ордовике, сидуре и отчасти в девоне, но возобновлялись, по крайней мере, на рубеже нижнего и среднего карбона.

Изложенная концепция подтверждается структурно-геофизическими данными. Анализ и интерпретация гравиметрических данных (гравика, два профиля ГСЗ: Арысь — Балхаш, Кызыл-Орда — Джебказган и пр.) в последнее время позволили геофизикам (В. Н. Любецкий, А. Ф. Углин, Л. Ф. Полевая и др.) прийти к выводу о том, что хр. Каратау размещен висячем боку крупного, рассекающего земную кору вплоть до мантии глубинного разлома (с выходом на поверхность, расположенным немного юго-западнее хр. Каратау), плоскость которого наклонена на северо-восток под средними углами. К нему (со стороны висячего бока) приключается на глубине ГКР, падающий, по всей вероятности, в том же направлении, но гораздо круче*.

Таким образом, внутренняя структура Каратау в целом (исключая альпийский и герцинский этажи) в своей основе носит направленный чешуйчато- либо глыбово-надвиговый характер. Именно такая концепция позволяет разумно объяснить все основные (известные на сегодняшний день) особенности структуры Каратау.

Ширина глыбово-надвигового пояса в целом измеряется величиной порядка 70—80 км. При этом она варьирует в достаточно больших пределах. Достаточно вспомнить, например, затухание дислокаций внутри каледонского синклинали СЗ Каратау в юго-восточном направлении. Основным элементом каледонской структуры обоих Каратау, несомненно, является ГКР. Все же другие разломы надвигового типа имели значение оперяющих его второстепенных трещин. Наиболее ярко структуро-генерирующая роль ГКР видна на примере СЗ Каратау с его отчетливой структурной зональностью. Интенсивность степени дислоцированности каледонского этажа в пределах М. Каратау в деталях изменяется менее закономерно. Выдающаяся роль ГКР в формировании структур Каратау на всех этапах его развития отражена в элементах как вторичной, так и первичной тектоники (глава I) — ГКР всегда был своеобразным фациальным барьером, разграничивавшим разнофациальные блоки В. и М. Каратау.

На рисунке 127 приведена схема геотектонической эволюции Каратау, суммирующая все изложенные в работе данные. На ней описывавшиеся свиты (глава I) заменены формациями в достаточно установленном их смысле применительно к Каратау (Л. И. Боровиков, В. В. Галицкий и мн. др.). Мы склонны думать, что роль фациального барьера зоны ГКР непосредственно играл горст осевой зоны Каратау, геоморфологически возвышавшийся над окружающими участками морского дна и разграничивавший бассейны разного седиментогенеза

* По новейшим данным ГСЗ, ГКР падает к северо-востоку под углом около 70°.

103

СВ

VI



Силур



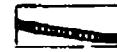
1



2



3



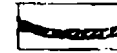
4



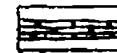
5



6

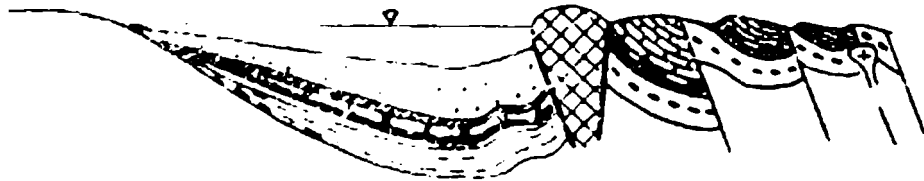


7



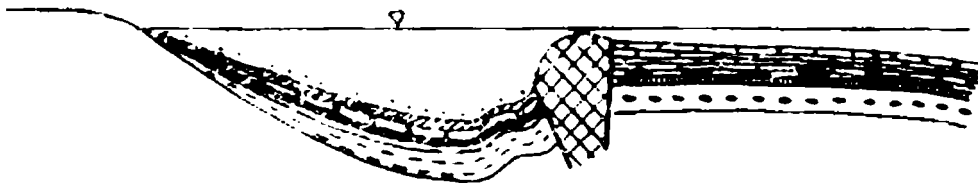
8

V



Конец
верхнего
ордовика

IV



Конец
среднего
ордовика

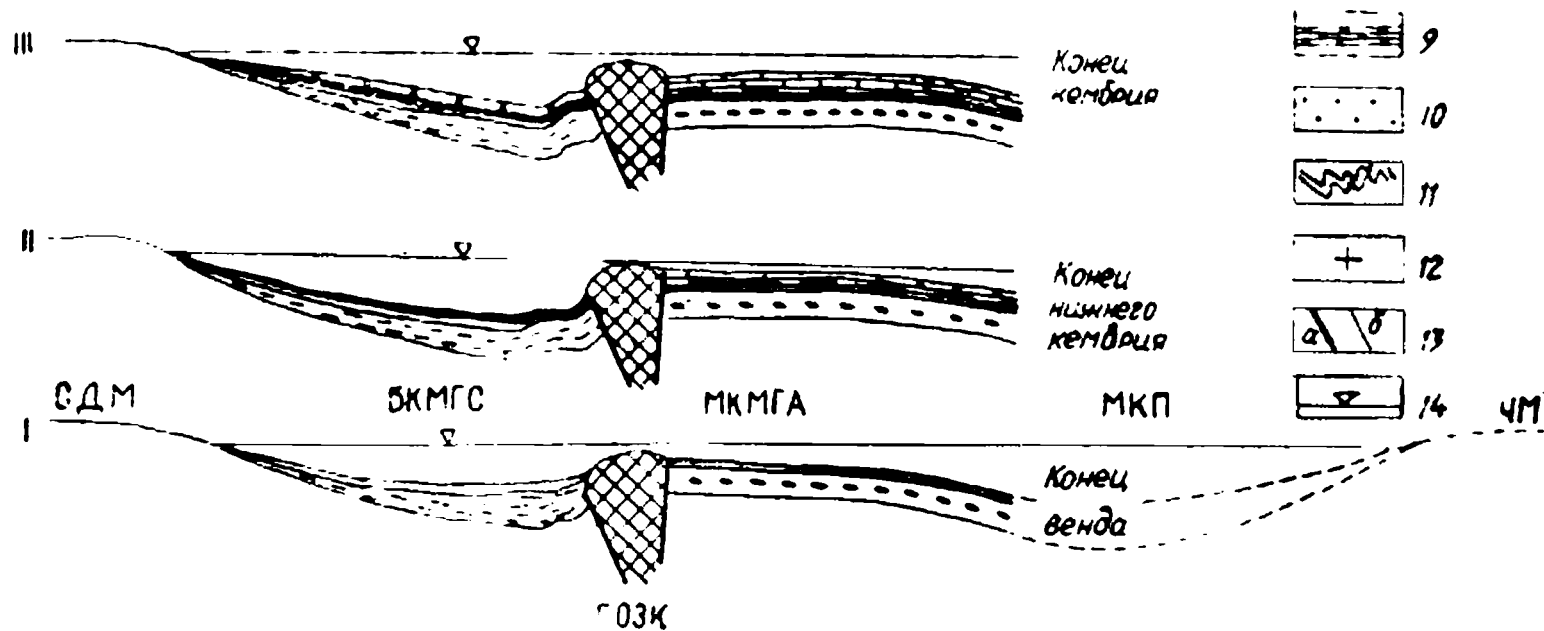


Рис. 127. Обобщающая схема геотектонического развития Каратау в каледонском цикле. I—VI — последовательные этапы. СДМ — Сыр-Дарьинский массив; БКМГС — Большекаратауская многоосициклиаль; МКМГА — Малокаратауская многоантиклираль; МКП — Малокаратауский прогиб; ЧМ — Чуйский массив; ГОЗК — горст осевой зоны Каратау. Геологические формации: 1 — аспидная (ранская, карагурская, аксумбинская свиты); 2 — молассоидная (коксуйская и малокаройская свиты); 3 — гиллитоподобных конгломератов (байконурская свита); 4 — доломитовая (беркутинская свита); 5 — кремнисто-ранадиеносная (курумсакская свита и низы кулантауской свиты); 6 — кремнисто-фосфоритноносная (чулактауская свита); 7 — отдаленно кремнистая (камальская свита); 8 — известняково-доломитовая мелководная (шабактинская свита на МКМГА); 9 — известняково-доломитовая относительно глубоководная (верхи кулантауской свиты и шабактинская свита на МКП); 10 — флишоидная (суындыкская и бешарыкская свиты); 11 — очертания складок в породах венда — ордовика В. Каратау; 12 — верхнеордовиковские гранитоиды; 13 — разломы: а — ГКР, б — в эпибайкальском фундаменте; 14 — уровень моря.

Б. и М. Каратау. Можно попытаться развить выдвигаемую концепцию с учетом построений А. И. Суворова (1968), сопоставляющего зону Б. Каратау в нижнем палеозое с «глубоководным желобом» Казахского субконтинента, расположенного северо-восточнее, сделать следующий шаг и истолковать историю каледонского геологического развития Каратауской складчатой зоны как процесс поддвижения Сырдарьинской литосферной плиты с корой, по всей вероятности, переходного типа (Макарычев, Пазилова, 1973) под Чуйскую литосферную плиту с континентальной корой в духе идей новой глобальной тектоники (Кулон, 1973; Ковалев, 1973). В пользу такого представления могут свидетельствовать, в частности: фациальный облик отложений каледонского цикла, по-видимому, существенно глубоководный геосинклинальный в Большом и мелководный, в целом платформеноидный (геоантиклинальный), в Малом Каратау («Карта геологических формаций Восточного Казахстана», 1968; Аполлонов, 1972; Никитин, 1973); общая высокая степень дислоцированности пород обоих Каратау вдоль сравнительно узкой зоны ГКР — зоны предполагаемого столкновения литосферных плит; юго-западная вергентность главных складчато-разломных структур Каратау; возрастная миграция (смещение) складчатых процессов (рис. 10) с северо-востока на юго-запад — по восстанию предполагаемой зоны Бениофа (главная каледонская складчатость М. Каратау в верхнем ордовике, Б. Каратау — в основном в силуре); постепенное выполаживание пород каледонского этажа СЗ Каратау по направлению с северо-востока на юго-запад, происходящее на фоне нарастания юго-западной вергентности складчатых образований в том же направлении, практически вплоть до совмещения осевых плоскостей складок с зеркалом складчатости — факт, который сам по себе наилучшим образом может быть понят именно как результат поддвижения Сырдарьинской литосферной плиты под Чуйскую (либо надвижения последней на первую, что одно и то же) с сопутствующим сдиранием и сгужением осадочного чехла над зоной поглощения — ГКР. С этих позиций каледонская геосинклиналь Б. Каратау должна рассматриваться не как «глубоководный желоб» в общепринятом его понимании, а как достаточно узкий «микроокеан» (типа Красного моря) межконтинентального типа с корой переходного типа. Если судить по средней степени сжатости складок Б. Каратау (порядка 50%), масштаб раскрытия (спрединга) с раздвиганием (дрейфом) смежных Сырдарьинского и Чуйского микроконтинентов в стороны измерялся величиной минимум 30 км. На основании таких соображений амплитуда сближения тех же микроконтинентов в период закрытия каледонского микроокеана, столкновения микроконтинентов и складкообразования в Б. и М. Каратау должна быть оценена несколько большей величиной — порядка 50 км. Не исключено, что зона ГКР как северо-западное продолжение крупнейшего транссреднеазиатского и транстуркунского в целом Таласо-Ферганского правостороннего сдвига в эпоху альпийского тектогенеза (Буртман, 1961) с точки зрения трактуемой концепции имеет комбинированную природу: если в каледонском цикле она проявляла себя в качестве зоны поглощения (Бениофа), наклоненной к северо-востоку, то в альпийском выступала в роли крутопадающего трансформного разлома (Вилсон, 1973, и др.). Отсюда понятны, например, те трудности, с которыми сталкиваются исследователи (геологи и геофизики) при попытке определения истинного направления падения зоны ГКР: местами оно северо-восточное, местами субвертикальное вплоть до юго-западного. Не вполне объяснимы с этих позиций реге-

нерация геосинклинального режима герцинского цикла в Б. Каратау, неотектонический орогенез и многое другое.

Вместе с тем надо признать, что приложение идей тектоники плит позволяет глубже понять многие коренные особенности тектонического развития Каратау в каледонском цикле.

ОБСУЖДЕНИЕ ОСНОВНЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ [ВМЕСТО ЗАКЛЮЧЕНИЯ]

1. В настоящей работе нам важно было показать, что определяющую роль в созидании архитектуры наиболее полно изученного каледонского этажа Каратау непосредственно сыграла разломная тектоника каледонского цикла. По отношению к складкообразовательному процессу элементы разломной тектоники целесообразно подразделять на три категории: доскладчатые (первичные), соскладчатые (парагенетически взаимосвязанные с процессом складкообразования) и постскладчатые (вторичные или наложенные), что уже отмечалось ранее (Паталаха, 1972а).

Основное значение в генерации самого складкообразовательного процесса принадлежит, естественно, доскладчатым разломам. Как правило, это крупномасштабные разломы, существующие потенциально или в явной форме уже на конседиментационном этапе, либо раскальвающиеся в постседиментационный — главный складкообразовательный — этап вначале структурное основание, а затем проникающие в осадочный чехол (примеры их — зона ГКР, Большекаройский, Малокаройский, Аксайский, Ушбулакский и другие разломы). Они определяют закономерности внутреннего строения, масштаб проявления и ориентировку целых складчатых зон на уровне антиклинориев, синклинориев либо их крупнейших элементов. Разломам сопутствуют мощные процессы вязко-пластического течения, стимулируемого интенсивным сжатием, в направлении, перпендикулярном к плоскости разломов, что сопровождается сближением (придвиганием) разграниченных разломом блоков, возникновением интенсивно сжатых складок и кливажа осевой плоскости.

Приразломное смятие, вызванное исключительно нормальным к плоскости разлома сжатием, — вот тот непосредственный акт, который обуславливает в конечном итоге роль первичных разломов как генераторов складчатости. По этой причине складки появляются, как правило, таким образом, что оси их в плане, а осевые плоскости в поперечном разрезе оказываются параллельными плоскости сместителя разлома. Совершенно идентично (статистически) ориентированы плоскости главного кливажа. На этом основании мы выделяем главную структурную триаду — доскладчатые разломы, складки и главный кливаж, взаимосвязанные единством структурного плана и параллельным расположением в пространстве. Плоскость сместителя самого разлома при этом приобретает значение поверхности приложения активных усилий со стороны одного блока на другой. По направлению от этой плоскости к периферии (в глубь блоков) развивается складкообразовательный процесс. На примере СЗ Каратау выделяется пять стадий направленной эволюции складкообразовательного процесса, отвечающих соответственно пяти типам структурных обстановок (I—V), которые включают самые разнообразные структурные элементы. Отсюда вытекает не просто складкообразующая, а структуро-генерирующая роль доскладчатых разломов в тектоническом цикле.

В рассматриваемом случае максимальные размеры самых крупных частных складок несоизмеримо малы по сравнению с масшта-

бом складкообразующего разлома, а складчатость в целом выступает в качестве побочного продукта деятельности первичных разломов.

Соскладчатые разломы сами являются продуктом деятельности доскладчатых разломов наравне с самой складчатостью. Отсюда их значительно меньший масштаб, соизмеримый с размером частных складок. Если первичные разломы в силу своей природы всегда согласны с производной складчатостью и характеризуются вместе с ней (и главным кливажем) исключительной одноплановостью, то соскладчатые разрывы отличаются разнообразием в своей ориентировке. В общем случае они включают согласные осевым плоскостям складок вязкие кливажные разрывы, закладывающиеся потенциально вместе с самим кливажем, т. е. в самом начале складкообразовательного процесса, а также диагональные крутопадающие сдвиги и продольные взбросы и надвиги, зарождающиеся несколько позже кливажных разрывов и часто смещающие их. При этом направления смещения блоков по сдвигам и надвигам вполне укладываются в общую схему. Таким разрывам также присуще приразломное смятие, однако относительный масштаб проявления его (за редким исключением) крайне незначителен и, во всяком случае, несоизмеримо мал по сравнению с мощными смятиями, сопряженными с доскладчатыми разломами, которым обязана сама геосинклинальная складчатость, как правило, сжатая и одноплановая. В тех же случаях, когда сопряженное со сдвигами, взбросами и надвигами смятие достаточно существенно (смятие, связанное с кливажными разрывами, согласно вплетается в общий складчатый фон), возникают узкие участки интерференционной складчатости вследствие наложения на основную складчатость генерального плана дополнительной инконгруэнтной складчатости меньшего масштаба, подчиненной в своем развитии и ориентировке разломам секущим направлениям. Такие примеры фиксируются довольно часто.

В конечном итоге соскладчатые разрывы (так же, как и связанная с ними вторичная складчатость) обычно выступают в роли внутренних осложнений, нарушающих общую конгруэнтную картину основной складчатости, обязанной своим происхождением деятельности первичных разломов. Таким образом, как доскладчатые, так и соскладчатые разломы формируются и функционируют в процессе нормального к ним сжатия (придвигания блоков), однако интенсивность сопровождающего их смятия резко различна: если доскладчатые разломы генерируют основную, как правило, одноплановую интенсивную складчатость, то деятельность соскладчатых разрывов сопровождается, как максимум, образованием инконгруэнтной слабой и разноплановой дополнительной складчатости, развитой локально внутри основной складчатости, вдоль частных швов.

Постскладчатые разрывы во всех отношениях резко отличаются от только что описанных. Они возникают после «складкообразовательного процесса» — главного периода созидания складчатой структуры — в существенно иной динамической обстановке. В типичном случае — это условия растяжения (либо ослабления сжатия), сопровождающие обычно орогенный этап развития уже в достаточной степени консолидированной складчатой структуры. Отсюда хрупкий характер разрывов, сопровождающие их брекчии и отсутствие пластических течений в их швах. Они расчленяют складчатую структуру на более или менее крупные осколки и практически не сопровождаются явлениями приразломного смятия. Таким разрывам свойственны разнообразие залеганий и общий неупорядоченный (вплоть до хаотического) план расположения. Одна часть из них представляет собой

элементы новообразования и обычно выражена сбросами, другая часть — регенерированные в условиях растяжения (ранее возникшие в обстановке сжатия) разломы двух предыдущих типов. Указанная регенерация разломов сжатия выражается в том, что все они приобретают сбросовую составляющую и превращаются (в зависимости от первоначальной природы) в комбинированные сбросо-сдвиги, ретро-взбросы и другие сложные формы, исходный характер которых восстановить далеко не всегда просто. Пожалуй, единственным критерием, свидетельствующим о послескладчатом обновлении разрывов, могут служить сопровождающие их брекчи, почти совершенно не свойственные разломам, возникающим в обстановке сжатия.

Принципиальное отличие первичных разломов от складчатых и постскладчатых состоит в том, что они в наибольшей степени сопряжены с геосинклинальным процессом как своеобразные каналы (отдушины), по которым из глубоких горизонтов коры и мантии поднимаются к дневной поверхности подвижные фазы различных веществ (магматические продукты, вода, эманации), сопровождаемые переносом тепловой энергии. Сдвиговый компонент смещений (в механическом смысле) приводит к повышенной концентрации касательных напряжений (Паталаха, 1967). Все это способствует интенсификации процессов метаморфизма в зонах разломов и в конечном итоге — снижению вязкости горных пород (повышенное рассланцевание), что и создает условия для избирательного приразломного смятия толщ, находящихся так или иначе в сфере влияния разломов. Таким образом, есть все основания утверждать, что главную роль в складкообразовании играют доскладчатые разломы. Именно поэтому, говоря о шовной складчатости как о главном типе геосинклинальной складчатости вообще, мы прежде всего имеем в виду деятельность первичных разломов (Паталаха, 1973а; Паталаха, Смиринов, Поляков, 1974) независимо от тех геотектонических концепций, с которыми гипотетически могут быть связаны сами разломы.

2. В каледонском этаже Каратау выделяются шовно-приразломная складчатость, отчасти, возможно, с элементом поверхностно-гравитационной (СЗ Каратау), и отраженная в комбинации с шовно-приразломной (М. Каратау), что в общей форме уже отмечалось при рассмотрении систематики геосинклинальной складчатости на примере Казахстана (Паталаха, Смиринов, Поляков, 1974). Замечательная особенность малой складчатости (третьего порядка) СЗ Каратау состоит в том, что интенсивность ее прогрессивно нарастает от периферии (где имеются участки «платформенного залегания слоев») к ГКР (изоклинальная складчатость). Более крупные складки первого и второго порядков обнаруживают конгруэнтность по отношению к малой складчатости в том смысле, что осевые плоскости тех (крупных складок и их элементов) и других взаимно параллельны в общем как в плане, так и в разрезе. Однако крупные складки обладают гораздо меньшей сжатостью и в целом образуют достаточно простой моноклиналино-флексурный, или глыбовый, структурный остов, на фоне которого развивается существенно более сжатая малая складчатость. Морфология крупных складок в значительной степени зависит от свойств слагающих их структурных этажей и подстилающего субстрата, а также элементов разломной тектоники с преимущественным распространением крутых взбросов северо-восточного падения. Каледонский этаж оказался более пластичным по отношению к байкальскому, выступающему в роли структурного основания. Поэтому разломно-глыбовые дислокации последнего, за редким исключением (зона ГКР и оперяющие трещины), выражены в каледонском этаже в складчатой

форме, а сами складки носят, как правило, гомологичный характер.

Для каледонского этажа характерна сплошная малая складчатость с преобладанием, так же как и для крупной, юго-западной вергентности. Следовательно, блоки структурного основания, выраженные в каледонском этаже в моноклинально-флексурных крупных формах, подверглись ощутимой однородной деформации. В этом проявился достаточно существенный («средний») термодинамический уровень формирования складчатости СЗ Каратау. В отличие от крупных морфология малых складок в значительной степени зависит от свойств конкретных пачек и свит — носителей таких складок. В этом отношении удается наметить отчетливую зависимость минимального размера (ширины) малых складок от внутреннего состава пачек и свит и толщины их слоев, что обуславливает своеобразную конгруэнтную дисгармонию или складчато-ярусное внутреннее строение каледонского этажа. Общая закономерность сводится к тому, что чем ниже вязкость толщ (чем тоньше и более пластичны слои), тем меньше минимальный размер складок. Малые складки в общем связаны с продольным и отчасти косым сжатием слоев, их начальным изгибанием и последующим течением параллельно осевым плоскостям, обуславливающим возникновение кливажа осевой плоскости. Соответственно выделяются два крайних типа — складки изгиба и течения со всеми гибридными взаимопереходами между ними. Сопровождающееся кливажем течение наступает в наименее вязких слоях (например, глинистых сланцах) в самом начале складкообразования и может вообще не предвзяться изгибом (складки чистого ламинарного течения). В свою очередь, изгиб сменяется течением тем позже, чем более вязки слои, а в самых жестких может вообще почти не сопровождаться течением (например, кремнистые сланцы).

Указанные явления рассмотрены детально с использованием методов механики в процессе разработки специализированной классификации малых складок на количественной основе (Паталаха, Смирнов, Поляков, 1974, стр. 164—171). Анализ этих и других материалов послужил толчком для разработки общей (качественной) генетической классификации складок по механизму образования (Паталаха, 1971а), а также систематики кливажа и сланцеватости применительно к диагностике складок (Паталаха, 1971а). На всех этих разработках мы не останавливаемся в данной монографии. Отметим лишь, что малая складчатость СЗ Каратау по всем признакам относится к категории складок течения, возникших в условиях преимущественно однородной деформации (за счет расплющивания малых начальных изгибов). На масштабный спектр малых складок кроме литологического фактора сильное влияние оказывает степень сжатости толщ. При этом устанавливается отчетливая закономерность: чем выше степень сжатости, тем богаче масштабный спектр складок, т. е. ниже минимальный их размер для одних и тех же слоистых сред (например, в бешарыкской свите). Это явление связано не только с самой динамикой складкообразования в условиях продольного сжатия. Поскольку доминирует тип малых складок, близкий к чистому ламинарному течению, есть основания считать, что в значительной степени оно вызвано снижением вязкости толщ в специфических условиях приразломного складкообразования за счет связанного с первичными разломами повышенного глубинного теплового потока, касательных напряжений и метаморфизации пород. В ядрах изученных Акжарской, Уштасской и Бакырлы-Кумыстинской антиклиналей наблюдаются недвусмысленные признаки повышенного термодинамического уровня складкообразования (скаполитизация, турмалинизация, рео-

морфизм гранитоидных пород, мощная перекристаллизация и т. д.). Совершенно своеобразную структурную обстановку здесь определяют последовательный кливаж, переходящий в кристаллизационную сланцеватость, наличие спорадических раскрытых форм инконгруэнтных малых складок наряду с отсутствием конгруэнтных сжатых форм и т. д.

Известную роль в формировании ядер указанных антиклиналей, вероятно, играл диапировый механизм вследствие разуплотнения вещества в сочетании с его выжиманием (вязкостной инверсией). В М. Каратау складчатость периферических Вольшекаройского и Ушбулакского блоков носит шовно-приразломный характер, центрального Малокаройского — отраженный и прилегающего к последнему с северо-востока Аксайского блока — промежуточный. Однако такое разделение для детального масштаба исследования достаточно условно именно в том отношении, что складчатая структура М. Каратау отчетливо обусловлена более или менее мощным смятием блоков, связанным с крупными сквозными (выходящими на дневную поверхность) разломами общего северо-восточного падения. Отсюда присущая складчатости в целом юго-западная вергентность. Общей особенностью складчатости являются фрагментарный (негомологичный) характер крупных складок, очень слабое развитие малой складчатости, значительная насыщенность разрывами самых различных порядков, имеющими часто крупный облик, наличие брекчий, чрезвычайно слабый динамометаморфизм пород. Все это указывает на существенно более слабый термодинамический уровень образования складчатой структуры М. Каратау по сравнению с СЗ Каратау, на менее интенсивный глубинный тепловой поток и подъем метаморфизирующих флюидов и эманаций по разломам. Возможно, отчасти это связано с большей жесткостью каледонского этажа по сравнению со структурным основанием (в сопоставлении с СЗ Каратау). Такие особенности наиболее типично выражены в отраженном типе складчатости Малокаройского блока, породы которого залегают достаточно полого и почти начисто лишены признаков секущего кливажа. Специфической чертой этой складчатости является проявление ее в условиях бокового сжатия (а не вертикального перемещения блоков основания). Таким образом, описанная складчатость в общей классификационной схеме геосинклинальной складчатости представляет собой промежуточное звено между двумя типами — шовной и отраженной (тектонической) складчатостью, что уже отмечалось (Паталаха, Смирнов, Поляков, 1974, стр. 133—136). Для приразломной складчатости блоков М. Каратау характерен, по существу, весь спектр переходных признаков — от только что указанных до тех, которые присущи приразломной складчатости СЗ Каратау. По нарастанию степени выраженности их (отвечающей степени смятия) периферические блоки можно расположить в такой последовательности: Аксайский, Вольшекаройский, Ушбулакский. Сжатая, близкая к изоклиальной малая складчатость, в ее типичном выражении, сопровождающаяся всеми атрибутами зон смятия (тип обстановки V СЗ Каратау), возникает только в Ушбулакском блоке. При этом следует помнить, что Ушбулакский разлом функционировал не только в каледонском, но и в герцинском цикле. На примере М. Каратау в высшей степени наглядно приходится убеждаться в складкогенерирующей роли крупных первичных разломов (их функции проводников метаморфизирующих глубинных флюидов, эманаций, тепла и т. д.).

Сопоставляя генетически единую (существенно приразломную) складчатость СЗ и М. Каратау, находим три термодинамических уров-

ня ее формирования: низкий (М. Каратау в целом), средний (СЗ Каратау в целом) и высокий (ядра Акжарской, Уштасской и Бакырлы-Кумыстинской антиклиналей в СЗ Каратау) со всеми взаимопереходами между ними в деталях. Каждому уровню соответствует свой тип структурной обстановки (который вытекает из всего изложения), обусловленной спецификой термодинамических условий. Последний тип детально изучен на примере Южного Алтая (Паталаха, Кузьмин, 1975). Такие обстановки в дальнейших исследованиях целесообразно именовать тектоническими фациями. Фации — это специфические формы проявления данного типа складчатости в зависимости от РТ-условий складкообразовательного процесса, которые в частных случаях могут прямо соответствовать глубине эрозионного среза. Как показывает опыт изучения шовной складчатости, наиболее распространенным, по меньшей мере в Казахстане, является средний тип фаций СЗ Каратау. Именно детальный анализ его занимает основное место в настоящем исследовании.

3. Оказалось, что так называемый динамометаморфический структурный парагенезис, первоначально установленный для зон смятия, имеет общее значение для линейной складчатости шовного типа. Поэтому он был назван структурным парагенезисом (моделью) линейной складчатости.

Вместе с тем наиболее типичен он для средней тектонической фации, отмеченной выше. В состав парагенезиса входит известный набор разнообразных структурных элементов (складок, разрывов, трещин и т. д.), находящихся в определенных пространственно-геометрических взаимосвязях. Зная наличие и расположение одних элементов парагенезиса, можно предвидеть количество и пространственную ориентировку других. Установленная последовательность развития элементов парагенезиса в зависимости от степени сжатия (морфологии) складок (пять структурных обстановок) открывает реальную возможность для составления высокоинформативных специализированных схематических структурных карт и осуществления достаточно надежного вероятностного структурного прогноза. Построение карт сводится к показу типа обстановки, а также (особым знаком) элементов залегания осевых плоскостей складок (либо кливажа) и обычно параллельной осям складок b -линейности. Пространственное расположение всех других элементов легко восстановить по двум указанным. Техника построения таких карт понятна из рисунка 105, VII. Типы обстановки ориентировочно привязаны к степени сжатия и, следовательно, к форме складок в поперечном сечении. Казалось бы, открывается заманчивая перспектива предсказывать по типу обстановки морфологию складчатости. Такая возможность в принципе имеется. Однако при этом следует учитывать, что отвечающей данному типу структурной обстановки степени сжатия для условий СЗ Каратау соответствует, в подлинном смысле, только малая складчатость продольного сжатия слоев (с максимальной шириной складок от нескольких сотен метров до километра). Для крупных складок глыбовой природы первого и второго порядков такая зависимость утрачивает количественный смысл, и, в общем, чем крупнее складки, тем ниже их степень сжатия при прочих равных условиях. Все это ограничивает возможность прогноза морфологии крупных складок.

4. Показано, что естественным спутником складчатых форм всех масштабных рангов, а вместе с ними и первичных разломов сжатия является кливаж осевой плоскости (главный кливаж). При этом расположение кливажа в складчатой структуре статистически вполне соответствует плоскости ab складок (где b — ось складки, a — нор-

маль к оси b , лежащая в плоскости осей b). Однако в деталях кливаж отклоняется по своей ориентировке на крыльях складок в наименее вязких слоях в сторону сближения с плоскостью слоя (прямой веерообразный), а в наиболее вязких — в противоположном направлении (обратный веерообразный). Углы отклонения кливажа от плоскости ab складок, однако, незначительны и не превышают, как правило, $10-15^\circ$. При всем том по направлению к замку складки независимо от свойств слоев кливаж постепенно приближается к плоскости ab так, что непосредственно в самом замке он всегда строго параллелен плоскости ab . Одним словом, расположение кливажа в складчатой структуре целиком и полностью удовлетворяет всем тем закономерностям, которые были подробно сформулированы в работе Е. И. Паталахи (1971а).

Другая выдающаяся особенность кливажа состоит в том, что он всегда соответствует плоскости сплющивания в складчатой структуре, что подтверждается параллельным расположением с кливажем длинных осей деформированных включений — зерен, оолитов, деформированной гальки конгломератов и т. д. (Паталаха, 1970). Базируясь на всех этих данных, есть основания полагать, что кливаж, вопреки мнению ряда отечественных геологов, не имеет ничего общего с плоскостями скалывания (т. е. с площадками действия максимальных касательных напряжений).

Вместе с тем было бы не вполне правильно рассматривать кливаж в качестве площадок, нормальных к максимальному сжимающему напряжению, поскольку в процессе структурной эволюции складок траектории этого напряжения определенным образом изменяют свою конфигурацию по отношению к очертаниям складчатой структуры (вначале σ_3 параллельно слоям, а в конце перпендикулярно). Вся сумма имеющейся информации согласованно показывает, что кливаж в механическом отношении представляет собой не что иное, как плоскость, нормальную к главному максимальному компоненту деформации сжатия (ϵ_3), который только приближенно соответствует максимальному сжимающему напряжению (σ_3), хотя в деталях может отклоняться довольно существенно. Проявление эффекта «скалывания», фиксируемого в связи с кливажем, как раз и обусловлено несовпадением траекторий оси реального укорочения материала ϵ_3 (запечатленной структурно) и мигрирующей в процессе эволюции складок оси напряжения максимального сжатия σ_3 . Все эти вопросы подробно рассмотрены в монографии Е. И. Паталахи, А. В. Смирнова, А. И. Полякова (1974, стр. 180—187), в которой показано, что всякого рода отклонения кливажа от плоскости ab (рефракция) могут служить количественной мерой относительной вязкости слоев. В этом и состоит, на наш взгляд, физико-генетическая сущность кливажа, долгое время оставшаяся загадочной, т. е. проблему кливажа в целом следует считать в принципиальных чертах разрешенной.

В настоящей работе, насколько нам представляется, дано первое рассмотрение процесса образования кливажа на фоне эволюции складчатой структуры (пять стадий—обстановок—развития линейной складчатости). Показано, что кливаж в зависимости от свойств слоев возникает на совершенно разных стадиях формирования складок: в наименее вязких (например, глинистые сланцы) — на самых ранних (вместе с зарождением самих складок), в наиболее вязких — на самых поздних (изоклинально-чешуйчатая складчатость), а в ряде случаев и вообще не появляется. Тезис о том, что кливаж есть индикатор динамометаморфического течения пород уже на незначительных его стадиях, в целом вполне справедлив. Однако далеко не во

всех породах, подвергнутых кливажеобразующему течению, возникает кливаж. Чрезвычайно трудно кливаж образуется в таких породах, как лишениые глинистых и других примесей кварциты, известняки и доломиты. При прочих равных условиях кливаж зарождается тем легче, чем породы богаче компонентами, за счет которых в ходе метаморфизации могут развиваться серицит, хлорит, мусковит и прочие чешуйчатые минералы. Очень трудно кливаж формируется в таких терригенных породах, как песчаники, гравелиты, конгломераты. Именно по этой причине, особенно на начальных и средних стадиях складкообразовательного процесса, кливаж в общем случае имеет селективный характер.

Такой кливаж, без должных к тому оснований, описывается обычно как «межслойный». Мы располагаем сейчас всеми данными, показывающими, что на самом деле «межслойный кливаж» не существует в природе. Аналогично же нет никаких оснований выделять «кливаж течения», «кливаж скальвания» и «кливаж разлома» (Паталаха, 1970). Все эти устаревшие формально-морфологические понятия в действительности обозначают лишь разные стадии формирования кливажа осевой плоскости, который, по своему существу, отображает единый процесс течения, реализующийся в различных породах по-разному. Следует также иметь в виду, что фиксируемая в обнажениях внешняя форма выражения кливажа в огромной степени зависит от выветривания, «раскрывающего» в приповерхностных условиях лишь некоторые структурно-текстурные направления горных пород. Уже отмечавшиеся попутно роль и значение кливажа как тектонического феномена в складчатой структуре, в сущности, определяются тем, что вместе с другими элементами он входит в состав выделяемой главной структурной триады.

5. Пожалуй, наиболее характерные черты тектонического развития Каратау в каледонском цикле сводятся к тому, что на месте Б. Каратау существовала линейная миогеосинклиналь с глубоководным некомпаенированным осадконакоплением, тогда как на месте М. Каратау — параллельная ей миогеоантиклиналь с совершенно иным платформеноидным мелководным осадконакоплением. Роль фациального барьера играло очень узкое гребневидное поднятие вдоль зоны ГКР, известное в современной структуре под названием Кокджотского горста. В целом это был единый узкий геосинклинальный бассейн, ограниченный с обеих сторон Чуйским и Сырдарьинским устойчивыми массивами.

Сопровождавшиеся консолидацией складкообразовательные процессы вначале проявились в Малом (начало верхнего ордовика), а затем в Б. Каратау (конец верхнего ордовика). Каледонская структура СЗ и М. Каратау, несмотря на специфику их первичной тектоники, отличается единой тенденцией: крупные генерирующие складчатость разломы, осевые плоскости складок разных порядков и кливаж (главная структурная триада) обнаруживают преимущественно северо-восточное крутое падение. Такая моновергентность складчатого стиля Каратау местами несколько нарушается в осевой зоне, ассоциирующей с ГКР, который выступает в роли крупнейшего линейного элемента. Все другие крупные складкогенерирующие разломы (крутого северо-восточного падения) Каратау по отношению к ГКР имеют вид оперяющихся трещин. В своей совокупности они образуют единый общекаратауский глубинный надвиговый пояс общего крутого северо-восточного падения шириной в десятки километров. Наиболее подходящая генетическая модель, объясняющая в целом тектонику Каратау в каледонском цикле, может быть построена с помощью концепции тек-

тоники плит. Для этого следует предположить, что каледонская геосинклиналь Каратау представляла собой «микроокеан» с утоненной корой переходного типа. Такой «микроокеан» расширялся в течение венда, кембрия и ордовика. Закрытие его, сопровождавшееся формированием зоны поглощения вдоль современного ГКР и складкообразованием, началось в М. Каратау на рубеже среднего и верхнего ордовика, а в СЗ Каратау — в самом конце верхнего ордовика. При этом Чуйский массив испытывал тенденцию надвигания на Сырдарьинский. В альпийском цикле зона Бениофа на месте ГКР, который является северо-западным продолжением Таласо-Ферганского разлома, была осложнена продольным по отношению к ней субвертикальным трансформным разломом. Это обстоятельство существенно завуалировало первоначальную природу ГКР и придало структуре его двойственный характер (глава II). Разумеется, это далеко не единственное, хотя, очевидно, и самое «модное» возможное толкование геотектонического механизма развития каледонского Каратау.

- Ажгирей Г. Д.* Тектоническое строение района Ачисайского месторождения. — В сб.: Геология и горное дело, № 13. М., 1947.
- Ажгирей Г. Д.* Структурная геология. М., изд. МГУ, 1956.
- Ажгирей Г. Д.* Структурная геология. М., изд. МГУ, 1966.
- Анкинович С. Г.* К вопросу о палеогеографических условиях в нижнем палеозое в Северо-Западном Каратау. — В сб.: Геология, горное дело, металлургия, № 9. Алма-Ата, 1954.
- Анкинович С. Г.* Нижний палеозой ванадиеносного бассейна Северного Тянь-Шаня и западной окраины Центрального Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1961.
- Аполлонов М. К.* О возможности применения терминов «эвгеосинклиналь» и «миогеосинклиналь» к каледонидам Восточного Казахстана. — «Вестник АН КазССР», 1972, № 11.
- Арсовски М. И.* Структура Воролдайского антиклинория и история его формирования. Автореф. канд. дисс. М., 1957.
- Бакиров С. Б.* Подводнооползневые нарушения в пермских отложениях Мало-го Каратау. — «Известия АН КазССР. Сер. геол.», 1967, № 4.
- Белусов В. В.* Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолиздат, 1954.
- Белусов В. В.* Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Беспалов В. Ф.* Геологическая карта хребта Каратау. Геология окрестностей рудника Байджансай. Алма-Ата, 1940.
- Беспалов В. Ф.* Геологическое строение Казахской ССР. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1971.
- Безруков П. Л., Гиммельфарб Б. М., Соколов А. С.* Новые данные о возрасте фосфоритоносной толщи Каратау. — «Докл. АН СССР», 1940, т. XXVIII, № 3.
- Безруков П. Л.* Геологическое строение фосфоритоносного бассейна Каратау и основные результаты геологопоисковых работ. — В кн.: Фосфориты Каратау. Алма-Ата, 1948.
- Боголепов К. В.* О двух типах орогенеза. — «Геология и геофизика», 1968, № 8.
- Бронников М. М.* Геологическое исследование в Сыр-Дарьинской области в 1904 г. (предварительный отчет). — «Известия Геол. ком.», 1905, т. XXIV, № 7—8.
- Бронгулеев В. В.* Строение и история формирования Центрального Каратау по геологическим и геофизическим данным. М., Гостоптехиздат, 1961.
- Бронгулеев В. В.* Проблема складкообразования в земной коре. М., «Недра», 1967.
- Брызгалов Н. А.* К вопросам металлогении и перспективной оценки рудного Каратау. Л., 1933.
- Бубличенко Н. Л.* Что такое каратауские брекчин и почему нельзя с ними связывать полиметаллическое оруденение Каратау. — В кн.: Проблемы советской геологии, № 7. М., 1934.

Бубличенко Н. Л. Заметки о нижнем палеозое хребта Каратау (Северный Туркестан). — В кн.: Проблемы советской геологии, № 11. М., 1935.

Буртман В. С. О Таласо-Ферганском сдвиге. — «Известия АН СССР. Сер. геол.», 1961, № 12.

Буртман В. С. Таласо-Ферганский сдвиг и сдвиг Сан-Андреас. — «Труды ГИН АН СССР», 1963, вып. 80.

Буртман В. С. Таласо-Ферганский сдвиг (Тянь-Шань). — «Труды ГИН АН СССР», 1964, вып. 104.

Вассоевич Н. Б. Условия образования флиша. М. — Л., Гостопиздат, 1951.

Вебер В. Н. Восточный Каратау (Аулие-Атинский уезд. Туркестан). — «Известия Геол. ком.», 1925, т. XIX, № 9.

Вебер В. Н. Геологическая карта Средней Азии, лист «Аулие-Ата», р. VII, л. 6 (северо-западная часть). — «Труды ЦНИГРИ», 1935, вып. 67.

Галицкий В. В. Тектоника Центрального Каратау. — «БМОИП. Отд. геол.», 1936, т. 14, № 4.

Галицкий В. В. Новые данные по тектонике Центрального Каратау. — «Известия АН СССР. Сер. геол.», 1937, № 3.

Галицкий В. В. Урало-Тяньшанская зона сдвигов. — «Сов. геол.», 1940, № 9.

Галицкий В. В. Тектоника хребта Каратау (Южный Казахстан). — «Труды ИГН АН КазССР», 1967, т. 19.

Галицкий В. В., Ибрагимов Ф. М., Богатырев О. С., Лук-Зильберман В. И. Новые данные о возрасте метаморфизованных пород района гор Боргана и Чаулинчи в Северо-Западном Каратау. — «Вестник АН КазССР», 1971, № 12.

Геология СССР. Т. 40. Южный Казахстан. М., «Недра», 1971.

Гиоргобиани Т. В., Слепых Ю. Ф. О складках и кливаже каледонид Северо-Западного Каратау. — В кн.: Тектоника и формации Казахстана. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1971.

Гончаров М. А. Кливаж. — В кн.: Очерки структурной геологии сложнорасположенных толщ. М., «Недра», 1970.

Грум-Гржимайло О. С. Некоторые особенности процесса формирования двух синклинальных складок в Северо-Западном Каратау (Южный Казахстан). — «Известия вузов. Геол. и разведка», 1959, № 3.

Грум-Гржимайло О. С. О происхождении глыбовых складок хр. Большой Каратау (Южный Казахстан). — «Известия вузов. Геол. и разведка», 1962, № 12.

Ердалиев Г. Х. К стратиграфии венда и кембрия Байконур-Каратау-Джебаглинской зоны. — «Известия АН КазССР. Сер. геол.», 1965, № 6.

Ердалиев Г. Х. Биостратиграфическая схема среднего — верхнего кембрия и тремадока Вольшого и Малого Каратау, гор Джебаглы и Южного Улутуа. — В кн.: Стратиграфическое совещание по допалеозою и палеозою Казахстана (тезисы докладов). Алма-Ата, 1971.

Ержанов Ж. С., Егоров А. К., Гарагаш И. А., Искакбаев А., Коксалов К. Теория складкообразования в земной коре. М., «Наука», 1975.

Захаров Е. Е. Металлогения Каратау. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 3. М., 1960.

Зайцев Ю. А. Об историко-геологическом содержании «переходного» этапа на примере Казахстана и Средней Азии. — «Геотектоника», 1972, № 5.

Ибрагимов Ф. М., Богатырев О. С., Таласов Б. Ж., Альмухаметов Ф. А. Верхнепалеозойские гипсы и ангидриты в юго-западных отрогах Северо-Западного Каратау. — «Известия АН КазССР. Сер. геол.», 1973, № 2.

Карта геологических формаций Восточного Казахстана. Под ред. Л. И. Боровикова. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1968.

Келлер Б. М. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинории на Южном Урале и сходные с ней образования. — «Труды ГИН АН СССР», 1949, вып. 104, № 34.

Келлер Б. М., Королев В. Г., Крылов И. Н. К расчленению верхнего протерозоя Тянь-Шаня. — «Известия АН СССР. Сер. геол.», 1965, № 4.

Келлер Б. М. Спарагмитовая формация байкальской эпохи складчатости. — В кн.: Геологические формации. Л., 1968.

Кириллова И. В. Некоторые вопросы механизма складкообразования. — «Труды Геофиз. ин-та АН СССР», 1949, вып. 133, № 6.

Кириллова И. В. Кливаж как показатель характера движения вещества в процессе развития складчатости. — В кн.: Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Клоос Э. Деформация оолитов в складках Южных гор (Мэриленд). — В кн.: Вопросы структурной геологии. М., ИЛ, 1958а.

Клоос Э. Линейность. — Б кн.: Вопросы структурной геологии. М., ИЛ, 1958б.

Книппер А. Л. Тектоника Байконурского синклинория (Центральный Казахстан). М., Изд-во АН СССР, 1963.

Князев И. И. Геологические условия рудоносности хребта Каратау (Южный Казахстан) и взаимосвязь рудных его месторождений с тектоникой. — Труды XVII сессии Междунар. геол. конгр. в 1937 г.». Т. 3, М., 1941.

Ковалев А. А. Проблемы мобилистской геотектоники и металлогения. Обзор ВИЭМС. М., 1973.

Королев В. Г., Максумова Р. А. Поздний докембрий Таласского Алатау. — Труды Фрунзенского политех. ин-та. Геология и горное дело». 1964, вып. 19.

Кулон Ж. Разрастание океанического дна и дрейф материков. Л., «Наука», 1973.

Кукин Н. Я. Новые данные о тектонике юго-западной части Чу-Сарысувской депрессии. — «Нефтегазовая геология и геофизика», 1963, № 8.

Кукин Н. Я. Тектоника Среднесырдарьинской и Чу-Сарысувской депрессий по геофизическим данным. М., «Недра», 1966.

Лабазин Г. С. О благоприятных для оруденения тектонических структурах хребта Каратау. — «Проблемы сов. геол.», 1935, № 9, 10.

Макарычев Г. И. Стратиграфия протерозойских и нижнепалеозойских отложений Большого Каратау. — «ВМОИП. Отд. геол.», 1957, вып. 4.

Макарычев Г. И. Тектоническое развитие хребта Каратау (Южный Казахстан) в нижнем палеозое. — «ВМОИП. Отд. геол.», 1961, № 3.

Макарычев Г. И., Пазилова В. И. Связь магматизма с тектоникой на примере формирования структуры Каратау (Южный Казахстан). — «Труды МГРИ», 1963, вып. 93.

Макарычев Г. И., Пазилова В. И. Строение фундамента и ранние стадии развития геосинклинали Каратау (Южный Казахстан). — «Геотектоника», 1973, № 6.

Максумова Р. А. Развитие восточной части Таласо-Каратауской многогеосинклинали в поздне рифее. — В кн.: Тектоника допалеозойских и палеозойских толщ Тянь-Шаня. Фрунзе, «Илим», 1970.

Машкара И. И. К стратиграфии и тектонике северо-восточной ветви хребта Каратау (Южный Казахстан). — «Проблемы сов. геол.», 1938, № 1.

Машкара И. И. Геология Центрального Каратау. М., ГОНТИ, 1939.

Михайлов А. Е. Типы разрывных нарушений земной коры и их систематика. В кн.: Деформация горных пород и тектоника. М., «Наука», 1964.

Муратов М. В., Котылев Т. Н. Петрографическая характеристика известняков девона и карбона центральной части хребта Каратау. — «Труды МГРИ», 1936, т. 2.

Наливкин Д. В. Северный Каратау. — «Известия Геол. ком.», 1924, т. 43, № 9.

Недовизин А. А. Новые данные по стратиграфии рифейских отложений гор Каратау (Южный Казахстан). — «Докл. АН СССР», 1968, т. 183, № 4.

Никитин И. Ф. Ордовик Казахстана. Ч. I, II. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1972—1973.

Николаев В. А. О важнейшей структурной линии Тянь-Шаня. — «Зап. Всеросс. минер. об-ва. Вторая серия», 1933, т. 62, вып. 2.

Николаев Н. И. О природе и морфологическом типе глубинных разломов (на примере Главного разлома хр. Каратау). — «Сов. геол.», 1959, № 7.

Николаев Н. И., Беляков Л. В., Макарычев Г. И., Пазилова В. И. О древнейших породах хребта Каратау (Южный Казахстан). — «Труды МГРИ», 1961, т. 37.

Николаев Н. И. Тектоника и металлогения хребта Каратау (Южный Казахстан). — «Труды МГРИ», 1961, т. 37.

Обуэн Ж. Геосинклинали. Происхождение и развитие. М., «Мир», 1967.

Огнев В. Н. Таласо-Ферганский разлом. — «Известия АН СССР. Сер. геол.», 1939, № 4.

Паталаха Е. И. Структура и этапы формирования рудного поля Успенского медного месторождения (Центральный Казахстан). — «Известия АН КазССР. Сер. геол.», 1963, № 5.

Паталаха Е. И. Оценка степени деформированности складчатых толщ. — «Труды ИГиН АН КазССР», 1967, вып. 19.

Паталаха Е. И. О некоторых специфических разрывах динамометаморфизован-

ных толщ (новый физико-генетический тип разрывов). — В кн.: Давления и механические напряжения в развитии состава, структуры и рельефа литосферы. Л., 1969.

Паталаха Е. И. Механизм возникновения структур течения в зонах смятия. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1970.

Паталаха Е. И. Классификация складок, кливажа и сланцеватости. — В кн.: Тектоника и формации Казахстана. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1971а.

Паталаха Е. И. О роли разломной тектоники в некоторых важнейших геологических процессах с тектонофизических позиций. — В кн.: Тектоника и формации Казахстана. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1971б.

Паталаха Е. И. Классификация разрывных нарушений по отношению к складкообразовательному процессу. — «Известия АН КазССР. Сер. геол.», 1972а, № 2.

Паталаха Е. И. Вопросы методологии и методики составления структурных карт складчатых систем. — «Известия АН КазССР. Сер. геол.», 1972б, № 5.

Паталаха Е. И. Генетические типы складчатости Казахстана (к методике регионального структурного анализа). — «Вестник АН КазССР», 1973а, № 3.

Паталаха Е. И. О некоторых важнейших чертах внутренней структуры типичной геосинклинальной складчатости (соотношение структур течения и складчатости в пространстве и во времени). — В кн.: Тектоника и магматизм Казахстана. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1973б.

Паталаха Е. И., Смирнов А. В., Поляков А. И. Генетические типы геосинклинальной складчатости (Казахстан). Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1974.

Паталаха Е. И., Кузьмин Ю. В. Структурный парагенезис линейной складчатости метаморфогенного типа. — В кн.: Современные проблемы тектоники Казахстана. Алма-Ата, 1975.

Паталаха Е. И., Слепых Ю. Ф. Пересекающаяся складчатость. М., «Недра», 1974.

Паталаха Е. И., Поляков А. И. Модель внутреннего развития линейной (типичной геосинклинальной) складчатости. — «Известия АН КазССР. Сер. геол.», 1974, № 2.

Пецев А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. — «Известия АН СССР. Сер. геол.», 1945, № 5.

Похвиснева Е. А. Условия образования девонских красноцветных отложений хребта Каратау (Южный Казахстан). — «Известия вузов. Геол. и разведка», 1959, № 4.

Похвиснева Е. А. Условия образования каледонской молассы хребта Каратау (Южный Казахстан). — «Известия вузов. Геол. и разведка», 1961, № 7.

Родионов П. В. О поисковых признаках свинцово-цинковых месторождений Каратау. — «Разведка недр», 1947, № 3.

Рухин Л. Б. Основы литологии. М., Гостоллиздат, 1953.

Сборщиков И. А. Кливаж в пределах Верхоянского антиклинария. — «Известия АН СССР. Сер. геол.», 1971, № 5.

Ситтер Л. У. Структурная геология. Л., ИЛ., 1960.

Суворов А. И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. М., «Наука», 1968.

Тансыкбаев А. Т. Поисковое значение зон надвигов во внутренних структурах месторождений фосфоритов северо-западной части хр. Малый Каратау. — «Известия АН КазССР. Сер. геол.», 1970, № 6.

Тансыкбаев А. Т. Каледонские и герцинские надвиги в Малом Каратау и их пространственное соотношение. — В кн.: Геология и ресурсы фосфатного сырья Казахстана. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1973.

Трюмпи Р. Тектоническое развитие Центральных и Западных Альп. — В кн.: Тектоника альпийской области. М., «Мир», 1965.

Укудеев Т. Строение и условия образования Туркестанского метаморфического комплекса (Южный Тянь-Шань). Автореф. канд. дисс. Фрунзе, 1973.

Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1973.

Шатский Н. С. Фосфоритносные формации и классификация фосфоритовых залежей. — В кн.: Совещание по осадочным породам. Вып. 2. М., 1955.

Щерба Г. Н. Геотектоногены. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1970.

Эз В. В. Тектоника северо-западной части Центрального Каратау. — «Сов. геол.», 1954, № 41.

Эз В. В. О влиянии герцинской складчатости на структуры каледонского этажа в хр. Каратау и об этажности складчатости. — В кн.: Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М., 1962.

Ярмак Г. А. Тектоника хребта Малый Каратау. — «Труды КазПИ», 1970, вып. 6.

Wilson Y. The tectonic significance of small scale structures and their importance to the geologist in the field. — «Ann. Soc. Geol. Belge», 1961, t. 84, № 9.

Wilson I. T. Mantle plumes and plate motions. — «Tectonophysics», 1973, 19 (2), p. 149—164.

Введение	3
Глава первая. Палеотектоника Каратау	7
Глава вторая. Складчатость Северо-Западного Каратау	34
Складчатость каледонского структурного этажа	35
Складчатые формы	38
Разрывные формы	69
Краткая характеристика герцинского, байкальского и альпийского структурных этажей	76
Соотношения байкальского, каледонского, герцинского и альпийского структурных этажей и тектогенезов	82
Обобщение по складчатости Северо-Западного Каратау	86
Глава третья. Структуры течения (малые структурные формы) Северо-Западного Каратау	94
Кливаж	—
Расположение кливажа в складчатой структуре	95
Некоторые специфические особенности кливажа	101
Стадийность развития и интенсивность кливажа	105
Кливаж и внутренняя деформация пород	118
Основные закономерности развития структур течения (структурная модель линейной складчатости)	122
Пространственные соотношения структур течения и складчатости в деталях	—
Закономерности развития структур течения в масштабе Северо-Западного Каратау	140
Временные соотношения структур течения и складчатости	145
Способ образования структур течения	149
Обобщение по структурам течения	150
Глава четвертая. Складчатость Малого Каратау	153
Характеристика байкальского, каледонского, герцинского и альпийского структурных этажей	155
Обобщение по складчатости Малого и тектонике Каратау в целом	174
Обсуждение основных результатов исследования (вместо заключения)	181

**Евгений Иванович Паталаха,
Тамаз Варламович Гиоргобиани**

**СТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ ЛИНЕЙНОЙ СКЛАДЧАТОСТИ
НА ПРИМЕРЕ ХРЕБТА КАРАТАУ
(КАЛЕДОНСКИЙ ЦИКЛ)**

*Утверждено к печати Ученым советом Ордена Трудового Красного Знамени
Института геологических наук им. К. И. Сагпаева
Академии наук Казахской ССР*

Редактор *В. В. Харченко*
Худож. редактор *И. Д. Суцких*
Художественное оформление *М. А. Хоменко*
Техн. редакторы *З. П. Ророкина, Л. И. Шашкова*
Корректор *В. В. Сирождинова*

• • •

Сдано в набор 18/IV 1975 г. Подписано к печати 19/VIII 1975 г.
Формат 70×108^{1/16}. Бумага № 1. Усл. печ. л. 17,9 (8 вкл.).
Уч.-изд. л. 18,3. Тираж 800. УГ00140. Зак. 69. Цена 2 р. 23 к.

• • •

Издательство «Наука» Казахской ССР
Типография издательства «Наука» Казахской ССР
Адрес издательства и типографии: 480021, г. Алма-Ата, ул. Шевченко, 28.

ЗАМЕЧЕННЫЕ ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
9	6 сверху	В. Б. Бронгулеев	В. В. Бронгулеев
87	9 снизу	период	переход
91	10 снизу	нераспространяются	не распространяются
151	21 снизу	(1969—1971 гг.)	(1969—1973 гг.)
159	6 снизу	влияние-изгибание	влияние-изгибание

Зак. 69.