

Г. С. ГУСЕВ

**СКЛАДЧАТЫЕ СТРУКТУРЫ
И РАЗЛОМЫ
ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКОЙ
СИСТЕМЫ МЕЗОЗОИД**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

Якутский филиал

Институт геологии

55.24

Г. С. ГУСЕВ

**СКЛАДЧАТЫЕ СТРУКТУРЫ
И РАЗЛОМЫ
ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКОЙ
СИСТЕМЫ МЕЗОЗОИД**



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
МОСКВА 1979



2975

Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозойд. Гусев Г.С. М.: Наука, 1979 г.

В книге подробно рассматриваются морфология и механизмы образования разрывных и складчатых структур мезозойд Восточной Якутии. В складчатых структурах выделено шесть кинематических типов складок, образующих самостоятельные этажи складчатости. Подробно рассматриваются морфологические типы кливажа и условия его образования. По методике М.В. Гзовского реконструированы тектонические поля напряжений; в мезозойдах Верхояно-Чукотской складчатой области выделено девять динамических районов, каждый из которых характеризуется своим полем тектонических напряжений.

Табл. 6. Ил. 171. Библиогр. 233 назв.

Ответственный редактор
К.Б. Мокшанцев

ВВЕДЕНИЕ

В предлагаемой читателям книге предпринята попытка систематизировать данные по морфологии, кинематике и динамике складчатых и разрывных структур Верхояно-Колымской системы мезозой. В ней освещены те вопросы геологии Северо-Востока СССР, которые в работах по региональной тектонике этой огромной территории или описаны в самой общей форме, или не затронуты совсем. Нам представляется, что без специального изучения морфологии и особенно кинематики и динамики конкретных складок и разломов в эпоху резкого роста детальных геологических работ тектонические исследования становятся малопродуктивными. В последнее время по другим регионам целые коллективы занимаются вопросами детального изучения структурных форм, и поэтому резко возросло количество публикаций по механизму формирования складчатых и разрывных дислокаций.

В основу книги положены главным образом результаты, полученные автором в течение многолетних тематических работ на большей части территории Верхояно-Колымской системы мезозой. Лишь по отдельным районам привлекаются материалы других исследователей, например по южной части Западно-Верхоянского мегантиклинория.

В период 1961—1976 гг. автором были сделаны маршрутные пересечения по рекам Артык, Хара-Юрях, Гарбынья, Тирехтях, Катыска, Булкут, Бочера, Зырянка, Калгар, Чагагырас, Мома, Эрикит (горная система Черского), Аян-Урях, Эмтыгей, Баягап, Арга-Сала, Хангалас, Тирехтях (Верхнеколымское нагорье и хребет Сарычева), Юдома, Аллах-Юнь, Тыры, Восточная Хандыга, Ольчан, Кобюма (хребты Сетте-Дабан и Сунтар-Хаята), Уяндына, Такалакан, Иргичан, Ыганья, Куранах, Балаганнах, Нонгонджа (хребет Полоусный), Керемсит, Ерча (Кондаковское плоскогорье и хребет Улахан-Сис), Кыллах, Седедема (Алазейское плоскогорье). Были исследованы также береговые уступы приустьевой части р. Лены, среднего течения р. Индигирки и низовий р. Колымы в районе пос. Лабуя, побережье губы Буор-Хая. В результате описаны структуры Верхнеиндигирского, Иньяли-Дебинского, Полоусненского, Приколымского, Сетте-Дабанского и Тас-Хаяхтахского горст-антиклинориев, Нерского и Хараулахского антиклинориев, Оленекской ветви складок, Алазейского поднятия Колымского массива и Момо-Зырянской впадины. Остались неизученными лишь складки и разломы значительной части Западно-Верхоянского мегантиклинория, Сартангского и Омолойского мегасинклинориев и районов пологих дислокаций, начиная от Куларского складчато-глыбового поднятия на севере и кончая Иньяским и Балгычанским поднятиями на юге, а также Армано-Вилигинского и Приомолонского мегасинклинориев, по которым используются данные главным образом других авторов.

Собранный фактический материал был опубликован только частично [Мокшанцев и др., 1964, 1968; Гусев, 1969, 1972; Мокшанцев, Гусев, Козьмин, Третьяков, 1975; Мокшанцев, Гусев, Петров, 1975; Тектоника Якутии, 1975; Третьяков, 1975; Тектоническая карта Якутской АССР..., 1976; Горнштейн, Гусев, 1976; Гусев, Мокшанцев, Третьяков, 1976; Гусев, Веклич, Третьяков, 1976]. Этот материал неравноценен по содержанию и детальности. Поэтому при подготовке настоящей работы в качестве тектонотипических выбраны районы нижнего течения р. Лены, Северного Сетте-Дабана, хр. Илин-Тас, для которых собраны наиболее представительные данные по морфологии и кинематике складчатости.

Во время продолжительных исследований и написания книги автор имел постоянную поддержку со стороны научного руководителя профессора К.Б. Мокшанцева. Мно-

гие полезные советы были сделаны Г.А. Гринбергом во время проведения полевых работ и при обсуждении их результатов и интересных проблем тектоники Северо-Востока СССР. Результаты наших исследований неоднократно обсуждались с Н.А. Беляевским, А.В. Вихертом, И.В. Кирилловой, А.И. Суворовым, В.Н. Шолпо, а во время совместной экскурсии по основным тектонотипическим районам Верхояно-Колымской складчатой системы летом 1975 г. — с Е.Е. Милановским, В.И. Славиным и В.Е. Хаиным. Значительна помощь, оказанная в последние четыре года Ф.Ф. Третьяковым, которым обрабатывались некоторые материалы по трещинной тектонике. Ф.Ф. Третьяков принимал участие в разработке главы "Тектонические поля напряжений и динамические условия формирования складчатости и разломов" и является соавтором или автором некоторых графических приложений.

Фотографии большинства обнажений и деталей их строения были сделаны В.А. Ярковым, который на протяжении многих лет принимал участие в полевых исследованиях и обработке их результатов. Большая помощь в оформлении материалов была оказана П.Ф. Зольниковой, В.С. Имаевым, В.М. Михайловой, Г.П. Михалёвым, Т.А. Мыльниковой, С.В. Образцовым. Многие положения этой книги повседневно обсуждались с товарищами по работе М.Д. Булгаковой, В.С. Векlichem, Д.К. Горнштейном, В.С. Имаевым, В.М. Лубяновским, С.В. Образцовым, А.Ф. Петровым, Ф.Ф. Третьяковым. Всем названным товарищам автор выражает самую глубокую признательность.

В основу тектонического районирования положена несколько уточненная схема, опубликованная в последних работах К.Б. Мокшанцева с соавторами [Тектоника Якутии, 1975; Тектоническая карта Якутской АССР..., 1976].

Верхояно-Колымская складчатая система располагается в западной части мезозойской Верхояно-Чукотской складчатой области. Она граничит с Сибирской платформой по Нелькано-Кыллахскому краевому шву и Предверхоянскому краевому прогибу, на северо-востоке отделяется от Новосибирско-Чукотской складчатой системы Святоносско-Олойским вулканогенным поясом, а ее южной границей является Охотско-Чукотский окраинноматериковый вулканогенный пояс.

Основными структурными элементами Верхояно-Колымской системы мезозоид являются (с запада на восток): Верхоянская антиклинальная зона, Яно-Индибирская синклиальная зона, Омолонский и Колымский срединные массивы, а также гипотетические Хромский и Лаптевский погребенные массивы (рис. 1).

ВЕРХОЯНСКАЯ АНТИКЛИНАЛЬНАЯ ЗОНА

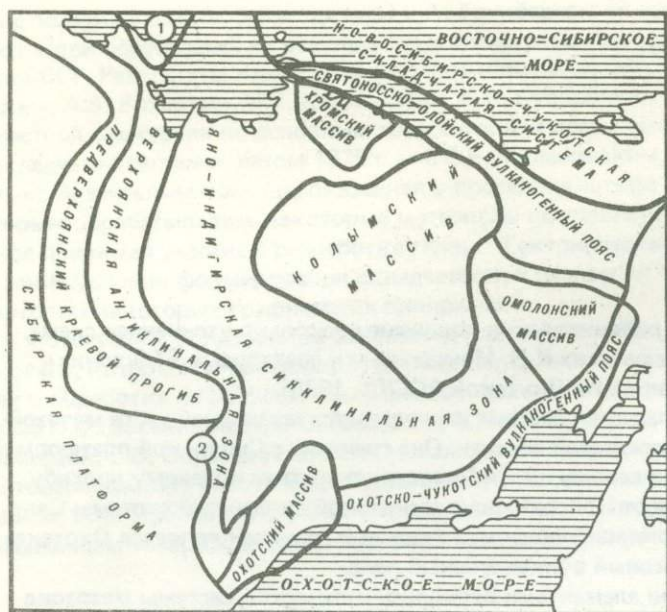
Верхоянская антиклинальная зона состоит из кулисно расположенных (с юга на север) Сетте-Дабанского горст-антиклинория, Западно-Верхоянского мегантиклинория и Оленекской, или Лено-Анабарской, ветви складок (рис. 2, см. вкладку).

Сетте-Дабанский горст-антиклинорий включает Юдомо-Майское (Кыллахское) и Верхнемайское складчато-глыбовые поднятия, сложенные в основном отложениями верхнего докембрия и кембрия, Билякчанский блок, в пределах которого преимущественно выходят толщи нижнего-среднего протерозоя и собственно Сетте-Дабанское складчато-глыбовое поднятие, сложенное образованиями нижнего-среднего палеозоя.

В Билякчанском блоке обнажаются раннедокембрийские зеленокаменные преимущественно вулканогенные толщи, а также ниже-среднепротерозойские неметаморфизованные кварцитовидные песчаники и алевролиты с покровами метабазальтов [Коген и др., 1976]. К нижнему рифею здесь, вероятно, относятся мраморы и песчаники (рис. 3). Следует отметить, что геологическое строение и тектоническая природа Билякчанского блока интерпретируются по-разному. А.А. Константиновский [1974] отстаивает представление о сходстве этой структуры со среднедокембрийским орогенным Улканским прогибом юго-востока Сибирской платформы, В.С. Коген с соавторами [1976] сравнивают ее с троговыми и протоплатформенными структурами Алданского щита.

В Юдомо-Майской складчато-глыбовой зоне наиболее древними являются палеонтологически охарактеризованные толщи нижнего рифея [Шаповалова, 1974; и др.], вскрывающиеся в своде Горностахской антиклинали. Они представлены кварцитовидными песчаниками, алевролитами и доломитами, иногда тонко чередующимися между собой. В других районах Северо-Востока СССР столь надежно обоснованные толщи нижнего рифея не установлены.

Среднерифейские толщи широко распространены в Юдомо-Майской и Верхнемайской складчато-глыбовых зонах, где они, в частности в Горностахской антиклинали, залегают на нижнем рифее с угловым несогласием. В нижней части это главным образом терригенно-карбонатные, а в верхней — карбонатные отложения. Верхний рифей



Р и с. 1. Общая схема тектонического районирования Верхне-Колымской складчатой системы

Цифры на схеме: 1 — Лаптевский массив, 2 — Нелькано-Кыллахский краевой шов

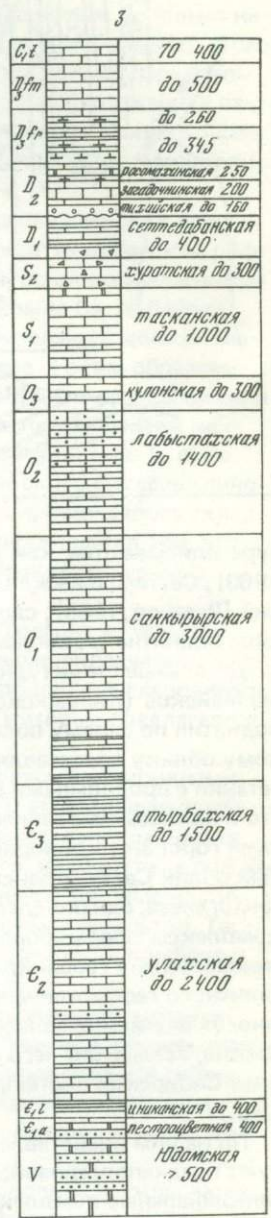
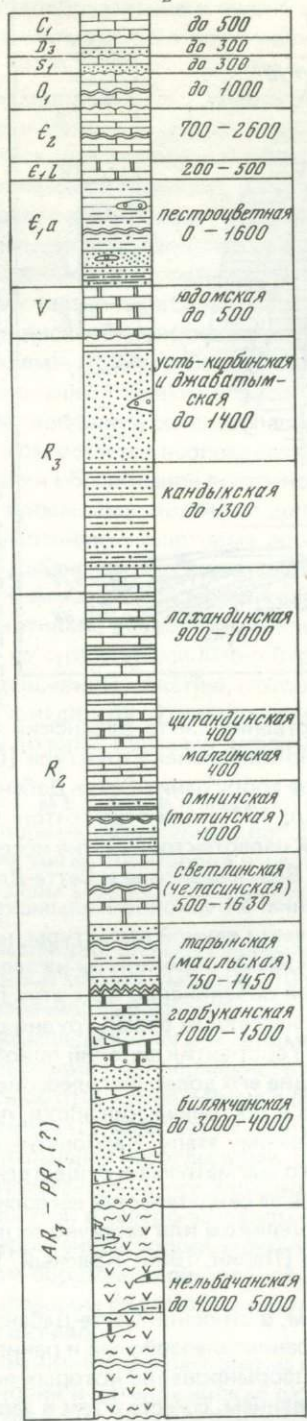
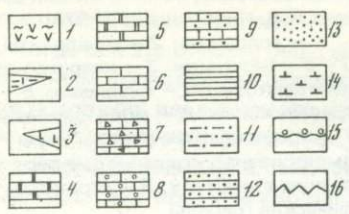
в основании представлен преимущественно песчаниками, а в кровле — алевролитами. Максимальная мощность рифея известна в восточной части Юдомо-Майской складчато-глыбовой зоны, где она составляет около 8 км.

Юдомская свита венда (юдомия) в Юдомо-Майской зоне залегает на рифее повсеместно со стратиграфическим, а местами и небольшим угловым несогласием (рис. 4). Представлена она доломитами с пачкой песчаников в средней части разреза. Выше залегают существенно карбонатные толщи кембрия, местами ордовика, силура, девона и маломощные терригенные образования карбона, перми и юры. Вендские и кембрийские образования по мощностям и вещественному составу весьма близки к разновозрастным толщам восточной окраины Сибирской платформы, а ордовикские и силурийские отложения в формационном отношении аналогичны разновозрастным толщам восточного склона хр. Сетте-Дабан, но отличаются от них резко сокращенными мощностями. Каменноугольные и пермские морские и континентальные отложения близки по составу к синхронным образованиям Южно-Верхоянского мегасинклинория, но характеризуются резко сокращенными мощностями; юрские континентальные песчаники могут рассматриваться в качестве аналогов укугутской свиты востока Сибирской платформы.

Таким образом, доюдомские образования Юдомо-Майской (Кыллахской) и Верхнемайской складчато-глыбовых зон существенно отличаются как по мощностям, так и по вещественному составу от разновозрастных толщ востока Сибирской платформы, в то время как вендские, кембрийские и юрские образования по существу такие же, как на востоке платформы.

Юдомо-Майское и Верхнемайское складчато-глыбовые поднятия в целом имеют ленточно-блоковое строение. В их пределах распространены узкие (8—10 км) ленточные втиклинали, западные крылья которых срезаны взбросами и надвигами, и разделяющие их корытообразные синклинали шириной 20—30 км. Эта часть Сетте-Дабанского горст-антиклинория в литературе часто называется Юдомо-Майским прогибом, или миогеосинклиналью [Бэер, 1965; Нужнов, 1967], Восточно-Алданской зоной переходной (глыбовой) складчатости [Моралев, Ставцев, 1961], Кыллахским выступом [Белый и др., 1966; Пушаровский, 1972], Кербинским поднятием [Аникеев и др., 1970], Кыллахским и Нелькано-Челатским выступами [Башарин, 1967].

Сетте-Дабанское складчато-глыбовое поднятие сложено в основном карбонатными и терригенно-карбонатными толщами нижнего-среднего палеозоя мощностью 10—12 км, которые резко отличаются как по мощностям, так и по формационному составу от



Р и с. 3. Сводные стратиграфические разрезы Сетте-Дабанского горст-антиклинория
 1 — гнейсы и метаморфические сланцы; 2 — метапорфиры; 3 — метадиабазы; 4 — мраморы; 5 — доломиты; 6 — известняки; 7 — карбонатные брекчи; 8 — известняковые конгломераты; 9 — песчанистые известняки; 10 — глинистые и известково-глинистые сланцы; 11 — алевролиты; 12 — песчаники и алевролиты; 13 — массивные песчаники и кварциты; 14 — покровы базальтов; 15 — стратиграфические несогласия; 16 — тектонические контакты
 Разрезы складчато-глыбовых поднятий: 1 — Юдомо-Майского (по И.Г. Шаповаловой, 1974 и И.Г. Шаповаловой и В.А. Ян-жин-шину, 1974), 2 — Верхнемайского и Биякчанского блока (по А.А. Константиновскому, 1974; В.С. Когену с соавторами, 1976), 3 — Сетте-Дабанского (по М.Д. Булгаковой с соавторами, 1976; Геологии СССР, т. 1970, т. 18)
 Здесь и далее справа от колонок приводятся названия свит и мощности в м

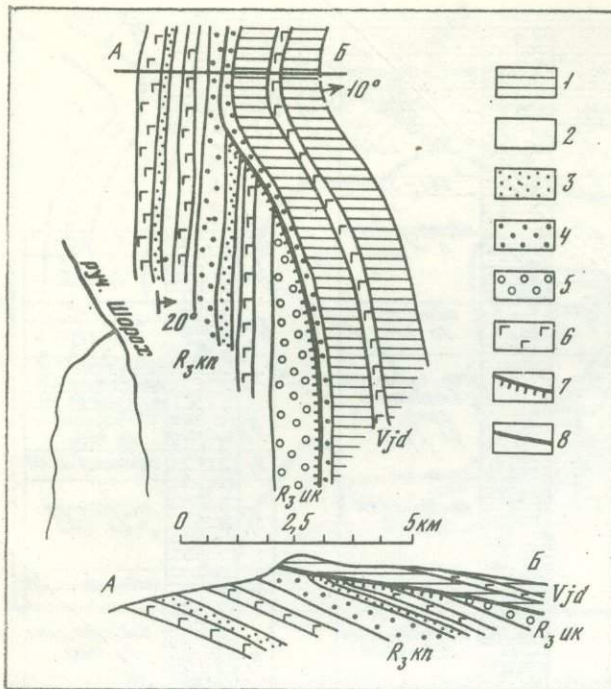


Рис. 4. Несогласное налегание юдомской свиты на верхнерифейские отложения в бассейне руч. Шорок (восточное крыло Горностахской антиклинали Сетте-Дабанского горст-антиклинория), по В.А. Ян-жин-шину и Н.Д. Иноземцевой [1973]

1 — доломиты; 2 — алевролиты; 3 — 5 — песчаники; 3 — кварцево-пеллошпатовые, 4 — кварцевые, 5 — граувакковые; 6 — силлы диабазов; 7 — красноцветные породы коры выветривания, сохранившие первичную структуру; 8 — стратиграфические границы

Свиты: $R_3кп$ — кандыкская, $R_3ук$ — усть-кирбинская, Vjd — юдомская

одновозрастных толщ Сибирской платформы (см. рис. 3). Эти толщ сматы в крутые складки, осложненные продольными сдвигами и надвигами. Рассматриваемые складчато-глыбовые сооружения Сетте-Дабанского поднятия в литературе

описываются как собственно Сетте-Дабанский антиклинорий [Пушаровский, 1960], Сетте-Дабанская моноклиальная структура [Спрингис, 1958], или моноклинорий [Резанов, 1968], сложное сооружение Сетте-Дабана [Ларин, 1956], Сетте-Дабанское поднятие [Аникеев и др., 1970] или перикратонный прогиб [Красный, 1966].

Детальные структурные и палеотектонические исследования показывают, что Юдомо-Майское (Кыллахское), Верхнемайское и Сетте-Дабанское складчато-глыбовое поднятия по своему положению в Верхояно-Колымской системе мезозой и структурному облику представляют части единой структуры, на западе которой складки в сочетании с продольными разломами опрокинуты на запад, а на востоке — на восток, что и явилось основанием для объединения всех этих поднятий в единый Сетте-Дабанский горст-антиклинорий. В настоящее время трудно сомневаться в том, что современный облик Сетте-Дабанский горст-антиклинорий приобрел во время мезозойского тектогенеза, однако слагающие его доверхнепалеозойские структурно-вещественные комплексы сформировались в тектонические эпохи, предшествовавшие собственно мезозойскому геосинклинальному этапу. Карбонатный состав отложений, отсутствие типичного геосинклинального магматизма и существенных угловых несогласий во многих случаях признавались за свидетельства негеосинклинального развития Сетте-Дабана, вследствие чего его целиком или частично включали в состав переработанного края Сибирской платформы [Ларин, 1956; Красный, 1966; Аникеев и др., 1970; и др.].

По нашим представлениям, в строении Сетте-Дабанского горст-антиклинория участвуют позднепротерозойско-раннепалеозойский и ранне-среднепалеозойский миогеосинклинальные комплексы, формирование которых не заканчивалось существенной складчатостью и горообразованием. Вместе с тем в западной, или Юдомо-Майской, части горст-антиклинория в конце рифея прекратились процессы интенсивного прогибания, произошли перестройка структуры, сопровождаемая внедрением силлов габбро-диабазов, и небольшое смятие осадочных толщ. Вследствие этого, как отмечалось выше, здесь в основании венда иногда устанавливаются небольшие угловые несогласия [Ян-жин-шин, 1970]. Однако новые данные не подтверждают существования выделенного здесь ранее самостоятельного цикла байкальской складчатости [Гусев, 1968а]. Не исключено, что прекращение интенсивных нисходящих движений и некоторое коробление осадочных толщ в Юдомо-Майской зоне обусловлено процессами позднери-

фейского-раннепалеозойского сводообразования и рифтогенеза, устанавливаемого по широкому развитию базальтового магматизма в восточных частях Юдомо-Майской зоны [Ян-жин-шин, Иноземцева, 1973].

Восточные — Верхнемайская и собственно Сетте-Дабанская — ветви горст-антиклинория продолжали интенсивно прогибаться в раннем-среднем палеозое. Существенная перестройка структуры здесь происходила в среднем-позднем девоне и раннем карбоне, когда вся эта область была вовлечена в поднятие, сопровождавшееся довольно интенсивным проявлением базальтового магматизма (джалканская свита девона). Правда, в основании верхоянского комплекса повсеместно отмечаются только параллельные несогласия, но вместе с тем широкое распространение крупных отторженцев палеозойских отложений в базальных частях верхоянского комплекса на прилегающем к Сетте-Дабану крыле Южно-Верхоянского синклинория [Абрамов, 1970] свидетельствует о высоком стоянии в это время структур Сетте-Дабана.

К.К. Левашовым [1974] на основании главным образом петрохимических данных высказано предположение о существовании в среднем палеозое Сетте-Дабанской рифтовой зоны. Положение ее во многом остается неопределенным, но широкое развитие серий параллельных даек, поднятие и обособление восточного крыла Сетте-Дабана, не сопровождаемое складчатыми процессами, являются дополнительным доказательством проявления здесь среднепалеозойских рифтовых процессов. Таким образом, обособление Кыллахской и Сетте-Дабанских зон в виде поднятий в момент заложения собственно Верхоянско-Чукотской мезозойской геосинклинали мы связываем не с процессами складчатости, а с поднятиями, обусловленными рифтогенезом. Только в позднем мезозое одновременно со структурами Южно-Верхоянского мегасинклинория эти поднятия подверглись интенсивному сжатию, которое сопровождалось складчатостью, образованием взбросов и надвигов. Это положение доказывается тем, что весь комплекс отложений, вплоть до юры, оказался деформированным в единые структуры.

Западно-Верхоянский мегантиклинорий состоит из четырех кулисно расположенных антиклинориев, разделенных поперечными складчатыми седловинами (см. рис. 2). На крыльях мегантиклинория имеются обширные слабодислоцированные участки с горизонтальным зеркалом складчатости, которые предлагается называть складчатыми ступенями.

Западно-Верхоянский мегантиклинорий сложен главным образом терригенными толщами карбона — перми суммарной мощностью до 8—10 км. В его окраинных частях присутствуют относительно маломощные триасовые отложения, а на крайнем севере под толщами верхоянского комплекса залегают, кроме того, карбонатные рифейские, вендские и кембрийские отложения платформенного облика и мощные карбонатные красноцветные и гипсоносные отложения девона с покровами базальтов. Терригенные толщи верхоянского комплекса залегают на разных горизонтах кембрия и среднего палеозоя только с параллельными несогласиями (рис. 5).

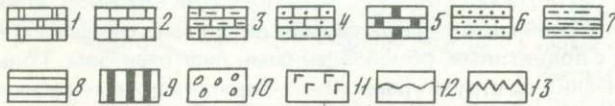
Бараинский антиклинорий располагается на юге Западно-Верхоянского мегантиклинория. В его осевой зоне, вытянутой в северо-западном направлении, обнажаются средне-верхнекаменноугольные терригенные толщи, смятые в узкие складки субмеридионального простирания. Таким образом, свойственное Западно-Верхоянскому мегантиклинорию кулисное расположение складчатых структур выражено наиболее четко в пределах Бараинского антиклинория.

Северо-западнее Бараинского антиклинория располагаются Сиянская складчатая седловина, Куранахский антиклинорий и Саганджинская складчатая ступень. Ранее эти структуры описывались вместе в качестве Западно-Верхоянского антиклинория [Вихерт, 1961]. Перед фронтом Куранахского и отчасти Бараинского антиклинориев на границе с краевым прогибом располагается Китчанский выступ, характеризующийся широким распространением надвигов, плоскости которых падают на восток. Куранахский антиклинорий сложен в основном средне-верхнекаменноугольными терригенными толщами, которые прорваны штоками гранитоидов, не известных в других участках Западно-Верхоянского мегантиклинория. Сиянская седловина и Саганджинская ступень занимают площадь развития пермских и, в меньшей мере, триасовых отложений.

Р и с. 5. Сводные стратиграфические разрезы северной части Западно-Верхоянского мегантиклинория

1 — доломиты; 2 — известняки; 3 — глинистые известняки; 4 — песчанистые известняки; 5 — красноцветные алевролиты; 6 — песчаники; 7 — алевролиты; 8 — глинистые сланцы; 9 — ангидриты; 10 — конгломераты и диамиктиты; 11 — покровы базальтов; 12 — стратиграфические несогласия; 13 — тектонические контакты

Разрезы: 1 — Туора-Сисского выступа (по Геологии СССР, 1970, т. 18; И.Г. Шаповаловой, 1974), 2 — Хараулахского антиклинория в устье р. Лены, 3 — Орулганского антиклинория и Джарджанского выступа (2 и 3 — по М.Д. Булгаковой, 1976; Геологии СССР, 1970, т. 18)



Верхний палеозой — мезозой	У ₂₋₃	~ 400
	У ₁	~ 100
	Т ₂₋₃	~ 200
	Т ₁	~ 200
	Р ₂	~ 600
	Р ₁	400-600
	Нижний палеозой	Е ₃
Е ₂		200-300
Е ₁		~ 200
Верхний девонский	V	хараулахская 440
	Р ₃	светланская 330
	Р ₂	неглерская до 600
	Р ₁	зелянская до 700
	Р ₀	уктинская 200

Верхний палеозой — мезозой	У ₂₋₃	90-120
	У ₁	140-250
	Т ₂	270-450
	Т ₁	220-260
	Р ₂	чинская 300
	Р ₁	саубольская 460-470
		сибирская 230
	С ₂₋₃	туорасисская 440
		кувардская 300
	С ₁	туорасисская 500
веретинская 200		
Средний палеозой	С ₁	крестягская и атылгская 320
	С ₂	бастагская — 150 230
Средний палеозой	Д ₃	1500-1600
	С ₁	~ 200

Верхний палеозой — мезозой	У ₂	до 1000
	У ₁	300-400
	Т ₂₋₃	250-600
	Т ₁	350-600
	Т ₀	200-300
	Р ₂	булгагская 600-1100
		саренская 600-1800
		халдинская 1000
		3чуйская 300-600
	С ₃	мегская 350-630
халдинская 450-800		
С ₂₋₃	сюржанская 1000-2000	
	юпенчинская 1300-2000	
С ₂	сетчанская 1000-2000	
	балыкатская > 1600	
С ₁	агакуканская 150	
	бастагская 160	
Д ₁₋₃	артыганская 960	
	> 500-800	

Орулганский антиклинорий образован ниже-верхнекаменноугольными, и, возможно, девонскими отложениями. В своде антиклинория и на его южном замыкании известны штокообразные выходы гипсов и ангидритов также предположительно девонского возраста [Сборщиков, Натапов, 1969]. К востоку от Орулганского антиклинория располагается Саккырырская ступень, сложенная в основном пермскими отложениями. Севернее она сменяется Арга-Юрхской ступенью.

Хараулахский антиклинорий занимает северный фланг Западно-Верхоянского мегантиклинория. В его своде в районе пос. Тикси обнажаются нижнекаменноугольные, а в устье р. Лены — силурийские, девонские и нижнекаменноугольные образования. Западнее Хараулахского антиклинория, на границе с платформой, в зоне передовых складок на поверхность выведены верхнедокембрийские и кембрийские толщи, слагающие Туора-Сисский, или Хараулахский, выступ. Между этим выступом и Хараулахским антиклинорием протягивается сложнодислоцированный Карданский синклиниорий, выполненный пермскими и триасовыми отложениями.

К западу от Западно-Верхоянского мегантиклинория располагается Предверхоянский краевой прогиб, заполненный в основном верхнеюрскими и меловыми угленосными и молассовыми толщами. Граница мегантиклинория и краевого прогиба проходит по Западно-Верхоянскому краевому шву, который во многих местах прослеживается в виде глубинного надвига.

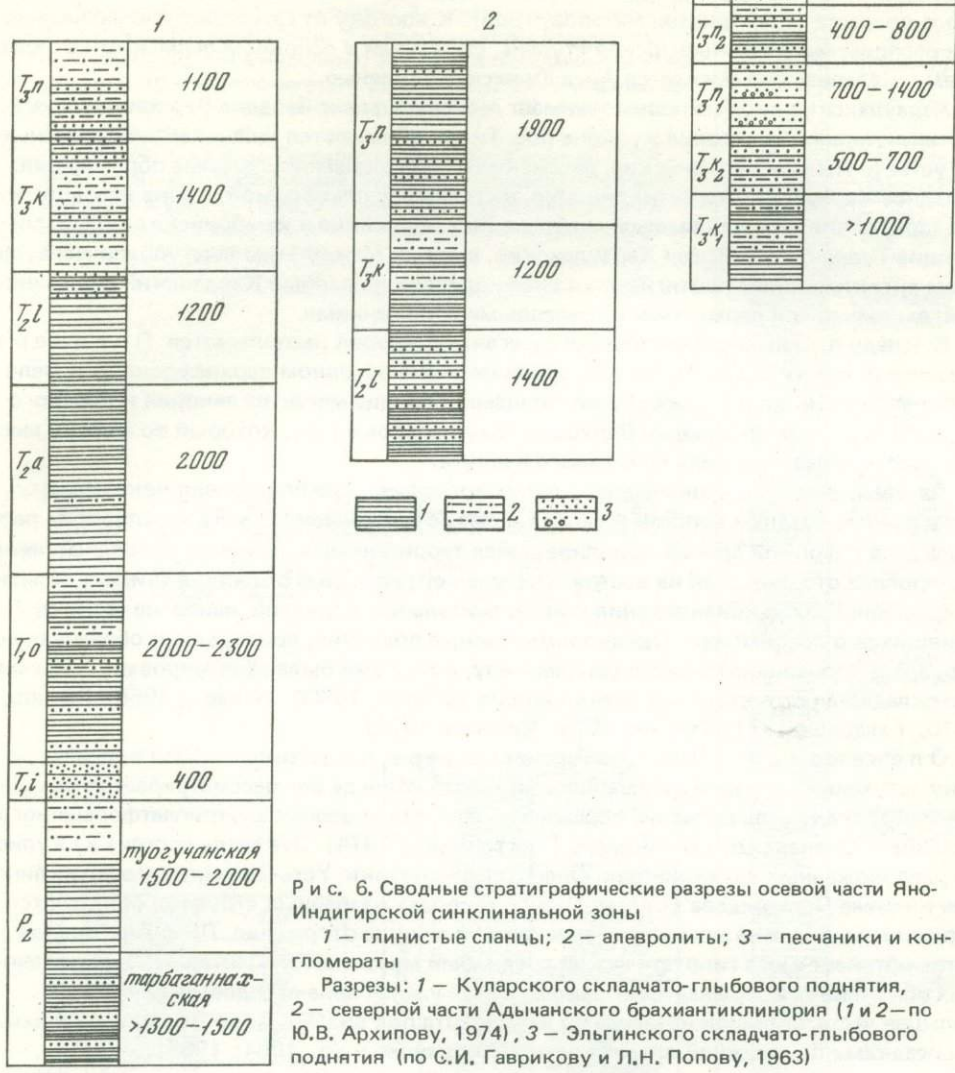
Детальные палеотектонические и палеогеографические построения показывают, что в раннем-позднем карбоне на месте Западно-Верхоянского мегантиклинория располагался глубокий прогиб, заполненный терригенными толщами. В поздней перми ось прогиба отодвигается на восток и начиная с триаса на его месте возникает область сокращенного осадконакопления или относительных поднятий, наиболее четко проявившихся в поздней юре. Однако интенсивные поднятия, приведшие к образованию гор, здесь произошли только в раннем мелу, когда уже была сформирована современная складчатая структура мегантиклинория [Вихерт, 1960б; Атлас..., 1968; Леонов, 1970; Галабала, 1971; Тучков, 1973; Ивенсен, 1975].

Оленекская (Лено-Анабарская) ветвь представляет собой поперечную зону затухания мезозойд [Пуцаровский, 1961]. Иногда она рассматривается как Лено-Анабарская ветвь складок, образовавшаяся при инверсии внутриплатформенного прогиба — Оленекского авлакогена [Тектоника..., 1974]. Эта ветвь состоит из кулисно расположенных антиклинория Оленекской протоки, Усть-Оленекского антиклинория и кряжа Прончищева [Сягаев, 1962]. В сводах названных структур обнажаются верхнепермские, а на крыльях — триасовые и юрские отложения. Лено-Анабарская ветвь обтекает с юга гипотетический срединный массив моря Лаптевых; в естественных обнажениях вскрывается только ее самая южная зона передовых складок, а большая часть, шириной не менее 60 км, скрыта под водами моря Лаптевых и рыхлыми осадками прибрежной низменности [Мокшанцев и др., 1964; 1968].

ЯНО-ИНДИГИРСКАЯ СИНКЛИНАЛЬНАЯ ЗОНА

В Яно-Индибирскую синклинальную зону входит обширная полоса распространения пермских, триасовых и юрских отложений, заключенная между Верхоянской антиклинальной зоной, с одной стороны, и Хромским, Колымским и Омолонским массивами — с другой. В центральной части этой зоны располагаются в виде звеньев единой цепи с севера на юг Нижнеянский, Среднеянский, Адычанский, Сунтаро-Лабынкырский, Иняйский и Балыгычанский районы пологих дислокаций или складчато-глыбовых поднятий, образующих по существу единую полосу, которую можно назвать Яно-Охотской [Тектоника Якутии, 1975]. На южном фланге этой системы находится Охотский срединный массив, а на северном — гипотетический массив моря Лаптевых.

В Яно-Охотской полосе пологих дислокаций развиты мощные (до 10 км и более) геосинклинальные преимущественно триасовые отложения, смятые в крупные сундучные и брахиморфные складки; широко распространены разломы различных направлений. Геологическая природа этих структур не ясна. Многие предполагают, что эти районы представляют собой погруженные геантиклиналы или срединные мас-



Р и с. 6. Сводные стратиграфические разрезы осевой части Яно-Индибирской синклиналиной зоны
 1 — глинистые сланцы; 2 — алевролиты; 3 — песчаники и конгломераты
 Разрезы: 1 — Куларского складчато-глыбового поднятия, 2 — северной части Адычанского брахиантиклинория (1 и 2 — по Ю.В. Архипову, 1974), 3 — Эльгинского складчато-глыбового поднятия (по С.И. Гаврикову и Л.Н. Попову, 1963)

сивы [Мокшанцев и др., 1964, 1968; Тильман и др., 1975; Шило и др., 1975, 1976; Мерзляков, Терехов, 1976]. Однако, по мнению автора настоящей работы, этому противоречат огромные мощности и вещественный состав верхоянского комплекса, который мало чем отличается от разновозрастных образований прилегающих сложно дислоцированных структур Яно-Индибирской синклиналиной зоны (рис. 6). Некоторые исследователи, например К.Б. Мокшанцев и Г.И. Штех, предполагают на основе анализа геофизических данных, что этим поднятиям отвечают погребенные выступы фундамента мезозой, характеризующиеся сокращенными мощностями доверхнепалеозойских и в некоторых случаях дотриасовых отложений [Тектоника Якутии, 1975].

Нижнеянский брахиантиклинорий включает Куларское и гипотетическое Шелонское поднятия, разделенные узким Усть-Янским прогибом. Последние две структуры или перекрыты рыхлыми кайнозойскими отложениями, или располагаются в акватории моря и выделяются по геофизическим данным. Куларское складчато-глыбовое поднятие состоит из Центрально-Куларской, Солурской, Улахан-Сисской и Мыгыл-Хайской сундучных антиклиналей, каждая шириной до 20 км и длиной до 90–100 км. Антиклинали разделены узкими (10–15 км) сложно дислоцированными синклиналями [Сатаров, 1970; Ивенсен и др., 1975]. В сводах антиклиналей выходят верхнеперм-

ские и нижнетриасовые отложения, в синклиналиях — триасовые существенно глинистые отложения общей мощностью более 40 км [Спектор, 1973; Архипов, 1974].

Среднеянский глыбовое поднятие отделяется от Нижнеянского Куллага-Суохской продольной седловиной шириной до 40–50 км, сложенной средне-верхнетриасовыми отложениями, которые смяты в линейные складки. Само поднятие состоит из нескольких брахиморфных коробчатых складок шириной до 10 км. От Куларского поднятия оно отличается меньшими размерами (100 X 150 км) и более четко выраженной линейностью складок.

Адычанский брахиантиклинорий протягивается в северо-западном направлении почти на 600 км при ширине до 150 км [Мокшанцев и др., 1964]. В его составе выделяются северный и южный участки. Первому из них отвечает собственно Адычанское поднятие, где развиты брахиморфные коробчатые и арочные складки, второму — Эльгинский район пологих дислокаций, в котором, как и на Куларе, распространены сундучные антиклинали шириной около 20 км и длиной до 100–150 км и разделяющие их узкие (3–6 км) щелевидные синклинали [Гавриков, 1958; Спрингис, 1958]. Адычанский брахиантиклинорий сложен в основном верхнетриасовыми отложениями мощностью свыше 5 км; только в сводах некоторых структур вскрываются ниже-среднетриасовые толщи (см. рис. 6).

Палеотектонические и палеогеографические реконструкции показывают, что ось триасового геосинклинального прогиба проходила примерно через своды современных Нижнеянского и Адычанского брахиантиклинориев, которые только в юре превратились в области относительных поднятий [Тучков, 1973; Архипов, 1974].

Сунтаро-Лабынкырское поднятие располагается к югу от Адычанского брахиантиклинория и отделяется от него Кобюминской мегасинклиналью (размеры 40 X 200 км), которая по своему структурному положению близка к продольной седловине, состоящей из нескольких антиклиналей и синклиналей. В сводах антиклиналей здесь выходят пермские и триасовые, а в мульдах синклиналей — триасовые и юрские отложения. Само Сунтаро-Лабынкырское поднятие размером 100 X 200 км сложено в основном пермскими толщами, смятыми в брахиморфные антиклинали и синклинали шириной 10–20 км и длиной 30–50 км. От расположенного южнее Охотского массива оно отделяется гипотетической Куйдусунской ветвью складок, перекрытой сверху меловой вулканогенной Куйдусунской впадиной [Мокшанцев и др., 1964].

Иняйское поднятие размером 200 X 250 км располагается к востоку от Охотского массива и иногда включается в его состав [Чиков, 1970]. Сложено оно пермскими отложениями мощностью свыше 5 км, залегающими практически горизонтально.

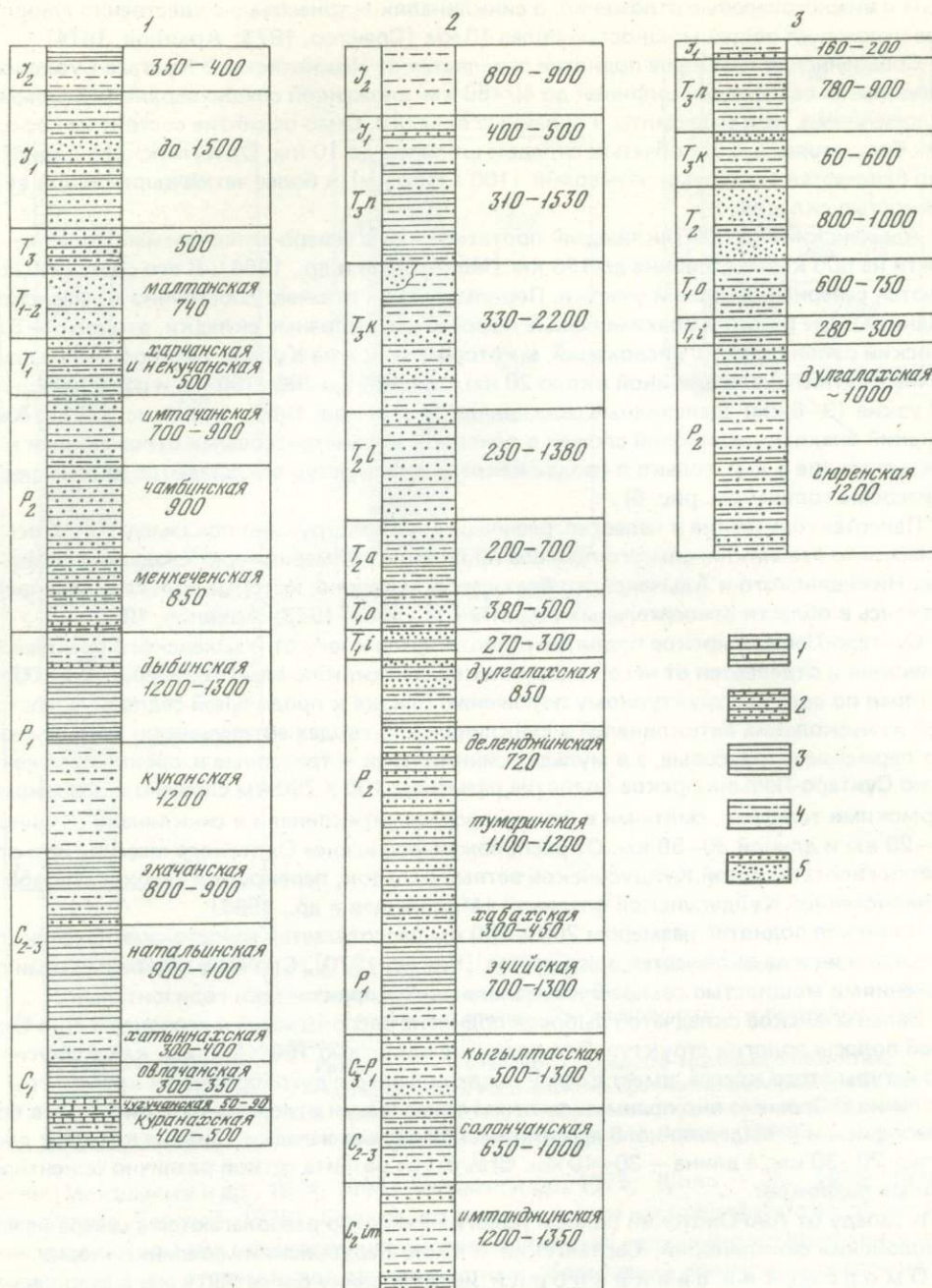
Балыгычанское складчато-глыбовое поднятие располагается в стороне от Яно-Охотской полосы пологих структур. Это поднятие площадью 150 X 200 км, как и другие структуры этого класса, имеет форму неправильного с дугообразными краями треугольника. Сложено оно преимущественно триасовыми отложениями, смятыми в брахиморфные и невыдержанного простираения линейные складки, ширина которых достигает 20–30 км, а длина — 30–40 км. Структура разбита сеткой различно ориентированных разломов.

К западу от Яно-Охотской полосы пологих структур располагаются с севера на юг Омолойский синклинорий, Сартангский и Южно-Верхоянский мегасинклинории.

Ом о л о й с к и й с и н к л и н о р и й имеет в длину более 350 км и в ширину — 50–70 км; он выполнен в основном триасовыми отложениями (рис. 7), смятыми в простые линейные складки. Структура почти целиком погребена под рыхлыми кайнозойскими осадками.

С а р т а н г с к и й м е г а с и н к л и н о р и й отделяется от Омолойского Бытантайским поперечным поднятием шириной 100 км и длиной около 150 км, сложенным пермскими и триасовыми отложениями. Собственно Сартангский мегасинклинорий дугообразный, выгнутый на запад; длина его около 350 км, ширина около 150 км. В мегасинклинории широко представлены триасовые и юрские отложения, смятые в линейные протяженные складки, средние размеры которых составляют 7–10 X 100–150 км.

Ю ж н о - В е р х о я н с к и й м е г а с и н к л и н о р и й отделяется от Сартангского Хунхандинским антиклинорием, сложенным пермскими и триасовыми отложениями



Р и с. 7. Сводные стратиграфические разрезы западной части Яно-Индибирской синклиналиной зоны
 1 — кремнистые породы; 2 — песчаные известняки; 3 — глинистые сланцы; 4 — алеволиты; 5 — песчаники

Разрезы мегасинклинориев: 1 — Южно-Верхоянского (по Б.С. Абрамову, 1970; Геологии СССР, 1970, т. 18), 2 — Сартангского (по В.С. Векличу; Геологии СССР, 1970, т. 30), 3 — Омолойского (по Р.О. Галабале)

ми, дислоцированными в линейные коробчатые складки. Южно-Верхоянский мегасинклинорий заполнен каменноугольными, пермскими и триасовыми терригенными толщами; мульды некоторых синклиналей выполнены юрскими отложениями (см. рис. 7). Мегасинклинорий имеет ширину 100-120 км и протягивается субмеридионально на 500 км, однако складки в нем ориентированы в северо-восточном направлении. В его

составе выделяются Присеттедабанская зона, которая характеризуется почти монокли-нальным залеганием верхнекаменноугольно-пермских пород, Центральная, наиболее прогнутая зона, сложенная интенсивно смятыми в линейные складки пермским и нижне-мезозойскими отложениями, и восточная Приохотская зона, где пермские отложе-ния образуют линейные складки, чередующиеся с участками пологого залегания по-род [Мокшанцев и др., 1968].

К востоку от Яно-Охотской полосы пологих структур выделяются Полоусненский, Иньяли-Дебинский, Приомолонский, Верхнеиндигирский мегасинклинории и Арmano-Вилигинский синклинорий. Иньяли-Дебинский и Верхнеиндигирский мегасинклинор-ии разделены Нера-Омчугским мегантиклинорием.

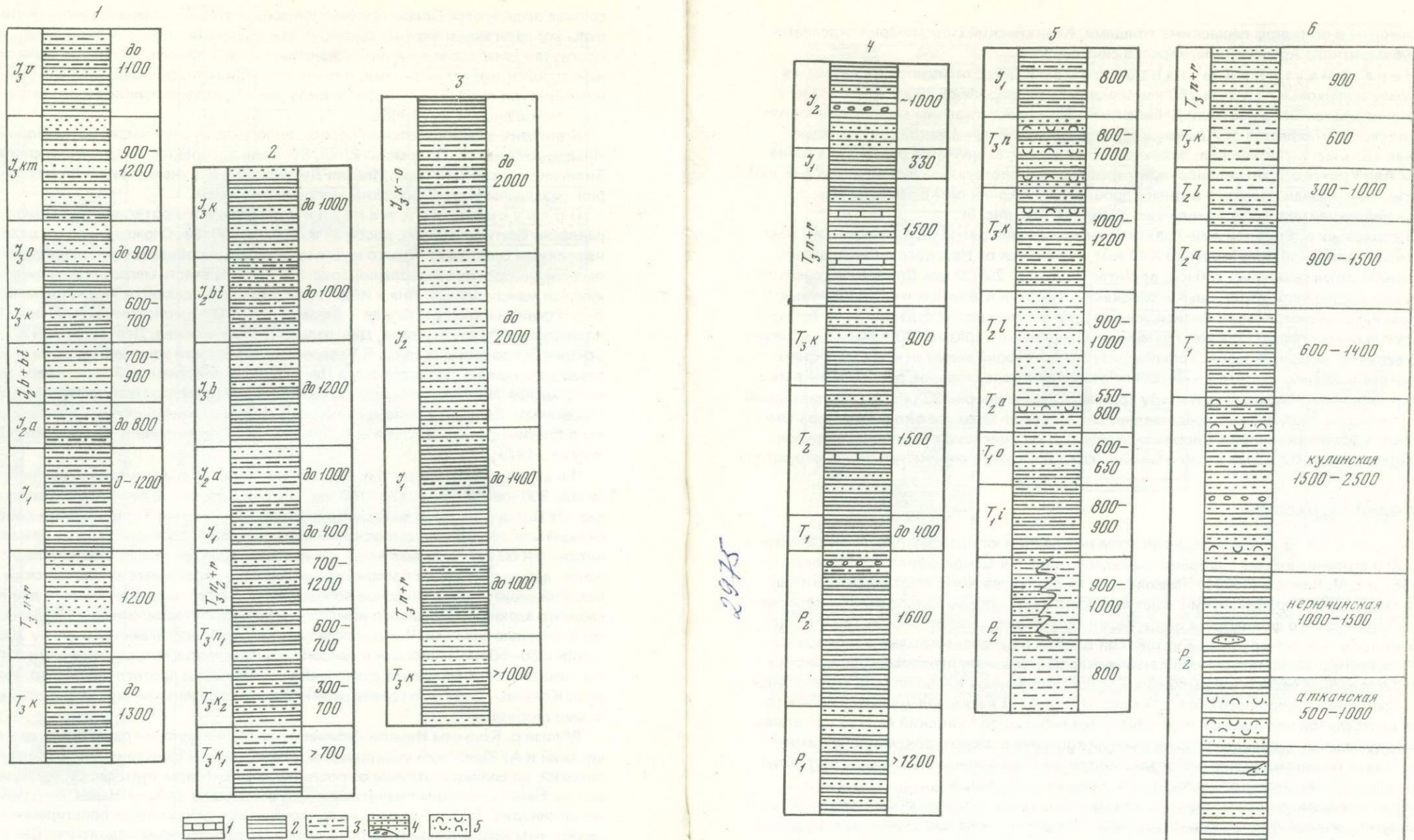
Полоусненский мегасинклинорий протягивается в широтном нап-равлении почти на 600 км, достигая в ширину 200 км. Сложен он почти целиком верх-неюрскими осадками; только на его южном крыле обнажается полоса верхнетриасо-вых-среднеюрских образований (рис. 8). Западная часть мегасинклинория, располага-ющаяся между реками Яна и Индигирка, обычно выделяется под названием Ольджой-ского синклинория, восточная — Ерчинского. В Ольджойском синклинории обособля-ются Северо-Полоусненская, Центрально-Полоусненская, Депутатская и Южно-Поло-усненская продольные зоны. В Северо-Полоусненской зоне наблюдается западное — северо-западное и субширотное, в Центрально-Полоусненской зоне северо-восточное прости-рания линейных складок, образованных преимущественно верхнеюрскими от-ложениями. Депутатская зона выполнена средне-верхнеюрскими отложениями, смяты-ми в брахиморфные складки северо-восточного прости-рания [Эпов, 1969; Тектоника Якутии, 1975].

Иньяли-Дебинский мегасинклинорий в виде огромной, длиной свыше 800 км, но узкой (70—100 км) дуги опоясывает с юго-запада Колымский мас-сив. От Полоусненского мегасинклинория он отделяется Тирехтяхским поперечным складчатым поднятием, выполненным отложениями верхнего триаса; размеры под-нятия 40 X 60 км. Северная часть мегасинклинория, имеющая северо-западное прости-рание, делится Нерским поперечным складчатым поднятием на Чаркынский и Бере-лехский синклинории. Нерское поперечное поднятие, шириной 50 км и длиной 100 км, сложено верхнетриасовыми и нижнесреднеюрскими терригенными толщами, смяты-ми в сложные складки. Чаркынский синклинорий, достигающий в длину 300 км и в ширину 60—80 км, выполнен в основном интенсивно дислоцированными отложения-ми нижней и средней юры. Берелехский синклинорий протягивается от р. Индигирки до р. Колымы. Сложен он очень сильно дислоцированными верхнетриасовыми и юр-скими разрезами.

Вблизи р. Колымы Иньяли-Дебинский мегасинклинорий разветвляется на Бохап-чинский и Ат-Юряхский синклинории. Бохапчинский синклинорий продолжает Бере-лехский, но сложен в отличие от последнего в основном триасом. Он располагается между Балыгычанским поднятием и юго-восточным концом Нера-Омчугского мег-антиклинория. Ат-Юряхский синклинорий имеет субширотное прости-рание и ограни-чен южным краем Колымского массива и Балыгычанским поднятием. Синклинорий заполнен юрскими терригенными толщами, смятыми в узкие линейные складки.

Полоусненский и Иньяли-Дебинский мегасинклинории наиболее активно развива-лись как зоны интенсивного прогибания в ранней-средней юре в условиях довольно сильно расчлененного рельефа. В поздней юре параллельно со складчатыми процессами в этих мегасинклинориях накапливались осадки шлировой формации. Таким об-разом, в отличие от других структур Верхояно-Чукотской области, Полоусненский и Иньяли-Дебинский мегасинклинории наиболее близки к классическим геосинклина-лям фанерозоя.

Приомолонский, или Сугойский, мегасинклинорий располагается между Омолонским массивом и Балыгычанским поднятием. На севере между Прико-лымским горст-антиклинорием и Омолонским массивом он постепенно выклинивает-ся. Мегасинклинорий выполнен в основном отложениями триаса (см. рис. 8). Его се-верная часть характеризуется пологим залеганием пород, а южная дислоцирована до-вольно интенсивно.



Р и с. 8. Сводные стратиграфические разрезы восточной части Яно-Инди́гирской синклиналиной зоны

1 — известняки; 2 — глинистые сланцы; 3 — алевролиты; 4 — песчаники и конгломераты; 5 — туфы

Разрезы: 1 — Полоусненского мегасинклинория, 2 — Чаркынского синклинория (по С.И. Гаврикову и Л.Н. Попову, 1963; Геологии СССР, 1970, т. 30), 3 — Берелехского синклинория, 4 — Приомолонского синклинория (по М.И. Терехову), 5 — Тарынского синклинория, 6 — Аян-Уряхского антиклинория (1, 3, 5, 6 — по Геологии СССР, 1970, т. 30)

Верхнеинди́гирский мегасинклинорий разделяет Нера-Омчугский мегантиклинорий, Эльгинский район пологих дислокаций и Сунтаро-Лабынкырское поднятие, протягиваясь в северо-западной направлении почти на 500 км при ширине до 50–60 км. Как и другие подобные структуры, Верхнеинди́гирский мегасинклинорий делится поперечными поднятиями на несколько синклинориев. В северной части выделяется Тарынский синклинорий, сложенный толщами верхнего триаса и нижней-

средней юры, которые смяты в довольно сложные линейные складки. Юго-западнее располагается Хеникинский синклинорий, отделяющийся от Тарынского Бячелинским поперечным поднятием. Ширина последнего около 50 км, длина 100 км; выполнено оно средне-верхнетриасовыми отложениями, смятыми в брахиморфные складки. В Хеникинском синклинории верхнетриасовые осадки слагают относительно простые линейные складки. Верхнекулинским поперечным поднятием (размеры 20 X 60 км),

сложенным в основном пермскими толщами, Хеникинский синклиниорий отделяется от субширотного Арmano-Вилигинского синклинория.

Нера-Омчугский мегантиклинорий протягивается из верховьев Колымы в верховья Адычи на 750 км, изменяясь по ширине от 20 до 90 км. На юге он располагается между Иньяли-Дебинским и Верхнеиндигирским мегасинклинориями, на севере отделяется от Адычанского брахиантиклинория узкой синклиналью. Южная часть мегантиклинория, размером 350 × 70 км, выделяется обычно под названием Аян-Уряхского антиклинория. В перми здесь располагался глубокий (до 7–8 км) прогиб, на площади которого в триасе процессы опускания резко замедлились, а в средней-поздней юре происходили уже поднятия (см. рис. 8).

В верховьях р. Тemyтей Аян-Уряхский антиклинорий резко пережимается и Тemyтейской седловиной (размером 30 × 40 км) отделяется от Нерского антиклинория, который протягивается на 150 км, достигая в ширину 20–30 км. Сложен он главным образом средне-верхнетриасовыми осадками, смятыми в арочные и стулообразные складки. На левобережье р. Индигирки Нерский антиклинорий отделяется от Тобычанского относительно пологой Удунинской седловиной (размер 30 × 50 км), сложенной верхним триасом и юрой. Тобычанский антиклинорий выделен нами из состава Нерского в связи с тем, что в нем развиты мелкие косые складки, образующие в целом резкую обособленную структуру (размеры антиклинория 30 × 45 км). Делаканский антиклинорий (40 × 150 км) представляет собой северо-западное окончание Нера-Омчугского мегантиклинория. Сложен он осадками карнийского и норийского ярусов верхнего триаса, смятыми в узкие линейные складки, часто опрокинутыми на юго-запад.

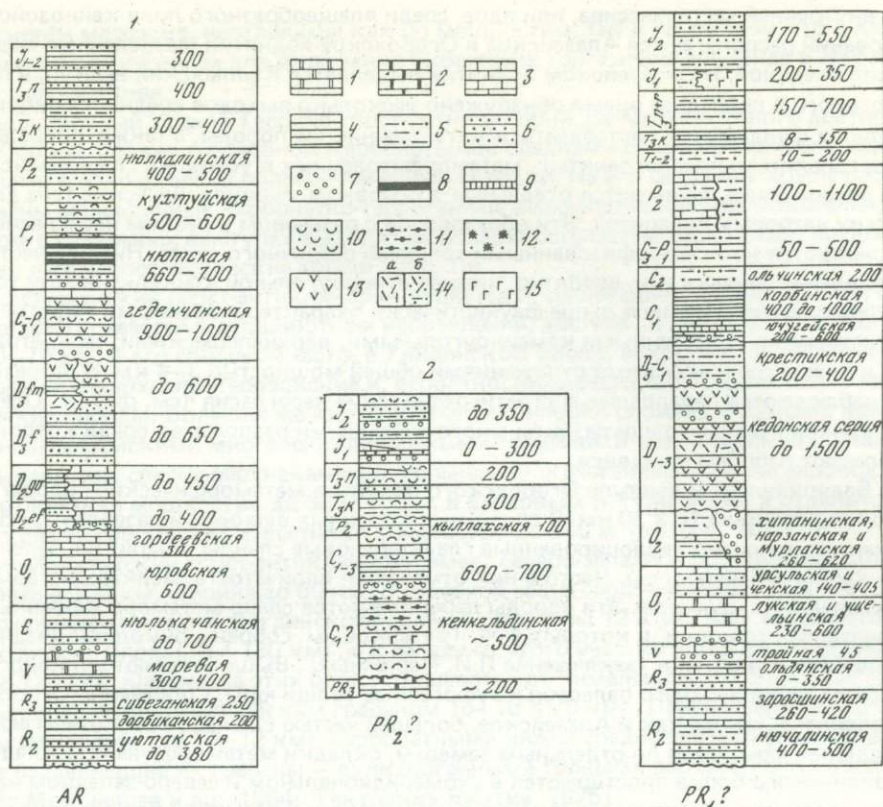
СРЕДИННЫЕ МАССИВЫ

Охотский массив располагается на крайнем юге рассматриваемой территории. Его строение весьма подробно охарактеризовано в монографиях Г.А. Гринберга [1968] и Б.М. Чикова [1970]. По данным этих исследователей, в западной части массива выделяется Верхнемайский выступ, сложенный породами кристаллического раннедокембрийского фундамента и крупными телами среднепалеозойских гранитоидов, а на востоке — более крупный Кухтуйский выступ, в пределах которого также обнажаются раннедокембрийские кристаллические образования, перекрывающиеся с резким несогласием чехлом маломощных недислоцированных карбонатных, терригенных и вулканогенных пород верхнего докембрия, палеозоя и мезозоя (рис. 9). Кроме того, в центральной части массива располагается небольшой Уракский выступ фундамента, обрамляемый карбонатно-терригенными толщами верхнего докембрия и нижнего палеозоя, а также терригенными осадками триаса. Остальная часть массива погребена под вулканитами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Кристаллические породы фундамента Охотского массива метаморфизованы в условиях гранулитовой фации [Гринберг, 1968]. Их раннедокембрийский возраст доказывается несогласным залеганием неметаморфизованных верхнедокембрийских палеонтологических охарактеризованных толщ, а также изотопными датировками, наиболее древние из которых достигают 3,5–4 млрд. лет [Корольков и др., 1974].

Омолонский массив находится на крайнем востоке рассматриваемой территории. Его кристаллический фундамент выходит на поверхность в Верхнеомолонском, Абкитском, Коркодонском и Рассошинском поднятиях. Он сложен доверхнепротерозойскими породами, стратиграфия, возраст и условия метаморфизма которых изучены очень слабо и отражены в весьма кратких публикациях [Геология СССР, 1970, т. 30; Гельман, 1974; Левин, 1974].

Чехол массива внизу сложен маломощными верхнедокембрийскими и нижнепалеозойскими карбонатными, карбонатно-терригенными толщами, которые смяты в пологие складки и крутые флексуры. Выше с угловым несогласием залегают чрезвычайно широко развитые и сложно построенные среднепалеозойские вулканиты кедонской серии [Симаков, Шевченко, 1974]. Они в свою очередь согласно перекрываются карбонатно-терригенным и терригенным верхнепалеозойско-мезозойским комплексом отложений (см. рис. 9).



Р и с. 9. Сводные стратиграфические разрезы чехлов срединных массивов

1 — доломиты; 2 — мраморы; 3 — известняки; 4 — глинистые сланцы; 5 — алевролиты; 6 — песчаники; 7 — конгломераты; 8 — углистые сланцы; 9 — кремнистые породы; 10 — туфы смешанного состава; 11 — граувакки; 12 — красноцветные алевролиты; 13 — переслаивание базальтов и андезитов; 14 — липариты (а) и их туфы (б); 15 — базальты

Разрезы: 1 — Охотского массива (по Г.А. Гринбергу, 1968; Геологии СССР, 1970, т. 30; В.А. Комаму и В.Т. Работнову, 1970), 2 — Алазейского поднятия Колымского массива (по Г.С. Гусеву), 3 — Омолонского массива (по Геологии СССР, 1970, т. 30; М.М. Орадовской, 1974; М.И. Терехову)

К северу от Омолонского массива в Анойско-Омолонском междуречье располагаются Березовский блок, или Березовско-Еропольский горст, Сиверское, Иннахское и другие поднятия, сложенные среднепалеозойскими карбонатно-вулканогенными и верхнепалеозойско-мезозойскими карбонатно-терригенными отложениями, сходными с разновозрастными толщами Омолонского массива. Эти структуры, перекрытые во многих местах вулканогенно-осадочными позднемезозойскими толщами Олойской наложенной впадины, зачастую включаются в состав Омолонского массива [Довгаль и др., 1966; Сеславинский, 1969; Городинский и др., 1974] или рассматриваются в качестве составных частей складчатой геосинклинальной зоны мезозойд [Тильман, 1962; 1973; Шило и др., 1975].

Хромский массив имеет размеры 150 X 300 км и целиком перекрыт рыхлыми кайнозойскими отложениями Приморской низменности; он выделяется по геофизическим данным.

Колымский массив по сравнению с Охотским и Омолонским имеет более сложное строение. О тектонической природе этой структуры в последние годы развернулась оживленная дискуссия, причем многими исследователями ставится под сомнение само существование массива.

Исследователи, признающие существование Колымского массива, в большинстве случаев выделяют в его составе резко различающиеся по строению внешнюю и внутреннюю части [Пушаровский, 1956; Аникеев и др., 1957; Богданов, 1963; Мокшанцев и др., 1964; Гринберг и др., 1977].

Во внутренней части массива, или ядре, среди плащеобразного поля кайнозойских образований располагаются Алазейское и Огорохское поднятия, разделенные Бадярихинской впадиной. На Алазейском поднятии выделяется Кыллахский выступ, в пределах которого в последнее время обнаружено несколько выходов среднедокембрийских пород фундамента (метабазиты и метакремнистые породы, а также прорывающие их тоналиты и плагиограниты); метаморфизованных в условиях глаукофансланцевой фации. Здесь же имеются отдельные в основном субвулканические тела докембрийских натровых липаритов. Эти образования с разрывом и резким несогласием перекрываются неметаморфизованными толщами осадочного чехла. Нижняя часть его представлена граувакками, вероятно, нижнекаменноугольной кенкельдинской толщи, постепенно сменяющимися выше фаунистически охарактеризованными туфогенно-карбонатными и терригенными каменноугольными, верхнепермскими, верхнетриасовыми и ниже-среднеюрскими отложениями общей мощностью 3–4 км. В разрезе часто наблюдаются параллельные стратиграфические несогласия (см. рис. 9). Осадочные и вулканогенные толщи разбиты многочисленными разломами, среди которых преобладают взбросы и надвиги.

На Бадярихинском выступе Огорохского поднятия метаморфические породы слагают блок размером 10 X 20 км. В отдельных коренных выходах и развалах здесь обнаружены интенсивно дислоцированные глаукофановые сланцы, кварциты, зеленые кварц-карбонатные породы. Часто в них отмечается плейчатость, мелкая дисгармоничная складчатость, будинаж. Эти породы перекрываются слабо метаморфизованными карбонатными толщами, в которых Ф.Ф. Третьяковым собраны онколиты позднепротерозойского облика (заключение Л.И. Нарожных). Выше залегают вулканогенные образования верхнего палеозоя и туфогенные толщи юры. Собственно Огорохское поднятие, так же как и Алазейское, большей частью сложено пологозалегающими осадками юры. Судя по отдельным замерам, складки метаморфической толщи Бадярихинского блока простираются в субмеридиональном и северо-западном направлениях, тогда как структуры чехла Огорохского поднятия вытянуты в северо-восточном направлении.

Бадярихинская впадина, выполненная поздне меловыми вулканитами, протягивается в меридиональном направлении. Пояс таких же вулканитов, который предлагается называть Белогорским, по геофизическим данным прослеживается и вдоль северного края внутренней части Колымского массива (см. рис. 2).

Таким образом, в центральной части Колымского массива исследованиями Института геологии Якутского филиала АН СССР установлены выходы метаморфических пород фундамента, которые имеют скорее всего среднекембрийский возраст. Выше резко несогласно залегает относительно маломощный чехол, начинающийся на Огорохском поднятии верхнедокембрийскими (?), а на Алазейском — верхнепалеозойскими вулканогенно-осадочными образованиями.

Геология внутренней части массива в настоящее время продолжает усиленно изучаться, так как многие вопросы строения этого региона пока не решены. В частности, дискутируется проблема глаукофанового метаморфизма, не свойственного фундаментам большинства срединных массивов, за исключением, может быть, Юконского [Sainsbury et al., 1970]. Однако в целом наши материалы по тектонике и вещественному составу чехла внутренней части массива коренным образом противоречат опубликованным в последние годы представлениям об эвгеосинклинальной природе разрезов Алазейского поднятия [Русаков, Виноградов, 1969; Русаков и др., 1972, 1975; Шило, Мерзляков, 1972; Шило, Гельман, Мерзляков и др., 1973; Шило, Мерзляков и др., 1973; Шило и др., 1975; Лычагин и др., 1975].

Центральное ядро Колымского массива обрамляется Улахан-Тасским, Полоусненским, Тас-Хаяхтахским, Момским и Приколымским окраинными горст-антиклинориями, составляющими внешнюю часть массива. Как будет показано ниже, геологические разрезы позднего докембрия и особенно раннего-среднего палеозоя окраинных горст-антиклинорий существующим образом отличаются от одновозрастных образований внутренней части массива. Отложения же позднего палеозоя и мезозоя внешней и внутренней зон, одновозрастные главному геосинклинальному комплексу складча-

тых систем мезозойских, неотличимы как по мощностям, так и по составу, что и является главным основанием для включения окраинных горст-антиклинорий в состав Колымского массива.

Субширотный Улахан-Тасский горст-антиклинорий, размеры которого достигают 300 X 60 км, сложен в основном карбонатными осадками среднего-верхнего девона, смятыми в относительно пологие линейные складки. На его северном крыле распространены маломощные карбонатно-терригенные верхнепалеозойские отложения, а на южном в отдельных выступах выходят на поверхность метаморфические; предположительно верхнепротерозойские толщи (рис. 10).

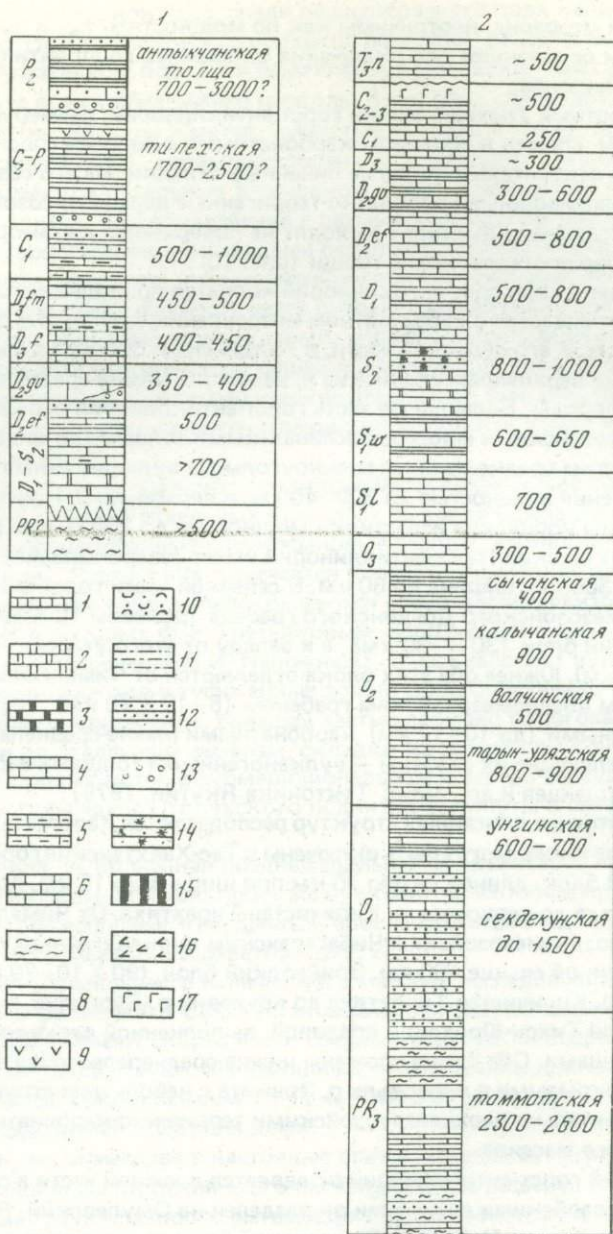
Полосуенский горст-антиклинорий является продолжением Улахан-Тасского и также протягивается в субширотном направлении, достигая в длину 350 км при ширине 60—70 км. В его сводовой части, в Уяндинском блоке, вскрываются сильно деформированные верхнепротерозойские и, вероятно, ниже-среднепротерозойские метаморфические породы. Большая же часть горст-антиклинория сложена мощными ниже-среднепалеозойскими миогеосинклинальными толщами. В виде отдельных останцов здесь известны средне-верхнекаменноугольные вулканогенные и терригенно-карбонатные отложения мощностью до 300—400 м, в верховьях р. Нонгонджи в отдельном блоке встречены норийские известняки мощностью до 200 м (см. рис. 10).

Тас-Хаяхтахский горст-антиклинорий имеет северо-западное простирание. Длина его около 300 км, ширина до 60 км. В северной части горст-антиклинория к востоку от позднемеозойского Догдинского грабена (размеры 12 X 100 км) выделяется Тас-Хаяхтахский блок (30 X 130 км), а к западу от этого участка — Догдинский блок (30 X 120 км). Южнее оба этих блока отделяются от Чималгинского блока (30 X 200 км) Умбинским позднемеозойским грабеном (6—10 X 70 км). Перечисленные блоки сложены мощными (до 10—12 км) карбонатными ниже-среднепалеозойскими осадками, а разделяющие их грабены — вулканогенными толщами верхней юры [Богданов, 1963; Мокшанцев и др., 1964; Тектоника Якутии, 1975].

Юго-восточнее описанных структур располагаются Хаяргастахский и Эрикитский блоки, которые также могут быть включены в Тас-Хаяхтахский горст-антиклинорий. Хаяргастахский блок, длиной около 70 км при ширине до 15 км, протягивается от устья р. Чибгалаха до верховьев р. Кипичистан-Тирехтяха. От Чималгинского блока он отделяется позднемеозойским Чибгалахским вулканогенным прогибом шириной 20 км и длиной свыше 100 км. Эрикитский блок (90 X 10—20 км) протягивается от верховий р. Кипичистан-Тирехтяха до верховий р. Буордаха, отделяясь от Хаяргастахского узкой Тихон-Юряхской впадиной, выполненной верхнетриасовыми и верхнеюрскими толщами. Оба блока сложены ниже-среднепалеозойскими карбонатными осадками, перекрытыми в верховьях р. Эрикита с небольшим структурным несогласием предположительно верхнепалеозойскими терригенно-карбонатными толщами чехла Колымского массива.

Момский горст-антиклинорий выделяется в южной части Колымского массива. Позднемеозойскими грабенами он разделен на Омудевский, Ясачненский и Арга-Тасский (Рассошинский) блоки. Омудевский блок протягивается от верховий р. Таскана до вершины Победа на 300 км, достигая в ширину 50 км. От Эрикитского блока он отделяется кальдерой проседания Буордахского субвулкана и одноименной верхнеюрской впадиной размером 30 X 40 км. Ясачненский блок, шириной до 60 км, от верховьев р. Сеймчана до верховьев р. Омчикчана тянется почти на 180 км, отделяясь от Омудевского блока Гармычанским (10—30 км X 100 км) и Лаглыхтахским (20 X 100 км) грабенами. Оба блока сложены ниже-среднепалеозойскими толщами мощностью около 10 км, согласно перекрытыми маломощными (1—2 км) терригенно-карбонатными верхнепалеозойскими и мезозойскими отложениями [Богданов, 1963; Мокшанцев и др., 1964; Мерзляков, 1971].

Арга-Тасский блок располагается соответственно к северо-западу и к востоку от Ясачненского и Омудевского блоков, отделяясь от них Сибекеньинским (20 X 100 км) и Гармычанским (15 X 150 км) грабенами. Арга-Тасский блок (60 X 130 км) сложен позднекембрийскими, ордовикскими, силурийскими и девонскими карбонатными толщами, перекрытыми маломощными позднепалеозойско-мезозойскими тер-



Р и с. 10. Сводные стратиграфические разрезы окраинных горст-антиклинориев Колымского массива

1 — кремнистые породы; 2 — доломиты; 3 — мраморы; 4 — известняки; 5 — глинистые известняки; 6 — песчаные известняки; 7 — зеленые сланцы; 8 — известково-глинистые сланцы; 9 — туфоалевролиты; 10 — туфопесчаники; 11 — алевролиты; 12 — песчаники; 13 — конгломераты; 14 — красноцветные алевролиты; 15 — гипсы и ангидриты; 16 — трахиты; 17 — базальты и трахибазальты

Разрезы горст-антиклинориев: 1 — Улахан-Тасского (по А.Б. Артемову и др.), 2 — Полоусненского (по Г.А. Гребенникову, 1975), 3 — Тас-Хаяхтахского (по К.К. Дубовикову), 4 — Момского (по Е.П. Сурмиловой и др.; Г.С. Гусеву), 5 — Приколымского (по А.Г. Кацу, Ю.Т. Николаеву и др.)

3

J_2	0 - 1200
T_3	250
T_2	350
T_1	250
C_1	1200 - 1300
Π_3^f	до 800
Π_2^{go}	400 - 500
Π_2^{ef}	900 - 1000
Π_1	600 - 700
S_2^{ld}	1000 - 1200
$S_1^{ш}$	700 - 800
S_1^b	300 - 400
Q_3	~ 600
	табятэйская 2000
Q_2	ирганджинская 1400 - 2000
Q_1	> 750

4

T_3	~ 500
T_{1-2}	до 500
P_2	бочарская 420
C_2	агинджинская 310 магарская 260 себеглянская 220
$C_1^{ш}$	тургайская 160
C_1^z	зырянковская 500 - 900
Π_3	500 - 800
Π_2^{go}	700 600 700 700 уважинская
Π_2^{ef}	700
Π_1	калгарская 800 - 1000
S_2^z	мидненская 300
S_1^1	бизанская 600 - 900
S_1	1000
Q_3	от 300 до 1300
Q_2	харкинджинская 600 - 700 варпирская 1300 - 1800 кравунская 500 макринская 500 - 600 сиенская
Q_1	учатская 800 - 1100
	300 - 1000? солонцовая до 500 тиреэтянская до 1100
PR_3	

5

J_2	нимчанская 530 вилькицкая 330 эльгейжакская 570
J_{1-2}	загвиньская 320
J_1	бытунджинская 400
T_{1-2}	550
T_3	250
P_2	300
P_1	250
C_{1-2}	булуканская 100 зиденальская 300
C_1	вилемская 350
$\Pi_5 C_1$	дусукуньская 600
Π_3	меунджинская 600
Π_{2-3}	ядгадонская 800
Π_2	сагинская 650 - 1000
Π_{1-2}	эльвенская 600 - 1000
Q_2	500 > 160
Q_1	250
E_1	киртинковская 430 - 500
V	горбуновская 550 - 600
$R_3?$	спидоновская 5000 - 2300
R_2	чебукулаская до 1000

ригенно-карбонатными отложениями с примесью вулканогенного материала (см. рис. 10).

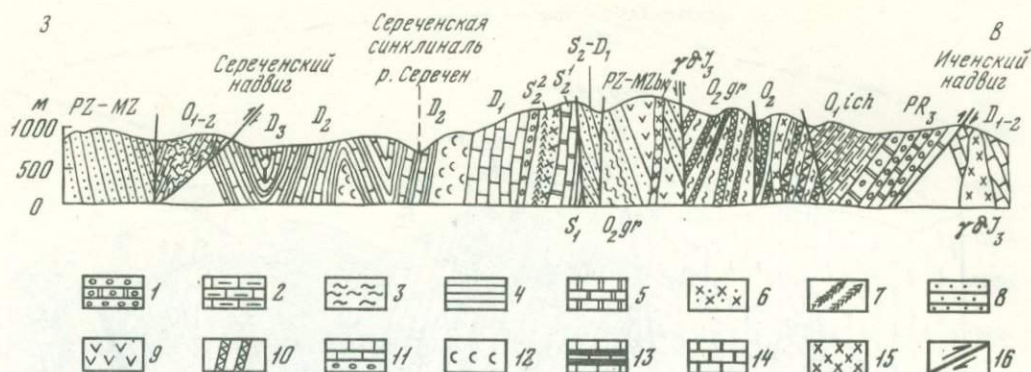
На западе Арга-Тасского блока в Серечен-Иченском междуречье В.М. Мерзляковым [1971] был описан мощный вулканогенно-осадочный разрез ордовика. В его составе им были выделены (снизу вверх) иченская, биикская, горельшевская, булкутская и сереченская свиты, перекрываемые с несогласием нижним девонем. В 1976 г. нашими работами установлено, что на западном склоне Серечен-Иченского междуречья наблюдается непрерывный разрез от ордовика до нижнего девона. Здесь были выявлены пропущенные В.М. Мерзляковым нижнесилурийские зеленоватые известковистые сланцы с брахиоподами *Igera sp.* семейства *Sowerbyellidae* (определение Г.Т. Ушатинской и верхнесилурийские доломиты, весьма сходные с доломитами бизонской свиты. Они в свою очередь согласно перекрываются пестроцветными мергелями и карбонатными породами с покровами трахибазальтов и трахитов мощностью 20—30 м, которые В.М. Мерзляковым ошибочно включались в сереченскую свиту верхнего ордовика. В подошве пестроцветных пород собраны наутилоидеи, брахиоподы и гастроподы. Эта толща мощностью около 300 м по всем признакам соответствует верхнесилурийской мирненской свите Омурлевского блока. Выше согласно, с конгломератами в основании, залегают нижнедевонские известняки с кораллами (рис. 11).

В отличие от этого на восточном склоне Арга-Тасского блока нижнедевонские известняки, также с конгломератами в основании, залегают с угловым несогласием на ниже-среднеордовикских и докембрийских осадочных толщах. В нижней туфовой пачке, отнесенной В.М. Мерзляковым к сереченской свите верхнего ордовика, нами собраны многочисленные брахиоподы, которые, по заключению С.М. Лазарева (ПИН АН СССР), по многим признакам похожи на энтелиции. Кроме того, в ней обнаружены *Chonetes sp.* и форма, похожая на *Anastrophia*. Этот комплекс фауны свидетельствует о докаменноугольном возрасте вмещающих пород туфовой пачки. Более вероятно, по заключению С.М. Лазарева, что это низы девона — верхи силура. Ниже туфовой пачки залегают глинистая толща мощностью до 400 м, которая скорее всего имеет также силурийский возраст.

Таким образом, нами установлено, что единой ордовикской сереченской свиты не существует. В эту свиту были включены различные ниже- и верхнесилурийские слои сложного геологического разреза. Остаются нерешенными многие вопросы геологии булкутской свиты. В.М. Мерзляков включает в нее мощные субвулканические тела основного состава, калий-аргоновые датировки которых показывают позднеюрский — меловой возраст. Ордовикская фауна была собрана этим исследователем из обломков глинистых пород в верхах булкутской свиты. Поэтому весьма вероятно, что время образования всей толщи вулканогенно-осадочных пород, содержащей подобные экзотические обломки, существенно иное. Не исключено, что отдельные части булкутской свиты имеют не только палеозойский, но и более молодой — позднемезозойский возраст.

Тем не менее полностью исключать возможность проявления вулканической деятельности в ордовике на территории Арга-Тасского блока пока нельзя, так как генезис и возраст туфоподобных пород, соответствующих биикской толще В.М. Мерзлякова, требует более обстоятельного изучения. Однако можно считать доказанным, что к кремнистым породам в этой толще относились мелкообломочные туфоподобные породы. Отдельные тела крупно- и мелкообломочных туфоподобных пород имеют с вмещающими глинистыми пачками секущие контакты и напоминают в этом отношении среднепалеозойские силлы туффзитов западной части Вилкойской синеклизы [Масайтис и др., 1975].

Данные В.М. Мерзлякова о широком распространении магматических пород в ордовике Арга-Тасского (Рассошинского) блока нашими материалами ставятся под большое сомнение. Вероятно, самыми древними здесь являются верхнелудловские покровы трахитов, с которыми ассоциируют туфы верхнего силура — нижнего девона и, возможно, силлы туффзитов "биикской" толщи. Следовательно, эти магматические проявления имеют, как и во многих других районах Северо-Востока СССР, среднепалеозойский возраст.



Р и с. 11. Геологический профиль через Серачен-Иченский водораздел (Арга-Тасский блок Момского горст-антиклинария)

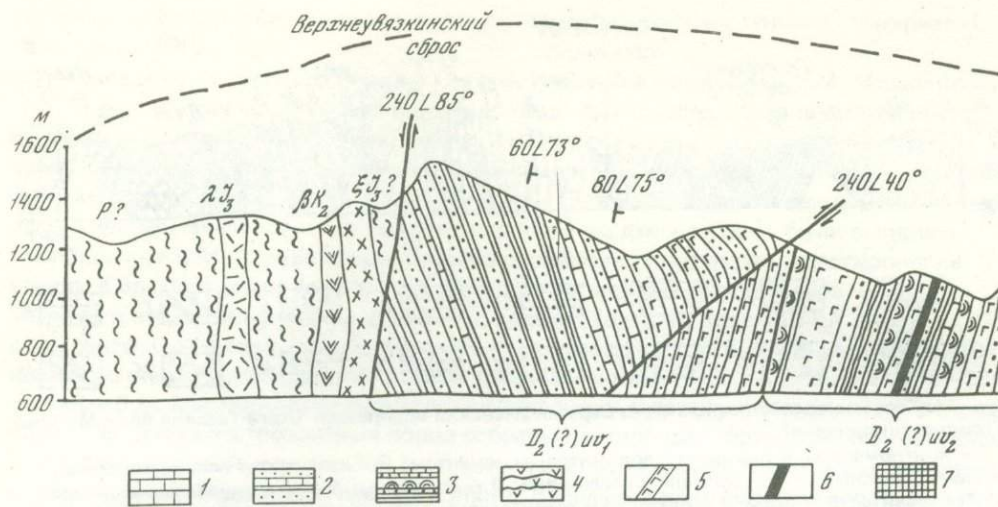
1 — конгломераты, в том числе с доломитовым цементом; 2 — известково-глинистые сланцы; 3 — глинистые сланцы; 4 — мергели и известняки; 5 — доломиты; 6 — красноцветные алевролиты; 7 — трахиты; 8 — туфы; 9 — базальты и трахибазальты; 10 — силлы туффизитов; 11 — известняки и конгломераты; 12 — гипсы и ангидриты; 13 — углисто-глинистые сланцы и известняки; 14 — битуминозные и светлые известняки; 15 — гранодиориты; 16 — разломы

Еще более мощные проявления среднепалеозойской магматической деятельности устанавливаются на восточных склонах хребта Арга-Тас в пределах Увязкинского блока. Здесь по ручью Увязка в основании увязкинской свиты палеозоя выделяется пачка (мощностью 600 м) переслаивания песчаников и алевролитов с отдельными горизонтами гравелитов, органогенно-обломочных известняков и пластовыми телами диабазов. Выше залегает толща мощностью около 700 м песчаников, алевролитов и шаровых базальтовых лав с пластами и линзами органогенно-обломочных известняков с фауной кораллов, брахиопод, ругоз и криноидей среднедевонского возраста [Савосина и др., 1976]. Завершается разрез толщей канатных и шаровых лав мощностью 1000 м, контактирующей по разломам с известковистыми сланцами и рыхлыми алевролитами, которые относятся предположительно к среднему палеозою (возможно, пермь). Все эти породы, залегающие вертикально, перекрываются отложениями верхней юры (рис. 12).

Изучение вещественного состава охарактеризованных образований Увязкинского блока и заключенных в них фаунистических остатков находится в начальной стадии, однако имеющиеся структурные и другие данные показывают, что в опубликованном недавно разрезе этого района [Савосина и др., 1976] некоторые существенные детали, касающиеся стратиграфической последовательности свит, не отвечают действительности, поскольку не учтено опрокинутое залегание части пород.

В последние годы В.М. Мерзляковым в Арга-Тасском блоке были обнаружены верхнедокембрийские образования, вскрывающиеся в висячем крыле Иченского надвига и протягивающиеся в виде узкой полосы от левобережья р. Булкут к верховьям рек Ичен и Биик почти на 15 км. В этой полосе в сложных взаимоотношениях обнажаются бурые строматолитовые доломиты, доломиты с рассеянной в них галькой и валунами кварцитов, песчаники с крупными отторженцами серых доломитов со строматолитами и крупновалунные кварцитовые конгломераты. Разрез завершается 40-метровой пачкой пестроцветных мергелей, которые по внешнему облику близки к нижнекембрийским образованиям Прикольмья. Мощность верхнего докембрия, по нашим данным, не превышает 300–400 м, а по В.М. Мерзлякову [1971], достигает 1000 м.

Выходы докембрия известны также в Омудевском блоке. К югу от вершины Победа, в своде Тирехтяхской антиклинали, они представлены толщей мраморов мощностью более 800 м, несогласно перекрытых ордовикскими конгломератами [Мокшанцев и др., 1964; Тектоника Якутии, 1975; Константиновский, 1975б]. Предположительно позднекембрийский возраст имеют метаморфические породы Журского и Учатского выступов [Богданов, 1963; Николаев, 1958].



Р и с. 12. Геологический профиль через Увазкий купол (Увазкий блок Момского горст-антиклинория)

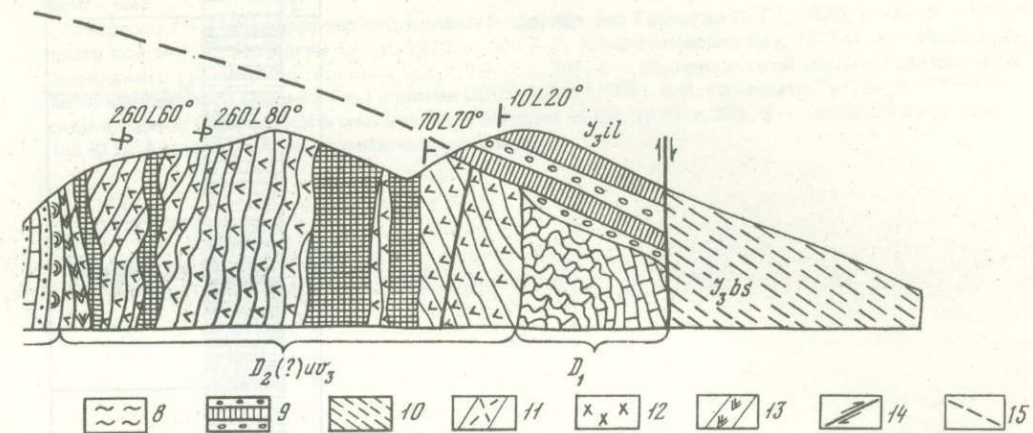
1 — известняки и известково-глинистые сланцы; 2 — песчаники и глинистые сланцы; 3 — шаровые лавы основного состава, чередующиеся с терригенными и карбонатными породами; 4 — канатные лавы основного состава, чередующиеся с терригенными и карбонатными породами; 5 — силлы габбро-диабазов; 6 — гипербазиты; 7 — трахипаритовые субвулканы; 8 — глинистые и углито-глинистые сланцы; 9 — конгломераты и покровы базальтовых лав; 10 — глинистые сланцы; 11 — дайки липаритов; 12 — сиениты (?); 13 — дайки диабазов; 14 — разломы; 15 — кровля купола

Характерной особенностью разрезов Момского горст-антиклинория является широкое распространение мощных толщ конгломератов в базальных частях разреза нижнего палеозоя, что свидетельствует о заложении нижнепалеозойского прогиба в этом районе на резко расчлененном основании. Прогиб имел, по-видимому, относительно простое строение. К северо-востоку, в сторону внутренней части Колымского массива, происходит сокращение мощностей, а в юго-западном направлении, наоборот, их увеличение. В конце силура в северо-восточной внутренней части этого прогиба, прилегающей к ядру массива, произошла существенная перестройка структуры, сопровождавшаяся многократными излияниями базальтовых и щелочных лав, взламыванием и поворотом тектонических блоков. Не исключено, что в это время на месте современных Арга-Тасского и Увазского блоков заложился крупный среднепалеозойский рифт, продолжавшийся на юго-восток в пределы Приколымья [Левашов, 1975].

В позднем палеозое и раннем мезозое на площади современного Момского горст-антиклинория накапливались маломощные терригенно-карбонатные и вулканогенно-осадочные толщи, сходные во многих отношениях с одновозрастными образованиями Алазейского поднятия. Таким образом, на рассматриваемой территории в это время произошло резкое замедление темпов осадконакопления, сопровождавшееся длительными перерывами, однако сколько-нибудь существенные складчатые процессы отсутствовали, в связи с чем все доверхнеюрские несогласия являются параллельными. Интенсивные складчатые движения здесь имели место только в начале поздней юры и происходили кроме того в начале мела.

Приколымский горст-антиклинорий протягивается в субмеридиональном направлении на 450 км, достигая в ширину 150 км. На юге он отделяется от Момского горст-антиклинория Элекчанским грабеном (25 X 200 км). В осевой части горст-антиклинория выделяется Арангас-Каменский антиклинорий длиной около 180 км и шириной до 50 км; восточнее располагается Сяпкинский синклинорий (150 X 30—40 км) и Уямканский антиклинорий (150 X 50 км). В южной части горст-антиклинория выделяются Шаманихинский, Белоноченский и Бургалинский блоки (размеры их от 50 X 60 км до 50 X 150 км), разделенные Нятинской синклиналью, выполненной отложениями карбона и перми, и Наулчинским грабеном, заполненным породами верхней юры.

В сводах Арангас-Каменского и Уямканского антиклинориев, Шаманихинского и Белоноченского блоков на поверхность выходят метаморфические ниже-среднепро-



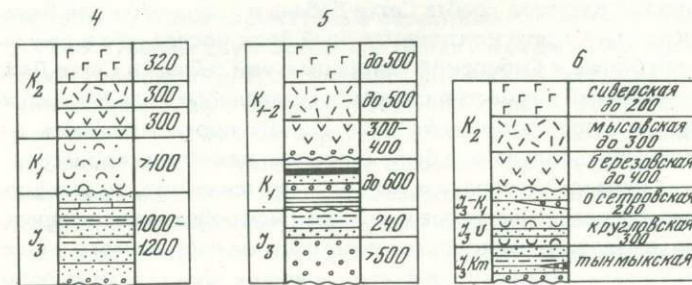
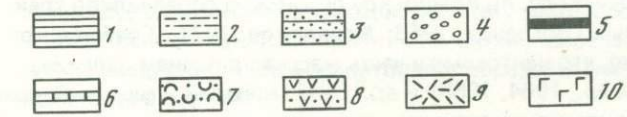
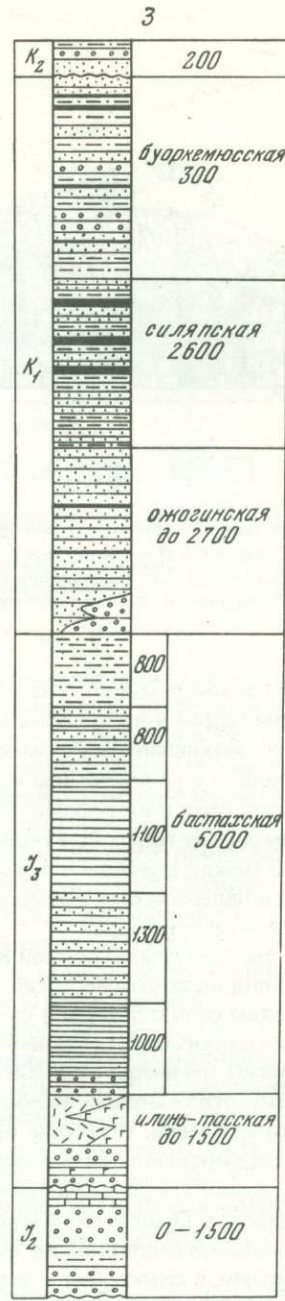
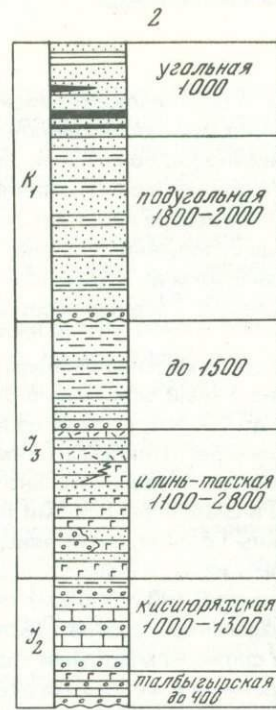
ные лавы основного состава; 5 — силлы габбро-диабазов; 6 — гипербазиты; 7 — трахипаритовые субвулканы; 8 — глинистые и углито-глинистые сланцы; 9 — конгломераты и покровы базальтовых лав; 10 — глинистые сланцы; 11 — дайки липаритов; 12 — сиениты (?); 13 — дайки диабазов; 14 — разломы; 15 — кровля купола

терозойские толщи, а на крыльях — верхнедокембрийские и ниже-среднепалеозойские терригенно-карбонатные толщи миогеосинклиналиного облика. Разрез завершается верхнепалеозойскими терригенно-карбонатными осадками, а в Нятинской синклинали и на восточном крыле Уямканского антиклинория — одновозрастными им базальтами и их туфами. На крайнем севере горст-антиклинория распространены маломощные триасовые терригенные отложения (см. рис. 10). Существенных несогласий между девонем и верхним палеозоем не отмечено, но в основании нижнего-среднего палеозоя они, возможно, имеются. Главные несогласия здесь отмечаются в основании верхней юры.

На юго-западный край Колымского массива наложена Момо-Зырянская впадина и Уяндинско-Ясачненский вулканогенный пояс. Момо-Зырянская впадина, протяженностью около 600 км и шириной до 200 км, состоит из Момского и Индигиро-Зырянского прогибов, разделенных Момским (Илинь-Тасским) антиклинорием. Момский прогиб (размеры 80 X 300 км) выполнен незначительно дислоцированными терригенными отложениями верхней юры и слабоугленосными терригенными отложениями нижнего мела. Момский, или Илинь-Тасский, антиклинорий (100 X 400 км) сложен дислоцированными верхнеюрскими терригенными толщами. Расположенный северовосточнее Индигиро-Зырянский прогиб (80 X 500 км) состоит из Селеняхской, Мятисской и Ожогинской мульд, разделенных соответственно Крест-Майорской и Суллаканской седловинами. Мульды сложены мощными (до 7—8 км) угленосными меловыми, а седловины — верхнеюрскими и меловыми отложениями (рис. 13).

Юго-западнее Момо-Зырянской впадины протягивается Уяндинско-Ясачненский вулканогенный пояс, сложенный эффузивными и вулканогенно-осадочными толщами верхней юры и позднемеловым субвулканическим комплексом. В его состав входят протяженные узкие Дарпирский, Догдинский, Умбинский, Гармычанский, Лаглыхтахский, Элекчанский, Сибекеньинский, Арга-Тасский, Налучинский, Эрикитский, Темьтейский, Нахаттинский и Сычанский грабены. В других частях Колымского массива выделяются линейные и изометричные позднемеловые впадины, выполненные кислыми и основными эффузивами. К их числу относится Бадярихинская, Буор-Юряхская и Маганская впадины в центральной части массива, Эстерихтахская и ряд других более мелких структур в Полоусненском и Улахан-Тасском горст-антиклинориях.

Изучение тектоники Колымского массива продолжается во все возрастающих масштабах, однако, начиная с 1969 г., сформировались два резко противоположных пред-



ставления о его тектонической природе. Одни исследователи считают, что эта структура является типичным срединным массивом, другие — не признают существования Колымского массива и включают в той или иной форме отвечающую ему территорию в состав Алазейско-Олойской эвгеосинклинали. Среди сторонников существования массива имеются в свою очередь два направления. Согласно первому из них, центральная часть массива имеет в основании древний архейский фундамент [Богданов, 1963; Мокшанцев и др., 1968; Тектоника Якутии, 1975; Еловских, 1976; Еловских и др., 1972]; согласно второму — фундамент массива сложен протерозойскими и более молодыми образованиями [Спрингис, 1958; Пушаровский, 1960]. Не существует единого мнения и среди сторонников существования Алазейско-Олойской эвгеосинклинали. Так, одни исследователи считают, что эта эвгеосинклиналь унаследованно развивается

начиная с докембрия [Русаков, Виноградов, 1969; Русаков и др., 1972; Тектоника..., 1974; Мерзляков и др., 1974; Лычагин и др., 1975; Шарковский, 1975; Мерзляков, Терехов, 1976; Шило и др., 1976], другие полагают, что она является вторичной, регенированной эвгеосинклиалью, образовавшейся в теле древней континентальной коры [Тильман и др., 1975].

Имеющиеся в нашем распоряжении материалы по тектонике внутренней и внешних частей Колымского массива не дают оснований отказываться от традиционного толкования этой структуры именно как срединного массива мезозоид, обладающего и сходными, и отличными от других срединных массивов Северо-Востока СССР чертами строения.

Сближают его с другими срединными массивами небольшие мощности, слабые метаморфизованность и дислоцированность чехла, особенно в его внутренней части, а

также широкое проявление эффузивной магматической деятельности. Отличается он от других массивов мезозойского строения фундамента и особенностями химизма эффузивов. Так, если фундамент Охотского массива сложен нижнедокембрийскими суперкрупными образованиями и сильно гранитизирован, то фундамент Колымского массива имеет, судя по его выходам в Кыллахском и Бадярихинском выступах, среднедокембрийский возраст и практически не гранитизирован. Следует также отметить, что, по мнению Г.А. Гринберга, фундамент Колымского массива обладает многими признаками незавершенного развития и сформировался, вероятно, в результате замыкания среднедокембрийской эвгеосинклинали. Надо полагать, что с этими особенностями строения фундамента, свидетельствующими о меньшей мощности земной коры Колымского массива по сравнению с гранитизированными блоками Охотского и, возможно, Омолонского массивов, и связаны многие специфические черты вещественного состава его чехла и в первую очередь натровая специализация продуктов магматической деятельности.

Автор отдает себе отчет в том, что многие вопросы тектоники Колымского массива до сих пор окончательно не решены. Поэтому не исключено, что тектоническая сущность этого необычно сложного структурного элемента может оказаться иной, чем это предполагается сторонниками отмеченных выше резко противоположных концепций. Для нас пока ясно, что внутренняя часть массива имеет маломощный и слабодислоцированный чехол, который в позднем палеозое и мезозое накапливался в мелководных условиях, и, таким образом, не имеет ничего общего с настоящими эвгеосинклинальными образованиями. Кроме того, необходимо заметить, что верхнедокембрийские карбонатные толщи, обнаруженные в самое последнее время в пределах Бадярихинского выступа, а ранее и на Кыллахском выступе [Пепеляев, Терехов, 1963], легко параллелизуются с маломощными карбонатными отложениями окраинных горст-антиклинорий и могут быть также отнесены к чехлу массива.

О распространении во внутренней части массива отложений нижнего палеозоя мы пока ничего достоверно не знаем, скорее всего они выпадают из разреза. Однако нижнепалеозойские толщи окраинных горст-антиклинорий, и в первую очередь Момского, Тас-Хаяхтахского и Полоусненского, по комплексу признаков справедливо трактуются как миогеосинклинальные [Богданов, 1963; Мерзляков, 1971; Гребенников, 1975]. Поэтому вполне вероятно, что центральная часть массива в раннем палеозое была приподнята [Мокшанцев и др., 1964, 1968; и др.], его западный и северный края опущены и в их пределах накапливались отложения соответствующего возраста.

Учитывая большое сходство разрезов хребта Сетте-Дабана и западного края Колымского массива, можно предполагать, что континентальный блок последнего в раннем палеозое находился гораздо ближе к Сибирской платформе, чем сейчас, и Сетте-Дабанский миогеосинклинальный прогиб совместно с прогибом западного края Колымского массива составляли единое целое. Разобщение этого единого прогиба началось, вероятно, в среднем палеозое. Обусловлено оно было широким развитием процессов рифтообразования на Сетте-Дабане, Хараулахе и, как выясняется сейчас, по западному краю Колымского массива. В позднем палеозое и мезозое рифтообразование переросло в широкое раздвижение, вызвавшее латеральное перемещение Колымского и Омолонского массивов в восточном направлении. В тыловых частях этих структур происходили процессы, сходные с образованием молодых океанов, но, вероятно, не заходившие столь далеко, как это имеет место в современном Северном Ледовитом океане [Пушаровский, 1976]. Раздвижение, вероятно, происходило постепенно, что отразилось в хорошо известном смещении в восточном направлении осевых зон позднепалеозойского, триасового и юрского прогибов Верхояно-Колымской геосинклинали.

Таким образом, заложение и развитие собственно Верхояно-Колымской мезозойской геосинклинальной системы мы связываем с широкими раздвиговыми процессами на территории, расположенной между Сибирской платформой и Индигиро-Колымской группой жестких блоков земной земной коры, состоящей из Хромского, Колымского и Омолонского массивов. По предварительным данным, максимальная амплитуда горизонтального раздвига могла достигать 300—400 км [Мокшанцев и др., 1977].

Можно думать, что крупноамплитудные горизонтальные перемещения жестких массивов сопровождалось их разламыванием и раздроблением. Особенно сильно эти процессы должны были проявиться на Колымском массиве, поскольку он имел меньшую мощность земной коры. Разламывание древних блоков сопровождалось излияниями больших масс эффузивов.

В позднем мезозое, в эпоху общего тектонического сжатия и складкообразования, мощные осадочные клинья краевых частей срединных массивов были охвачены складчатостью, однако процессы разламывания полностью не прекратились, чем можно объяснить преимущественную приуроченность орогенных наложенных впадин к срединным массивам.

ВЫВОДЫ

Изложенные выше материалы по основным особенностям строения и развития рассматриваемого региона показывают, что в геологическом разрезе Верхояно-Колымской системы, как и всей Верхояно-Чукотской складчатой области, выделяется несколько структурных комплексов, отвечающих основным этапам ее формирования [Тектоника Якутии, 1975]. Это четыре домезозойских комплекса, к которым относятся: 1) архейский кристаллический фундамент, выступающий в сводах Охотского и Омолонского массивов; 2) ранне-среднепротерозойский кристаллический комплекс, распространенный в сводах Полоусненского и Приколымского горст-антиклинориев и в центральной части Колымского массива; 3) позднепротерозойско-раннепалеозойский комплекс, слабометаморфизованные породы которого слагают своды горст-антиклинориев, обрамляющих Колымский массив, и занимают большие площади Сетте-Дабанского горст-антиклинория и Туора-Сисского выступа Верхоянской антиклинальной зоны; 4) ранне-среднепалеозойский комплекс, слагающий большую часть горст-антиклинориев Колымского массива, Сетте-Дабанского горст-антиклинория и свод Хараулахского антиклинория. В течение позднего палеозоя и мезозоя, или в собственно мезозойский геосинклинальный этап, сформировался главный геосинклинальный комплекс мезозоид и одновозрастный ему чехол срединных массивов. В позднем мезозое — раннем кайнозое проявилось интенсивное складкообразование и горообразование, внедрились пояса гранитоидов, образовались молассовые и вулканогенные наложенные впадины.

Многолетнее изучение Верхояно-Колымской складчатой системы показывает, что наиболее крупные структурные перестройки и соответственно региональные несогласия свойственны двум основным геологическим рубежам. Первое несогласие соответствует границе среднего и позднего докембрия, когда на рассматриваемой территории была сформирована консолидированная кора. Этот рубеж устанавливается по резко несогласному налеганию верхнего докембрия на кристаллическое основание Охотского, Омолонского и Колымского массивов. Второе региональное несогласие приходится на границу нижнего и верхнего мезозоя и устанавливается по угловым несогласиям в основании верхней юры, в основании верхнего апта-альба, а также датского яруса почти во всех структурах Верхояно-Колымской складчатой системы. К позднему мезозою — поздней юре и мелу, т.е. к орогенному позднемезозойскому этапу, на рассматриваемой территории были приурочены излияние больших объемов кислых калиевых лав и внедрение гранитоидных интрузий. Эти процессы наряду со складчатостью свидетельствуют в соответствии с последними теоретическими разработками советских тектонистов [Пейве и др., 1976] о новообразовании континентальной земной коры в отдельных узких зонах, подобных Южно-Ануйской или Кони-Тайгоносской, или о повторном преобразовании континентальной коры на обширных пространствах мезозойской Верхояно-Колымской складчатой системы, в том числе и в пределах срединных массивов.

На протяжении почти полутора миллиардов лет в позднем докембрии, раннем-среднем палеозое и в позднем палеозое — раннем мезозое существенные структурные перестройки приурочивались в условиях горизонтального растяжения к эпохам образования континентальных рифтов и последующего заложения на их месте геосинклиналь-

Т а б л и ц а 1

Классификация структур Верхояно-Чукотской складчатой области

Размер структур, км ²	Название структур								
До 3 млн.	Складчатая область								
Около 1 млн.	Складчатые системы					Группы (системы) срединных массивов			
100–500 тыс.	Антиклинальные зоны		Синклинальные зоны			Срединные массивы		Наложённые впадины и вулканогенные пояса	
50–100 тыс.	мегантиклинории	горст-антиклинории	брахантиклинории	мегансинклинории	мегантиклинории	горст-антиклинории	мегаблоки или ядра	горсты, поднятия, мегантиклинали	прогибы
10–50 тыс.	антиклинории, складчатые ступени	блоки	складчатоглыбовые поднятия	синклинории	антиклинории	блоки	поднятия, впадины	блоки	мульды
1–10 тыс.	выступы, складчатые седловины	горсты, грабены	сундучные антиклинали, щелевидные синклинали	поперечные складчатые поднятия	складчатые седловины	выступы	выступы		седловины
100–1000	антиклинали и синклинали					локальные поднятия и впадины			

ных прогибов. Поскольку геосинклинальные осадки верхнего докембрия, нижнего и среднего палеозоя Сетте-Дабана и окраин Колымского массива, главного геосинклинального (верхоянского) комплекса, многими признаются за миогеосинклинальные, надо полагать, что процессы деструкции в пределах этих структур не сопровождались преобразованиями консолидированной коры в океаническую. Наиболее вероятно, что имело место утонение континентальной коры в результате горизонтального растяжения.

Об отсутствии процессов сжатия в эти тектонические эпохи свидетельствует весьма ограниченное распространение в доверхнемезозойских образованиях угловых несогласий, даже на рубеже крупных тектонических перестроек. Перечислим все известные нам угловые несогласия: 1) на границе венда и рифея по восточному склону Горностахский антиклинали в Сетте-Дабане (в других структурах это несогласие параллельное или можно только предполагать о наличии углового несогласия); 2) в основании ордовика на сводах Тирехтяхской и Уочатской антиклиналей Омудевского блока [Богданов, 1963; Мокшанцев и др., 1964]; 3) в основании нижнего девона на восточном крыле Иченской антиклинали в Арга-Тасском блоке Момского горст-антиклинория, а также на Омолонском массиве [Мерзляков и др., 1974]; в других местах в кровле силура и в основании девона отмечаются лишь седиментационные брекчии и параллельные несогласия; 4) в основании верхнего триаса на юго-западе Омудевского блока [Мерзляков, 1971]; в остальных местах в верхнем триасе отмечаются только стратиграфические несогласия, или несогласий нет совсем; 5) в основании средней юры в районе вершины Победа, в западной части Момского горст-антиклинория [Константиновский, 1975а] и в Тас-Хаяхтахском и Полоусненском горст-антиклинориях [Гребенников, Дубовиков, 1963]; в других местах такое несогласие только предполагается.

Появление угловых несогласий в верхнем триасе и нижней-средней юре наряду с данными абсолютного возраста гранитоидного магматизма [Ненашев, 1965] свидетельствует о том, что раннемезозойские складчатые движения начались в самом конце геосинклинального этапа. Однако эти движения ни по интенсивности, ни по площади распространения не идут ни в какое сравнение с позднемезозойскими складчатыми движениями, которые захватили все без исключения структуры Верхояно-Колымской складчатой системы на орогенном этапе развития.

Палеотектонические и палеогеографические построения показывают, что в конце раннего мезозоя перед формированием складчатых структур на территории Верхояно-Колымской системы существовали относительно приподнятые геоантиклинальные зоны (Верхоянская) и срединные массивы, а также относительно опущенная Яно-Индигирская синклинальная зона (Атлас..., 1968; Тучков, 1973). Этот структурный план в основном сохранился и на орогенном этапе развития, во время формирования собственно орогенных складчатых структур, а также наложенных впадин и вулканогенных поясов:

Антиклинальные и синклинальные зоны совместно с срединными массивами и наложенными впадинами являются в Верхояно-Колымской системе структурами первого порядка. В свою очередь в их составе выделяется группа складчатых и других структур более низкого ранга — от мегантиклинорий и мегасинклинорий до простых складок, являющихся главным объектом исследования в предлагаемой читателю работе. Порядок названных структур определяется не только их сложностью, но и геометрическими размерами. На основании этих двух признаков построена классификация крупных структурных форм для всей Верхояно-Чукотской складчатой области (табл. 1). Эта классификация произведена с целью показать читателю, каким размером и формой обладает та или иная структура рассматриваемой территории, так как на этот счет имеются разные толкования.

Вопросы морфологии складчатых структур Верхояно-Колымской системы в той или иной степени затрагивались практически в каждой работе по геологии и тектонике рассматриваемого региона. Так, в работе К.Я. Спрингиса [1958] были описаны складчатые зоны и срединные массивы, в числе которых в качестве самостоятельного типа были выделены районы пологих дислокаций (Эльгинский и Нижнеянский). В Эльгинском районе им впервые описаны широкие плоские антиклинальные складки небольшой амплитуды, разделенные узкими синклиналями. Совокупность таких складок была названа С.И. Гавриковым [1958] сундучно-щелевидной. Сундучные антиклинали, по С.И. Гаврикову, представляют собой складки с плоскими сводами шириной 28–30 км и длиной 100–150 км. Они осложнены мелкими пологими поперечными синклиналями и более крутыми килевидными антиклиналями. Щелевидные синклинали с углами падения пород на крыльях $40\text{--}60^\circ$ и круче характеризуются развитием мелких, часто опрокинутых на запад дополнительных складок и дислоцированы гораздо сильнее сундучных антиклиналей.

В верховьях рек Сунтар, Агаякан и Куйдусун С.И. Гавриков, вслед за К.Я. Спрингисом, выделил Сунтар-Куйдусунскую подзону брахикуполовидных складок, которая представлена сочетанием пологих вздутых диаметром 20–30 км, осложненных мелкими складками без определенной ориентировки с наклоном крыльев $5\text{--}30^\circ$. Между куполовидными вздутиями здесь располагаются более сложно дислоцированные, но также относительно пологие мульды с углами падения пород на крыльях от 15 до 70° . Морфология складок в линейных и других складчатых полосах и зонах С.И. Гавриковым, как впрочем и К.Я. Спрингисом, не рассматривается. Однако следует отметить, что С.И. Гавриков [1958] впервые выделил в верхнем течении р. Индигирки поперечные антиклинальные и синклинальные зоны, которые мы теперь называем поперечными складчатыми поднятиями и седловинами.

В работе Ю.М. Пушаровского [1960] при описании различных частей Верхояно-Колымской системы упоминаются, в частности, флексуобразные перегибы на крыльях плоских складок в отложениях рифея Приколымского горст-антиклинория, а в породах палеозоя — брахисинклинали и брахиантиклинали. На хребте Сетте-Дабан он отмечает относительно правильные, крупные укороченные складки с широкими пологими сводами и крутыми крыльями, часто разорванными разломами. В Верхоянской мегантиклинали им описаны сундучные, коробчатые и двувершинные антиклинали и синклинали с широкими плоскими днищами.

Н.А. Богданов [1963] при описании протерозойских метаморфических толщ Приколымского горст-антиклинория упоминает изоклинальные запрокинутые на восток складки. Рифейские отложения, по его данным, в зонах разломов смяты в узкие пережатые и веерообразные складки. Кроме того, здесь выделяются грабен-синклинали, выполненные отложениями кембрия и девона. В верховьях р. Поповки среди девонских толщ были отмечены веерообразные пережатые складки и гребневидные антиклинали, запрокинутые на юго-запад. Н.А. Богдановым подробно рассматривается морфология структур Момского и Тас-Хаяхтахского горст-антиклинориев. Здесь им описаны антиклинали и синклинали шириной от 8–10 до 20–30 км и длиной от 50 до 100 км. Эти складки симметричны или асимметричны и часто осложнены более мелкими складками, шириной от 3–5 км до нескольких десятков метров. В бассейне р. Рассохи в гипсоносных толщах девона описаны диапировые (генезис сомнителен —

Г.Г.) веерообразные пережатые наклонные и вертикальные складки длиной до 3—4 км и шириной не более 2 км. На юге Омудевского блока выделены брахиантиклинали размером 15—18 x 30 км с куполовидным сводом; описываются и более мелкие брахискладки с размахом крыльев от 2 до 10 км. На хребте Тас-Хаяхтах кроме указанных выше морфологических типов выделяются килевидные складки. В Ильинь-Тасской мегантиклинали (антиклинории) Момо-Зырянской впадины охарактеризованы сундучные, гребневидные, коробчатые и другие типы складок промежуточного типа. Меловые отложения смяты, по данным Н.А. Богданова, в пологие брахиантиклинали и брахисинклинали шириной 20—30 км и длиной до 80 км. Кроме этого, им исследованы крупные грабены и грабен-синклинали, выполненные верхнеюрскими вулканогенно-осадочными толщами. Кинематические и динамические условия образования складок в этой работе не обсуждаются.

Достаточно подробно рассмотрена морфология складок всех основных структурных элементов Верхояно-Чукотской складчатой области К.Б. Мокшанцевым, Д.К. Горнштейном, Г.С. Гусевым и др. [1964]. Так, в Западно-Верхоянском мегантиклинории описаны сундучные, коробчатые, арочные и остроугольные симметричные, асимметричные, косые и опрокинутые линейные складки, а также брахиантиклинали и брахисинклинали. На Сетте-Дабане были выделены приразломные асимметричные антиклинали и синклинали, осложненные гребневидными складками. В Сартангском мегасинклинории отмечены изоклинальные, гребневидные, щелевидные, коробчатые и сундучные складки шириной от 5—8 до 10—12 км и длиной до 150—200 км, в Нерском антиклинории — стулообразные складки, осложненные мелкой складчатостью.

В работе И.А. Резанова [1968] была предпринята попытка выделения новых тектонических поднятий по поведению зеркала складчатости. Так, им были выделены аклинальные формы складчатых структур, в которых зеркало складчатости занимает горизонтальное положение. К числу аклинорий были отнесены Сартангский, Верхнеиндигирский, Южно-Верхоянский синклинории, что не отвечает действительному характеру складчатости в этих структурах. В 1963 г. Н.П. Аникеевым, А.П. Васьковским, И.Е. Драбкиным и др. [1970] было предложено называть районы пологих дислокаций планориями. Однако и этот термин не привился, поскольку он оказался также неудачным. В работах А.К. Башарина [1967], Б.М. Чикова [1970], В.М. Мерзлякова [1971] описание складчатых структур проведено в конспективной форме с подразделением складок только на линейные и брахиморфные.

Исследования А.В. Вихерта и И.М. Сборщикова и некоторых других авторов носят, в отличие от вышеописанных, специальный характер. Так, А.В. Вихертом [1961] в южной части Западно-Верхоянского мегантиклинория были обособлены семь зон морфологических типов складчатости: 1) крупные коробчатые складки и флексурная моноклираль (коробчатые складки имеют ширину 2—3 км и длину 20—25 км); 2) крупные стулообразные складки, осложненные мелкой дисгармоничной складчатостью (стулообразные складки имеют ширину около 7 км, мелкие дисгармоничные складки — 300—500 м); 3) мелкие арочные складки шириной от 100 до 300—500 м; 4) крупные наклонные складки, осложненные дополнительными складками (складки арочные и двувершинные шириной около 5 км, дополнительные складки имеют ширину 300—500 м); 5) крупные коробчатые складки шириной 6—7 км; 6) средние по величине арочные складки шириной 1,5—2 км; 7) крутые коробчатые и гребневидные складки, осложненные мелкими складками (складки имеют ширину около 1 км). Все описанные морфологические типы по механизму образования являются складками скольжения с изгибом.

В работе Л.П. Зоненшайна [1965] в Западно-Верхоянском мегантиклинории и Сартангском мегасинклинории выделены внешняя и внутренние части. К внешней части отнесены Предверхоянский краевой прогиб, зона его сочленения со складчатыми сооружениями и зона развития мелких, гармоничных и дисгармоничных, а также корытообразных и гребневидных складок. Во внутренней части выделяется участок глыбовой складчатости, который состоит из Орулганской зоны коробчатой складчатости шириной 30—60 км (сундучные антиклинали и синклинали, плоские ступени, флексуры и гребневидные антиклинали) и Саккырырской зоны пологих дислокаций, шири-

ной около 80—100 км (коробчатые складки и пологие, шириной до 5—10 км, симметричные складки). Дулгалахская зона линейной складчатости, имеющая в ширину 150—200 км, располагается в пределах Сартангского мегасинклинория и переходит на юге в Бараинский антиклинорий. Она состоит из симметричных и косых пережатых складок шириной 5—10 км. На основании петроструктурного анализа [Зоненшайн, Сборщиков, 1965] и изучения морфологии складчатости было показано, что складки Верхоянья образовались в условиях субширотного горизонтального сжатия. Однако крупные структуры генетически здесь связаны, по их мнению, с вертикальными движениями.

И.М. Сборщиков [1966, 1968а, 1969] впоследствии показал, что все структуры Верхоянья, в том числе и крупные коробчатые складки и флексуры, образовались в связи с действием горизонтальных сил. Отдельно этим автором разбираются вопросы трещинной тектоники и кливажа, связанные со складкообразованием [Сборщиков, 1968б, 1971а]. Им выделены диагональные сколовые и сдвиговые трещины и трещины отрыва. Возникновение последних связывается И.М. Сборщиковым с субширотным растяжением, обусловленным снятием нагрузки субширотного сжатия. Трещины кливажа распространены в основном в центральной части Западно-Верхоянского мегантиклинория, где выделяются кливаж осевой поверхности. Однако на основании геологических наблюдений и микроструктурных исследований пород И.М. Сборщиков предполагает отсутствие прямой генетической связи между процессами складчатости и образованием регионального веерообразного кливажа. В отдельной работе им подчеркивается, что большинство складчатых структур Верхоянья относятся к типу концентрических [Сборщиков, 1972], развитие которых сопровождалось появлением различных по масштабу поверхностей срыва. Наряду с эндогенными в Верхоянье описаны и экзогенные складки гравитационно-оползневой типа [Сборщиков, 1971б]. Отмечаются здесь и явления диапиризма девонских гипсово-ангидритовых толщ, оказывающих механическое воздействие на вмещающие терригенные толщи верхоянского комплекса [Сборщиков, Натапов, 1969].

Л.М. Израилевым и А.П. Кропачевым [1971] вдоль западного края Орулганского антиклинория выделяется зона мелких дисгармоничных складок (остроугольные и гребневидные складки шириной от первых десятков до сотен метров), образование которых произошло в результате срыва пачек пород в зонах надвигов. В центральной части антиклинория прослеживается зона крупных коробчатых и линейных складок, а на восточном крыле — зона пологих дислокаций и региональных флексур. Различия в морфологии складчатости указанными авторами связываются с неравномерным движением блоков, определившим распределение напряжений в осадочных толщах. Формирование складок произошло в результате взаимодействия различных по величине и направленности тектонических сил.

К числу первых работ, в которых отражено широкое распространение на Северо-Востоке СССР разломов, относится Тектоническая карта северо-восточной Азии, составленная С.В. Обручевым [1934]. На этой карте показаны наиболее крупные из известных сейчас разломов, которые выделяются в настоящее время под названием Западно-Верхоянского краевого шва, Нют-Ульбейского, Арга-Тасского, Приколымского и других. Однако в последующие годы интерес к разломам, как, впрочем, и к крупным тектоническим структурам, был практически утрачен. Только в работе В.Т. Матвеевко и Е.Т. Шаталова [1958] было дано первое систематическое описание разломов Севера-Востока СССР и подчеркнута их огромная рудо- и магмоконтролирующая роль. Следует, однако, сказать, что сведения о разломах постепенно накапливались, и многие из них выделены еще в довоенные годы. Так, Чай-Юреинский разлом был выделен Б.И. Вронским еще в 1936 г., а разлом Улахан — А.С. Симаковым в 1949 г. Многие из разломов Южного Верхоянья в качестве глубинных были описаны Н.И. Лариным [1956].

Описание или упоминание об отдельных разломах можно найти в публикациях К.Я. Спрингиса [1958], Ю.М. Пушаровского [1960], Н.А. Шило [1960], С.М. Тильмана [1962], Н.А. Богданова [1963], А.К. Башарина [1967], Б.М. Чикова [1970], В.М. Мерзлякова [1971] и многих других. Следует отметить, что названные исследователи не проводили специального изучения разломов, поэтому они за редким исклю-

чением описаны в самой общей форме. В большинстве работ или ничего не говорится о кинематике разломов, или подразумевается, что они представляют собой сбросы.

Сведения о разломах с горизонтальной составляющей смещения начали появляться 10—15 лет назад. Однако в качестве сдвигов описывались только малоамплитудные разломы, к числу которых относились правые сдвиги северной части Южного Верхоянья [Кирусенко, 1970] и левые сдвиги Западно-Верхоянского мегантиклинория [Рыбченков, Горшкова, 1965], а также некоторые разломы юго-западного обрамления Колымского массива [Богданов, 1963]. Более часто упоминаются надвиги, что и понятно, поскольку кинематика таких разломов устанавливается более легко [Крежевских, 1960; Наумов, 1962].

Наиболее полная классификация и описание глубинных разломов были впервые приведены в монографии К.Б. Мокшанцева с соавторами [1968], в которой по глубине заложения различались глубокие (мантийные) и коровые разломы, а по структурному положению и геологической значимости — краевые швы, сквозные, внутриплатформенные и внутригеосинклинальные разломы. В складчатой области по положению в структуре разломы впервые были объединены в Южно-Верхоянскую, Приколымскую, Олойскую и Индигиро-Колымскую системы. Кроме того, выделялась Вилюйско-Полуосненская система сквозных разломов, в которую, как оказалось позднее, были включены динамически противоположные друг другу нарушения [Гусев, 1969]. По возрасту разломы К.Б. Мокшанцевым, Д.К. Горнштейном, А.А. Гудковым и др. [1968] были разделены на пять групп: 1) разломы сквозного развития (от докембрия до кайнозоя); 2) разломы, консолидировавшиеся в дорифейское время и лишь частично проявившиеся в рифее и раннем палеозое; 3) разломы, развивавшиеся в рифее и частично в раннем палеозое; 4) древние разломы, унаследованно развивавшиеся в позднем палеозое и мезозое; 5) новообразованные позднепалеозойские и мезозойские. Эта классификация с некоторыми уточнениями и дополнениями была использована и в других работах этих авторов [Тектоника Якутии, 1975; Тектоническая карта..., 1976].

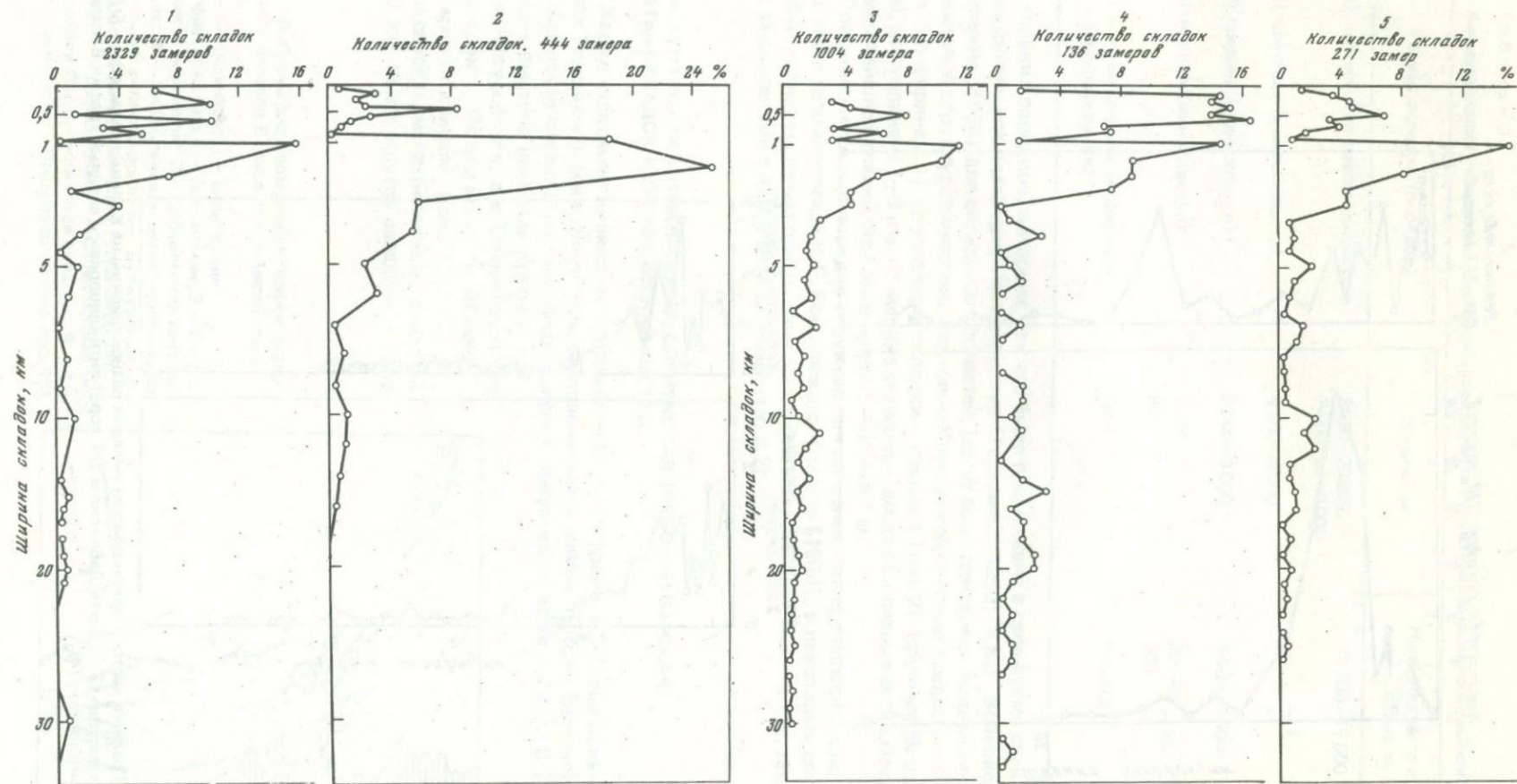
Более ограниченные классификации разломов предлагались и другими исследователями. Так, А.А. Николаевским [1964] было предложено различать: 1) межглыбовые разломы, определявшие границы крупных блоков; 2) магмоконтролирующие разломы; 3) граничные разломы, располагающиеся на границах структур с различным простиранием. А.И. Суворов [1968] различает разломы не по положению в структуре, а по их генезису и выделяет геосинклинальные, орогенные и платформенные разломы. В числе первых двух на Северо-Востоке СССР по структурному рисунку им выделяется округло-изометрическая Верхояно-Чукотская система разломов, которая подразделяется на Верхояно-Верхнеколымскую подсистему дуговых разломов и Колымо-Омолонскую подсистему разломов ро́ббовидной формы.

Морфология складчатости определяется многими признаками, главными из которых являются наклон крыльев и осевых поверхностей, форма оси, расположение крыльев относительно осевой поверхности, форма замка и характер изменения первоначальной мощности пластов на крыльях и сводах складок [Ажгирей, 1966]. Вместе с тем для получения наиболее полного представления о степени дислоцированности того или иного района, как это удачно показал А.В. Вихерт [1972а], наряду с указанными выше морфологическими признаками необходимо привлекать и размерность складчатости, которая определяется отношением длины слоя, смятого в складки, к его горизонтальной проекции (избыточная длина), и числом складок, приходящихся на единицу ширины складчатой зоны. Легко видеть, что перечисленные индикаторы деформации слоев определяются через ширину складок.

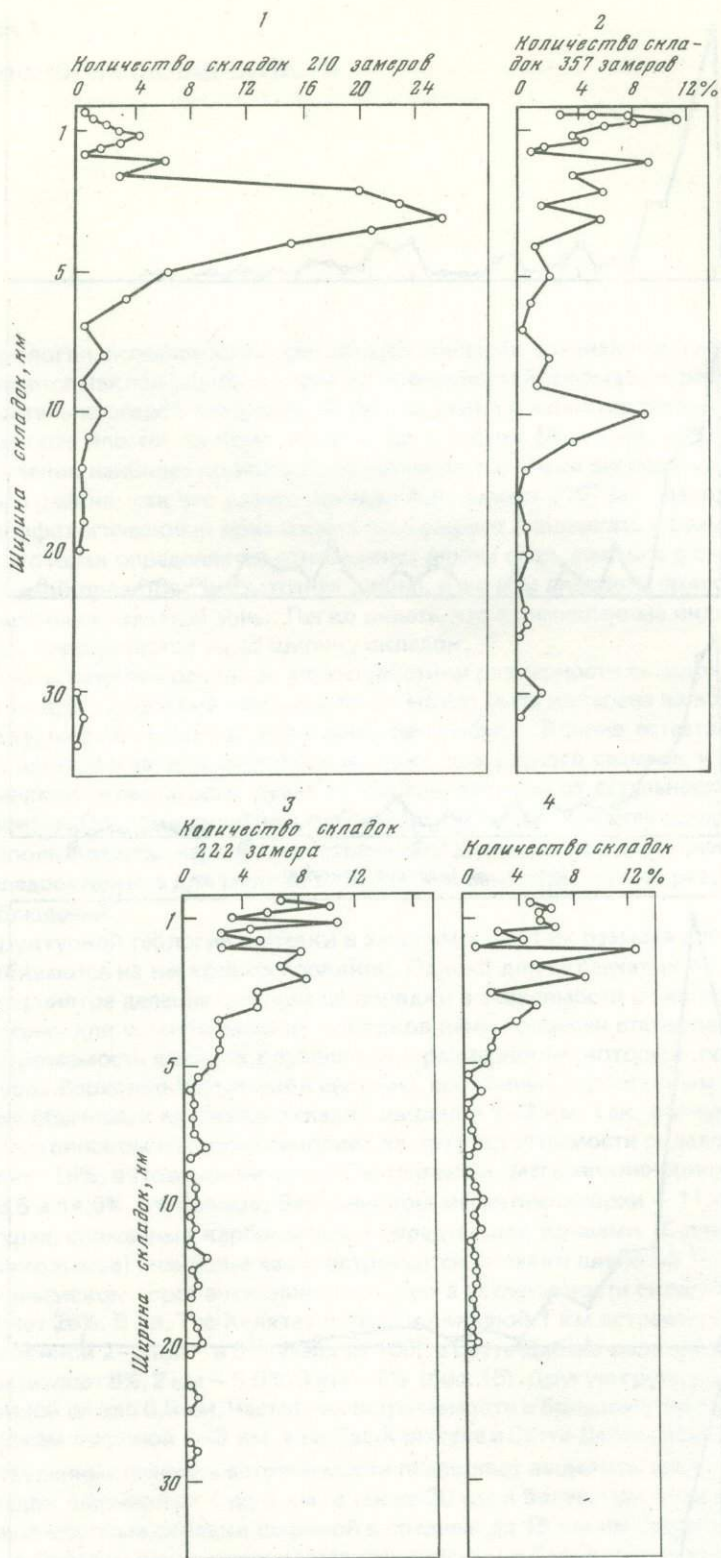
Ширина в качестве основной характеристики размерности складок выбрана не случайно, так как только она наиболее точно может быть измерена на карте, в обнажении, зарисовке, на фотографии и геологическом профиле. Вполне естественно, что информация о ширине и частоте встречаемости складок разного размера, и в первую очередь самой мелкой складчатости, будет во многом зависеть от детальности использованного материала. Поэтому для сбора сведений о крупных складках шириной более 1 км нами использовались наряду с собственными данными все доступные материалы других исследователей, а для мелких складок — в основном только результаты собственных наблюдений.

В структурной геологии складки в зависимости от их размера для удобства описания разбиваются на несколько порядков. Однако для складчатых областей отсутствует общепринятое деление складок на порядки в зависимости от их конкретной ширины. Поэтому для установления их порядков нами проведен статистический анализ частоты встречаемости складок определенной размерности, который показывает, что в структурах Верхояно-Колымской системы, сложенных терригенными образованиями, наиболее обычными являются складки шириной 1–2 км. Так, в Иньяли-Дебинском и Южно-Верхоянском мегасинклиориях частота встречаемости складок шириной 1 км составляет 16%, в Полоусненском и Сартангском мегасинклиориях — соответственно — 18,5 и 14,6%, а в Западно-Верхоянском мегантиклинории — 11,4% (рис. 14). В структурах, сложенных карбонатными складчатыми толщами (Сетте-Дабан, Тас-Хаяхта, Приколымье), наиболее часто встречаются складки шириной 1–3 км. Например, в Приколымском горст-антиклинории частота встречаемости складок шириной 3 км составляет 26%. В хр. Тас-Хаяхта складки шириной 1 км встречаются в 10 случаях из 100, а шириной 2–3 км — в 6 случаях из 100; в Сетте-Дабане число складок шириной 1 км составляет 8%, 2 км — 8,6%, 3 км — 5% (рис. 15). Другую группу составляют складки шириной около 0,5 км. Частота их встречаемости в большинстве структур не уступает складкам шириной 1–3 км, а на Тас-Хаяхтае и Сетте-Дабане даже превышает их.

Составленные графики встречаемости позволяют выделять, кроме того, еще группы складок шириной от 4 до 8 км, а также 20 км и более. При этом устанавливается, что самые крупные складки шириной в среднем до 15 км наиболее широко распространены в Западно-Верхоянском мегантиклинории и Сартангском мегасинклиории, т.е. в западной части Верхояно-Колымской складчатой системы. Таким образом, графики показывают, что складки Верхояно-Колымской системы в зависимости от частоты встречаемости по размерам естественным образом разбиваются на складки



Р и с. 14. Графики частоты встречаемости складок разной ширины в структурах западной части Верхояно-Колымской системы
 1 – Иньяли-Дебинский, 2 – Полоусненский мегасинклинорий; 3 – Верхоянский мегантиклинорий; 4 – Сартангский, 5 –
 Южно-Верхоянский мегасинклинорий



Р и с. 15. Графики частоты встречаемости складок разной ширины на Колымском массиве (1), в Тас-Хаяхтахском (2) и Сетте-Дабанском (3) горст-антиклинориях и сводный график Верхояно-Колымской системы (4)

Таблица 2

Классификация складок по размерам (порядкам) в структурах Верхояно-Колымской системы

Размер складок (порядок)	Ширина, м	Наиболее часто встречаемая ширина, м
1) крупнейшие (мегаскладки)	9000—20000, Редко до 40 000	10 000—15 000
2) крупные (макроскладки)	4 000—8 000	—
3) средние (мезоскладки)	1 000—3 000	1 000—2 000
4) мелкие (минискладки)	1—90 90—900	20—40 500
5) мельчайшие или пloyчатость (микроскладки)	До 1	0,1—0,2

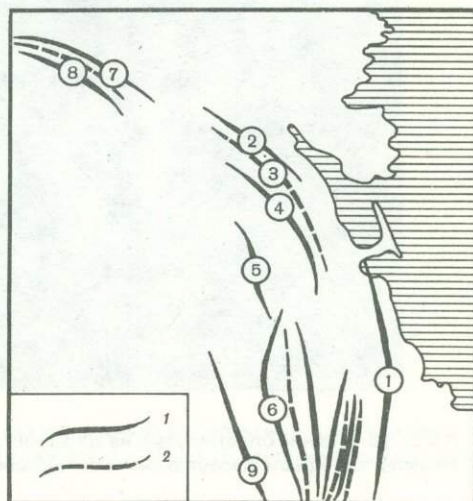
нескольких порядков, которым, как это было предложено в свое время специальным совещанием для платформенных структур [Решение..., 1963], а К.Г. Войновским-Кригером [1966] для складчатых областей, могут быть присвоены индивидуальные названия. В структурах мезозойда Верхояно-Колымской системы предлагается выделять (по ширине): 1) крупнейшие складки — свыше 10 км, 2) крупные — около 5 км, 3) средние — 1—3 км, 4) мелкие складки — десятки и первые сотни метров и 5) мельчайшие складки, или пloyчатость, — менее 1 м.

Представляется, что порядок структур при описании конкретных складок в соответствии с терминологией К.Г. Войновского-Кригера [1966], в некоторых случаях удобно указывать путем применения приставок *мега-*, *макро-*, *мезо-* и т.д., закрепленных за складками определенной ширины (табл. 2).

ХАРАУЛАХСКИЙ АНТИКЛИНОРИЙ, ОЛЕНЕКСКАЯ (ЛЕНО-АНАБАРСКАЯ) ВЕТЬ СКАДКОК И ТУОРА-СИССКИЙ ВЫСТУП

В Хараулахском антиклинории крупнейшими структурами, изученными нами, являются Тиксинская мегантиклиналь, расположенная в районе Тикси и Бастахская и Тиит-Аринская мегантиклинали, находящиеся в приустьевой части р. Лены. В Туора-Сисском выступе наиболее крупной является Чекуровская, а в Оленекской ветви складок — Сабыстахская и Дблюнговская мегантиклинали (рис. 16).

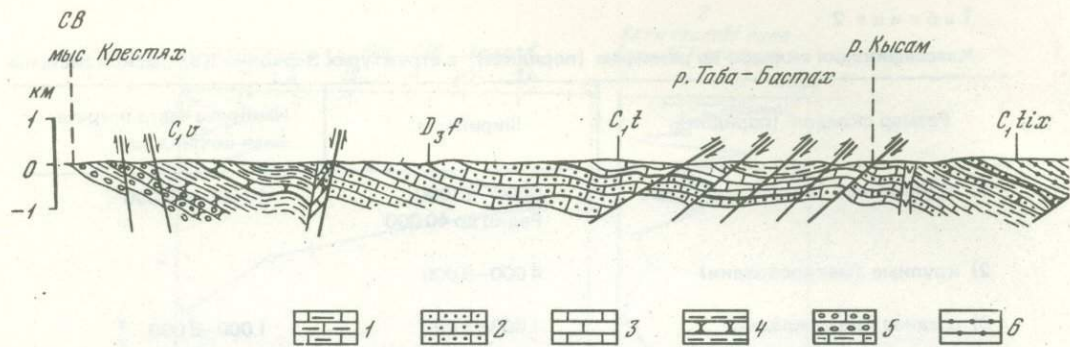
Тиксинская мегантиклиналь, шириной до 50 км, имеет крутое западное и поло-



Р и с. 16. Схема расположения складок в северной части Западно-Верхоянского мегантиклинория

1 — антиклинали; 2 — синклинали

Цифры на схеме: 1 — Тиксинская, 2 — Бастахская мегантиклинали; 3 — Собуольская мегасинклиналь; 4 — Тиит-Аринская мегантиклиналь Хараулахского антиклинория; 5 — Булкурская, 6 — Чекуровская мегантиклинали Туора-Сисского выступа; 7 — Дблюнговская, 8 — Сабыстахская мегантиклинали Оленекской ветви складок; 9 — Кюсюрская антиклиналь Предверхоянского прогиба



Р и с. 17. Геологический профиль через западное крыло Хараулахского антиклинория (правый берег р. Лены от мыса Крестях до пос. Тиит-Ары)

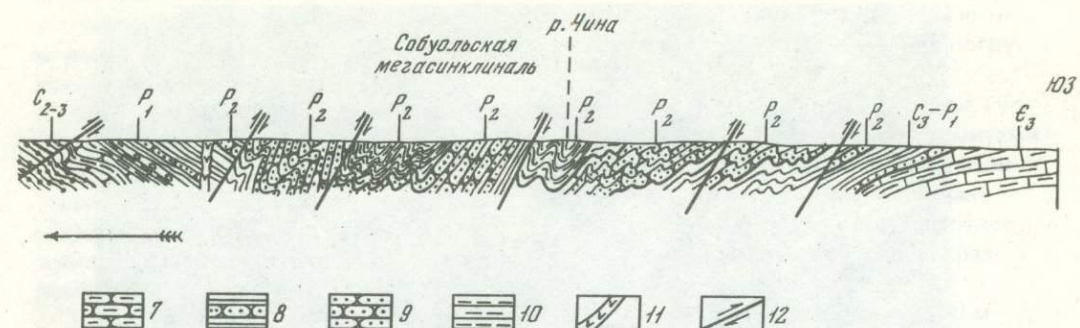
1 — глинистые известняки; 2 — песчаные известняки; 3 — известняки; 4 — известняки и

гое восточное крылья, т.е. представляет собой косую складку с плоским многовершинным сводом шириной до 15 км. Свод резко, иногда под углами 30–40°, погружается на юг. Он нарушен стулообразными и арочными или килевидными складками шириной 1–2 км, опрокинутыми на запад. На широком западном моноклиальном крыле этой структуры относительно редко встречаются узкие косые гребневидные, стулообразные, коробчатые и корытообразные складки шириной 20–100 м. Шарниры мелких складок погружаются на юг под углами 15–20°.

Другой морфологический тип складок описан в карбонатных среднепалеозойских и терригенных верхнепалеозойских отложениях Тиксинской мегантиклинали на Быковской протоке ниже пос. Сокол. В девонских известняках, переслаивающихся с покровами базальтов, здесь выделяется коробчатая антиклиналь с относительно широким (около 1 км) сводом, крутым западным (60–80° и круче) и пологим восточным крыльями. Шарнир складки испытывает волнообразные изгибы с погружением на северо-восток под углом до 30° и на юго-запад под углом до 40°. Мелких структур,



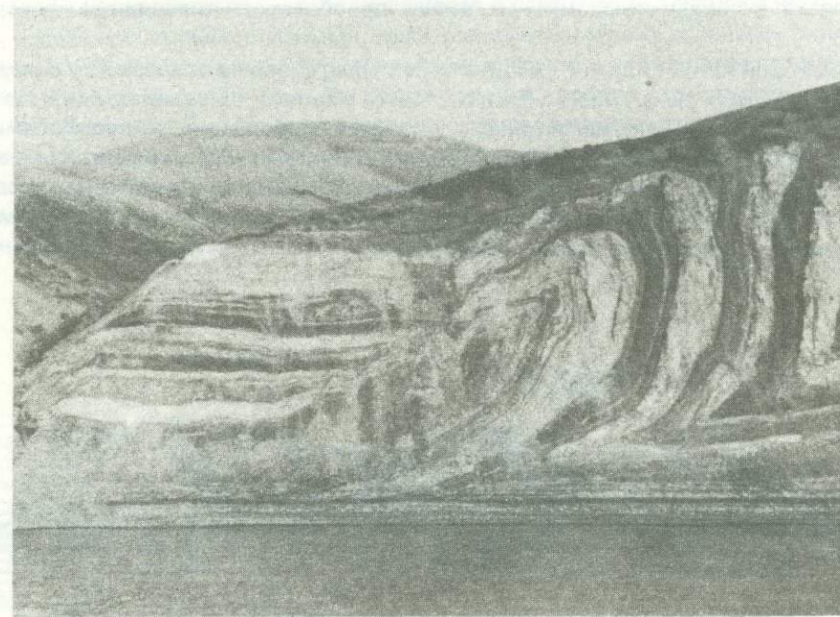
Р и с. 18. Мелкие опрокинутые на запад килевидные складки в верхнепалеозойских отложениях на западном крыле Хараулахского антиклинория (низовья р. Лены в 5 км выше пос. Тиит-Ары)



алевролиты; 5 — диамиктиты; 6 — алевролиты; 7 — флишное чередование песчаников и алевролитов; 8 — алевролиты с тонкими прослоями песчаников; 9 — массивные песчаники; 10 — чередование мощных пачек алевролитов и песчаников; 11 — дайка диабазов; 12 — разломы

осложняющих эту складку, не установлено. Западнее в терригенных отложениях верхоянского комплекса, напротив, широко распространены мелкие, но пологие арочные симметричные складки шириной от 40 до 400 м. Шарниры их горизонтальные или погружаются на юг или север под углами до 15°, т.е. и в отложениях верхоянского комплекса здесь отмечается волнообразное коробление шарниров складок.

В прекрасных береговых обнажениях приустьевой части р. Лены, протягивающихся в меридиональном направлении почти на 40 км от пос. Тиит-Ары до мыса Крестях, вскрываются относительно полого залегающие известковистые песчаники и песчаные известняки девонского возраста и нижнекаменноугольные известняки, слагающие пологую слабоволнистую Бастахскую мегантиклиналь, крылья которой осложнены крутыми и пологими взбросами небольшой амплитуды. Сопряженная с ней Собуольская мегасинклинали, сложенная верхнепалеозойскими терригенными породами, в противоположность этому характеризуется относительно крутыми крыльями и мульдой, осложненными большим количеством арочных и килевидных складок, не-



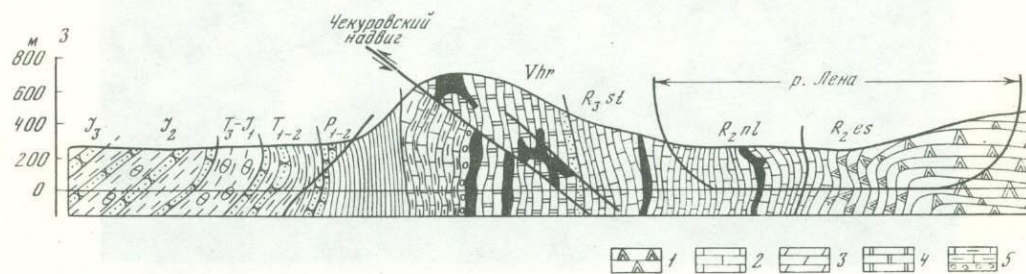
Р и с. 19. Косые арочные складки в верхнепермских отложениях Собуольской мегасинклинали на западном крыле Хараулахского антиклинория (низовья р. Лены в 15 км ниже пос. Тиит-Ары)



Р и с. 20. Дисгармоничные складки в среднерифейских отложениях на западном опрокиннутом крыле Чекурвской мегантиклинали Туора-Сисского выступа (низовья р. Лены)

редко разбитых надвигами, которые играют важную роль в строении мегасинклинали (рис. 17). Ширина и амплитуда складок 20–400, редко 1000 м, складки косые или опрокиннутые на юго-запад с падением осевой плоскости на северо-восток 50–60° под углами 50–70°. Шарниры складок погружаются на юго-восток или северо-запад под углами не более 30° (рис. 18). В тех случаях, когда смятыми оказываются пакки чередующихся глинистых и песчаных пород, наблюдается нагнетание глинистого материала в своды складок, и их замки приобретают килевидную форму (рис. 19).

В Оленекской ветви складок развиты структуры, сходные по форме со складками приустьевой части р. Лены. Здесь устанавливается крупная, шириной до 6 км, пологая арочная Сабыстахская макроантиклиналь, осложненная более мелкими пологими арочными складками шириной до 1–2 км. Севернее ее располагается Дюльонгская макроантиклиналь с узким, опрокиннутым на юго-запад юго-западным крылом и относительно пологим арочным сводом. Между этими структурами, сложенными пермскими алевролитами и песчаниками, зажата корытообразная мегасинклираль, выполненная



Р и с. 21. Геологический профиль через Чекурвскую мегантиклиналь Туора-Сисского выступа в районе пос. Чекурровка
1 — водорослевые известняки и доломиты эзелехской свиты (R_{2es}); 2 — известняки нелегер-

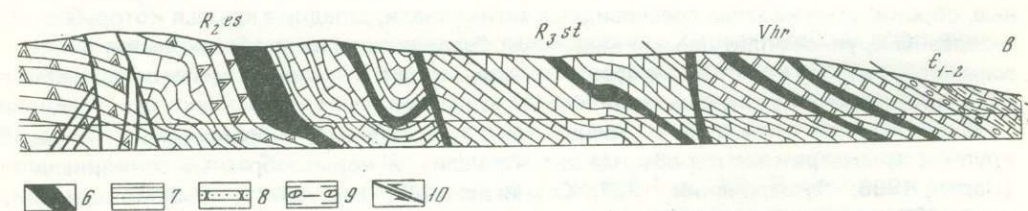
триасовыми алевролитами и аргиллитами, осевая плоскость которой опрокинута на юго-запад. Крупные складки осложнены симметричными или опрокиннутыми на юго-запад мелкими арочными складками. Шарниры последних горизонтальные или погружаются на восток под углами не более 10–15°.

Чекурвская мегантиклиналь представляет собой одну из передовых складок Туора-Сисского выступа. В своде она сложена массивными водорослевыми доломитами и известняками среднего рифея, залегающими на протяжении 2–3 км почти горизонтально. Крутое, местами опрокиннутое западное крыло мегантиклинали разорвано надвигом амплитудой от 400 м до 2 км; относительно пологое (до 40°) восточное крыло местами осложнено мелкими косыми складками и малоамплитудными разломами.

На западном крыле Чекурвской мегантиклинали в пачке мощностью до 100 м тонкоплитчатых известняков нелегерской свиты среднего рифея в районе пос. Чекурровка отмечена мелкая дисгармоничная складчатость. Ширина этих мельчайших складок обычно не превышает 0,7–0,8 м при высоте 0,3–0,4 м. По форме они угловатые или трапециевидные со сложно изогнутой дугообразной или коленообразной осевой плоскостью, наклоненной к горизонту положе всей пачки пород (рис. 20). Вероятнее всего, дисгармоничные складки имеют подводнооползневое происхождение. Характерно, что и на восточном крыле мегантиклинали на этом же стратиграфическом уровне не встречен горизонт со сходными по строению дисгармоничными складками.

На восточном крыле Чекурвской мегантиклинали мелкие складки развиты относительно слабо. В одних случаях это косые или опрокиннутые на запад сопряженные антиклинали и синклинали шириной от 2 до 20 м, в других — простые арочные складки шириной до 200 м, иногда с нарушенным сводом. Отличительной особенностью мелких складок является пологое залегание шарниров (рис. 21). В этом отношении они близки к складкам Оленекской протоки и резко отличаются от мелких складок Хараулахского антиклинория.

Таким образом, в Хараулахском антиклинории, Туора-Сисском выступе и Оленекской ветви складок распространены близкие по строению крупные коробчатые асимметричные мегантиклинали, разделенные более узкими сжатыми мегасинклиналями. Тиксинская мегантиклиналь, располагающаяся в осевой зоне Хараулахского антиклинория, осложнена коленообразными, трапециевидными и реже арочными складками с крутыми и пологими шарнирами. На западном крыле антиклинория преобладают мелкие арочные складки с крутыми падениями шарниров. В структурах Оленекской протоки и Туора-Сисского выступа мелкие складки имеют в отличие от этого пологие шарниры. Другая важная особенность рассматриваемого региона заключается в том, что здесь в зоне шириной до 60–70 км все структуры, крупные и осложняющие их мелкие, опрокиннуты на запад и юго-запад в сторону Сибирской платформы.



ской свиты (R_{2nl}); 3 — мергели и известняки сиетчанской свиты (R_{2st}); 4 — доломиты и известняки хараутехской свиты (Vhr); 5 — глинистые известняки и конгломераты (E_{1-2}); 6 — покровы и силлы диабазов; 7–9 — P_{1-2} – J_3 : 7 — глинистые сланцы и алевролиты, 8 — песчаники, 9 — аргиллиты с карбонатно-глинистыми конкрециями; 10 — разломы

ЮЖНАЯ ЧАСТЬ ЗАПАДНО-ВЕРХОЯНСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ

Морфологические типы складчатости этого региона подробно изучались А.В. Вихертом [1961], Л.П. Зоненшайном [1965], И.М. Сборщиковым [1968а, 1969] и А.П. Кропачевым [1970]. По их данным, в Орулганском и Куранахском антиклинориях преобладают сочетания коробчатых мегантиклиналей с пологими правильными мегасинклиналями. Своды коробчатых антиклиналей Куранахского антиклинория и центральной части Орулганского антиклинория часто осложнены гребневидными или клиновидными складками.

На восточном крыле Орулганского антиклинория широко распространены крупные стулообразные или флексурные антиклинали, переходящие в гребневидные, опрокинутые на восток. На западном крыле Западно-Верхоянского мегантиклинория, в зоне интенсивной складчатости, описаны в основном угловатые мезо- и минискладки, опрокинутые на запад. В целом мегантиклинорий имеет, таким образом, веерообразное строение.

На больших площадях Западно-Верхоянского мегантиклинория распространены пологие линейные складки. Весьма характерны они, в частности, и для Саккырырской ступени, которая выделялась Л.П. Зоненшайном [1965] в качестве района пологих дислокаций. В ее пределах, судя по материалам В.А. Булова и других, преобладают линейные протяженные (длиной свыше 100 км) арочные макро- и мегаскладки, лишь отчасти осложненные также пологими более мелкими складками. В зоне сочленения Саккырырской ступени с Орулганским антиклинорием устанавливаются флексуры, переходящие по простиранию в килевидные складки. В Саганджинской ступени преимущественно распространены многовершинные коробчатые мегантиклинали и корытообразные мегасинклинали.

Общей примечательной особенностью Западно-Верхоянского мегантиклинория является наличие большого числа крупных, весьма протяженных складок, не свойственных другим районам Верхояно-Колымской системы. Многие из них протягиваются на 150—200 км и достигают в ширину 20—30 км. К числу таких складок относятся Бургабыльская, Имтачанская, Собопольская, Саганджинская, Кыгылтасская и другие мегантиклинали, Куаландинская, Кимпечинская и другие мегасинклинали. Имеются и более протяженные структуры (рис. 22, см. вкладку). Например, длина Сетачанской мегантиклинали, продолжением которой, возможно, является Тиксинская мегантиклиналь, достигает 600 км.

Заметим, что в других складчатых областях, например на Кавказе, структуры такого размера описываются как антиклинории и синклинории. Однако крупные складки Западного Верхоянья имеют относительно простое строение, слабо осложнены мелкой складчатостью и поэтому выделение некоторых из них в качестве антиклинориев [Аникеев и др., 1970] не встретило поддержки.

СЕТТЕ-ДАБАНСКИЙ ГОРСТ-АНТИКЛИНОРИЙ

Главной особенностью Сетте-Дабанского горст-антиклинория является то, что большинство известных здесь мегаскладок так или иначе ограничено разломами (рис. 23, 24). На западном крыле горст-антиклинория преобладают резко асимметричные, опрокинутые на запад гребневидные антиклинали, западные крылья которых разорваны крупноамплитудными надвигами. Разделяющие их мегасинклинали также асимметричны, но имеют более правильную форму и в отличие от мегантиклиналей в большей степени осложнены мезо- и минискладками.

В центральной части и на восточном крыле горст-антиклинория распространены крупные симметричные коробчатые антиклинали и корытообразные синклинали [Ларин, 1956; Пушаровский, 1957; Спрингис, 1958; Кирусенко, 1959; Мокшанцев и др., 1964, 1968; Гусев, 1968б].

В Юдомо-Майской, или Кыллахской, зоне Сетте-Дабана наиболее крупными гребневидными мегантиклиналями являются Нельканская, Гувиндинская, Челатская, Улахан-Бамская, Кыллахская и Эбейке-Хаятинская (см. рис. 23). Восточные крылья их

Р и с. 23. Схема расположения крупных складок в Сетте-Дабанском горст-антиклинории

Юдо-Майское (Кыллахское) складчато-глыбовое поднятие, гребневидные приразломные мегантиклинали: 1 — Нельканская, 2 — Гувиндинская, 3 — Челатская, 4 — Улахан-Бамская, 5 — Кыллахская, 6 — Эбейке-Хаятинская; брахиморфные мегантиклинали: 7 — Горностахская, 8 — Нетская; мегасинклинали: 10 — Лякинская, 11 — Пуханильская, 12 — Ытыгинская, 13 — Кербинская

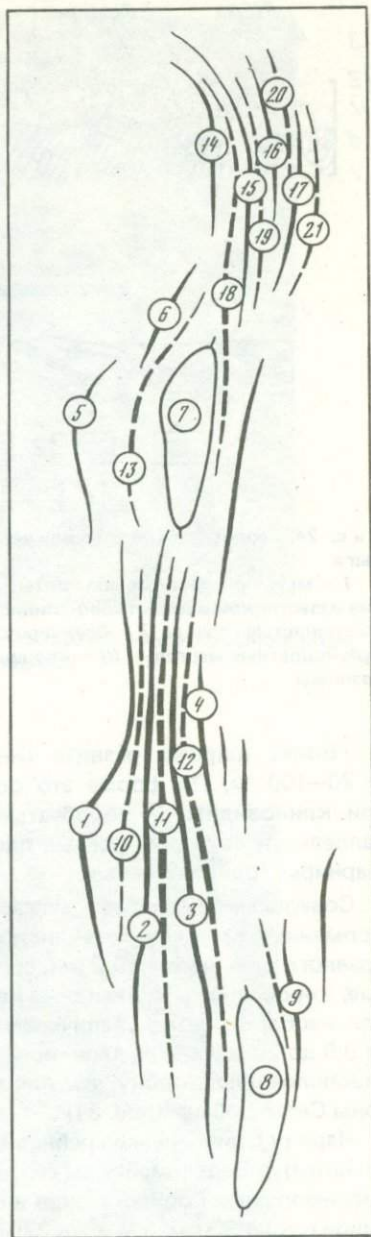
Верхнемайское поднятие: 9 — Айлинская мегантиклиналь

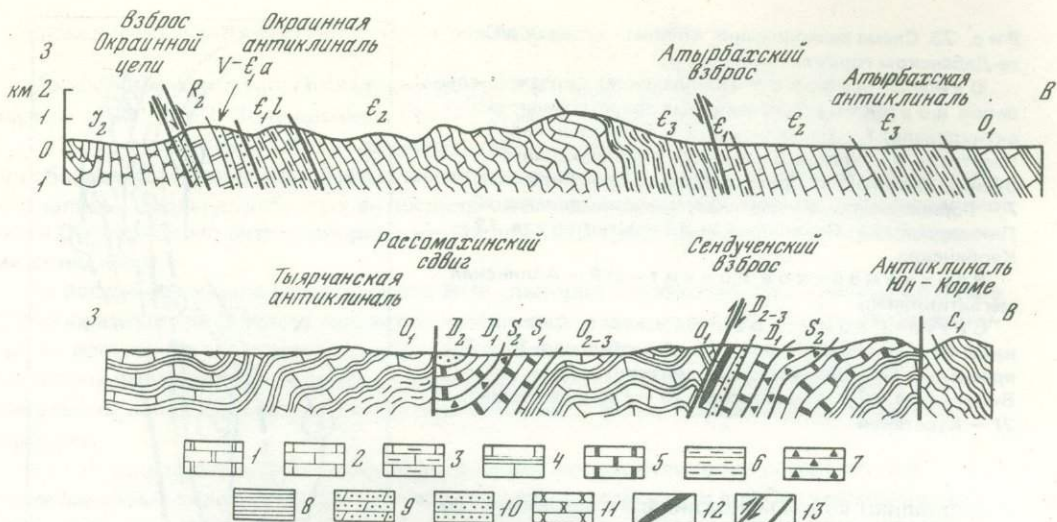
Сетте-Дабанское поднятие, мегантиклинали: 14 — Окраинной цепи, 15 — Атырбахская, 16 — Тыйрчанская, 17 — Сендученская; мегасинклинали: 18 — Билляхская, 19 — Атырбахская, 20 — Рассомахинская, 21 — Хуратская

представляют собой моноклинали с наклонами до 40° , своды узкие (до 1 км) гребневидные, западные крылья крутые с углами падения $60-80^\circ$, почти всегда опрокинутые или обрезанные крупными надвигами. Более мелкая дополнительная складчатость в этих структурах практически отсутствует.

В противоположность этому, Лякинская, Пуханильская, Ытыгинская и другие синклинали Юдо-Майской зоны характеризуются весьма широким развитием мелкой складчатости. Отчасти это можно объяснить тем, что они сложены тонкоплитчатыми известняками кембрия, способными деформироваться в мелкие складки, но сильная дислоцированность этих структур, вероятно, обусловлена в первую очередь их большим сжатием. Интенсивность мелкой складчатости нарастает в синклиналях в восточном направлении; наиболее сильно она проявилась в Ытыгинской мегасинклинали. Складки в разных структурах различаются и по форме. В расположенных на западе Лякинской и Кербинской синклиналях распространены преимущественно брахиморфные складки с наклоном крыльев до 25° . Вместе с тем в наиболее узких частях этих структур отмечаются крутые косые или опрокинутые на запад гребневидные и угловатые складки шириной до 60–100 м. Замки некоторых из них разорваны надвигами, шарниры обычно горизонтальные, а осевые плоскости падают на восток под углами $40-60^\circ$.

Наиболее сложный комплекс мелких складок развит в Ытыгинской мегасинклинали. Здесь, в зоне, прилегающей к Улахан-Бамскому надвигу, описаны угловатые клиновидные и стулообразные микроскладки шириной от 1–2 до 5–10 см (рис. 25). Встречаются также микроскладки с плавно изогнутым, но острым гребневидным замком, шириной от 5 до 20–30 см. Их осевые плоскости, так же как и клиновидных складок, наклонены на восток под углами от 30 до 60° (рис. 26). В некоторых случаях наблюдается дисгармоничная микроскладчатость, вызванная наполнением пластичных пород на менее пластичные (рис. 27). Плойчатость приурочена к отдельным узким зонам шириной до 40–60 м и не заполняет всего пространства Ытыгинской мегасинклинали.





Р и с. 24. Геологические профили через Сетте-Дабанский горст-антиклинорий по р. Восточная Хандыга

1 — мраморизованные доломиты; 2 — известняки; 3 — известковистые сланцы; 4 — чередование известняков и известково-глинистых сланцев; 5 — битуминозные известняки; 6 — известково-глинистые сланцы; 7 — брекчированные известняки и доломиты; 8 — глинистые сланцы; 9 — красцветные мергели; 10 — кварциты; 11 — рыхлые песчаники; 12 — покровы базальтов; 13 — разломы

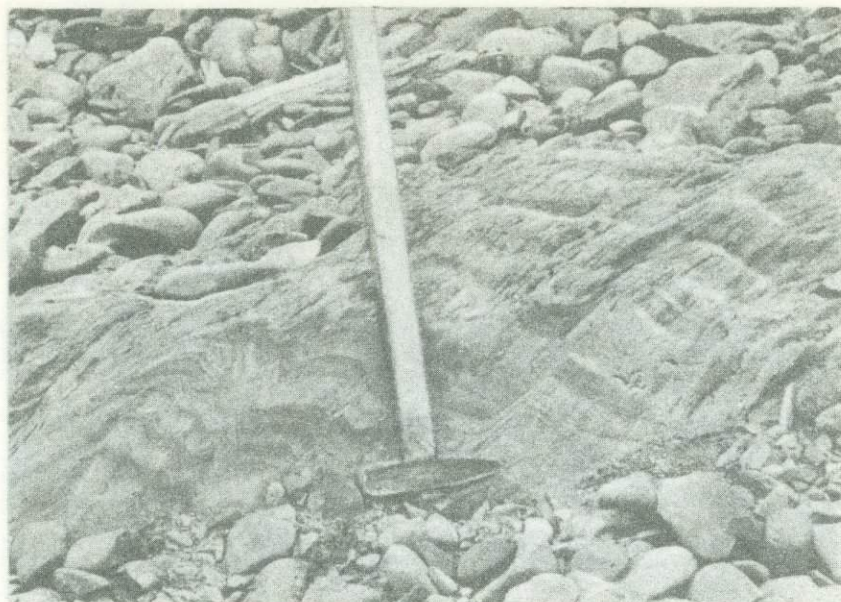
Более широко развита мелкая складчатость с размахом крыльев 1—10 и 20—100 м. По форме это обычно арочные и плавные трапециевидные (рис. 28) или клиновидные и коробчатые (рис. 29), а также стулообразные (рис. 30) параллельные складки. Осевые плоскости их падают на восток под углом до 60° , шарниры горизонтальные.

Совершенно иные типы дисгармоничной мелкой складчатости отмечаются на платформенных крыльях Нельканского и Кыллахского разломов. Здесь, в зоне влияния краевого шва, шириной 2 км, среднекембрийские отложения смяты в косые угловатые, коробчатые и килевидные неправильной формы складки, быстро затухающие или, наоборот, резко увеличивающиеся по высоте. Ширина таких складок колеблется от 0,5 до 20 м, осевые плоскости их или вертикальные или падают на запад, т.е. в противоположную сторону, чем плоскости мелких складок Кыллахской (Юдомо-Майской) зоны Сетте-Дабана (рис. 31).

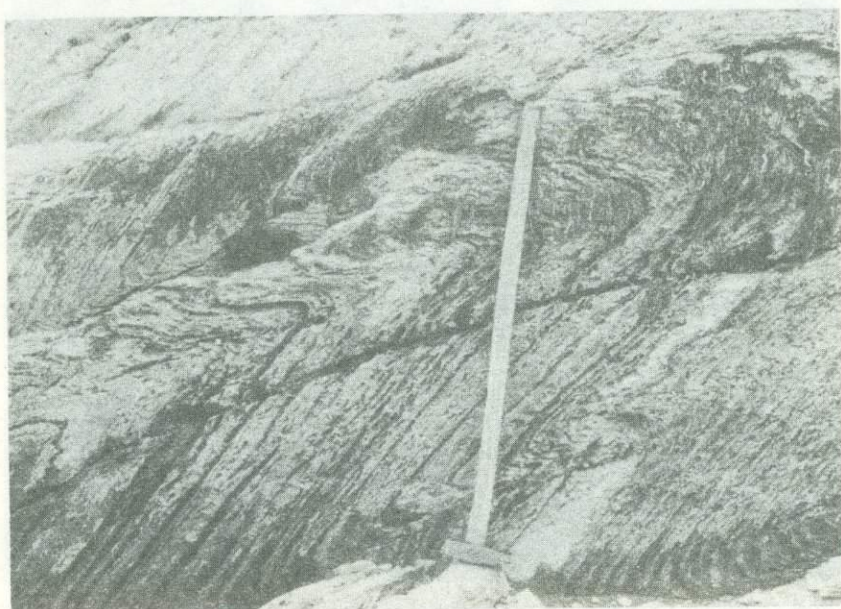
Наряду с линейными гребневидными антиклиналями, в Юдомо-Майском (Кыллахском) и Верхнемайском складчато-глыбовых поднятиях закартированы крупные брахиморфные Горностахская и Нетская антиклинали протяженностью 75—100 и шириной около 30 км (см. рис. 23). В плане они имеют форму овальных треугольников. Западные крылья их пологие ($10-20^\circ$), восточные крутые и осложнены мелкими складками и разломами. По своему происхождению эти мегаскладки резко отличаются от других структур рассматриваемого региона.

В западной части собственно Сетте-Дабанского складчато-глыбового поднятия располагаются Окраинная и Атырбахская мегантиклинали, сходные по строению с гребневидными складками Кыллахской зоны. Восточнее располагаются сложные коробчатые Тыярчанская, Сендученская и Юн-Корминская мегантиклинали (см. рис. 23, 24), которые во многих местах осложнены коленообразными (рис. 32), коробчатыми, арочными (рис. 33) и реже килевидными складками (рис. 34).

По морфологии мелкие складки Сетте-Дабанского складчато-глыбового поднятия в основном сходны со складками Юдомо-Майской зоны. Но имеются и отличия, заключающиеся в том, что в мелких складках Сетте-Дабана осевые плоскости обычно вертикальные, а шарниры складок наклонены достаточно круто. Так, в Россомахинской синклинали на р. Хандыга шарнир наклонен на север-северо-восток под углом 30° ; в



Р и с. 25. Клиновидные и стулообразные микроскладки в нижнепалеозойских отложениях Ытыгинской мегасинклинали (южная часть хребта Сетте-Дабан, р. Юдома)



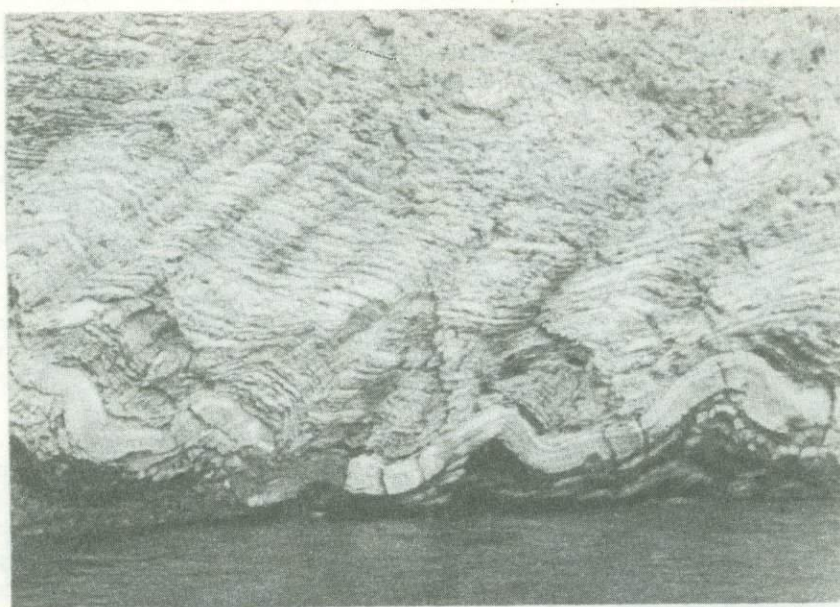
Р и с. 26. Мелкая плейчатость в нижнепалеозойских отложениях Ытыгинской мегасинклинали (южная часть хребта Сетте-Дабан, р. Юдома)

мелких складках в своде Тьярчанской антиклинали, кроме того, отмечаются стулообразные складки, пологие плечи которых наклонены под углами $10-12^\circ$ перпендикулярно к общему простиранию складчатости.

В более южных частях Сетте-Дабана, на реках Белая, Аллах-Юнь, Юдома крупные складчатые структуры выделяются большей частью условно, так как здесь карбонат-



Р и с. 27. Дисгармоничная складчатость в нижнепалеозойских (?) отложениях Ытыгинской мегасинклинали на р. Юдоме. Видно "наползание" пластичных известково-хлоритовых сланцев на массивные известняки



Р и с. 28. Косые арочные и коробчатые мелкие складки в нижнепалеозойских отложениях Ытыгинской мегасинклинали (южная часть хребта Сетте-Дабан, р. Юдома)

ные породы слагают отдельные вертикально поставленные блоки. Некоторым исключением являются структуры на р. Белой, где выделяется коробчатая Сетаньинская мегантиклиналь и корытообразная Хотунская синклинали, являющиеся продолжением структур, протягивающихся с севера. Однако к востоку от Сетаньинской антиклинали на протяжении 6—8 км породы слагают опрокинутую на восток моноклиналь. Эти



Р и с. 29. Косые коробчатые антиклинали и клиновидные синклинали в нижнепалеозойской отложениях Ытыгинской мегасинклинали (южная часть хребта Сетте-Дабан, р. Юдома)

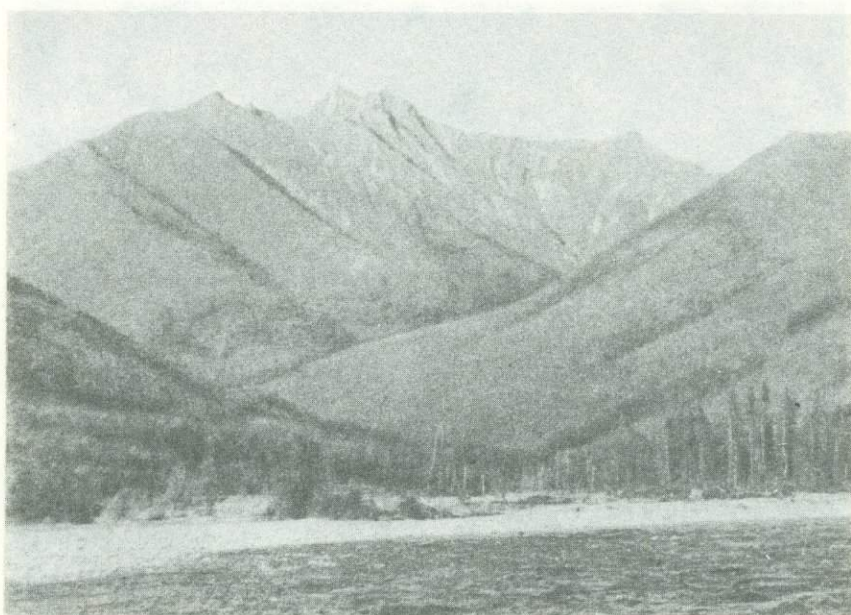


Р и с. 30. Мелкая стулообразная складка в нижнепалеозойских отложениях Ытыгинской мегасинклинали (южная часть хребта Сетте-Дабан, р. Юдома)

моноклинали лишь в редких случаях осложнены мелкими коленообразными перегибами или сундучными складками шириной 20–40 м. Только на р. Юдоме в узкой (400 м) зоне отмечаются угловатые складки шириной до 30–40 м с вертикальными осевыми плоскостями. Углы падения на крыльях этих складок обычно составляют 60–70°, шарниры их круто, под углами 45–58°, погружаются на юг.



Р и с. 31. Килевидные мелкие складки в среднекембрийских отложениях платформенного крыла Нелькано-Кыллахского краевого шва (р. Юдома)

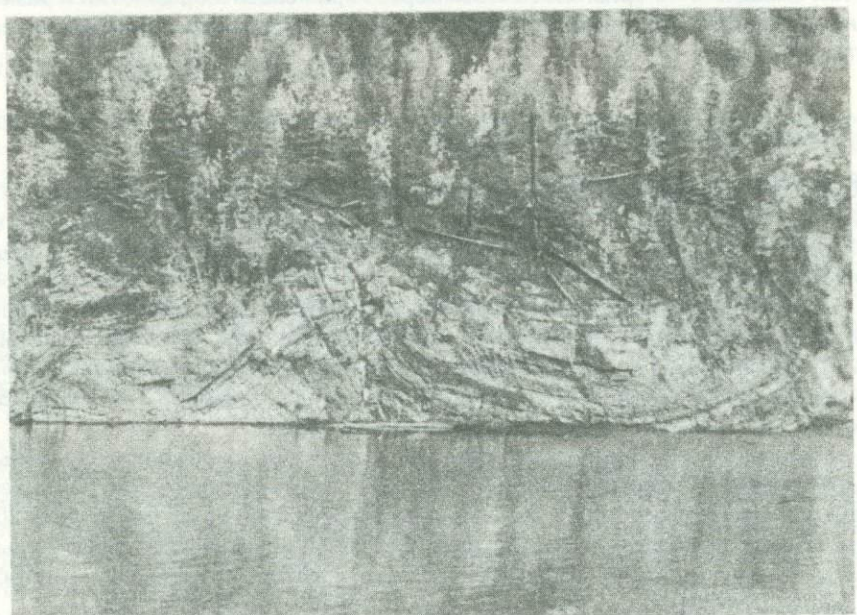


Р и с. 32. Коленообразная складка на восточном крыле Тыярчанской мегантиклинали (северная часть хребта Сетте-Дабан, р. Восточная Хандыга)

Таким образом, в западной части Сетте-Дабанского горст-антиклинория распространены преимущественно асимметричные гребневидные антиклинали и корытообразные синклинали, а на востоке — крупные сундучные антиклинали, корытообразные пережатые синклинали и протяженные крутые моноклинали. Среди мелкой складчатости чаще всего встречаются арочные, клиновидные и стулообразные складки. Примечательной



Р и с. 33. Подобные арочные мелкие складки в верхнедевонских отложениях северного окончания хребта Сетте-Дабан (р. Ольчан, карьер на автодороге Хандыга-Тополиный)



Р и с. 34. Килевидные антиклинали и корытообразные мелкие синклинали в нижнеордовикских отложениях северной части хребта Сетте-Дабан, р. Тыры

особенностью Сетте-Дабанского горст-антиклинория в отличие от Западно-Верхоянского является развитие в отдельных зонах плейчатости. Складки на западном крыле горст-антиклинория опрокинуты на запад, т.е. в сторону платформы, а на восточном крыле наклонены или опрокинуты на восток, в сторону Южно-Верхоянского мегасинклинория.

ОМОЛОЙСКИЙ МЕГАСИНКЛИНОРИЙ

Все исследователи отмечают слабую дислоцированность пород Омолойского мегасинклинория. Здесь указываются пологие, с наклоном крыльев в $20-30^\circ$ антиклинали и синклинали арочной формы [Атласов, 1961]. По данным Р.О. Галабалы, основными структурами мегасинклинория являются крупные пологие коробчатые антиклинали, чередующиеся с нормальными и корытообразными синклиналями, которые в очень редких случаях осложнены мелкими клиновидными складками. Отдельные участки мегасинклинория, размером до 20×40 км, характеризуются практически горизонтальным залеганием пород, однако линейная, хотя и весьма пологая складчатость в этом мегасинклинории прослеживается вплоть до моря Лаптевых. В работе Л.П. Зоненшайна [1965] этот регион рассматривается как часть Дулгалажской зоны линейной складчатости.

САРТАНГСКИЙ МЕГАСИНКЛИНОРИЙ

В южной части Сартангского мегасинклинория распространены крутые коробчатые и гребневидные складки, осложненные мелкой складчатостью [Вихерт, 1961]. Севернее, по данным Л.Г. Тютюнникова, С.А. Иванова, В.С. Веклича, В.Г. Никульченко, В.С. Прокопьева, А.Т. Яковлева и М.В. Сусова, в мегасинклинории прослеживаются протяженные крупные коробчатые антиклинали и равновеликие им корытообразные синклинали; изредка встречаются гребневидные складки. Арочные складки осложняют более крупные структуры. На севере мегасинклинория в Ньюэлинской, Хабахской и Улагинской макросинклиналях развита мелкая гребневидная, обычно опрокинутая на восток складчатость (рис. 35). Таким образом, по своей морфологии и размерам складки Сартангского мегасинклинория близки к складкам Западно-Верхоянского мегантиклинория.

ЮЖНО-ВЕРХОЯНСКИЙ МЕГАСИНКЛИНОРИЙ

В Южно-Верхоянском мегасинклинории, как отмечено выше, выделяются Присеттедабанская, Центральная и Приохотская тектонические зоны, различающиеся морфологией складчатых структур. Присеттедабанская зона в целом имеет моноклиальное строение. На севере, в бассейнах рек Восточная Хандыга и Томпо, это моноклиаль практически не нарушена дополнительными складками; здесь отмечаются лишь весьма редкие стулообразные перегибы или пологая волнистость (рис. 36). В среднем течении р. Аллах-Юнь, в пределах Присеттедабанской зоны, помимо мелкой волнистости, описаны пологие арочные антиклинали и синклинали шириной $1-2$ км, слабо нарушающие практически горизонтальное залегание пород.

На р. Юдоме, вблизи Минорского разлома, в этой зоне широко представлены арочные и стулообразные складки шириной $20-30$ м с вертикальными или наклоненными на запад осевыми плоскостями. Их шарниры погружаются на юг под углами $20-50^\circ$. Западнее Присеттедабанская зона представляет собой практически горизонтальную ступень, нарушенную коленообразными складками, в которых ширина зон крутых перегибов составляет $20-30$ м, а пологих ступеней колеблется от 40 до 500 м.

Центральная и восточная части Южно-Верхоянского мегасинклинория дислоцированы в комплекс более разнообразных складок. С юга на север здесь протягиваются Оганьинская, Юнтюлюкская, Аллах-Юньская, Чалбыкчанская, Угамыт-Брюнгадинская мега- и макросинклинали и разделяющие их Керехтяхская, Аллах-Юньская, Сетаньинская, Анчинская, Колтако-Кольтриканская и другие мега- и макроантиклинали [Ларин, 1956; Мокшанцев и др., 1964, 1968]. Эти складки, достигающие в ширину $5-10$, реже $35-40$ км, а в длину 100 км и более, обычно имеют арочную форму, иногда приближающуюся к коробчатой и корытообразной. Местами отмечаются крупные гребневидные антиклинали, сопрягающиеся с корытообразными синклиналями (рис. 37).

Крупные структуры осложняются преимущественно пологими арочными складками шириной 100—200 м. Вместе с тем в отдельных частях мегасинклинория отмечаются остроугольные простые крутые арочные и сложные трапециевидные складки шириной до 500 м. В южных частях мегасинклинория на р. Юдоме, выше пос. Огонек, имеются стулообразные и коленообразные складки шириной до 200 м (рис. 38). Мелкие складки не заполняют всего пространства мегасинклинория, а встречаются эпизодически; наиболее обычно моноклиналиное залегание пород на крыльях крупных складок.

Складчатые структуры Южно-Верхоянского мегасинклинория обычно крутые. Во многих частях Присеттедабанской зоны их осевые плоскости наклонены на запад под углами 60° и круче. В Центральной зоне они также большей частью падают на запад, однако известны складки, осевые плоскости которых падают на восток. В Приохотской зоне, в верховьях р. Юдомы, отмечается падение осевых плоскостей складок как на восток, так и на запад (см. рис. 22).

В Кобюминской поперечной седловине, структуры которой продолжают складки северной части Южно-Верхоянского мегасинклинория, развиты крупные арочные синклинали и антиклинали с наклоном крыльев до 60° ; мелкая складчатость в них не отмечается. Только на южном крыле седловины, на р. Сунтар, нами описаны плавные широтные симметричные арочные складки шириной от 20 до 200 м. Наклон их крыльев достигает 50° , шарниры погружаются на восток и запад под углами до 30° .

В целом Южное Верхоянье характеризуется большим разнообразием складчатых форм: от крупных арочных антиклиналей, приближающихся по строению к коробчатым, до гребневидных и стулообразных. Однако большие пространства этой структуры заняты пологими моноклиналями или почти горизонтальными ступенями.

ЯНО-ОХОТСКАЯ ЗОНА ПОЛОГИХ СТРУКТУР

Складчатые структуры этой зоны нами специально не изучались. На Куларском поднятии, судя по литературным данным [Сатаров, 1970; Архипов и др., 1971; Спектор, 1973], выделяются Солурская, Улахан-Сисская, Мыгал-Хайская и Центрально-Куларская сундучные антиклинали или горсты. Наиболее типичной является Улахан-Сисская антиклиналь, в своде которой в полосе шириной до 20 км пермские отложения залегают почти горизонтально. Крылья антиклинали флексуорообразные или оборваны разломами. От смежных, аналогичных по строению антиклиналей она отделяется Кюзюлюрской и Черча-Бохсонской щелевидными, сложно дислоцированными синклиналями, шириной около 10 км, выполненными триасовыми отложениями. Для Среднеянского складчато-глыбового поднятия характерно развитие или очень пологих линейных складок шириной 10—20 км, или пологих брахискладок шириной до 20 км.

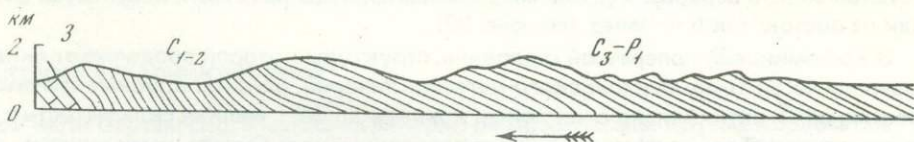
Гораздо более сложное строение имеет Адычанский брахиантиклинорий. В его южной части (Эльгинский район пологих дислокаций) распространены плоские сундучные антиклинали, разделенные узкими щелевидными, сложно дислоцированными синклиналями. Средняя часть брахиантиклинория в верховьях рек Дербек и Нельгехе характеризуется развитием обширных (диаметром до 20—50 км) куполовидных пологих поднятий, разделенных также пологими удлиненными брахисинклиналями. Севернее, на междуречье Дербек и Нельгехе, по данным Ю.Г. Крежевских, преобладают гребневидные антиклинали, разделенные плоскими линейными синклиналями, а на междуречье Нельгехе и Борулаха наблюдаются арочные складки. В северной части рассматриваемой структуры описываются участки развития мелких брахиморфных и пологих линейных арочных или коробчато-корытообразных макро- и мезоскладок [Рыник, 1970].

На Сунтаро-Лабынкырском поднятии К.Я. Спрингисом были описаны обширные участки почти горизонтального залегания пород. Позднее здесь были закартированы широкие (до 50 км) брахиантиклинали и брахисинклинали с наклоном крыльев до 30° [Гавриков, 1958].



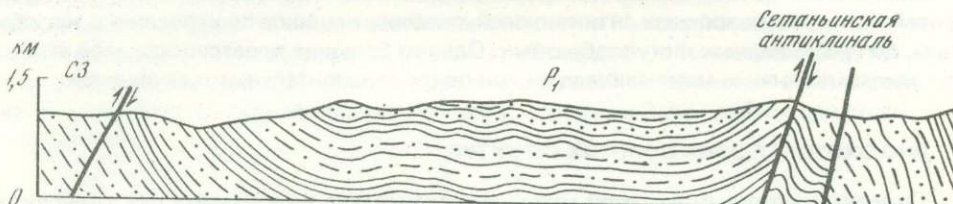
Р и с. 35. Геологический профиль через западную часть Сартангского синклинория (среднее течение р. Эчий). Составлен по данным В.Ф. Возина

1 — глинистые сланцы; 2 — алевролиты; 3 — песчаники.



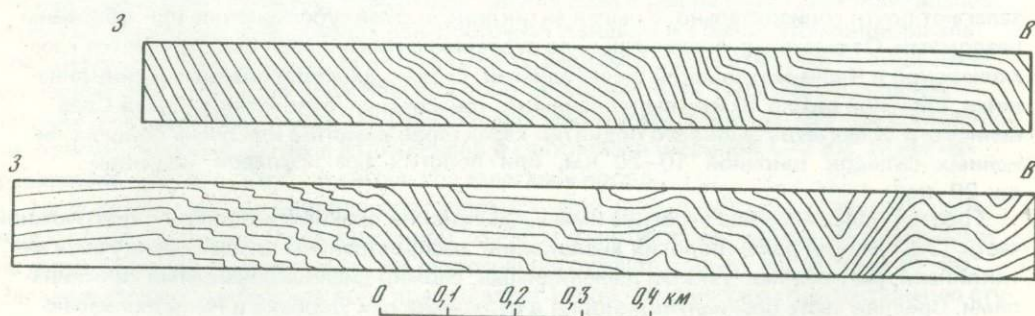
Р и с. 36. Геологический профиль через Присеттедабанскую зону Южно-Верхоянского мегасинклинория по р. Восточной Хандыге

1 — известняки; 2 — глинистые сланцы; 3 — песчаники; 4 — алевролиты



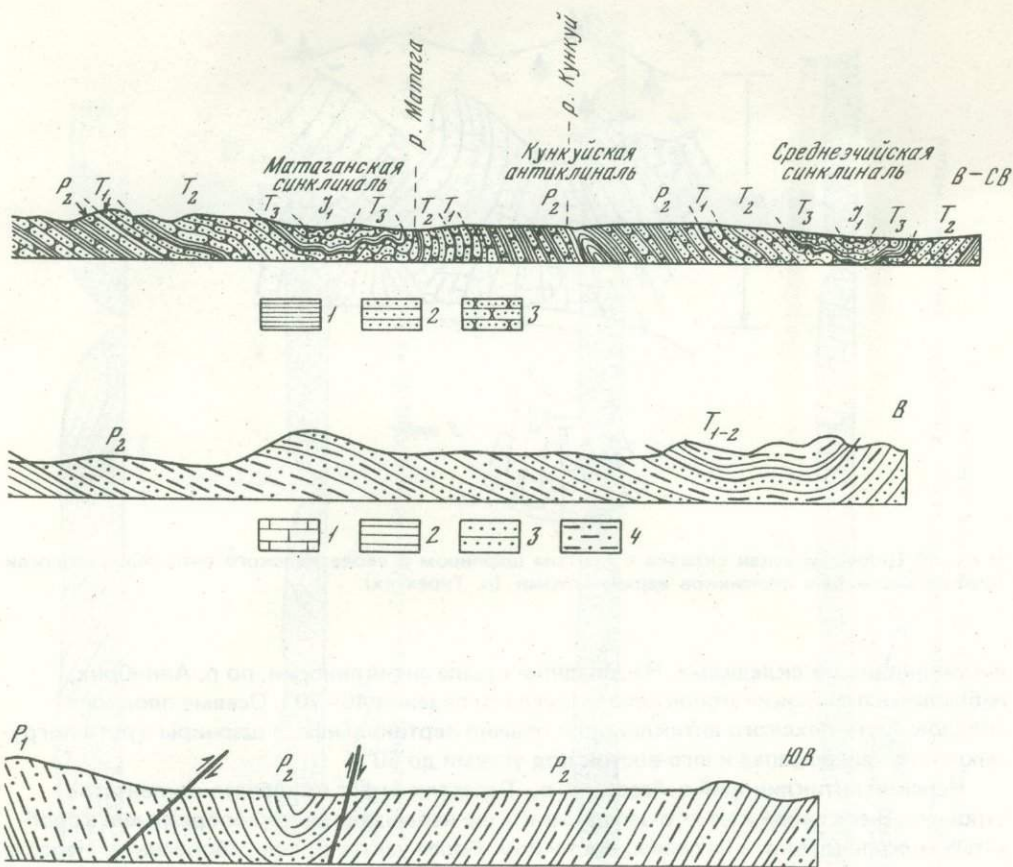
Р и с. 37. Геологический профиль через центральную часть Южно-Верхоянского мегасинклинория (междуречье р. Анчи и Аллах-Юня)

Условные обозначения см. на рис. 36



Р и с. 38. Коленообразные складки в верхнепалеозойских глинистых сланцах южной части Южно-Верхоянского мегасинклинория (р. Юдома)

Иняйское и Балыгычанское складчато-глыбовые поднятия расположены на южном фланге Верхояно-Колымской складчатой системы. Первая структура характеризуется очень пологим — плащеобразным залеганием пород верхоянского комплекса, на основании чего он зачастую включается в состав Охотского массива [Чиков, 1970]. Балыгычанское поднятие, в отличие от Иняйского, характеризуется развитием большого количества укороченных гребневидных и других складок промежуточного типа [Геология СССР, 1970, т. 30].



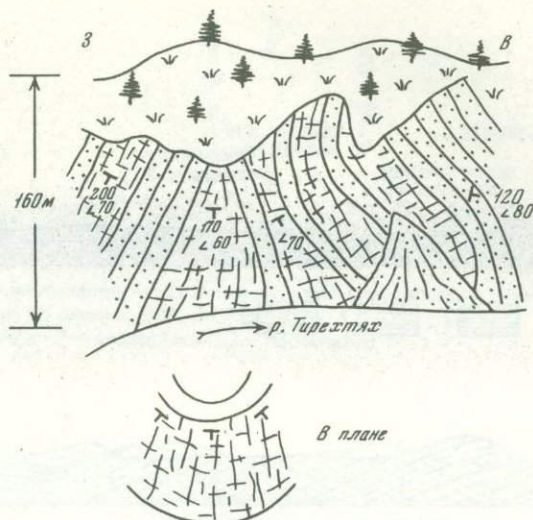
ВЕРХНЕИНДИГИРСКИЙ МЕГАСИНКЛИНОРИЙ

На южном и центральном отрезках Верхнеиндигирского мегасинклинория, по данным Н.И. Ларина, наибольшим развитием пользуются брахиморфные и куполовидные складки, а также наблюдаются обширные участки горизонтального залегания пород. В северной части мегасинклинория, в бассейнах рек Большой и Малый Тарын, распространены сложные линейные арочные мезоскладки, а восточнее нами были описаны пологие линейные мега- и мезоскладки с углами падения пород на крыльях до 30–40°. Эти крупные структуры иногда осложнены мелкими пологими арочными складками шириной до 100 м. Осевые плоскости их обычно вертикальные. Шарниры складок погружаются на северо-запад и юго-восток под углами от 15 до 30° при средних углах падения крыльев 40–60°.

В верховьях р. Индигирки по р. Баяган на протяжении почти 2 км породы моноκлиально погружаются на запад под углами 20–50°, а затем азимут их падения резко меняется на северный, причем крутизна погружения практически остается прежней и составляет 40°.

НЕРА-ОМЧУГСКИЙ МЕГАНТИКЛИНОРИЙ

Складчатые структуры Аян-Уряхского антиκлинория, являющегося юго-восточной частью Нера-Омчугского мегантиκлинория, нами изучались в верховьях р. Аян-Юрх. В строении антиκлинория здесь участвуют пермские и триасовые отложения, смятые в крупные коробчатые антиκлинали, осложненные мелкими арочными, коробчатыми



Р и с. 39. Цилиндрическая складка с крутым шарниром в своде Нерского антиклинория среди пластов массивных песчаников верхней перми (р. Тирехтях)

и клиновидными складками. На западном крыле антиклинория, по р. Аян-Юрях, наблюдаются широкие моноклинали с углами падения $40-70^\circ$. Осевые плоскости складок Аян-Уряхского антиклинория обычно вертикальные, а шарниры круто погружаются на северо-запад и юго-восток под углами до 50° .

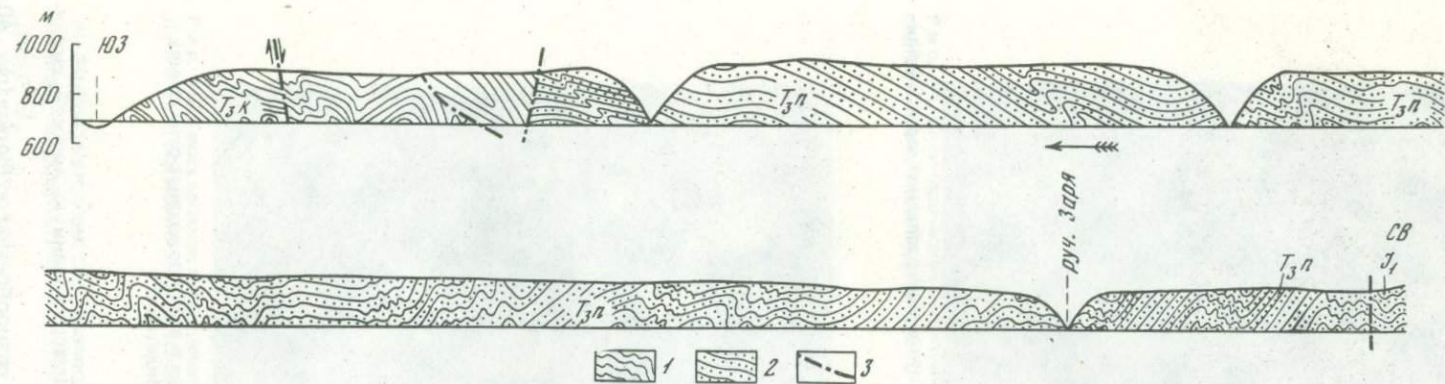
Нерский антиклинорий в бассейне р. Тирехтях имеет коробчато-ступенчатое строение. В его своде и на юго-западном крыле наблюдаются стулообразные и коробчатые микроскладки, а на северо-восточном, более узком крыле, оборванном Нерским глубинным разломом, — опрокинутые на северо-восток коленообразные, пологоволнистые, арочные и коробчатые микроскладки. В центральной части антиклинория арочные и стулообразные складки имеют очень крутые шарниры, погружающиеся на северо-запад и юго-восток под углами до 60° , т.е. практически наблюдается одинаковая крутизна залегания шарниров и крыльев складок. Наиболее показательна в этом отношении цилиндрическая складка с крутым шарниром, описанная нами в бассейне р. Неры по р. Тирехтях (рис. 39).

На левобережье р. Индигирки, в междуречье Эльги и Ольчана, в Табычанском антиклинории морфология складчатости резко меняется. В его центральной части располагается Удуминская мезобрахисинклиналь, которая обтекается Эльгинской, Табычанской и Ольчанской коробчатыми мегантиклиналями, осложненными мелкими гребневидными, клиновидными и арочными микроскладками, опрокинутыми на юго-запад [Гавриков, 1958; Чехов, 1971]. В Делакагском антиклинории описываются только арочные мазо- и микроскладки, опрокинутые на юго-запад [Калинин, 1963].

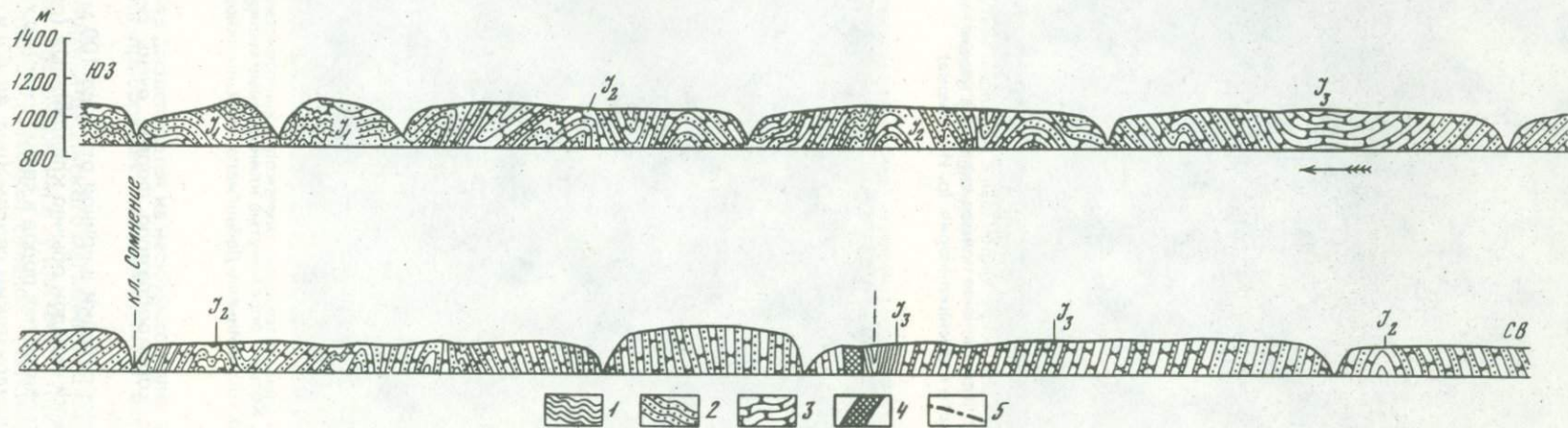
Нерский, Табычанский и Делакагский антиклинории сопрягаются с Адычанским брахиантиклинорием по узкой сложно дислоцированной полосе, приуроченной к зоне Эльгинского, или Адыча-Тарынского, разлома [Владимиров, 1973].

ИНЬЯЛИ-ДЕБИНСКИЙ МЕГАСИНКЛИНОРИЙ

В структурном отношении в Иньяли-Дебинском мегасинклинории лучше всего изучен Берелехский синклинорий, расположенный между р. Индигиркой и верховьями р. Колымы. По правым притокам р. Неры в синклинории отчетливо выделяются Бурустахская, Ыленская, Джапкачанская и Муксунская мегантиклинали и заключенные между ними Амбардахская, Турахская и Чугулукская мегасинклинали [Гавриков, 1958; Мокшанцев и др., 1964]. Эти структуры имеют соответственно короб-



Р и с. 40. Геологический профиль через западное крыло Иньяли-Дебинского мегасинклинория по руч. Хара-Юрях (верховья р. Неры)
1 — глинистые сланцы; 2 — алевролиты; 3 — разломы



Р и с. 41. Геологический профиль через осевую зону Иньяли-Дебинского мегасинклинория по руч. Хара-Юрях (верховья р. Неры)
1 — глинистые сланцы; 2 — алевролиты; 3 — песчаники; 4 — зоны дробления; 5 — мелкие разломы



Р и с. 42. Клиновидная прямая складка в верхнетриасовых отложениях западной части Иньяли-Дебинского мегасинклинория (р. Индигирка)



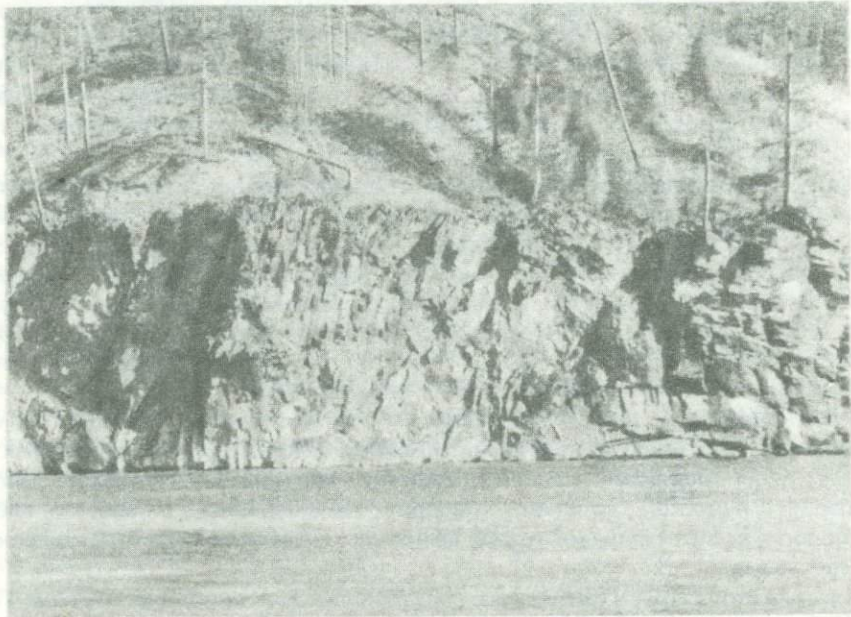
Р и с. 43. Косые и опрокинутые клиновидные мелкие складки в верхнетриасовых отложениях западного крыла Иньяли-Дебинского мегасинклинория (р. Индигирка)

чатую и корытообразную форму, очень сильно замаскированную мелкой складчатостью.

Мелкие складки шириной от 10 до 100 м весьма разнообразны по форме (рис. 40, 41). Замки складок обычно клиновидные (рис. 42, 43) с резко увеличенными мощностями глинистых пород в своде. Вместе с тем встречаются арочные складки с плавным цилиндрическим сводом (рис. 44, 45) и сложными замками. В обнажениях мож-



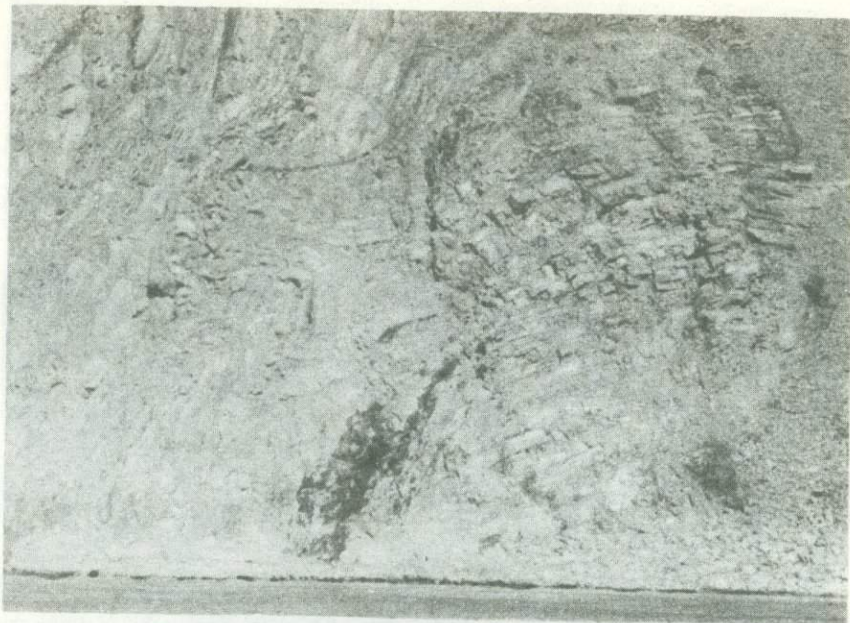
Р и с. 44. Цилиндрическая антиклиналь с крутым шарниром в верхнетриасовых отложениях западного крыла Иньяли-Дебинского мегасинклинория (р. Индигирка)



Р и с. 45. Косая арочная антиклиналь в верхнетриасовых отложениях западного крыла Иньяли-Дебинского мегасинклинория (р. Индигирка)

но видеть, как один острозамковый свод расщепляется на несколько более мелких замков, в результате простая складка приобретает дисгармоничную форму (рис. 46).

Осевые плоскости мелких складок Иньяли-Дебинского мегасинклинория изредка имеют вертикальное падение, обычно же они наклонены в ту или иную сторону. В бассейнах рек Артык и Хара-Юрях осевые плоскости мелких складок опрокинуты от сво-



Р и с. 46. Косые складки со сложным замком в верхнетриасовых отложениях западного крыла Иньяли-Дебинского мегасинклинория (р. Индигирка)

дов антиклиналей в сторону смежных синклиналей, благодаря чему эти структуры имеют веерообразную форму. По берегам р. Индигирки осевые плоскости большинства складок опрокинуты на запад и юго-запад. В некоторых случаях А.Д. Чеховым на р. Индигирке и нами в нижнем течении р. Хара-Юрях наблюдалось перерастание наклонных и опрокинутых складок в лежащие и снова в опрокинутые, что свидетельствует о сложном изгибе осевых плоскостей таких складок (рис. 47).

В осевой зоне Берелехского синклинория шарниры мелких складок обычно горизонтальные. На западном же и восточном его крыльях, в низовьях р. Хара-Юрях и особенно в верховьях р. Артык, шарниры большинства мелких складок крутые и погружаются в северо-западном и юго-восточном направлениях под углами от 20 до 40°. В верховьях р. Артык, в зоне Иньяли-Дебинского разлома, шарниры мелких складок большей частью вертикальные. По берегам р. Индигирки крутое залегание шарниров большинства складок возможно связано с тем, что р. Индигирка здесь пересекает осевую зону Нерского поперечного поднятия [Гавриков, 1960].

Мелкая складчатость практически заполняет все пространство Берелехского синклинория, и поэтому сколько-нибудь протяженные моноклинали в его пределах редки [Чехов, 1971]. Исключение в этом отношении, по-видимому, составляет район, прилегающий к Момскому горст-антиклинорию, где в верховьях р. Гарбыня наблюдаются пологие ступени шириной от 200 до 1500 м, разделенные узкими коленообразными перегибами.

Складчатые структуры Чаркынского синклинория практически не изучены. По данным А.Н. Вишневого, Л.Н. Попова, Д.И. Троицкого и других авторов, здесь также можно выделить коробчатые и корытообразные складки, например, Чаркынскую син-



Р и с. 47. Сложная лежащая складка в карнийских алевролитах западного крыла Иньяли-Дебинского мегасинклинория на р. Индигирке (по А.Д. Чехову)

клиналь, Правочаркынскую и Оньольскую антиклинали, осложненные, как и в Берелехском синклинории, мелкими, часто пережатыми и изоклинальными складками, большей частью опрокинутыми на юго-запад. На юго-западном крыле синклинория к контакту триасовых и юрских отложений приурочена зона межформационного срыва, в плоскости которого располагаются мелкие дисгармоничные складки [Калинин, 1963].

Структуры Ат-Юряхского синклинория нами не изучались. По данным А.Д. Чехова [1971] и Б.И. Малькова [1976], здесь развиты крупные складки, осложненные, как и в других частях Иньяли-Дебинского мегасинклинория, мелкой интенсивной складчатостью.

ПОЛОУСНЕНСКИЙ МЕГАСИНКЛИНОРИЙ

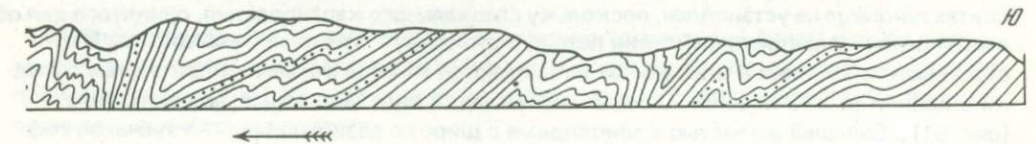
Специальных работ по морфологии складчатых структур Полоусненского мегасинклинория не существует. Нами проведена зарисовка ряда обнажений в бассейне р. Иргичан и на Кондаковском плоскогорье без детального изучения складок. Однако и эти материалы, а также данные геологосъемочных работ свидетельствуют о сложной дислоцированности осадочных толщ, слагающих южную часть мегасинклинория. Исключение в этом отношении представляет узкая полоса, протягивающаяся в юго-западном направлении из верховьев р. Баку в верховья р. Ольджо.

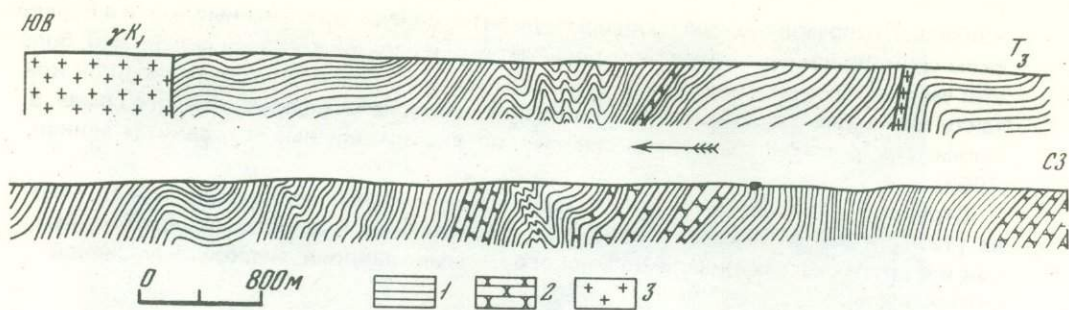
Часть этой полосы в районе пос. Депутатский обычно выделяется как Иргичанский район пологих дислокаций [Аникеев и др., 1957; Михеев, Яблоков, 1963]. Фактически же она представляет собой пологую мегасинклиналь общей протяженностью около 180 км и шириной до 20 км, разделенную поперечными зонами на отдельные мульды или блоки. В районе пос. Депутатского в одной из таких мульд породы залегают горизонтально и лишь местами наклонены под углами 25–30°. Эта мульда сопрягается со смежными, более сложно дислоцированными частями мегасинклинория через флексуры или граничит по разломам.

К югу от пос. Депутатский, в междуречье Быллата и Чука, в поле триасовых отложений распространены преимущественно коленообразные мелкие складки, осложняющие Такалканскую мегантиклиналь (рис. 48) с шириной ступеней от 40 до 600 м. Выделяются эти ступени главным образом благодаря резкому изменению в их пределах направления падения пород. Так, на р. Такалкан в зонах крутых перегибов пласты наклонены по азимуту 100–120° под углами 50–80°, а в зонах пологих ступеней — по азимуту 190–200° под углами 20–40°. Кроме коленообразных складок, здесь встречаются сильно сжатые мелкие арочные антиклинали шириной 10–60 м с круто наклоненными (до 50–60°) шарнирами и относительно пологие арочные складки с наклоном крыльев до 20–40° и почти горизонтальными шарнирами.

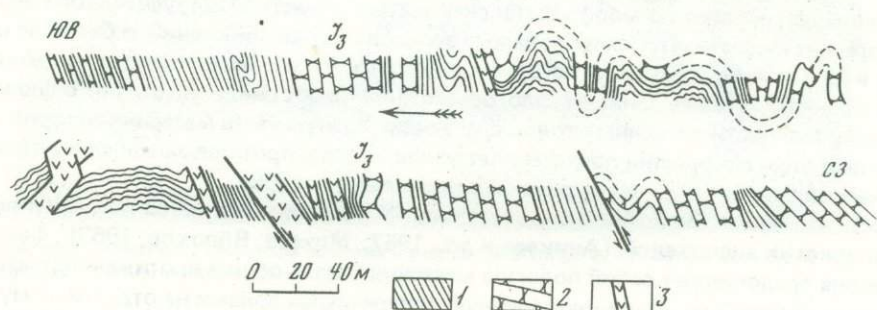
Северо-Полоусненская и Центрально-Полоусненская (по О.Г. Эпову) зоны Полоусненского мегасинклинория характеризуются чрезвычайно интенсивной складчатостью. Геологосъемочными работами здесь установлено значительное количество протяженных линейных структур шириной 3–6 км, осложненных мелкими, в основном арочными и клиновидными складками. Эти структуры заполняют практически все пространство Полоусненского мегасинклинория (рис. 49), делая его не отличимым в морфологическом отношении от Иньяли-Дебинского мегасинклинория.

Мелкие складки Центральной и Северо-Полоусненской зон преимущественно арочные. Слагающие их пласты песчаников при изгибе дают плавные формы, а сжатые ме-





Р и с. 48. Геологический профиль через южное крыло Полоусненского мегасинклинория
 1 — алевролиты и глинистые сланцы; 2 — песчаники; 3 — граниты



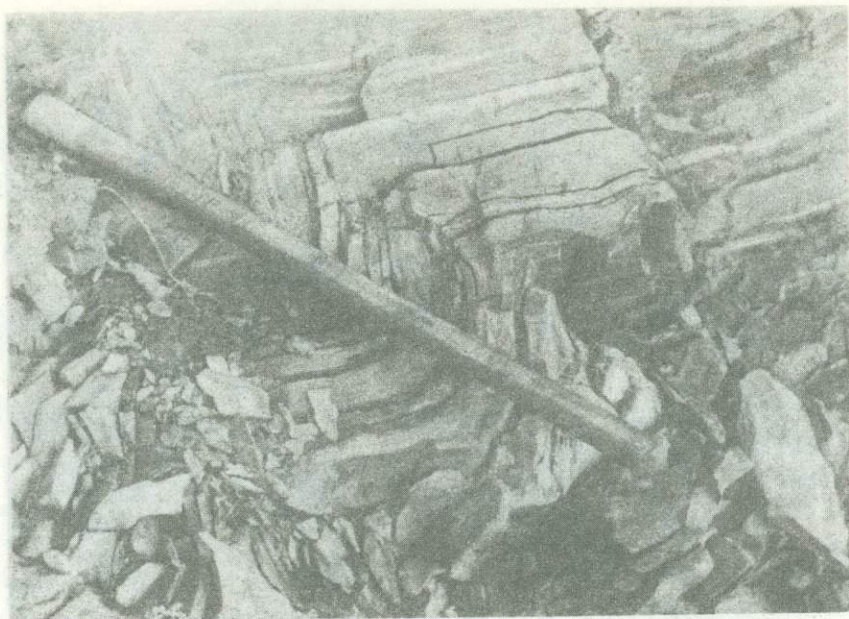
Р и с. 49. Геологический профиль через осевую зону Полоусненского мегасинклинория по руч. Куранах (верховья р. Уяндины)
 1 — алевролиты и глинистые сланцы; 2 — песчаники; 3 — диабазы

жду ними пачки сланцев образуют клинообразные, нередко дисгармоничные складки. Осевые плоскости этих складок редко бывают вертикальными. Кроме косых и опрокинутых в ту или иную сторону складок, здесь отмечаются и лежачие складки. Шарниры мелких складок обычно горизонтальные.

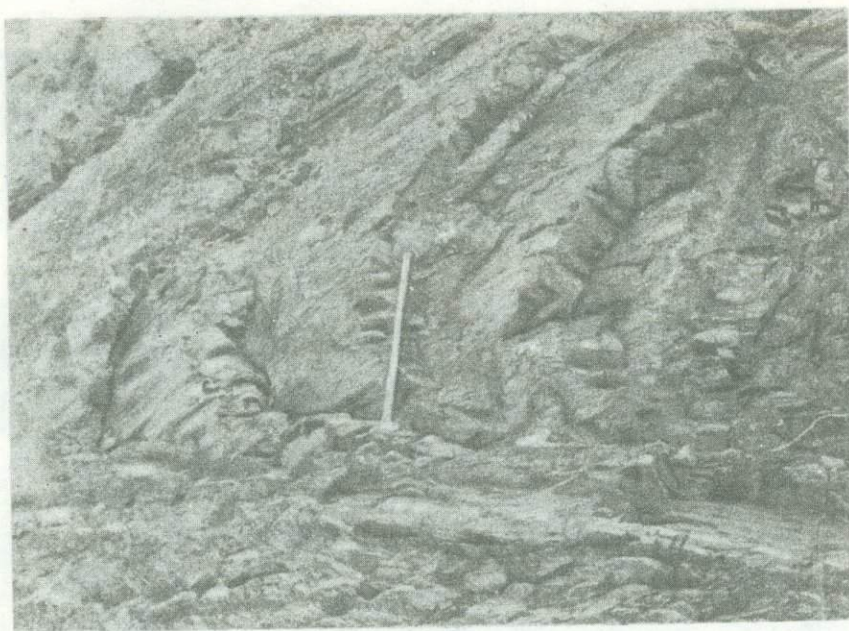
Особо следует остановиться на морфологии складок Кондаковского плоскогорья. Здесь верхнеюрские отложения повсеместно наклонены под углами более 40–50°. В редких обнажениях удается наблюдать нормальное и опрокинутое падение пород на юго-восток. Однако мы не встретили замков складок, которые позволили бы судить о морфологии структур, хотя нельзя исключать возможность развития здесь изоклиальной, опрокинутой на северо-запад мелкой складчатости.

ГОРСТ-АНТИКЛИНОРИИ ОБРАМЛЕНИЯ КОЛЫМСКОГО МАССИВА

В восточной части Полоусненского и в Улахан-Тасском горст-антиклинориях нижне-среднепалеозойские отложения дислоцированы в пологие арочные макро- и мезо-складки [Мокшанцев и др., 1964]; в Уяндинском блоке отложения нижнего—среднего палеозоя смяты в простые коробчатые и коленообразные складки разного размера (рис. 50). Метаморфические образования нижнего—среднего протерозоя Уяндинского блока по типу складчатости резко отличаются от верхнедокембрийских и нижне-среднепалеозойских образований. Характер крупных структур в тирехтяхской и уяндинских свитах пока еще не установлен, поскольку специального картирования, принятого для областей развития метаморфических пород, в этой структуре не производилось. В естественных обнажениях в этих свитах наблюдаются мелкие косые и опрокинутые складки шириной от 2–3 м до 5–10 см. Замки складок иногда плавные, арочного типа (рис. 51), большей же частью клиновидные с широко развитой мелкой зубчатой гофрировкой (рис. 52, 53). В районе развития уяндинской свиты большинство мелких складок опрокинуто на северо-запад (рис. 54).



Р и с. 50. Мелкая складчатость в средне-верхнеордовикских отложениях Полоусненского горст-антиклинория (р. Уяндина)



Р и с. 51. Плавный замок лежачей мелкой складки в метаморфических толщах уяндинской свиты (PR₁₋₂) Уяндинского блока (р. Уяндина)

Верхнедокембрийские карбонатные отложения томмётской свиты сильно деформированы только в зоне Калгынского и Нялгойского разломов, где широко развита плейчатость (рис. 55). На удалении же от разломов в них наблюдается лишь полого-волнистая арочная складчатость.

В Тас-Хаяхтахском горст-антиклинории развиты, по данным Н.А. Богданова [1963], коробчатые и арочные мега- и макроантиклинали, осложненные мелкой коробчатой,



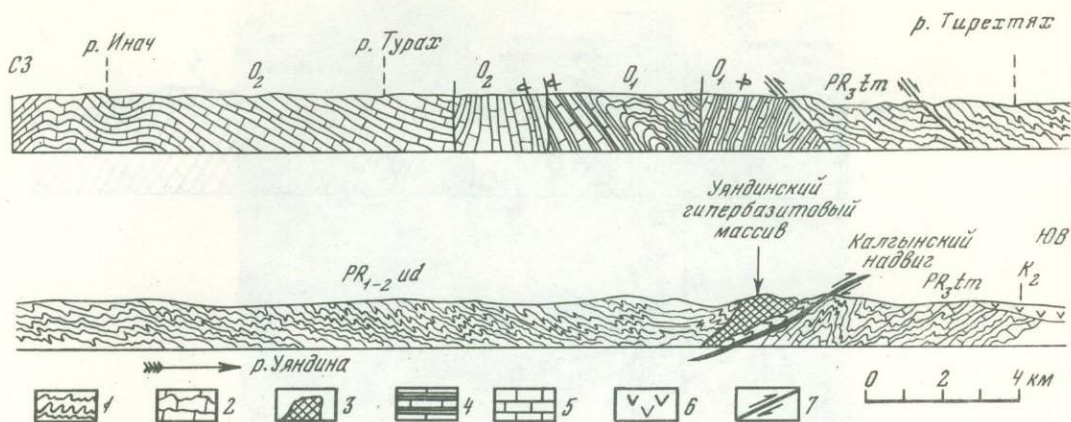
Р и с. 52. Мелкие килевидные складки в метаморфических толщах уяндинской свиты (PR₁₋₂) Уяндинского блока (р. Уяндина)



Р и с. 53. Мелкие косые складки в метаморфических толщах уяндинской свиты (PR₁₋₂) Уяндинского блока; в замках видно струйчатое течение материала и микроскладчатость

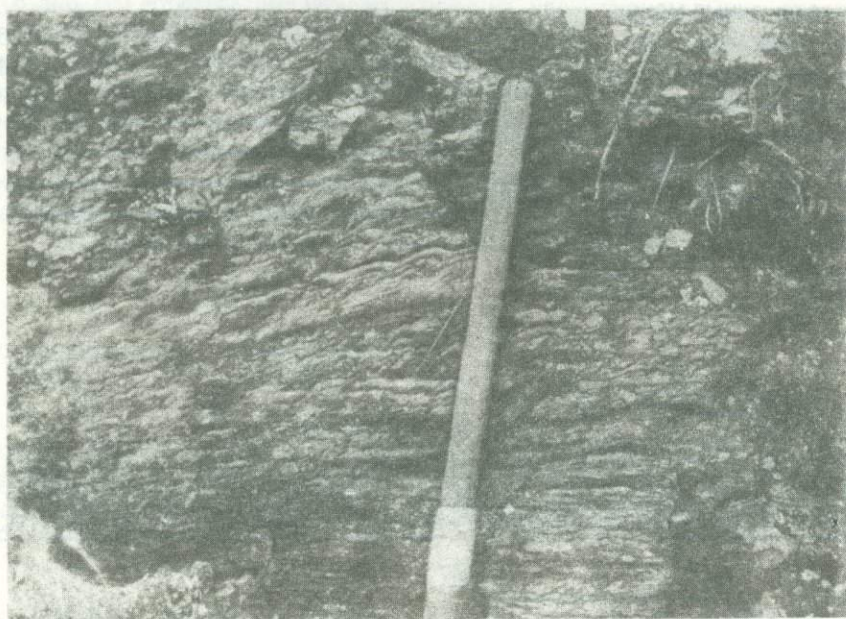
арочной и гребневидной складчатостью. В юго-восточной части горст-антиклинория, в Хаяргастахском и Эриkitском блоках, крупные складчатые структуры не обнаружены. Карбонатные отложения палеозоя здесь выходят в узких тектонических клиньях и моноклиально погружаются на восток. В глинистых пачках отмечается мелкая складчатость, вплоть до плейчатости [Гавриков, 1962].

Строение различных частей Момского горст-антиклинория неодинаково. Так, в

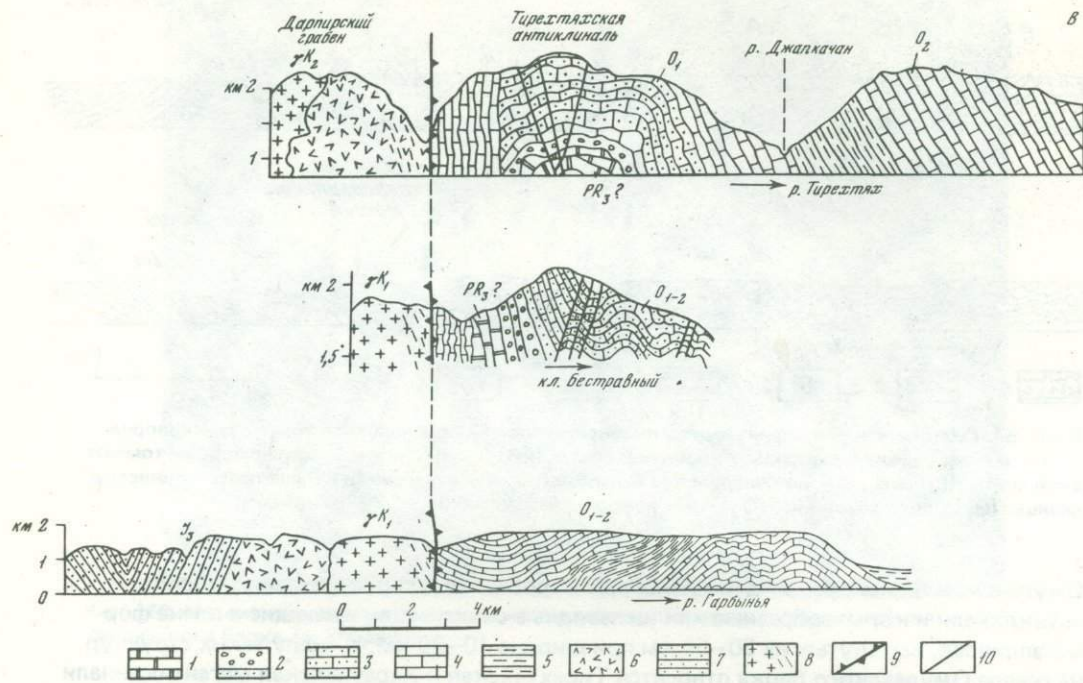


Р и с. 54. Геологический профиль через Уяндинский блок Полоусненского горст-антиклинория
 1 — метаморфические породы уяндинской свиты ($PR_{1-2}ud$); 2 — карбонатные породы томмотской свиты (PR_{3tm}); 3 — докембрийские гипербазиты; 4 — известняки и известково-глинистые сланцы (O_1); 5 — известняки (O_2); 6 — покровы базальтов (K_2); 7 — разломы

Омулевском блоке преобладают линейные коробчатые и сложные флексуровидные антиклинали и корытообразные или щелевидные синклинали, имеющие в плане форму эллипсов, вытянутых на 30–50 км при ширине 10–20 км. К числу таких структур на севере Омулевского блока относятся Тирехтяхская и Хараулахская мегантиклинали (рис. 56, 57), а на юге — Уочатская, Кривунская и Быстринская мегантиклинали и разделяющие их Каньонская и Сернинская мегасинклинали [Николаев, 1958; Богданов, 1963; Мерзляков, 1971]. Названные крупные структуры осложнены более мелкими, в основном арочными складками, особенно интенсивно развитыми в глинистых пачках ордовика и нижнего силура. В верховьях р. Момы и на р. Илин-Юрях нами наблюдались складки шириной от 20 м и вплоть до плейчатости (рис. 58). Осевые плоскости этих складок в разных частях Омулевского блока наклонены в разные стороны, а шарниры погружаются или на северо-запад, или на северо-восток под углами до 30–40°.



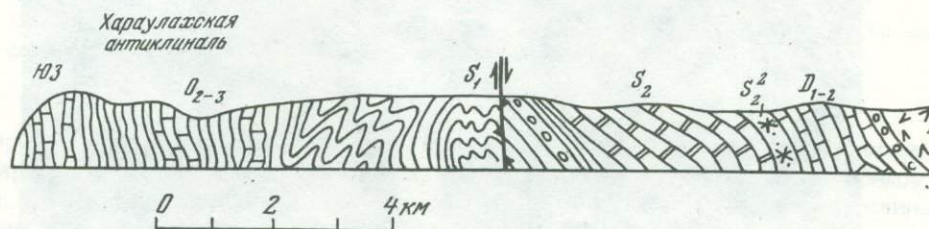
Р и с. 55. Микрофотография по трещинам вторичного кливажа отложений томмотской свиты в зоне Калгынского надвига (Уяндинский блок, р. Уяндина)



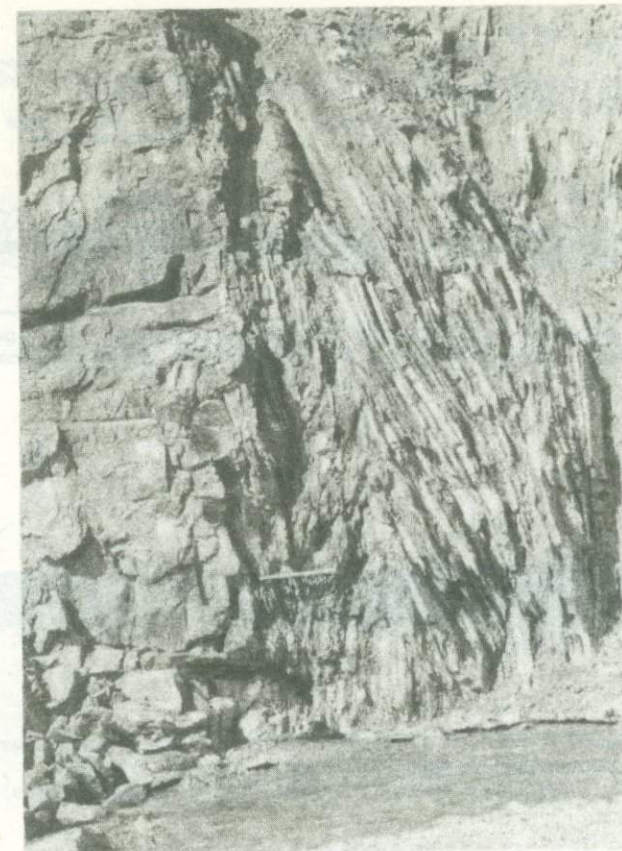
Р и с. 56. Геологические профили через Тирехтяхскую мегантиклиналь (западная часть Омuleвского блока, Момский горст-антиклинорий)
 1 — мраморы; 2 — конгломераты; 3 — песчаные известняки; 4 — известняки; 5 — известково-глинистые сланцы; 6 — вулканогенно-осадочная толща; 7 — алевролиты; 8 — граниты; 9 — разлом Дарпир, 10 — дайки диабазов

Например, на р. Тирехтях шарнир Тирехтяхской антиклинали погружается на северо-запад под углами 10–20°, а южнее, на ключе Бестравном, шарниры мелких складок падают на юго-восток под углами 8–35°, на р. Гарбынье — до 25°. В зонах, сложенных массивными известняками и доломитами верхнего силура и девона, наблюдаются протяженные моноклинали, лишённые мелкой складчатости (см. рис. 57).

Ясачненский блок, судя по материалам Н.А. Богданова [1963] и В.М. Мерзлякова [1971], характеризуется относительно простым строением. Большая часть его занята брахиморфной субширотной Эльгенчакской антиклиналью, в широкой (до 20 км) сводовой части которой выходят наиболее древние горизонты ордовика. Залегают они практически горизонтально, в то время как на крыльях антиклинали углы падения пород достигают 20–30° [Орадовская, 1963]. Южнее этой структуры, в верховьях р. Сеймчана, широко распространены брахиморфные складки среднего размера, сильно осложненные в зонах разломов мелкой складчатостью [Мерзляков, 1971].



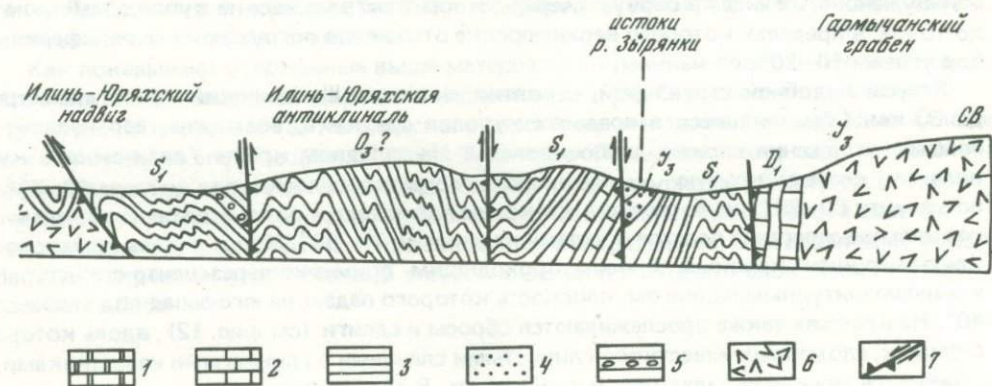
Р и с. 57. Геологический профиль через восточное крыло Омuleвского блока по р. Иliny-Юрях
 1 — доломиты; 2 — известняки; 3 — известково-глинистые сланцы; 4 — песчаники; 5 — про-слои конгломератов; 6 — вулканогенно-осадочная толща; 7 — разломы

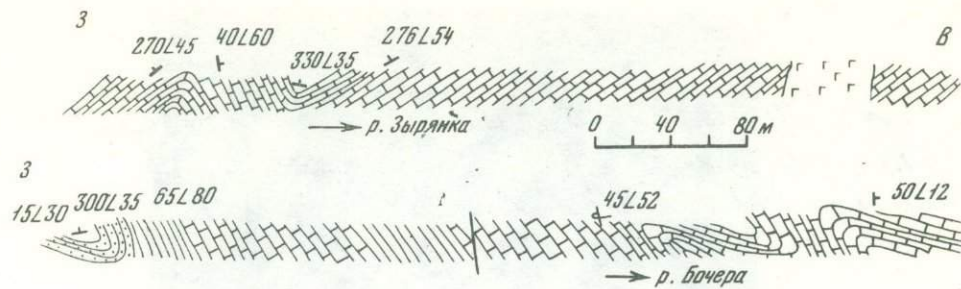


Р и с. 58. Пережатая клиновидная антиклиналь в ордовикских отложениях Омuleвского блока (р. Иliny-Юрях)

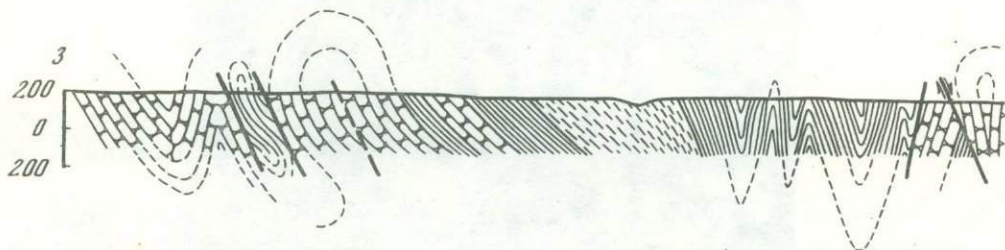
Таким образом, Ясачненский блок резко отличается от Омuleвского пологим залеганием пород и преобладающей брахиморфной складчатостью. Примечательно и то, что разрезы ордовика характеризуются здесь меньшими мощностями, более терригенным составом и мелководным типом осадков [Орадовская, 1963, 1966].

Арга-Тасский блок Момского горст-антиклинория отличается от двух предыдущих тем, что в его пределах невозможно выделить крупные складчатые структуры. Отложения ордовика, силура и девона здесь выходят в поднятых по надвигам узких пластинах, которые удобно называть одинаково с ограничивающими их разломами Сереченской, Иченской и Булкупутской. Строение этих пластин наиболее четко прослеживается





Р и с. 60. Мелкая складчатость в девонских отложениях восточного крыла Арга-Тасского блока
1 — известняки; 2 — глинистые сланцы; 3 — песчаники; 4 — дайки диабазов

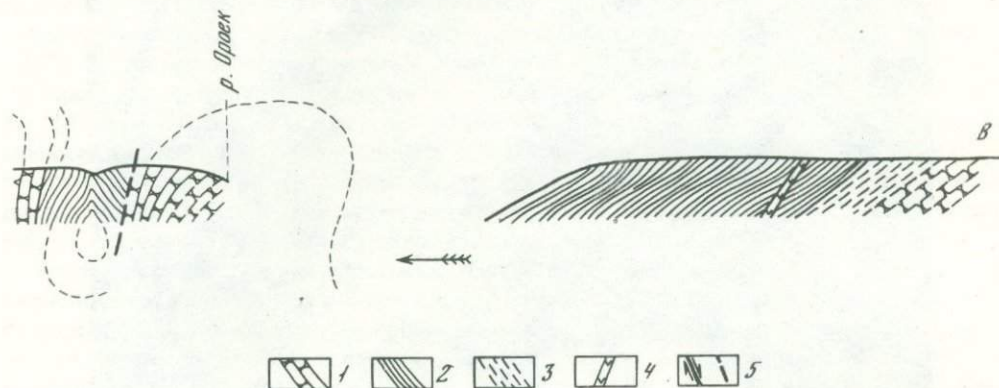
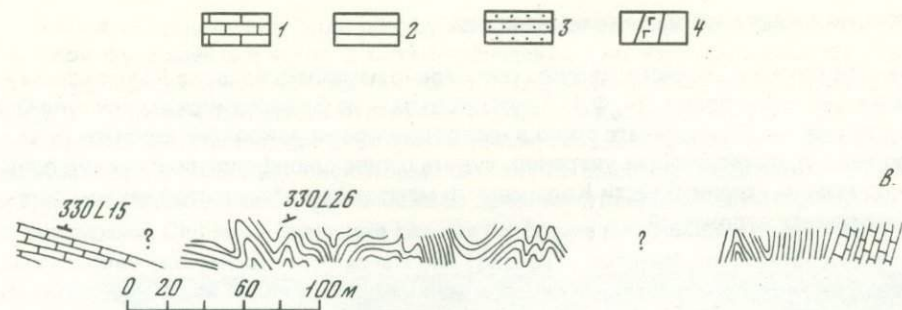


Р и с. 61. Геологический профиль по р. Колыме через отложения орекской свиты (PR₁₋₂) Приколывского горст-антиклинария (по Ф.Ф. Третьякову)
1 — кварциты; 2 — глинистые сланцы; 3 — алевролиты; 4 — дайка диабазов; 5 — разломы

в междуречье Булкута и Рассохи, где карбонатные толщи ордовика, силура и нижнего девона образуют, как правило, крутые моноклинали. В синклиналих, сложенных средним-верхним девонem или карбонатно-терригенными толщами карбона—триаса, широко распространены мелкие, разнообразные по форме складки шириной до 1 км (рис. 59, см. вкладку; см. рис. 11). Для монотонных карбонатных пачек палеозоя характерны нормальные и косые, вплоть до опрокинутых складки, а в углисто-глинистых и глинистых пачках обычно развиты мелкие дисгармоничные складки, часто с килевидными замками. В зависимости от положения в структуре осевые плоскости мелких складок опрокинуты на северо-запад или юго-восток, а шарниры обычно погружаются на северо-запад под углами до 35° (рис. 60). В гипсоносных толщах среднего девона Н.А. Богдановым [1963] описаны мелкие веерообразные и дисгармоничные складки.

В Увязкинском блоке по подошве юры вырисовываются крупные куполовидные структуры, аналогов которых в других частях Момского горст-антиклинария пока не обнаружено. К их числу в первую очередь относится Увязкинский купол диаметром до 10 км, в пределах которого верхнеюрские отложения погружаются к периферии под углами 10–20°.

Второй подобной структурой, вероятно, является Шумнинский купол диаметром до 30 км. Обнажающиеся в пределах куполов средне- и, возможно, верхнепалеозойские отложения сложно дислоцированы. На западном крыле Увязкинского купола они слагают крутую моноклираль, погружающуюся под углами 60–70° по азимуту 60–80°; на восточном его крыле наблюдается опрокинутое на восток и нормальное залегание пластов с углами падения до 70–80°. Моноклираль западного крыла нарушена крупным сбросом, проходящим примерно через центр структуры, и малоамплитудным надвигом, плоскость которого падает на юго-запад под углом 40°. На крыльях также прослеживаются сбросы и сдвиги (см. рис. 12), вдоль которых в блоках, сложенных известково-глинистыми сланцами и глинистыми известняками, отмечается мелкая складчатость и плейчатость. В палеозойских вулканогенно-осадоч-



ных толщах Шумнинского блока также наблюдается крутое моноклиральное залегание пластов.

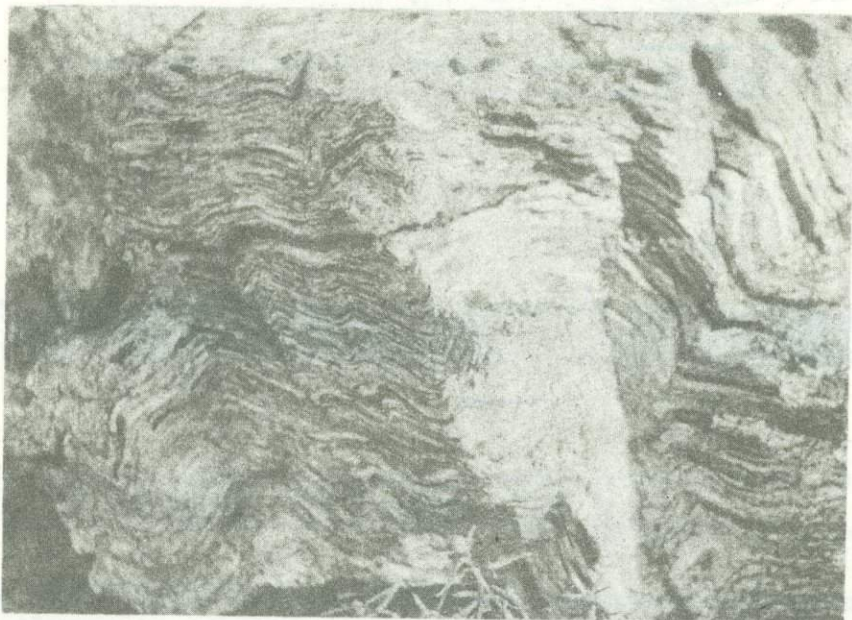
Позднеюрские отложения в Дарпирском, Гармычанском и других грабенах, разделяющих Момский горст-антиклинорий на блоки, обычно образуют грабен-синклинальные структуры, осложненные мелкими арочными складками (см. рис. 56, 57).

Складчатые структуры Приколывского горст-антиклинария, особенно мелкие, практически еще не изучены. Кристаллические толщи нижнего—среднего протерозоя, слагающие его центральную часть, довольно интенсивно дислоцированы. В них наряду с плейчатостью отмечаются и более крупные складки, часто дисгармоничные или веерообразные (рис. 61). В рифейских отложениях преобладают крупные коробчатые складки, осложненные на крыльях коленообразными и реже арочными микроскладками. На обширных участках этого горст-антиклинария, выполненных палеозоем, распространены пологие арочные и брахиморфные складки, осложненные в зоне Колымского и Ярхондонского краевых разломов крупными стулообразными или мелкими арочными, часто косыми складками.

Как показывают изложенные выше материалы, окраинные горст-антиклинории Колымского массива дислоцированы неравномерно. Наиболее сложно построены структуры Момского и Тас-Хаятахского горст-антиклинориев. Палеозойские отложения Полоусненского и особенно Улахан-Тасского и Приколывского горст-антиклинориев дислоцированы значительно слабее. Все они по структурному облику существенно отличаются от складчатых структур собственно мезозой и, кроме того, характеризуются весьма широким распространением крупных разломов, благодаря чему имеют блоковое строение, приближаясь в этом отношении к складчато-блоковым структурам Сетте-Дабана.

ВНУТРЕННЯЯ ЧАСТЬ КОЛЫМСКОГО МАССИВА

Структура внутренней части массива специально изучалась нами на Кыллахском выступе Алазейского поднятия, Ф.Ф. Третьяковым — на Бадярихинском выступе Огорохского поднятия. В результате этого в настоящее время накоплена достаточно полная информация, позволяющая уверенно судить о типах морфологии структур практически по всей внутренней части Колымского массива, не перекрытой чехлом рыхлых четвертичных отложений.



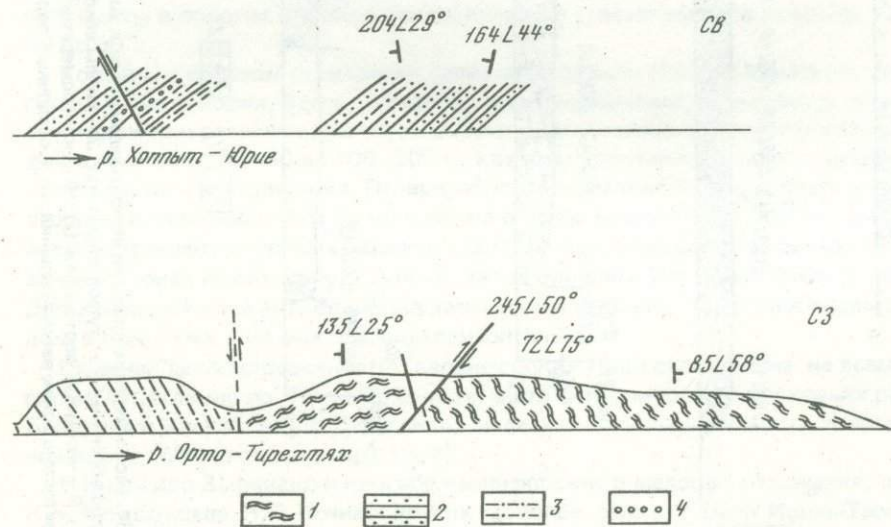
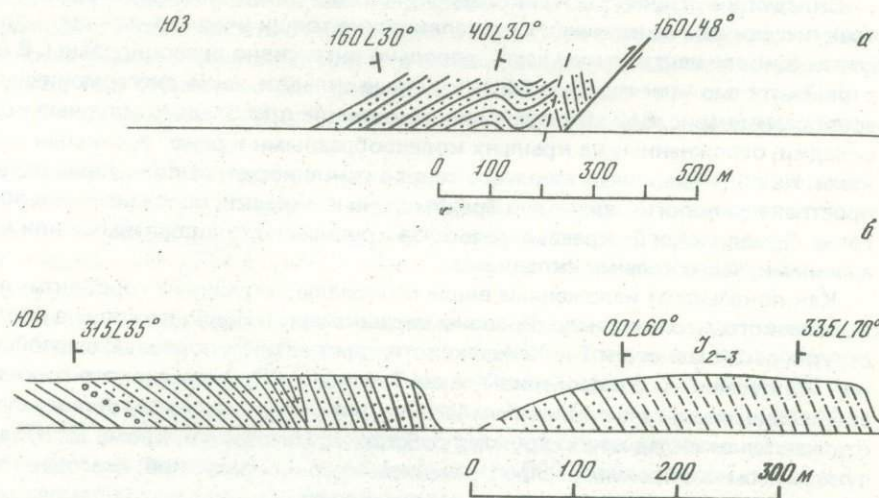
Р и с. 62. Микроскладчатость в метаморфических толщах кристаллического основания Бадярихинского выступа Колымского массива (по Ф.Ф. Третьякову)

В ходе исследований было обнаружено прежде всего резкое различие морфологии складок фундамента и чехла. В метаморфических толщах Бадярихинского выступа Ф.Ф. Третьяковым описана мелкая, часто дисгармоничная микроскладчатость и плейчатость. Ширина и амплитуда отдельных складочек колеблется от первых миллиметров до 2–50 см. Наблюдаются остроугольные, сходные по форме с шевронными микроскладками, переходящие в некоторых случаях по высоте в пологоволнистые изгибы и арочные микроскладки, сменяющиеся далее многовершинными трапециевидными структурами. Сложные сочетания разных по форме мельчайших складочек и создают дисгармоничный рисунок складчатости (рис. 62), который, кроме того, подчеркивается неравномерным послойным течением материала, сопровождаемым явлениями микробудинажа.

Изучение мельчайших структурных форм Бадярихинского выступа продолжается. Однако имеющиеся материалы уже свидетельствуют о том, что эти складки по форме весьма близки к складкам метаморфических толщ Уядинского блока, а также нижнепротерозойских комплексов Алданского и Балтийского щитов [Эз, 1971; Петров, 1976]. В выходах метаморфических пород на Кыллахском выступе обнаружены сильно пережатые микроскладки, на которые наложены более простые и пологие открытые складки. Здесь широко развита направленная в разные стороны метаморфическая сланцеватость. В целом же имеющиеся материалы позволяют сделать заключение о том, что метаморфические породы Бадярихинского и Кыллахского выступов дислоцированы в весьма сложные складчатые структуры. Расшифровка их внутреннего строения, к сожалению, затруднена плохой обнаженностью.

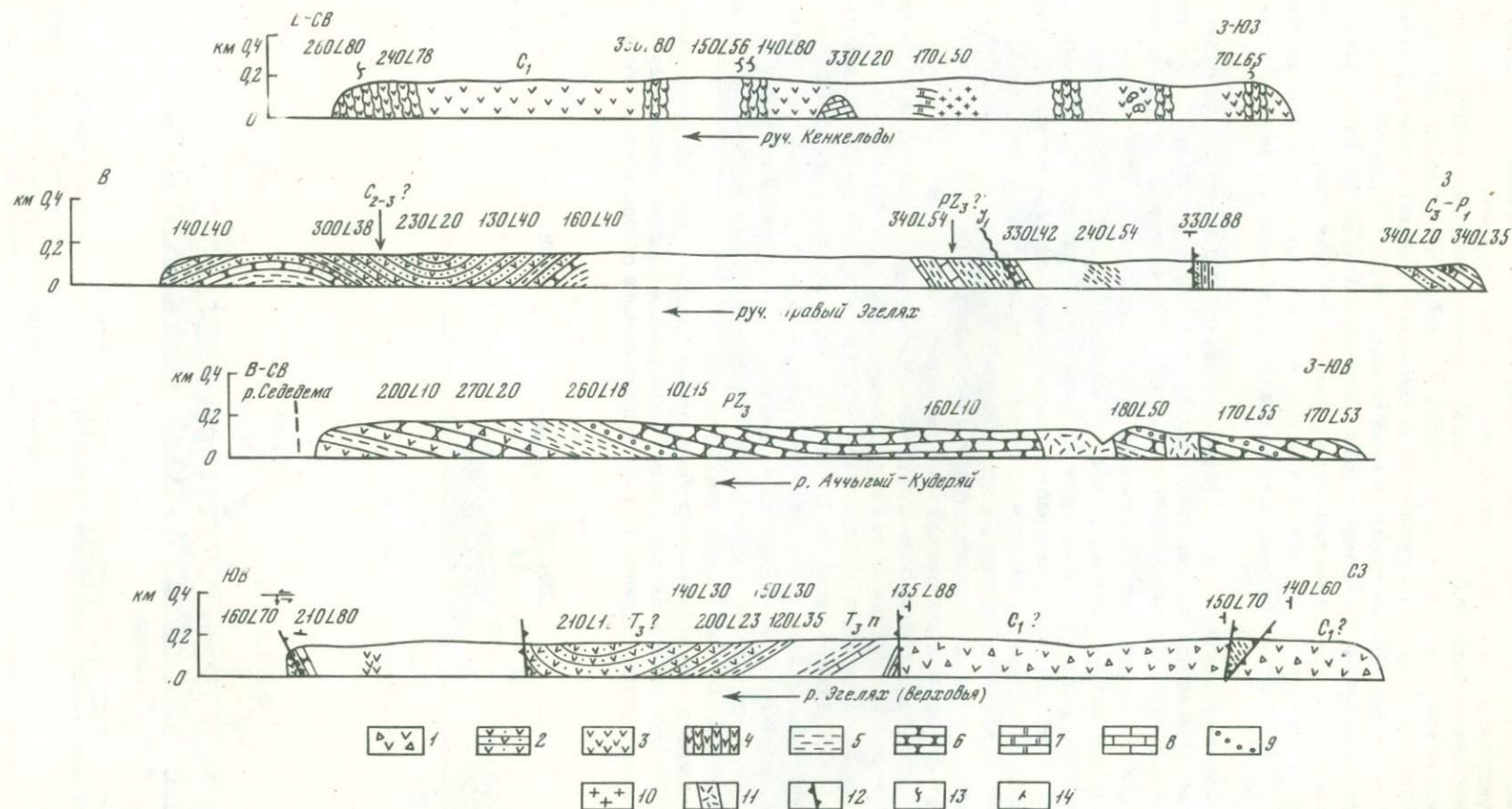
Верхнепалеозойские граувакковые образования кенкендильской толщи на Кыллахском выступе имеют более широкое распространение, чем подстилающие их метаморфические породы фундамента. На основании весьма редких замеров предполагается их пологое плащеобразное залегание. Несмотря на самые тщательные наблюдения, никаких складчатых форм или признаков крутого падения в образованиях этого возраста ни на Кыллахском, ни на Бадярихинском выступе не обнаружено. Исключение в этом отношении составляет только зона Кенкельдинского разлома, где отдельные блоки кенкельдинской свиты поставлены на голову.

Стратифицированные отложения карбона, перми, триаса и юры на Алазейском и Огорохском поднятиях в основном слагают протяженные пологие моноклинали или горизонтальные ступени шириной 1–3 км, осложненные в отдельных зонах более уз-



Р и с. 63. Частные геологические профили через Алазейское и Огорохское поднятия Колымского массива (по Ф.Ф. Третьякову)

а — Кыллахский выступ, б — Бадярихинский выступ
1 — зеленые сланцы докембрия; 2 — алевролиты и песчаники верхнего палеозоя и мезозоя;
3 — алевролиты; 4 — конгломераты



Р и с. 64. Геологические профили через отдельные части Алазейского поднятия Колымского массива

1 — туфобрекчии; 2 — туфоалевролиты; 3 — силлы основного состава; 4 — зоны смятия по туфам; 5 — алевролиты; 6 — песчаники; 7 — кварциты протерозоя (?); 8 — мраморы протерозоя (?); 9 — конгломераты; 10 — гранодиориты; 11 — дайки липаритов; 12 — разломы; 13, 14 — элементы залегания: 13 — сланцеватости в зонах рассланцевания, 14 — осадочных пород

кими (0,5—10 км) флексуорообразными перегибами, в пределах которых пласты поставлены на голову (рис. 63, 64). Только в верховьях р. Эгеляха устанавливаются пологие брахиморфные складки шириной 1—2 км с наклоном крыльев 30—40° (см. рис. 64).

Для осадочного чехла центральной части Колымского массива характерна невыдержанность простираний пластов на коротких интервалах, что зачастую создает иллюзию широкого развития мелких складок. Вместе с тем тщательные исследования естественных обнажений показывают, что, несмотря на большое разнообразие слоистых пород — от алевролитов и песчаников до известняков, — мелкие складки на Алазейском поднятии встречаются не часто.

Весьма редкий пример сопряженных острозамковых складок, состоящих из одной антиклинали и одной синклинали, с размахом крыльев до 20 м и максимальными их наклонами 50—60°, описан нами только в верхнеюрских отложениях на р. Седедеме, в 2 км выше устья р. Икки-Кюннях и напротив устья р. Сылгы-Юрях в толщах средней юры.

Таким образом, результаты наших исследований показывают, что на Алазейском и Огорохском поднятиях сильно деформированы только метаморфические толщи фундамента. В осадочном же чехле распространены пологие брахиморфные складки, горизонтальные ступени и флексуорообразные перегибы. Такие условия залегания чехла свойственны не только Колымскому массиву. Например, брахиморфные складки и пологие ступени с зонами крутых флексуорообразных перегибов характерны для структур Омолонского массива. Так, на детальном профиле по ключу Стрелок (Моланджинское поднятие), составленном М.М. Орадовской, видно, как пласты ордовикских отложений в зоне шириной около 40 м поставлены на голову, далее на протяжении 500 м моноклинально погружаются под углами 25—30° и круче или на протяжении до 200 м залегают горизонтально [Орадовская, 1974]. Такие же пликативные деформации чехла Омолонского массива описываются и другими авторами [Мерзляков и др., 1974; Мерзляков, Терехов, 1976].

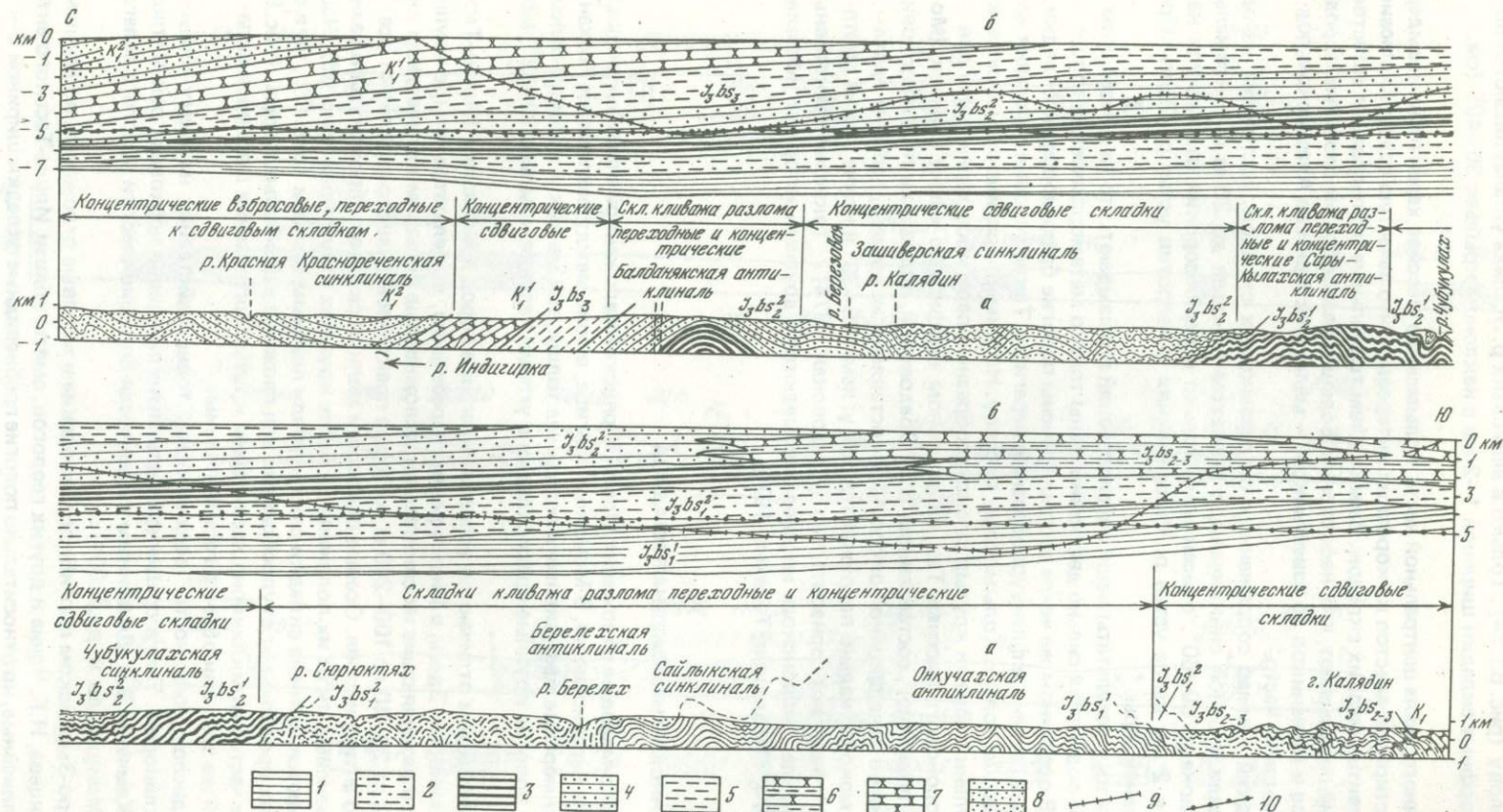
МОМО-ЗЫРЯНСКАЯ НАЛОЖЕННАЯ ВПАДИНА

Верхнеюрско-меловые отложения Момо-Зырянской наложенной впадины дислоцированы весьма неравномерно. В Момском прогибе, в зоне между разломами Улахан и Дарпир, верхнеюрские эффузивные и осадочные толщи, так же как и меловые отложения, смяты в пологие крупные брахискладки с углами падения крыльев 10—12°, местами до 30°.

Коренным образом отличаются условия залегания пород в Момском (Илинь-Тасском) антиклинории. Здесь, в Индигирском пересечении, выделяются четыре крупные антиклинали и разделяющие их синклинали, осложненные большим количеством складок шириной от 20—40 до 100—200 м, которые практически нацело заполняют все пространство антиклинория. Осевые плоскости мелких складок опрокинуты в разные стороны в зависимости от их положения в более крупных структурах (рис. 65). Чаще всего встречаются арочные складки с острым или плавным замком (рис. 66), но в отдельных зонах преобладают стулообразные или сложные коробчатые формы (рис. 67). Для краевых частей антиклинория характерны крутые погружения шарниров складок, в осевой же зоне они обычно горизонтальные.

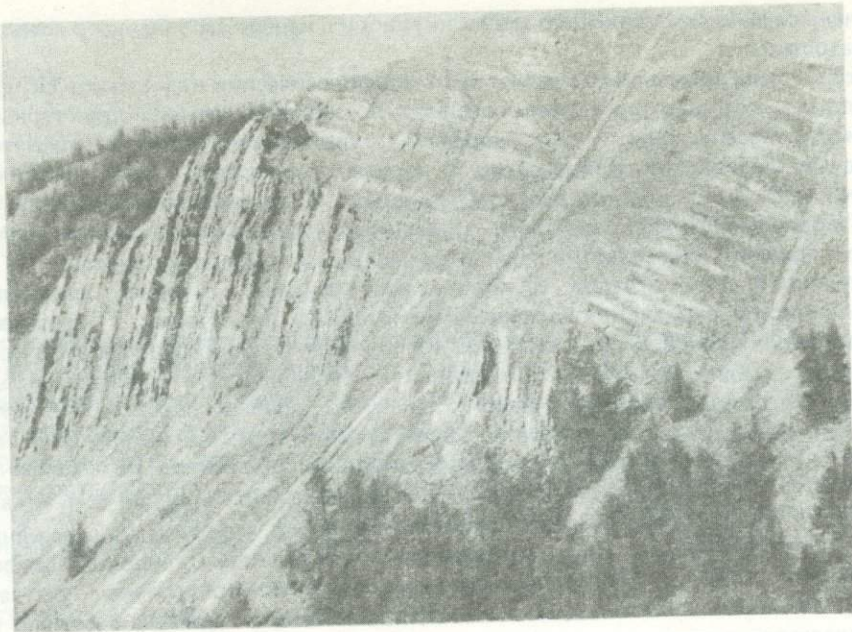
Сложная дислоцированность верхнеюрских толщ свойственна не всему Илинь-Тасскому антиклинорию. Так, в срединной части антиклинория в верховьях рек Мятись, Бадяриха и Камчатка Э.В. Деньгиным выделяются большие участки пологого залегания пород [Мокшанцев и др., 1964].

В Индигиро-Зырянском прогибе верхнеюрские и меловые отложения, по данным К.Б. Мокшанцева, Н.Г. Чочиа и других геологов, смяты вблизи Илинь-Тасского антиклинория в линейные, но относительно пологие гребневидные складки шириной 6—10 км; северо-восточнее они сменяются крупными сводовыми складками с наклоном крыльев до 25—30°, а затем — еще более пологими брахискладками.

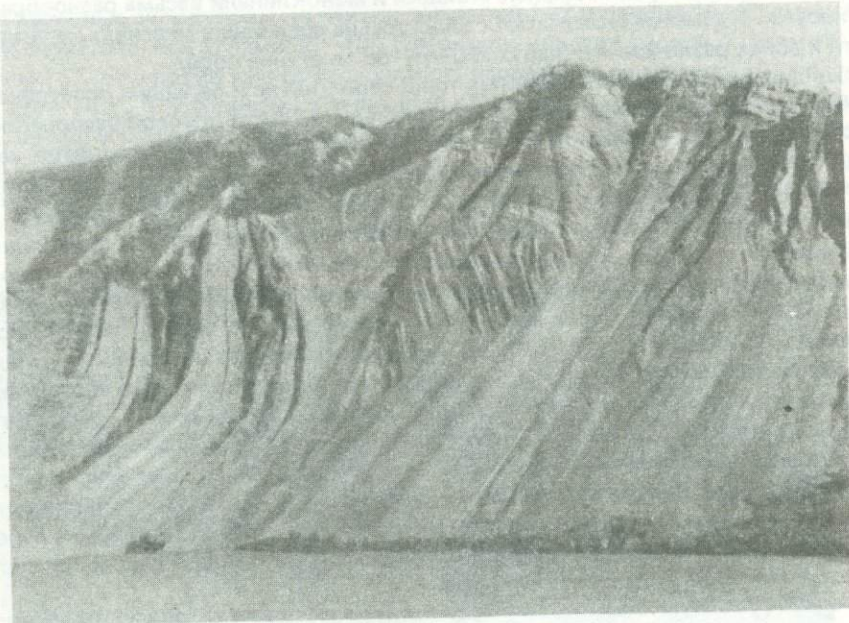


Р и с. 65. Геологический профиль (с севера на юг) через Илин-Тасский антиклинорий Момо-Зырянской впадины вдоль р. Индигирки (а) и палеотектонический профиль к началу складкообразования (б)

1 — глинистые сланцы; 2 — алевролиты и песчаники; 3 — черные углистые алевролиты; 4 — флишоидное чередование песчаников и алевролитов; 5 — рыхлые алевролиты; 6 — глинистые сланцы, алевролиты, песчаники; 7 — рыхлые песчаники; 8 — углистые алевролиты и песчаники; 9 — линия современного эрозионного среза в результате поднятий; 10 — граница кинематических этажей складчатости в начале складкообразования



Р и с. 66. Косая арочная мезоскладка в верхнеюрских отложениях Илин-Тасского антиклинория (р. Индигирка)



Р и с. 67. Сложная коробчатая антиклиналь в отложениях верхней юры Илин-Тасского антиклинория (р. Индигирка)

Выводы

Изложенные выше материалы, а также многочисленные другие источники позволяют подразделить складчатые структуры Верхояно-Колымской складчатой системы на отдельные морфологические типы. В основу их классификации нами положена форма сводов (и замков) и крыльев мега- и макроскладок; строение мелких складок являлось дополнительным критерием при определении морфологического типа, за

исключением Иньяли-Дебинского мегасинклиория, нацело заполненного мелкой складчатостью.

Всего по этим признакам выделяется 14 морфологических комплексов складок, совокупность которых определяет особенности строения отдельных структурных зон. К их числу отнесены зоны: 1) брахиморфной и куполовидной пологой складчатости; 2) сундучно-щелевидной складчатости; 3) простых коробчатых и корытообразных складок с небольшим количеством гребневидных; 4) сложной коробчато-корытообразной и брахиморфной складчатости, осложненной разломами и мелкими интенсивными складками (зона развития горст-антиклиналей и грабен-синклиналей); 5) флексур и коленообразных складок; 6) пологих моноклиналей и ступеней, осложненных пологоволнистой складчатостью и малоамплитудными флексурами; 7) гребневидных наклонных привзбросовых складок; 8) пологих арочных, коробчатых и корытообразных складок; 9) крутых симметричных гребневидных и корытообразных складок; 10) пологих арочных складок; 11) крутых арочных складок; 12) сплошной интенсивной мелкой, различной по форме складчатости; 13) интенсивной опрокинутой складчатости, форма которой не установлена; 14) мелкой метаморфической складчатости. Распространение перечисленных зон показано на рис. 68 (см. вкладку).

На схеме морфологических типов складчатости видно, что узкие зоны наиболее сложно дислоцированных толщ протягиваются вдоль границы Сибирской платформы со складчатой областью, а более широкие зоны такого типа приурочены к юго-западному обрамлению Колымского срединного массива. Обширные районы Верхояно-Колымской складчатой системы дислоцированы слабо. К ним в первую очередь принадлежат внутренние части Охотского, Колымского и Омолонского массивов, в пределах которых развиты пологие брахиморфные складки и моноклинали весьма разнообразной ориентировки. Линейные складчатые структуры на срединных массивах не установлены, хотя в зонах разломов и обнаружено крутое залегание пород.

Слабая дислоцированность слоистых толщ свойственна и большим пространствам Яно-Индибирской синклинальной зоны, в центральной части которой располагаются такие структуры, как Куларское и Эльгинское складчато-глыбовые поднятия, характеризующиеся развитием пологой сундучно-щелевидной складчатости. В других структурах этого типа (Среднеянское, Адычанское, Сунтаро-Лабынкырское, Иньяйское, Балыгчанское складчато-глыбовые поднятия) развита брахиморфная и куполовидная, реже гребневидная и пологая арочная складчатость, т.е. складчатость промежуточного типа.

В Южно-Верхоянском, Сартангском и Омолойском мегасинклиориях, Западно-Верхоянском и Нера-Омчугском мегантиклинориях распространены преимущественно крупные коробчатые и сопряженные с ними корытообразные линейные складки, осложненные коленообразными, флексурными, гребневидными, реже арочными мелкими складками. Зоны мелкой интенсивной складчатости в этих структурах тяготеют к полосам глубинных разломов. В структурах, сложенных верхоянским геосинклинальным комплексом, даже в самых сложно дислоцированных зонах плейчатость отсутствует, тогда как во многих местах Сетте-Дабанского, Тасхяхтахского и Момского горст-антиклинорий плейчатость встречается довольно часто. В наиболее сильно метаморфизированных толщах, составляющих фундамент Верхояно-Колымской системы, плейчатость и мелкая складчатость обычны.

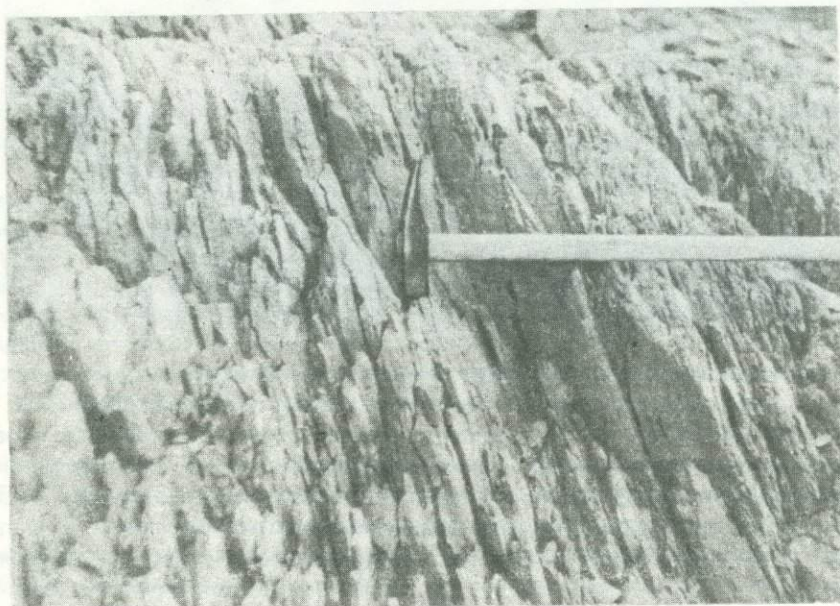
Схема морфологических типов складчатости показывает, что зоны интенсивной складчатости, к которым относят на западе Верхояно-Колымской системы западный край Верхоянского мегантиклинория и осевую зону Сетте-Дабанского горст-антиклинория, а на востоке — Полоусненский и Иньяли-Дебинский мегасинклиории, Тасхяхтахский и Момский горст-антиклинории, образуют сложные дуги, обращенные выпуклостью на запад. Они занимают четкое структурное положение, располагаясь вдоль шовных зон, отделяющих жесткие блоки, какими в данном случае являются Сибирская платформа, Колымский и Омолонский массивы, от внутренних зон складчатой области. Такое расположение зон интенсивной складчатости не является случайным, оно отражает положение фронтов сжатия, связанных с латеральными перемещениями жестких блоков земной коры в западном направлении. К подробному обсуждению этого вопроса мы еще вернемся ниже.

Как показывают наши наблюдения и данные других исследователей [Кропачев, 1970; Сборщиков, 1971а], кливаж в структурах Верхояно-Колымской складчатой системы распространен неравномерно. Он широко проявлен главным образом в сводах антиклинориев и на крыльях синклинориев, но отсутствует в мульдах межгорных впадин и в чехле срединных массивов. Формы кливажа различные, но в общем виде они соответствуют двум его основным типам: кливажу разлома и кливажу течения. Однако, как будет показано ниже, в составе этих основных типов выделяется несколько самостоятельных подтипов.

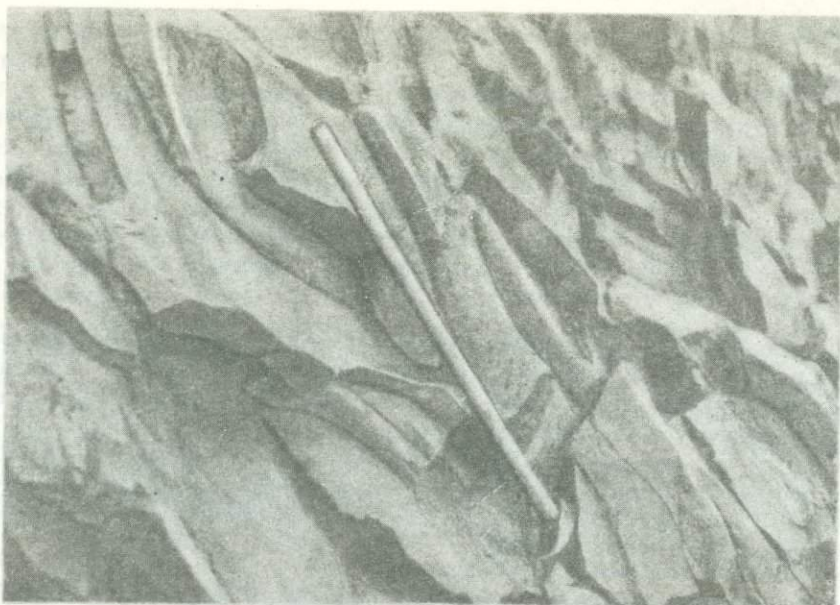
ОЛЕНЕКСКАЯ (ЛЕНО-АНАБАРСКАЯ) ВЕТВЬ СКЛАДОВ

Трещины кливажа в Лено-Анабарской ветви складок нами были встречены в верхнепермских отложениях Дюлюнгской антиклинали. Здесь алевролиты разделены на линзы и неровные скорлуповатые плитки толщиной 1–2 и длиной 10–20 см, косо секущие слоистость под углами 30–40°. Плоскости кливажа падают по азимуту 50° под углом 78°, в то время как сама слоистость направлена по азимуту 50° под углом 45° (рис. 69). В песчаниках, в отличие от алевролитов, развита грубая скорлуповатость, секущая слоистость под углами до 70–90°. Толщина скорлуп до 10, длина до 60, а ширина до 40 см (рис. 70).

Такую форму кливажа разлома предлагается называть грубым скорлуповато-плитчатым кливажом разлома или просто скорлуповатой плитчатостью. Грубый кливаж



Р и с. 69. Грубый кливаж разлома, переходный к скорлуповатой плитчатости, в отложениях верхней перми Лено-Анабарской ветви складок (Оленекская протока)



Р и с. 70. Грубая скорлуповатая плитчатость в верхнепермских песчаниках Лено-Анабарской ветви складок (Оленекская протока). Скорлуповатость косо сечет слоистость

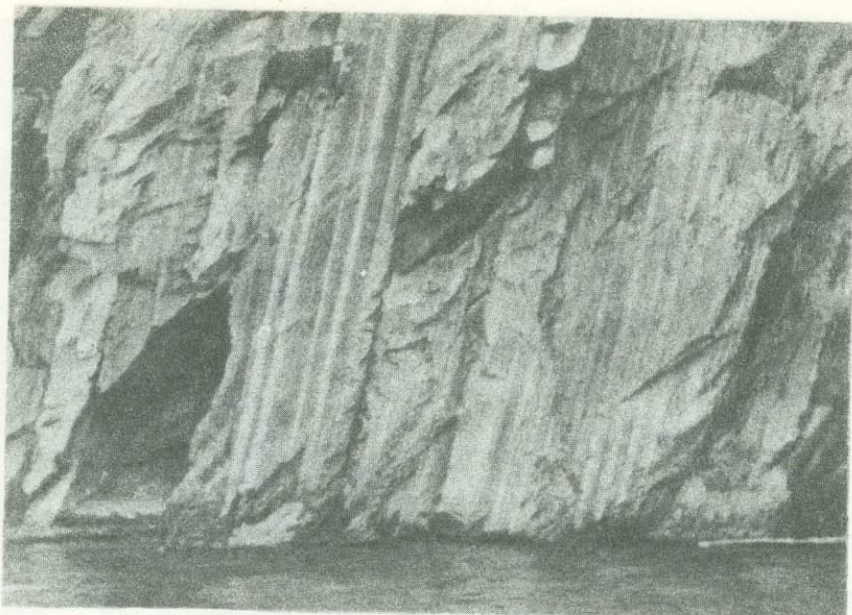
является формой, переходной от кливажа разлома к внутрипластовой отдельности, но отличается от последней тем, что он, как и настоящий кливаж, косо сечет слоистость, в то время как внутрипластовая отдельность параллельна слоистости и, кроме того, в алевролитах обычно имеет комковатый вид. Поэтому отдельность, параллельную слоистости и, вероятно, не связанную с деформациями пород, но морфологически сходную с грубым кливажем, предлагается называть в дальнейшем комковатой скорлуповатостью. Такая параллельная слоистости отдельность в структурах Оленекской протоки свойственна триасовым отложениям, в которых никаких признаков кливажа не обнаружено.

ЗАПАДНО-ВЕРХОЯНСКИЙ МЕГАНТИКЛИНОРИЙ

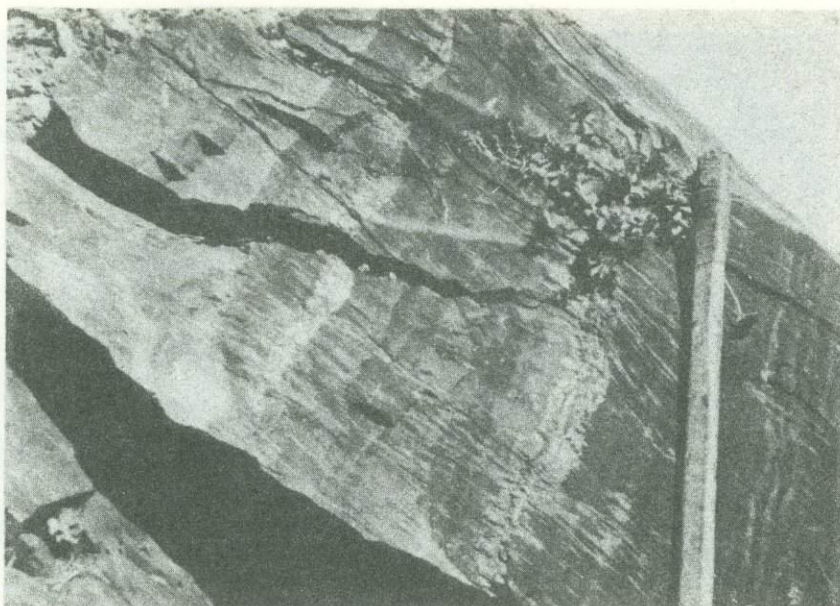
О морфологических типах кливажа в Бараинском, Куранахском и Орулганском антиклинориях мы можем судить по иллюстрациям и кратким описаниям в работах Ю.П. Ивенсена и Е.Г. Проценко [1961], И.М. Сборщикова [1971а], Л.М. Израилева и А.П. Кропачева [1971]. Согласно материалам указанных авторов в глинистых сланцах и алевролитах развит кливаж разлома, плоскости которого на западном крыле мегантиклинория полого падают на восток, в центральной части залегают вертикально, а на восточном крыле падают на запад под углами от 20–30 до 10–12°. Песчаники здесь не кливажированы. Глинистые сланцы и алевролиты распадаются на плитки толщиной в первые миллиметры. Под микроскопом в них видны листочки слюдястых новообразований, расположенные параллельно плоскостям кливажа, но зерна кварца и полевого шпата в большинстве случаев не испытывают переориентировки.

В Хараулахском антиклинории кливаж и близкие к нему тектонические образования нами описаны в своде Тиксинской мегантиклинали в окрестностях пос. Тикси и в обнажениях Быковской протоки, а также на р. Лене ниже пос. Тит-Ары и в Туорасисском выступе на восточном склоне Чекуровской мегантиклинали.

В своде Тиксинской антиклинали в нижнекаменноугольных отложениях трещины кливажа повсеместно наклонены на восток и юго-восток по азимуту 130° в среднем под углом 40° (рис. 71). Кливаж ведет себя закономерно по отношению к слоистости. Наблюдается три возможных случая. Кливаж под углом 50° падает в одну сторону со слоистостью нормально залегающих пород, средний угол падения которых око-



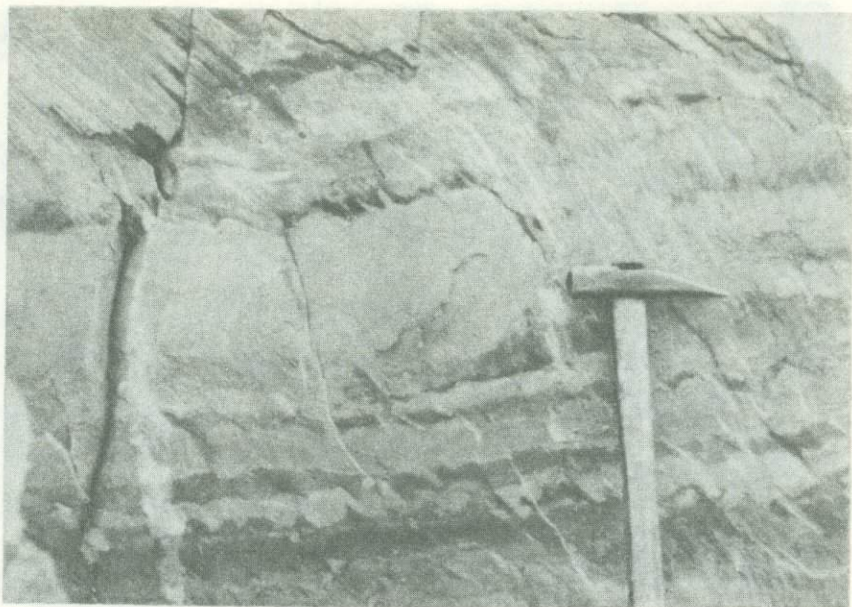
Р и с. 71. Общий вид соотношения кливажа и слоистости в своде Тиксинской мегантиклинали Хараулахского антиклинория (губа Буор-Хая)



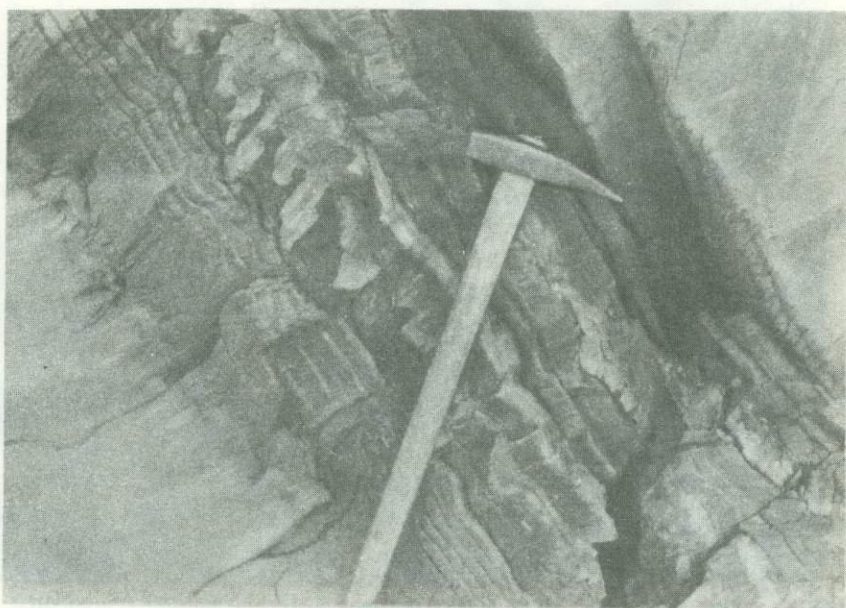
Р и с. 72. Соотношение кливажа со слоистостью в своде Тиксинской мегантиклинали Хараулахского антиклинория (губа Буор-Хая)

ло 40° . В случае опрокинутого залегания пород средний угол падения кливажа составляет 40° , а пластов — 70° . В случае нормального, но обратного к падению кливажа залегания пород угол наклона кливажа составляет 35° , а пластов — 50° .

Алевролиты и глинистые сланцы в своде Тиксинской мегантиклинали по трещинам кливажа рассланцованы на плитки толщиной в первые миллиметры и тоньше (рис. 72). Тонкие пропластки песчаников (3—5 см) при этом изгибаются в мелкие птигматитовые складочки или разрываются (рис. 73, 74). В более массивных пластах песчаников рассланцевание макроскопически иногда не видно. Однако и в этих

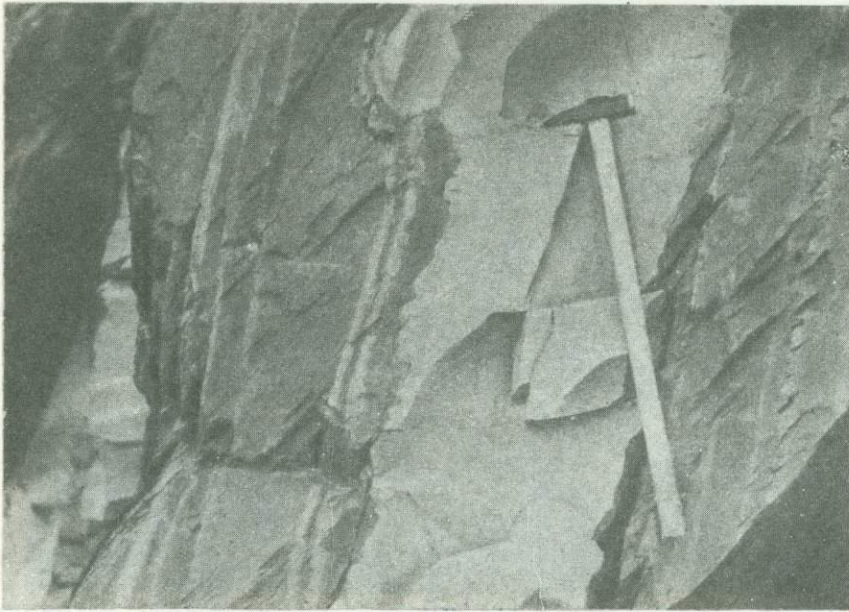


Р и с. 73. Деформация тонких прослоев песчаников по плоскостям кливажа в своде Тиксинской мегантиклинали

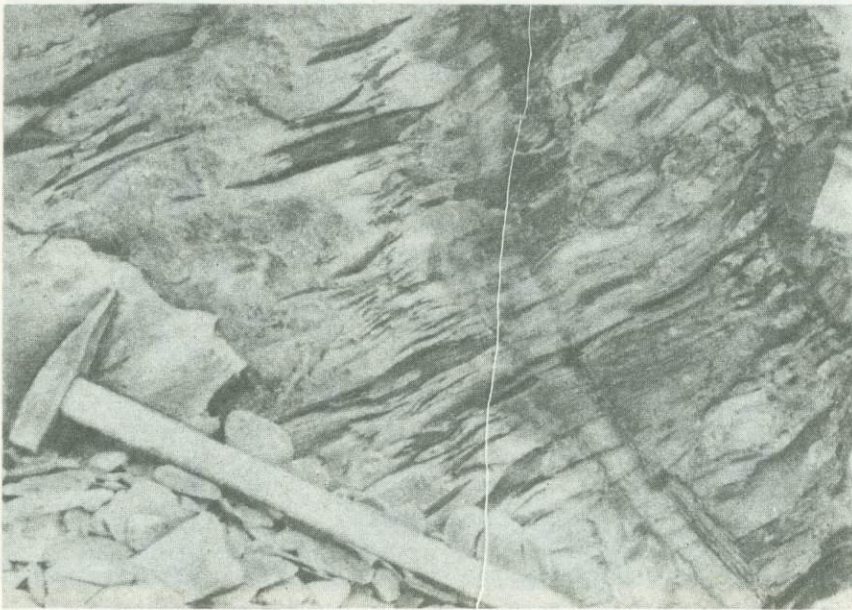


Р и с. 74. Деформация прослоев песчаника и течение глинистого материала по плоскостям кливажа течения в отложениях нижнего карбона Тиксинской мегантиклинали (губа Буор-Хая)

случаях поверхности пластов имеют косую гофрировку, осевые плоскости которой параллельны трещинам кливажа в сланцах (рис. 75). В других случаях рассланцевание устанавливается по глубокому проникновению глинистого материала в, казалось бы, монолитные пласты песчаников или же по разлинзованию тонких прослоев сланцев, расположенных внутри пластов песчаников, по плоскостям, параллельным кливажу в самостоятельных глинистых пачках (рис. 76). Кварц-карбонатные жилы в одних случаях испытывают только раздробление жильного материала, в других



Р и с. 75. Гофрировка массивных пластов песчаников нижнекаменноугольных отложений Тиксинской мегантиклинали (губа Буор-Хая)



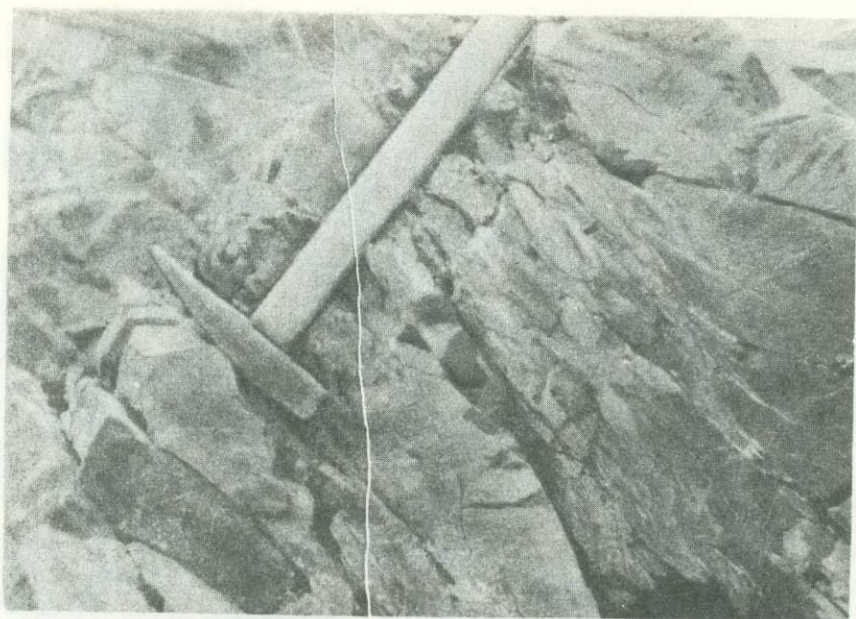
Р и с. 76. Разлинование и течение глинистого материала по плоскостям кливажа течения в массивных пластах песчаников нижнекаменноугольных отложений Тиксинской мегантиклинали (губа Буор-Хая)

же они сминаются в микроскладки, приближающиеся по форме к птигматовым (рис. 77).

Приведенные материалы позволяют констатировать развитие в нижнекаменноугольных терригенных отложениях свода и западного крыла Тиксинской мегантиклинали кливажа, который в соответствии с классификацией Г.Д. Ажгирея [1966] и И.В. Кирилловой [1962] следует относить к кливажу течения. Ближе к платформе в нижнекаменноугольных отложениях Быковской проточки (район залива Булункан), в от



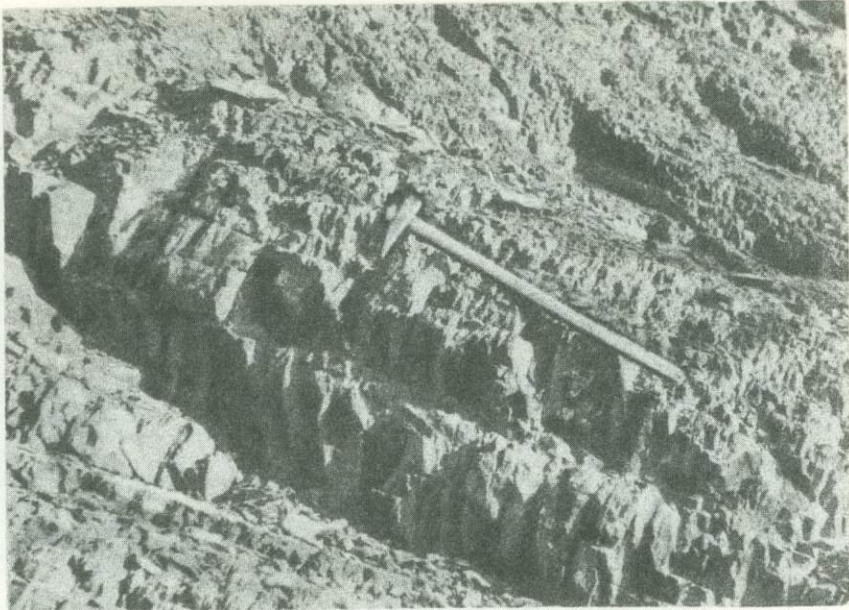
Р и с. 77. Птигматитовые складки и дробление кварцевых жил в зоне развития кливажа течения в своде Тиксинской мегантиклинали (губа Буор-Хая)



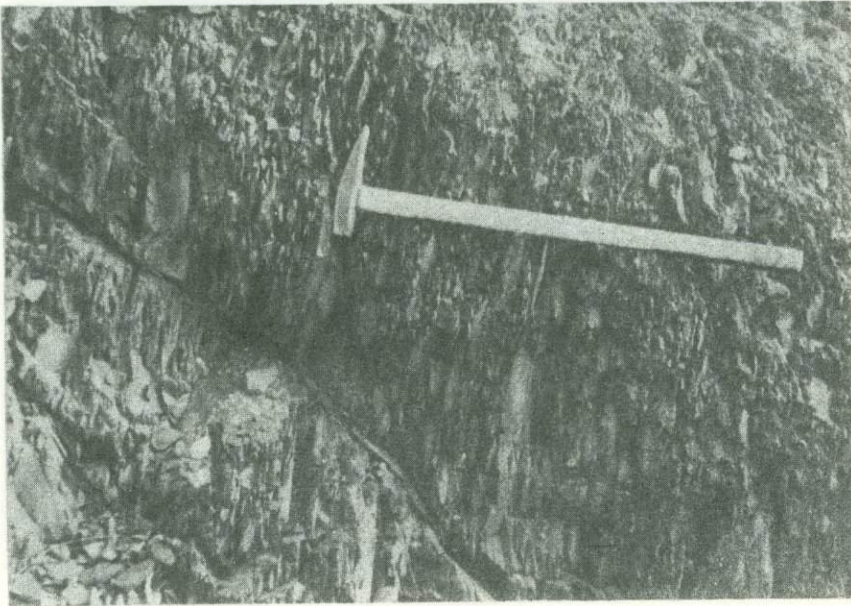
Р и с. 78. Грубый кливаж разлома в нижнекаменноугольных отложениях Хараулахского антиклинория (Быковская протока, залив Булункан)

личие от района пос. Тикси, в толще песчаников наблюдается только относительно грубое рассланцевание прослоев глинистых сланцев без следов течения. В песчаниках же здесь устанавливается грубая плитчатость, перпендикулярная к слоистости (рис. 78). Таким образом, в терригенных нижнекаменноугольных отложениях залива Булункан развит кливаж, который по морфологическим признакам может быть отнесен к кливажу разлома.

Еще западнее, на границе платформы и складчатой области в нижне-среднекаменноугольных глинисто-алевролитовых толщах приустьевой части р. Лены развита тонкая скорлуповатая плитчатость, круто секущая слоистость, а пласты песчаников раз-



Р и с. 79. Грубый кливаж разлома в ниже-среднекаменноугольных отложениях западного крыла Хараулахского антиклинория (нижнее течение р. Лены)

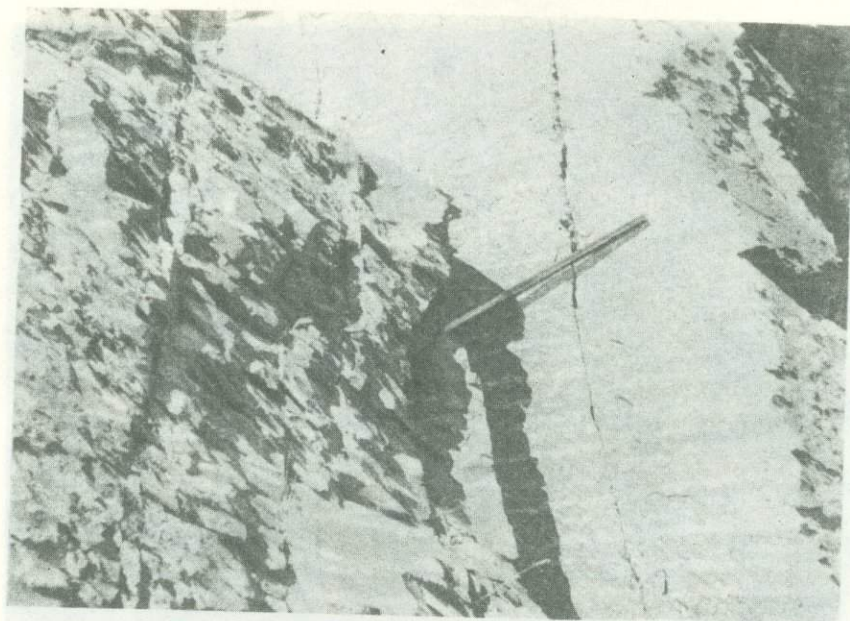


Р и с. 80. Грубый кливаж разлома в алевролитах верхней перми Собоульской мегасинклинали в зоне Дюлюнгского разлома (западное крыло Хараулахского антиклинория, нижнее течение р. Лены)

линзовываются на плитки толщиной более 2 см, перпендикулярные к слоистости (рис. 79). Каких-либо следов течения глинистого материала, сходных с течением пород в одновозрастных отложениях Тиксинской мегантиклинали, здесь не видно. Тем не менее отдельные экземпляры фауны брахиопод деформированы, что заключается в перекосе крупных раковин в плоскости кливажа на $10-20^\circ$ без заметных следов разрушения раковинного слоя. Следовательно, и в плоскостях кливажа разлома, которому соответствует по всем остальным признакам кливаж приустьевого части р. Лены, трансляция глинистого вещества все же имеет место.



Р и с. 81. Сланцеватый и плитчатый кливаж разлома в верхнедевонских отложениях Хараулахского антиклинория (Быковская протока)

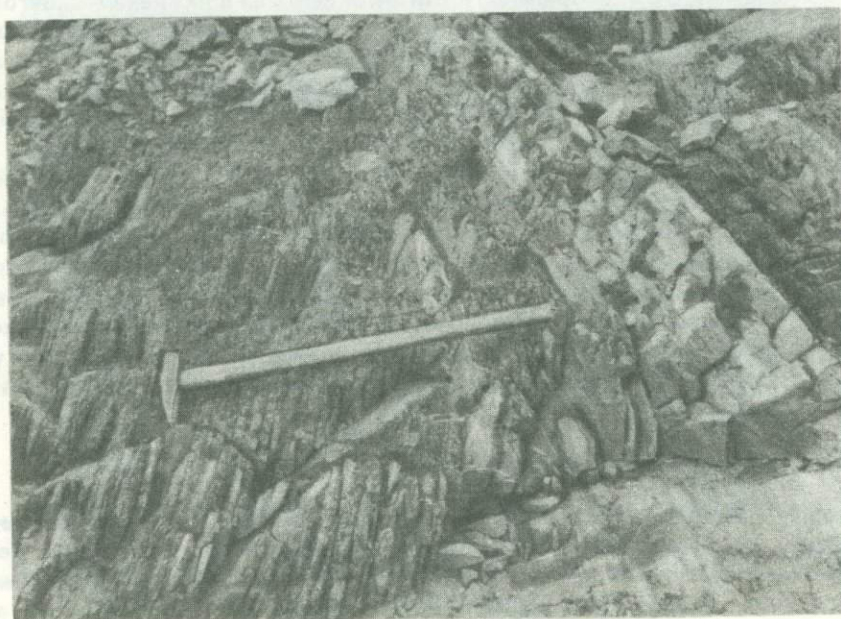


Р и с. 82. Грубый кливаж разлома в верхнедевонских отложениях Хараулахского антиклинория (о-в Орто-Хая, дельта р. Лены)

В средне-верхнекаменноугольных и пермских отложениях Хараулахского антиклинория кливаж отсутствует, за исключением центральной части Собуольской мегасинклинали, где в верхнепермских алевролитах в узкой полосе шириной до 1 км развита скорлуповатая плитчатость с толщиной плиток не менее 1 см (рис. 80). Локальное распространение скорлуповатой плитчатости в сложно дислоцированной части Собуольской мегасинклинали, разбитой к тому же многочисленными мелкими разломами, заставляет предполагать, что эта зона приурочена к крупному разлому, являющемуся продолжением Дюльонгского взброса.



Р и с. 83. Грубый кливаж разлома в верхнедевонских отложениях Хараулахского антиклинория (о-в Столб, дельта р. Лены)



Р и с. 84. Грубый кливаж разлома в мергелях верхнего рифея на восточном крыле Чекуровской мегантиклинали Туора-Сисского выступа (нижнее течение р. Лены)

В приустьевой части р. Лены, где вскрываются верхнедевонские отложения, в известняках и покровах базальтов рассланцевание не обнаруживается. Мергели, залегающие в верхней части разреза девона, в отличие от этого, разбиты на плитки толщиной до 1–2 см, косо секущие слоистость, а залегающие в них тонкие прослои известняков или разорваны, или в них наблюдается искривление кливажа. Слоистость здесь погружается по азимуту 290–270°, углы наклона слоев колеблются от 45 до 80°, иногда наблюдается опрокинутое их залегание. Плоскости же кливажа вне зависимо-

сти от направления падения пластов повсеместно наклонены на восток по азимуту $85-100^\circ$ под углами от 56 до 75° (рис. 81).

В дельте р. Лены, на о-ве Орто-Хая в мергелистых известняках девона наблюдается разлинзование пород на плитки толщиной до 2 см с неровной скорлуповатой поверхностью. Слоистость здесь падает по азимуту 240° под углами $14-20^\circ$, а кливаж разлома — по азимуту 90° под углами $38-43^\circ$ (рис. 82).

На о-ве Столб в кровле верхнедевонских отложений наблюдается чередование глинистых известняков, алевролитов, песчаников и углисто-алевролитовых сланцев. В последних так же, как и в глинистых известняках, наблюдается кливаж разлома, по которому породы распадаются на плитки толщиной менее 1 см (рис. 83).

В Туора-Сисском выступе кливаж разлома и скорлуповатая плитчатость, секущие слоистость, проявлены только на восточном крыле Чекуровской антиклинали в мергелях верхнего рифея. Здесь, на правом берегу р. Лены напротив пос. Чекуровка, мергели пересекаются на плитки толщиной более 2 см с неровной кавернозной поверхностью. В редких случаях плитки ровные и тонкие (менее 1 см). В пластах песчаника кливаж отсутствует (рис. 84). Кливаж разлома здесь распространен не по всей толще, а лишь на участках, где крыло Чекуровской мегантиклинали осложнено мелкими малоамплитудными складками.

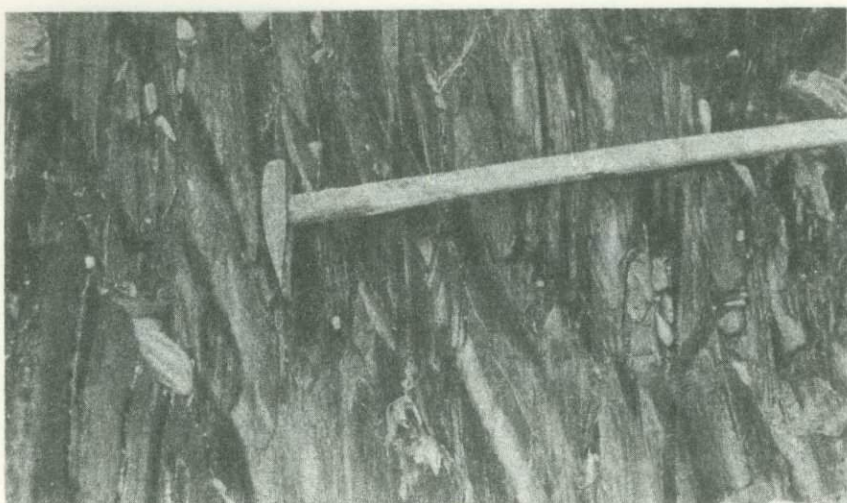
Распространение и морфологические типы кливажа Хараулахского антиклинория и Туора-Сисского выступа подчиняются определенным закономерностям. Так, устанавливается повсеместное падение плоскостей кливажа на восток, вне зависимости от направления падения пород в складках. При этом средний угол падения кливажа сохраняется как в своде антиклинория, так и на крыльях, в то время как морфология его резко меняется. В центральной части антиклинория в нижнекаменноугольных отложениях развит кливаж течения, а на западном крыле — кливаж разлома. Кроме того, на западном крыле антиклинория намечается определенная вертикальная зональность кливажа. В каменноугольных отложениях развит грубый кливаж разлома (скорлуповатая плитчатость), в подстилающих их девонских отложениях — тонкий кливаж, а в верхних горизонтах верхоянского комплекса кливаж отсутствует.

Резкие различия форм кливажа верхоянского комплекса в осевой и краевой зонах Хараулахского антиклинория, на наш взгляд, также объясняются не только латеральной, но, в большей мере, вертикальной зональностью. Об этом говорит тот факт, что в районе пос. Тикси полная мощность каменноугольных, пермских, триасовых и юрских отложений к началу складкообразования составила $10-15$ км, а в приустьевой части р. Лены — $4-5$ км [Виноградов, 1965]. Следовательно, в одинаковых по возрасту отложениях разных участков единого прогиба термодинамические условия в момент складкообразования существенно различались, чем и можно объяснить различные формы кливажа.

СЕТТЕ-ДАБАНСКИЙ ГОРСТ-АНТИКЛИНОРИЙ

В северной части Сетте-Дабана кливаж встречается во всех полях распространения кембрийских и ордовикских отложений, а также в девонских отложениях, в местах пересечения их зонами глубинных разломов. Известково-глинистые породы кембрия и нижнего ордовика здесь рассланцованы на плитки миллиметровой толщины, а тонкие пропластки известняков будинированы (рис. 85). Глинистые известняки ордовика также интенсивно рассланцованы. Мелкие складки в зонах рассланцевания обычно имеют коробчатую форму, мощности пластов на сводах при этом превышают мощности пластов на крыльях в два-три раза. На поверхностях наслоений видна мелкая зубчатость с высотой зубчиков до 1 см (рис. 86).

На восточном крыле Сетте-Дабанского горст-антиклинория, в зоне Кеннинского разлома, сильно кливажированы верхнедевонские известняки и известковистые сланцы. Глинистый материал в них испытывает течение с рассланцеванием; прослои чистых известняков разлинзованы, а иногда и развальцованы, образуя муллион-структуры (рис. 87). В массивных плитчатых известняках течение материала устанавливается по развальцеванию известково-кремнистых включений (рис. 88). На северном замыкании Сетте-Дабанского горст-антиклинория в мергелях, чередующихся с тонкими



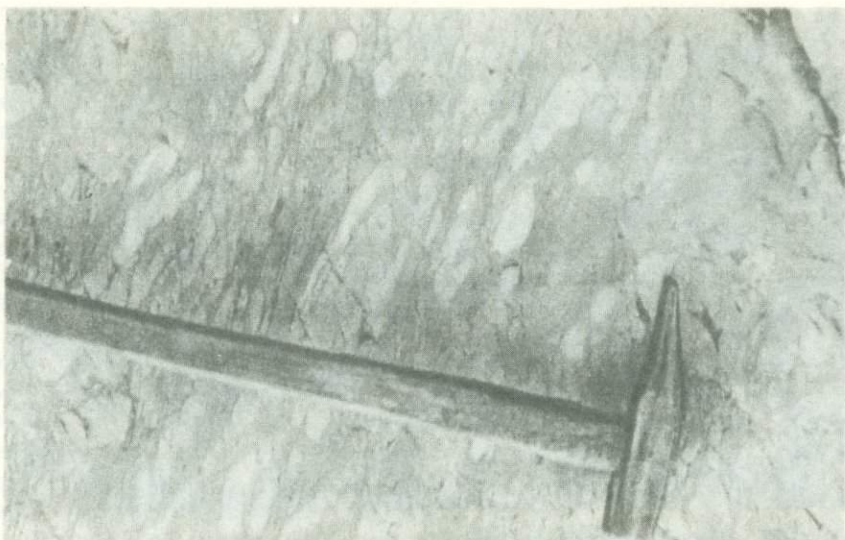
Р и с. 85. Тонкий плитчатый кливаж разлома в кембрийских отложениях Билляской мегасинклинали западного крыла Сетте-Дабанского горст-антиклинория (р. Восточная Хандыга)



Р и с. 86. Характер строения поверхностей наслоения по тонкому кливажу разлома в ордовикских отложениях Тьярчанской мегантиклинали в центральной части Сетте-Дабанского горст-антиклинория (р. Восточная Хандыга)

прослоями известняков, также по трещинам отчетливо выражены струйчатость и будинаж верхнедевонских отложений (рис. 89).

В средней части Сетте-Дабана, по р. Белой, наиболее интенсивный кливаж течения устанавливается в кембрийских и ордовикских отложениях. Западнее, т.е. ближе к платформе, на восточном крыле Горностахской мегантиклинали в верхнепротерозойских глинистых известняках, алевролитах, мергелях и мелкозернистых песчаниках местами развит только кливаж разлома, плоскости которого преимущественно падают на восток под углами $60-80^\circ$. Восточнее же, в зоне сочленения Сетте-Дабанского горст-антиклинория с Южно-Верхоянским мегасинклиномием, в карбонатных отложениях верхнего девона и нижнего карбона, как и на р. Восточная Хандыга, развит интенсивный кливаж, по которому породы разделяются на тонкие листоватые плиточки.



Р и с. 87. Кливаж течения в верхнедевонских отложениях восточного крыла Сетте-Дабанского горст-антиклинария (зона Кеннинского разлома, р. Восточная Хандыга)



Р и с. 88. Кливаж разлома, переходный к кливажу течения в верхнедевонских отложениях восточного крыла Сетте-Дабанского горст-антиклинария (р. Восточная Хандыга)

В южной части Сетте-Дабанского горст-антиклинария, на р. Юдоме, к востоку от Бурхалинского разлома карбонатные толщи палеозоя интенсивно кливажированы, а в нижнепалеозойских отложениях мелкие кварц-карбонатные прожилки местами смяты в птигматитовые складочки (рис. 90). К западу от Бурхалинского разлома интенсивный кливаж, приближающийся к кливажу течения, развит в нижнепалеозойских отложениях Ытыгинской мегасинклинали, особенно в полосе, прилегающей к Улахан-Бамскому взбросу (см. рис. 25). По трещинам кливажа в этом районе образуются зубчатые микроскладки и стулообразные складки с увеличенными мощностями на сводах и утонением на крыльях (см.



Р и с. 89. Кливаж разлома, переходный к кливажу течения в верхнедевонских отложениях северного окончания Сетте-Дабанского горст-антиклинория (р. Ольчан, автодорога Хандыга — Тополиный)



Р и с. 90. Птигматитовые микроскладки по кливажу течения в нижнепалеозойских отложениях восточного крыла Сетте-Дабанского горст-антиклинория (зона Ловинского разлома, р. Юдома)



Р и с. 91. Микровзбросы по трещинам кливажа в нижнепалеозойских отложениях Ытыгинской мегасинклинали в южной части Сетте-Дабанского горст-антиклинория (р. Юдома)



Р и с. 92. Грубый кливаж разлома в кембрийских отложениях Селендинской мегасинклинали в южной части Сетте-Дабанского горст-антиклинория (р. Юдома)

рис. 25, 30). По трещинам кливажа здесь, как и в других местах, устанавливаются микровзбросовые подвижки амплитудой в несколько миллиметров (рис. 91). По своему морфологическому типу этот кливаж нужно относить к тонкому кливажу разлома, переходному к кливажу течения. В более западных структурах (Пуханильская мегасинклинали на р. Юдоме) развит более грубый кливаж, близкий по своей морфологии к кливажу разлома или скорлуповатой плитчатости (рис. 92).

Результаты наших исследований показывают, что кливаж развит не во всех структурах Сетте-Дабанского горст-антиклинория. В краевых структурах Кыллахского (Юдомо-Майского) складчато-глыбового поднятия, примыкающих к Сибирской плат-

форме, в том числе Нельканской, Кыллахской и Эбейке-Хаятинской антиклиналях и прилегающих к ним Кербинской и Лякинской синклиналях, кливаж отсутствует. Не устанавливается он и в мощных карбонатных и песчаниковых толщах верхнего протерозоя, слагающих своды Гувиндинской, Челатской, Улахан-Бамской и Горностахской антиклиналей, однако в глинистых толщах верхнего протерозоя этих структур он развит широко.

Вместе с тем кливаж, как это было проиллюстрировано выше, исключительно сильно развит на восточных крыльях синклинальных структур Кыллахского поднятия, т.е. вблизи зон, прилегающих к глубинным надвигам. При этом плоскости кливажа, как и надвигов, наклонены на восток. Исключение в этом отношении представляет только Горностахская антиклиналь, на западном крыле которой плоскости кливажа падают, как и слоистость, на запад. В собственно Сетте-Дабанском складчато-глыбовом поднятии кливаж распространен практически повсеместно. Он отсутствует только на западе Окраинной антиклинали в отложениях верхнего докембрия и нижнего кембрия, а также в мульдах Россомахинской и Хуратской синклиналей, выполненных массивными известняками силура — нижнего девона и терригенно-карбонатными толщами среднего девона. Плоскости кливажа на севере Сетте-Дабана наклонены то на запад, то на восток, в зависимости от положения в структуре.

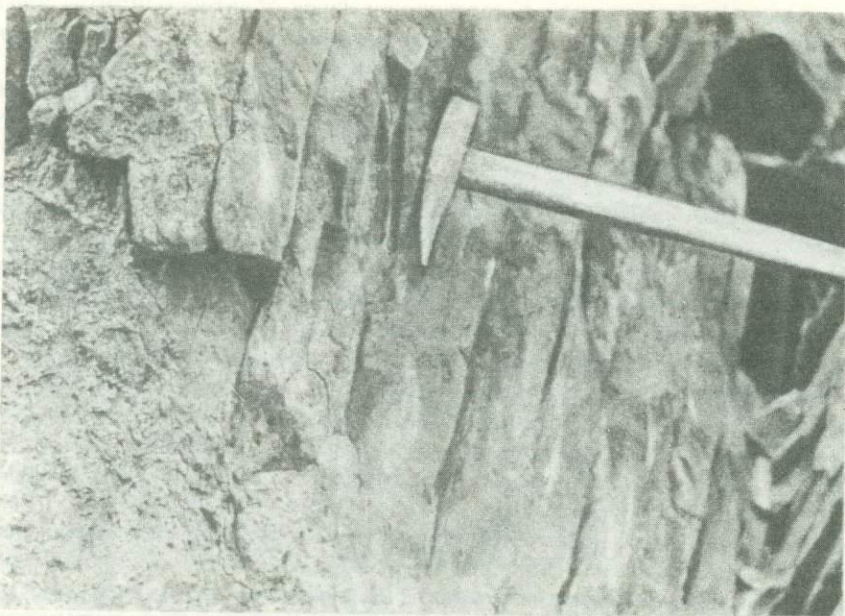
Таким образом, в Сетте-Дабанском горст-антиклинории, как и в Хараулахском антиклинории, по форме и интенсивности проявления кливажа отчетливо наблюдается горизонтальная и вертикальная зональность. Во внутренних частях этой структуры развит кливаж, близкий по форме к кливажу течения, а во внешней ее части развит или грубый кливаж разлома, или кливаж отсутствует совсем. При удалении от разломов кливаж наиболее ярко проявлен в древних отложениях и отсутствует в молодых.

ЮЖНО-ВЕРХОЯНСКИЙ МЕГАСИНКЛИНОРИЙ И КОБЮМИНСКАЯ ПРОДОЛЬНАЯ СЕДЛОВИНА

В Южно-Верхоянском мегасинклинории наиболее четко выраженный кливаж отмечается только в каменноугольных отложениях. Глинистые и алевролитовые породы разбиты в них на ровные гладкие плитки толщиной от первых миллиметров до 1 см. При подходе к пластам песчаников плоскости кливажа испытывают резкий



Р и с. 93. Плитчатый кливаж разлома в каменноугольных отложениях западного крыла Южно-Верхоянского мегасинклинория (р. Восточная Хандыга)



Р и с. 94. Грубый кливаж разлома в верхнепермских отложениях восточного крыла Южно-Верхоянского мегасинклинория (истоки р. Кобьюмы)



Р и с. 95. Грубый кливаж разлома, переходный к скорлуповатой плитчатости в нижнетриасовых отложениях Кобьюминской продольной седловины (р. Кобьюма)

разворот и пересекают их перпендикулярно слоистости (рис. 93). В более молодых отложениях кливаж становится грубее. Так, верхнепермские алевролиты и сланцы разбиты по трещинам кливажа на плитки толщиной от 2 до 5 см (рис. 94). Этот грубый кливаж разлома постепенно сменяется в нижнетриасовых отложениях комковатой плитчатостью, параллельной слоистости (рис. 95); в более молодых отложениях кливаж отсутствует.

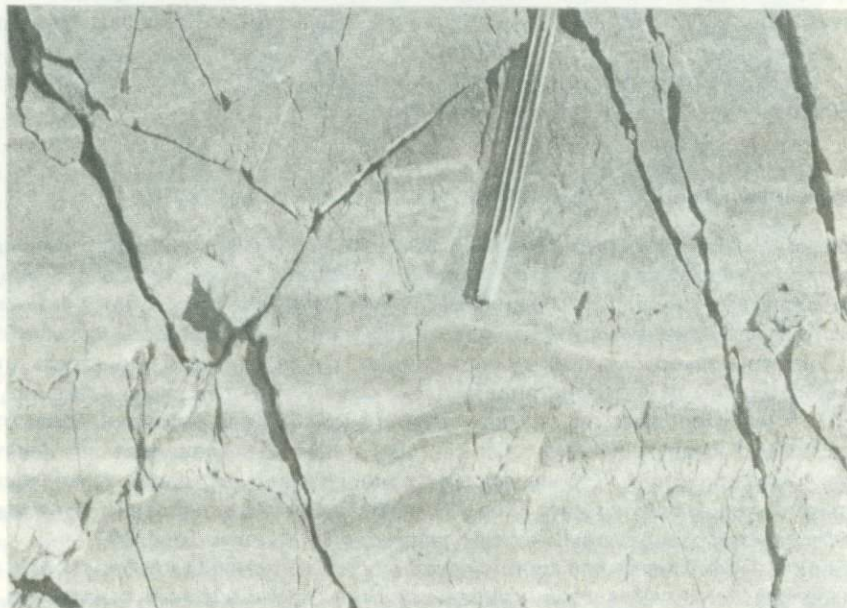
Таким образом, в Южно-Верхоянском мегасинклинии отчетливо наблюдается убывание интенсивности кливажа снизу вверх по разрезу — от тонкого кливажа разлома до скорлуповатой плитчатости. Примечательно и то, что кливаж в Южно-Верхоянском мегасинклинии интенсивно проявляется не только в сложно дислоцированных толщах, но и в пологих, весьма широких моноклиналях и горизонтальных ступенях, особенно широко развитых в Присеттедабанской зоне.

В южной части мегасинклинии, в бассейнах рек Юдома и Аллах-Юнь, вне зависимости от направления падения пластов плоскости кливажа наклонены на запад и северо-запад. В северной части же (в бассейне р. Восточная Хандыга) плоскости кливажа наклонены и на восток, и на запад, причем азимуты их падения обычно совпадают с падением осевых плоскостей складок.

ВЕРХНЕИНДИГИРСКИЙ, ИНЬЯЛИ-ДЕБИНСКИЙ, ПОЛОУСНЕНСКИЙ МЕГАСИНКЛИНИИ, НЕРСКИЙ И АЯН-УРЯХСКИЙ АНТИКЛИНИИ

В верховьях рек Индигирка и Аян-Урях кливаж широко развит в пермских, нижнетриасовых, среднетриасовых и карнийских отложениях, слагающих Верхнеиндигирский мегасинклиний. В норийских и юрских отложениях кливажа нет.

В Аян-Уряхском антиклинии кливаж отмечается повсеместно. Так, в своде антиклинии, сложенном в районе пос. Эмтыгей верхнепермскими и нижнетриасовыми песчано-глинистыми толщами, наблюдается весьма интенсивное расщепление пород в плоскостях, косо- или почти вертикально секущих горизонтальную слоистость. Тонкие прослои песчаников мощностью менее 3 см смещены по микровзбросам, являющимся кливажными плоскостями, на амплитуду, иногда равновеликую мощности этих прослоев (рис. 96). В более молодых отложениях кливаж значительно грубее.



Р и с. 96. Микровзбросы по трещинам тонкого кливажа разлома в нижнетриасовых отложениях осевой зоны Аян-Уряхского антиклиния (р. Аян-Урях у пос. Эмтыгей)



Р и с. 97. Плитчатый кливаж разлома в верхнетриасовых отложениях западного крыла Иньяли-Дебинского мегасинклиория (р. Хара-Юрях, верховья р. Неры)

В Иньяли-Дебинском мегасинклиории наиболее интенсивный кливаж развит в верхнетриасовых и нижнеюрских отложениях на обоих крыльях структуры (рис. 97); в среднеюрских и верхнеюрских отложениях его нет.

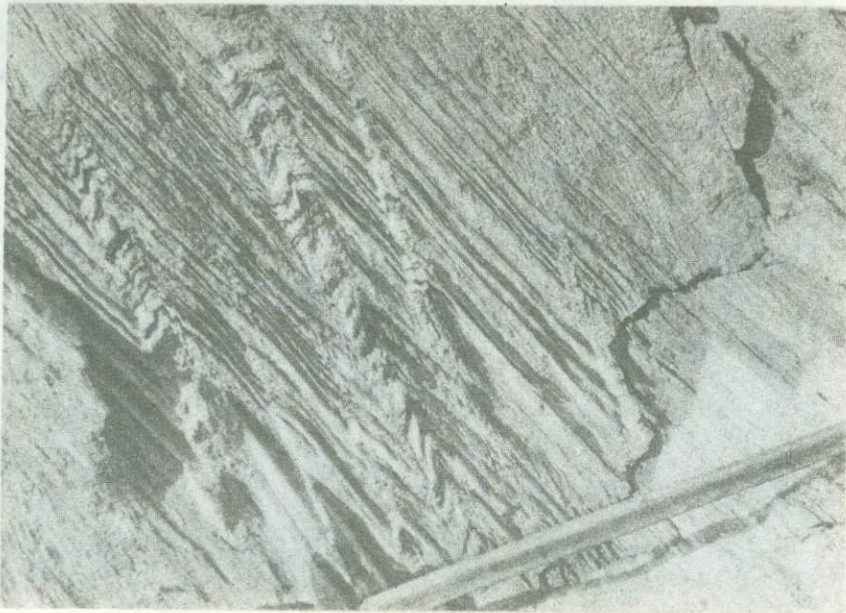
В наиболее яркой форме кливаж проявляется в зонах, прилегающих к Нерскому и Чай-Юреинскому разломам, которые отделяют Аян-Уряхский и Нерский антиклиории от Иньяли-Дебинского мегасинклиория. Здесь рассланцевание практически нацело уничтожило все первичные структурные признаки пород, в том числе и их первичную слоистость.

Характерной особенностью Полоусненского мегасинклиория является слабое развитие кливажа в слагающих его сложно дислоцированных толщах. Наши наблюдения в бассейне р. Уяндины и других районах показывают, что кливаж здесь развит только в верхнетриасовых отложениях в зонах разломов, в то время как в юрских песчано-сланцевых толщах он не установлен.

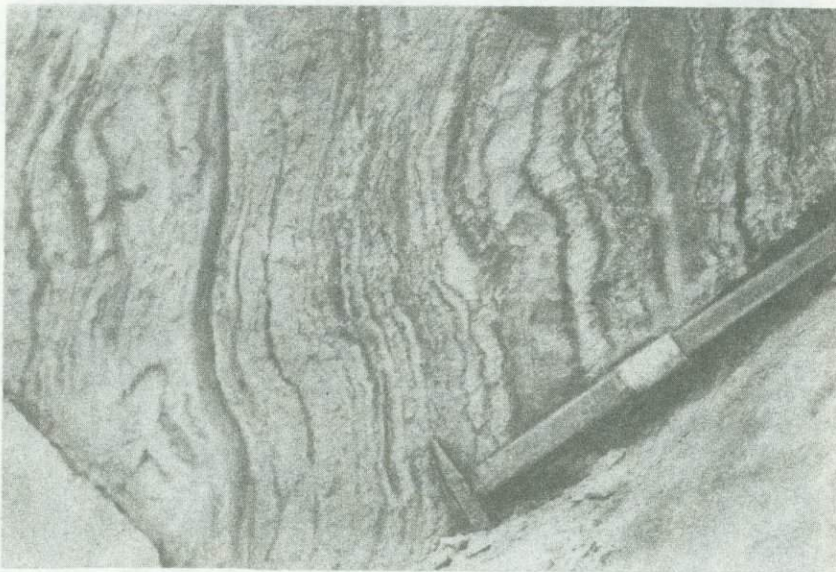
ОКРАИННЫЕ ГОРСТ-АНТИКЛИНОРИИ КОЛЫМСКОГО МАССИВА

В окраинных горст-антиклиориях Колымского массива наиболее интенсивный кливаж характерен для метаморфических докембрийских комплексов. В уяндинской и тирехтяхской свитах Уяндинского блока Полоусненского горст-антиклиория развита интенсивная сланцеватость, в большинстве случаев параллельная слоистости. Только в замках мелких складок видна тонкая, секущая слоистость, струйчатость, которая может рассматриваться как разновидность кливажа течения (см. рис. 53). В метаморфических сланцах лежачего крыла Калгинского надвига отмечается наложенный кливаж течения, косо секущий ранее образующуюся сланцеватость, параллельную слоистости. Вдоль этого вторичного кливажа породы в отдельных струях испытывают микрофрировку (рис. 98). В более жестких породах в этом же обнажении наблюдается равномерный и слабо выраженный кливаж (рис. 99).

В блоках Полоусненского горст-антиклиория, сложенных карбонатными нижне-среднепалеозойскими толщами, кливаж встречен только в нижне- и, частично, в среднеордовикских отложениях. В нижних горизонтах ордовика кливаж весьма интенсивный; кварц-карбонатные прожилки в них смяты в птигматитовые складочки. Вверх по разрезу интенсивность кливажа убывает, и в отложениях унгинской свиты

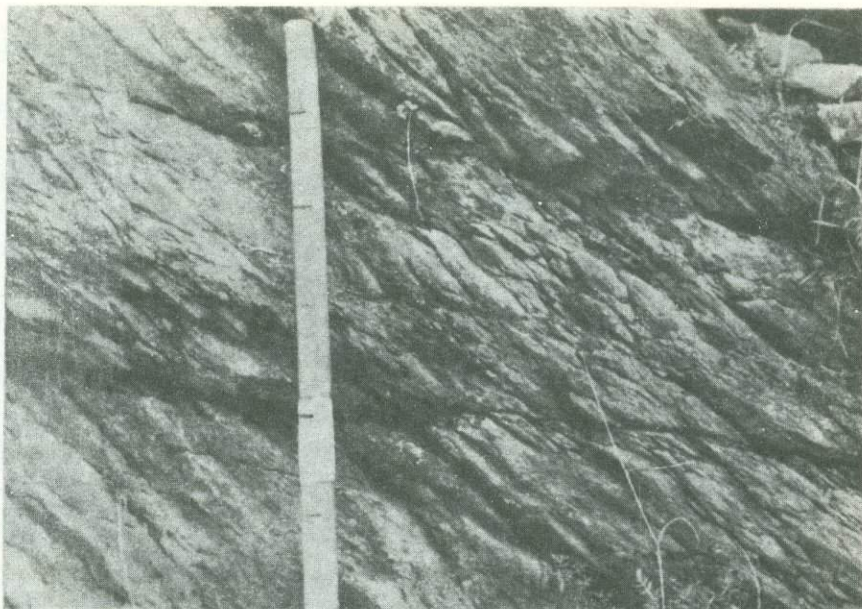


Р и с. 99. Кливаж в метаморфических сланцах томмотской свиты (PR_3) Уяндинского блока вблизи плоскости Калгынского надвига (р. Уяндина)

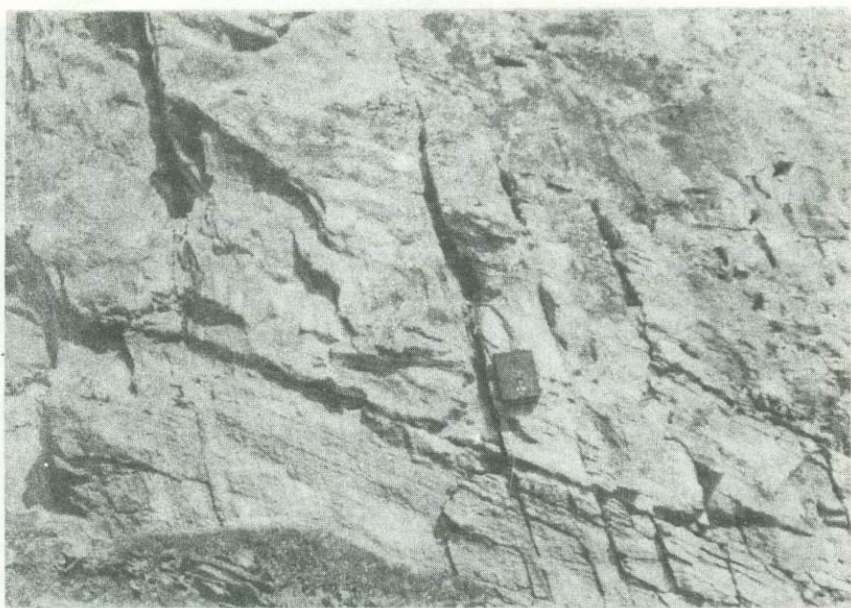


Р и с. 98. Вторичный кливаж течения в метаморфических сланцах томмотской свиты (PR_3) Уяндинского блока Полоусненского горст-антиклинория вблизи плоскости Калгынского надвига (р. Уяндина)

известково-глинистые сланцы распадаются на ровные плитки толщиной до 2–5 см и тоньше, в результате чего некоторые поверхности наслоения приобретают тонко-ребристую гофрировку, близкую по рисунку к стилолитовым швам. Вероятно, здесь мы имеем дело с интенсивным кливажом разлома (рис. 100). В тарын-юряхской свите среднего ордовика грубый кливаж разлома проявлен только в нижних горизонтах, где глинистые органогенные известняки распадаются на неровные плитки толщиной до 1–2 см (рис. 101). Зазубрины на поверхностях наслоения отсутствуют, но встречаются межпластовые зеркала скольжения.



Р и с. 100. Тонкий кливаж разлома в отложениях унгинской свиты (O_1) Уяндинского блока (р. Уяндина)

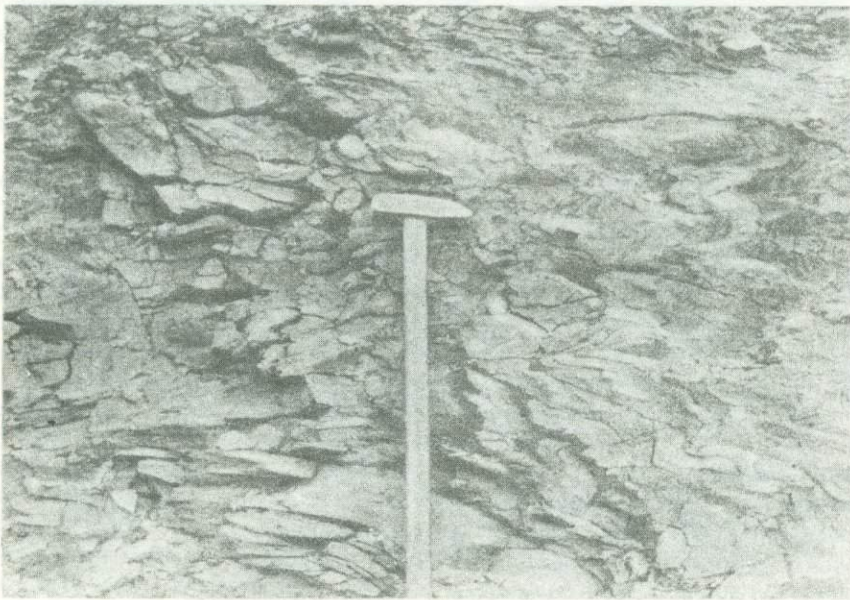


Р и с. 101. Грубый кливаж разлома в отложениях тарын-юряхской свиты (O_2) Уяндинского блока (устье р. Турах)

На северном крыле Уяндинского блока плоскости кливажа падают в южном направлении, а на южном крыле в нижнем течении р. Уяндины — в северном направлении, т.е. находятся в соответствии с направлением наклона плоскостей известных в этой структуре надвигов. В распространении кливажа в Уяндинском блоке отчетливо выражена вертикальная зональность. Наиболее интенсивный кливаж наблюдается в томмотской свите верхнего докембрия и в толщах нижнего ордовика. В среднем ордовике он проявляется эпизодически, а в более молодых отложениях отсутствует совсем.



Р и с. 102. Кливаж течения в отложениях нижнего ордовика в зоне разлома Дарпир (Момский горст-антиклинорий, р. Тирехтях)



Р и с. 103. Плойчатость и кливаж течения в отложениях чубукулахской свиты (PР₃) в осевой зоне Приколымского горст-антиклинория (р. Колыма, фото Ф.Ф. Третьякова)

В структурах Момского горст-антиклинория кливаж встречается в отложениях более широкого стратиграфического диапазона, чем в Полоусненском горст-антиклинории. В верхнепротерозойских мраморах, подстилающих ордовик в своде Тирехтяхской антиклинали к юго-востоку от вершины Победа, выделение кливажа затруднительно в связи с их монолитностью. Однако дайки диабазов, секущие мраморы, будинированы на крупные линзы, плавно облекаемые сланцеватыми мраморами. Конгломераты нижнего ордовика, непосредственно залегающие на протерозойских мраморах, развальцованы, галька кварцитов приобретает в них веретеновидную фор-

му. Залегавшие на конгломератах глинистые и песчаные известняки интенсивно рассланцованы, а кварц-карбонатные прожилки смяты в тигматитовые складочки. Поверхности наложения в этих отложениях имеют пилообразную форму.

Нет сомнений в том, что в Тирехтяхской антиклинали в базальных горизонтах ордовика развит кливаж течения. Не исключено, что образование его обусловлено в определенной степени влиянием Дарпирского глубинного разлома. Однако и на значительном удалении от глубинных разломов Улахан и Дарпир, на правобережье р. Момы в 15 км от пос. Сагыр, в ордовикских известково-глинистых сланцах также наблюдается интенсивное рассланцевание пород и пилообразный рисунок поверхностей наложения, что свидетельствует о широком развитии кливажа высокой интенсивности.

В этом же районе на р. Илия-Юрях, напротив устья р. Катыски, на восточном крыле Хараулахской мегантиклинали тонкослоистые известково-глинистые сланцы среднего ордовика, моноклинально падающие по азимуту 50° под углом 70° , интенсивно кливажированы по плоскостям с азимутами падения 50° и углом 88° . При этом плоскости наложения пластов остаются ровными, местами со следами межпластового скольжения. Эта пачка рассланцованных сланцев сечется зонами излома шириной до 1 м, в которых плоскости первичного кливажа, как и плоскости слоистости, гофрированы в складочки шириной 1–5 и высотой до 1 см. Плоскости зон излома падают на юго-запад 240° под углом 53° (рис. 102). Образование зон излома, секущих кливаж, указывает на то, что после возникновения кливажа в этой структуре имели место достаточно сильные повторные деформации.

В силурийских, девонских, каменноугольных, триасовых и юрских отложениях Момского горст-антиклинория кливаж нами описывался в отдельных зонах, но нигде он не доходит до тонкого кливажа разлома. Плоскости кливажа ориентированы по-разному. На западе, в Тирехтяхской мегантиклинали, они вне зависимости от направления падения пластов наклонены на запад и юго-запад. В восточной части горст-антиклинория азимут падения плоскостей кливажа совпадает с наклоном плоскостей известных здесь надвигов. Так, в Арга-Тасском блоке плоскости кливажа падают на запад, т.е. в направлении падения плоскостей Сереченского и Иченского надвигов. Восточнее, в зоне Булкутского надвига, плоскости кливажа падают на восток. В Увязкинском блоке плоскости кливажа снова падают на запад, что совпадает с элементами залегания обнажающегося тут малоамплитудного надвига. В приколымском горст-антиклинории кливаж проявлен в отложениях большого стратиграфического диапозона. Наиболее интенсивное, параллельное слоистости рассланцевание, отвечающее, возможно, кливажу течения, характерно для терригенных отложений ороекской и осалинской свит докембрия (данные Ф.Ф. Третьякова). В карбонатно-терригенных верхнепротерозойских отложениях развита удивительно пологая интенсивная сланцеватость и плоччатость, обусловленная, вероятно, тонким кливажом разлома (рис. 103, 104). Так, в одном из обнажений отчетливо видно, что если слоистость падает по азимуту 215° под углом 36° , то кливаж наклонен по азимуту 185° под углом 33° .

В более молодых осадочных толщах Приколымского горст-антиклинория характер кливажа меняется. Известковисто-глинистые сланцы нижнего ордовика Гороховского Камня, по данным Ф.Ф. Третьякова, кливажированы по плоскостям, перпендикулярным слоистости. Плоскости кливажа группируются в волнистые грубопараллельные струи толщиной до 0,5 см, отстоящие друг от друга на расстояние 1–5 см. По этим струйчатым зонам тонкие прослои изгибаются в микроскладочки или разрываются и перемещаются относительно друг друга как бы по взбросовым трещинам. В результате вся толща пород оказывается смятой в мелкие коленообразные и арочные складочки шириной не более 5–10 см. Плоскости кливажа падают в восточном направлении под углами не менее 60° , а осадочные толщи лежат горизонтально (рис. 105). Не исключено, что высокая интенсивность кливажа в данном случае усилена влиянием Колымского разлома, идущего вдоль западного крыла Приколымского горст-антиклинория, т.е. вблизи Гороховского Камня. В этом убеждает нас и большое внешнее сходство описанного кливажа с разлинзованием вендских отложений Большого Каратау, которое Е.И. Паталаха связывает с зоной смятия Таласо-Ферганского разлома [Паталаха, 1970, рис. 15].



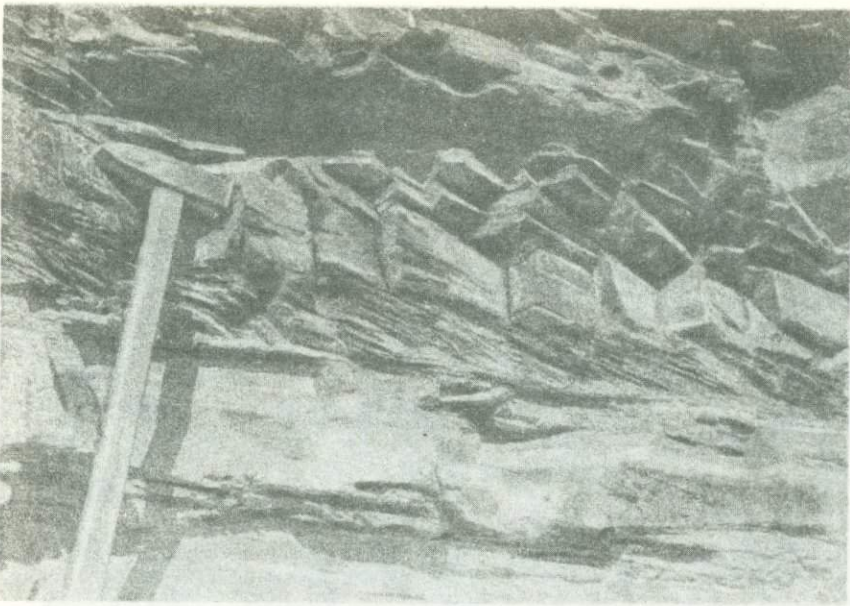
Р и с. 104. Плойчатость и кливаж течения в отложениях коппехской толщи (PR₃) восточного крыла Приколымского горст-антиклинория (р. Колыма, фото Ф.Ф. Третьякова)



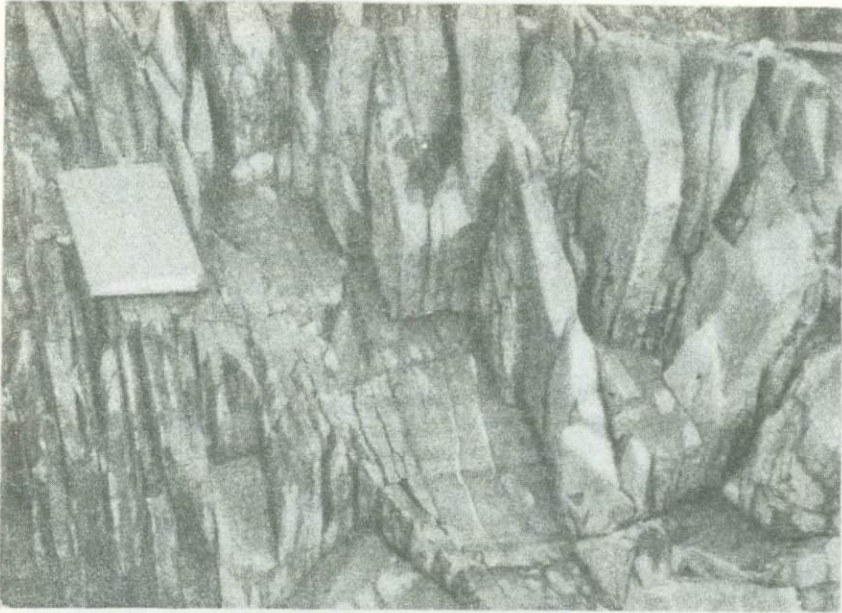
Р и с. 105. Плойчатость по тонкому кливажу разлома в нижнеордовикских отложениях западного крыла Приколымского горст-антиклинория в зоне Колымского разлома (р. Колыма, Гороховский Камень, фото Ф.Ф. Третьякова)

На западном крыле Приколымского горст-антиклинория кливаж встречается в девонских известково-глинистых породах, но отсутствует в массивных известняках и доломитах. На восточном крыле и южном замыкании горст-антиклинория, по данным Ф.Ф. Третьякова, он распространен и в верхнепалеозойских терригенно-карбонатных отложениях (рис. 106).

На северном замыкании Приколымского горст-антиклинория, вблизи пос. Лабуя, грубое рассланцевание, косо секущее слоистость, отмечается в некоторых пластах



Р и с. 106. Плитчатый кливаж разлома в отложениях верхнего палеозоя южной части Приколымского горст-антиклинория (р. Колыма, фото Ф.Ф. Третьякова)

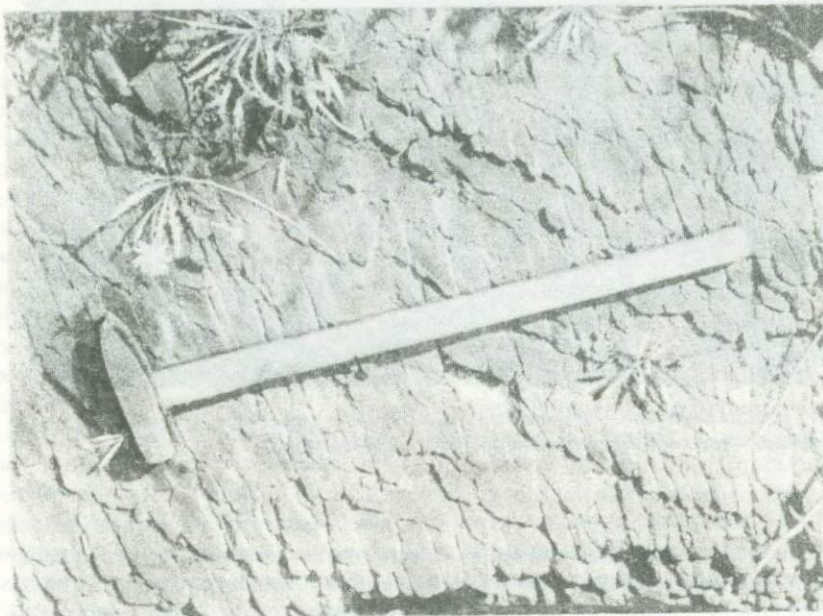


Р и с. 107. Грубый кливаж разлома в верхнеюрских алевролитах Илин-Тасского антиклинория Момо-Зырянской впадины (р. Индигирка)

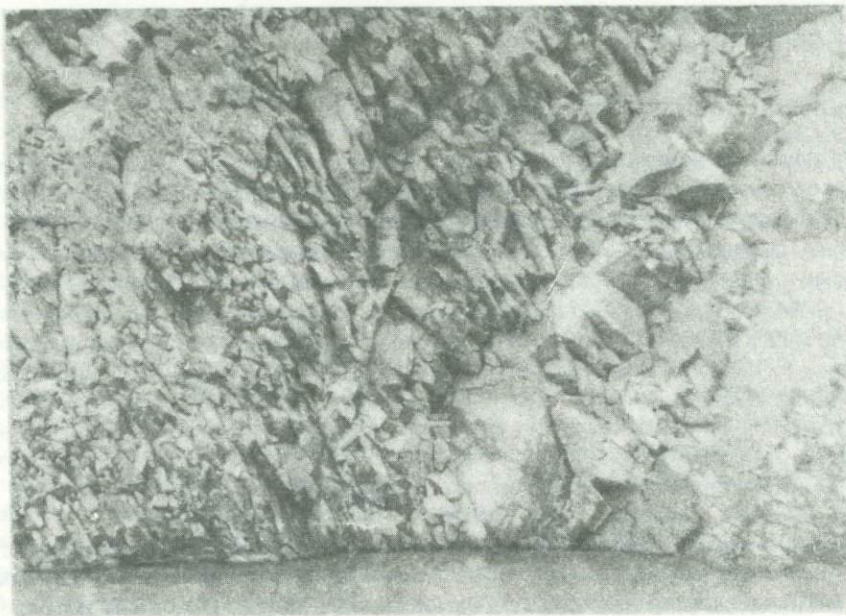
глинистых известняков верхней перми и алевролитах нижнего-среднего карбона. Верхнепалеозойские и мезозойские отложения здесь интенсивно дислоцированы в складки северо-западного простирания, в которых плоскости кливажа падают по азимуту 230° под углом 70° . Ниже по течению р. Колымы на ее широтном отрезке (район Заборцевского Камня) породы верхнего палеозоя дислоцированы в складки северо-восточного простирания; плоскости кливажа наклонены по азимуту 320° под углами $60-70^\circ$. Вероятно, такой сложный структурный план обусловлен тем, что в районе пос. Лабуя располагается зона пересечения структур Приколымского горст-антиклинория и Олойского прогиба.

МОМО-ЗЫРЯНСКАЯ НАЛОЖЕННАЯ ВПАДИНА

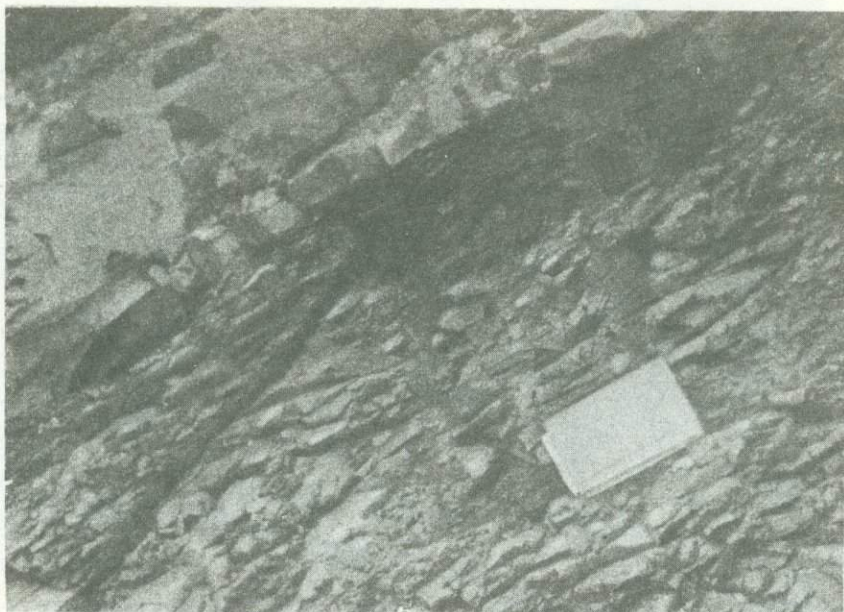
В верхнеюрских и меловых отложениях Момского и Индигиро-Зырянского прогибов Момо-Зырянской впадины кливаж не проявлен. В Илин-Тасском антиклинории грубое расланцевание пород нами описано на р. Индигирке в нижних горизонтах бастахской свиты. Здесь глинистые сланцы разбиты на плитки толщиной более 1 см, косо и перпендикулярно секущие слоистость. Плитки неровные, скорлупова-



Р и с. 108. Грубый кливаж разлома в верхнеюрских песчаниках Илин-Тасского антиклинория (р. Индигирка)



Р и с. 109. Грубый кливаж разлома, переходный к скорлуповатой плитчатости, в верхних горизонтах верхней юры Илин-Тасского антиклинория (зона Илин-Тасского разлома, р. Индигирка)



Р и с. 110. Скорлуповатая плитчатость, параллельная слоистости, в нижнемеловых отложениях Индигиро-Зырянского прогиба (р. Индигирка)

тые (рис. 107); мелкозернистые песчаники разлинзовываются на неровные бруски толщиной до 2–3 см (рис. 108). Более массивные песчаники кливажу не подвержены. Судя по морфологическим признакам, здесь образовался грубый кливаж разлома, переходный к плитчатому кливажу. В самых верхних горизонтах бастахской свиты кливаж отсутствует. Только в отдельных зонах, в том числе близ Илнй-Тасского разлома, появляется очень грубый кливаж разлома, по которому песчаные алевролиты распадаются на грубые линзы толщиной до 3–4 см (рис. 109). В нижнемеловых алевролитах отмечается только комковатая скорлуповатость, параллельная слоистости (рис. 110).

АЛАЗЕЙСКОЕ ПОДНЯТИЕ КОЛЫМСКОГО МАССИВА

Настоящий кливаж в чехле Алазейского поднятия не встречен, несмотря на то, что в верхнепермских, каменноугольных, триасовых и юрских отложениях имеются пачки алевролитов, благоприятные для его развития. Только в зоне малоамплитудного сдвига, простирающегося по азимуту 310° на р. Кыллах в 11 км ниже устья р. Кенкельды, в предположительно среднеюрских алевролитах в полосе шириной до 60 м породы разбиты на грубые плитки, косо секущие слоистость. Грубая плитчатость, сходная с кливажом разлома, здесь падает на северо-восток по азимутам $10, 33, 36, 40^\circ$, а углы падения составляют соответственно $70, 70, 83, 88^\circ$; слоистость падает по азимутам $65, 270, 260, 255^\circ$ под углами $65, 70, 65, 75^\circ$. Совершенно ясно, что эта грубая плитчатость, развитая в узкой полосе, не может рассматриваться как проявление регионального кливажа и тем самым характеризовать термодинамические условия деформации чехла центральной части Колымского массива.

В метаморфических толщах фундамента Кыллахского и Бадярихинского выступов широко развита сланцеватость, параллельная слоистости, однако не было замечено пересечение этой сланцеватостью замков мелких складок, что, как указывалось выше, характерно для метаморфических толщ Уяндинского блока и Приколымья.

Выводы

Как показывают изложенные выше материалы, в Верхояно-Колымской складчатой системе четко выделяются два главных типа расланцевания пород: а) сопровождающегося течением материала с полной его перекристаллизацией и с ориентировкой новообразованных минералов в соответствии с плоскостями течения, б) не сопровождающегося перестройкой внутренней структуры пород. В соответствии с существующими морфологическими классификациями [Ажгирей, 1966, 1970; Хиллс, 1967; Гончаров, 1970; Белоусов, 1971; Лебедева, 1976] эти два типа расланцевания отвечают кливажу течения и кливажу разлома.

В зонах развития кливажа течения породы расланцованы на плитки толщиной в первые миллиметры и меньше. Слюдистые и другие минералы в них ориентированы параллельно сланцеватости, гальки и другие включения развальцованы и приобретают, как правило, веретеновидную форму; тонкие кварцевые прожилки смяты в птигматитовые складки. Течение пород отмечается даже в монолитных массивных песчаниках и конгломератах. Проявления этого типа кливажа известны в толщах протерозоя и базальных горизонтах нижнего палеозоя Уяндинского блока, Момского, Приколымского и Сетте-Дабанского горст-антиклинориев, в основании верхоянского комплекса в районе пос. Тикси (см. рис. 53, 73—77, 86, 90, 99, 100, 103).

На основании морфологических признаков в этом типе кливажа представляется возможным выделение двух подтипов (табл. 3): а) интенсивного кливажа течения, свойственного высокометаморфизованным толщам Уяндинского блока, б) менее интенсивного сланцевато-струйчатого кливажа течения, развитого в слабометаморфизованных толщах нижнего палеозоя Сетте-Дабанского, Момского и Полоусненского горст-антиклинориев, а также в низах верхоянского комплекса в своде Тиксинской мегантиклинали.

Интенсивный кливаж течения обычно имеет угол падения, близкий к углу падения слоистости, и поэтому является переходным к метаморфической сланцеватости, обнаруживаемой в самых древних свитах Приколымья и Уяндинского блока. Метаморфическая сланцеватость нами изучалась только в самых общих чертах и поэтому в настоящей работе не рассматривается.

Менее интенсивный кливаж течения имеет счет слоистость под достаточно крутым углом; пласты грубых пород будинируются, галька и инородные включения развальцовываются. Проявления такого кливажа наблюдались в основании верхоянского комплекса в Тиксинской мегантиклинали (см. рис. 73—77), а также в основании палеозоя Момского и Полоусненского горст-антиклинориев.

Кливаж разлома подразделяется нами на три подтипа: а) тонкий или сланцеватый кливаж, переходный к кливажу течения; б) нормальный или плитчатый кливаж; в) грубый кливаж или скорлуповатая плитчатость (см. табл. 3).

При проявлении тонкого кливажа разлома [Деннис, 1971; Wilson, 1946] породы расланцованы на плитки толщиной в первые миллиметры. По плоскостям кливажа происходит проскальзывание отдельных плиток или групп плиток. Более грубые породы раскалываются на отдельные бруски, смещенные по микровзбросовым трещинам, а поверхности наслоений приобретают пилообразный рисунок и образуются коленообразные или клиновидные микроскладки амплитудой от первых миллиметров до первых метров. Этот подтип кливажа разлома во многих отношениях близок к малоинтенсивному кливажу течения, поскольку при его проявлении отмечается переориентировка глинистых минералов, разворот, но не развальцевание инородных включений и галек. Такого рода кливаж развит в нижнепалеозойских толщах Сетте-Дабана и Приколымья (см. рис. 25, 84, 85, 91, 105), а также в верхнепермских отложениях в своде Аян-Уряхского антиклинория (см. рис. 96).

При нормальном или плитчатом кливаже разлома пластичные породы, особенно глинистые сланцы, распадаются на ровные с гладкими поверхностями плитки не толще 1—2 см. В пластах песчаников в этом случае наблюдается грубое раскалывание пород на отдельные бруски, но поверхности наслоений не имеют пилообразного рисунка, а прожилки кварца дробятся, но не сминаются в птигматитовые складки. Плит-

Таблица 3

Морфологические типы и подтипы кливажа Верхояно-Колымской складчатой системы

Тип	Подтип	Характерные признаки
Кливаж разлома	Грубый или скорлуповато-плитчатый	Породы разбиты диагонально к слоистости на неправильные линзы и скорлупы толщиной более 2—3 см. Минералы и порода сохраняют первичную ориентировку
	Нормальный или плитчатый	Породы разбиты на ровные плитки толщиной менее 1—2 см; длина и ширина их во много раз превышает толщину. Слюдистые минералы приобретают ориентировку, параллельную кливажу. Поверхности наслоений сохраняют первичное положение
	Тонкий или сланцеватый	Породы рассланцованы на ровные плитки толщиной в первые миллиметры. По поверхностям рассланцевания наблюдаются микросмещения слоев; поверхности наслоений приобретают зубчатую форму. В глинистых породах все минералы приобретают ориентировку, параллельную сланцеватости. Тонкие прожилки смяты в птигматитовые складочки
Кливаж течения	Сланцевато-струйчатый	Породы рассланцованы на неровные плитки толщиной в первые миллиметры. Минералы всех пород приобретают вторичную ориентировку. Включения испытывают развальцевание; наблюдаются струи течения глинистых и известково-глинистых пород. Крупные жилы и дайки будинируются, а тонкие сминаются в птигматитовые складки. Поверхности наслоений волнистые, плейчатые. Развита муллион-структуры
	Интенсивный кливаж течения или кливаж, переходный к метаморфической сланцеватости	В породах отчетливо видна сланцеватость, параллельная первичной или вторичной слоистости; породы на плитки не распадаются. Все минералы имеют вторичное происхождение; струйчатость наблюдается только в замках мелких складок; широко развиты будинаж и смятие прожилков в птигматитовые складки

чатый кливаж разлома в какой-то мере соответствует "пластинчатому" кливажу [Денис, 1971], хотя многие авторы используют термин "пластинчатый" кливаж как синоним кливажа течения [Wilson, 1946; Maxwell, 1962]. Кливаж этого подтипа повсеместно развит в основании верхоянского комплекса Южно-Верхоянского мегасинклинория и Хараулахского антиклинория (см. рис. 79, 90), в верхнетриасовых и нижнеюрских отложениях Иньяли-Дебинского мегасинклинория (см. рис. 97), в основании верхней юры Илень-Тасского антиклинория (см. рис. 107, 108), а также в глинистых известняках палеозоя Сетте-Дабанского, Полоусненского и Момского горст-антиклинориев (см. рис. 81, 82, 88).

При грубом кливаже или скорлуповатой плитчатости породы разбиты по трещинам на грубо параллельные друг другу неправильной формы линзы и скорлупы толщиной более 2—3 см. Длина и ширина их обычно в 2—3 раза превышает толщину. Поверхности разлинзования неровные, кавернозные. Такому разлинзованию наиболее легко поддаются глинистые сланцы и алевролиты. Песчаники иногда распадаются на крупные скорлупы, но чаще всего рассекаются неправильными трещинами отрыва. Подобного рода кливаж наиболее типичен для верхних частей разреза верхоянского комплекса, но иногда встречается и в карбонатных породах верхов палеозойского комплекса Сетте-Дабана и в краевых горст-антиклинориях Колымского массива (см. рис. 68, 69, 84, 92, 95, 109).

Охарактеризованные подтипы кливажа образуют непрерывный ряд различных форм проявления одного и того же процесса, который Е.И. Паталаха [1970] совершенно справедливо параллелизует с ламинарным течением. Об этом говорит тот

факт, что в глинистых и алевролитовых породах, нарушенных грубым кливажом разлома, элементы течения отчетливо устанавливаются по пластическим деформациям фаунистических остатков. Вместе с тем, трудно согласиться с утверждением Е.И. Паталахи и Т.В. Гиоргибиани [1975] о том, что разделение кливажа по морфологическим признакам является устаревшим, формальным. Многочисленными исследователями, в том числе Е.И. Паталахой и Т.В. Гиоргибиани [1975, с. 105—115, рис. 85], показано, что разные морфологические типы кливажа характеризуются и разными формами течения материала. Учитывая все вышесказанное, мы предпочитаем различать формы кливажа по их морфологическим признакам, что закреплено в приведенных выше удобных для использования, как нам кажется, названиях пяти подтипов кливажа.

Многообразие форм проявления кливажа свойственно не только структурам мезозойд Северо-Востока СССР. Например, в каледонских структурах Каратау, так же как и в Верхояно-Колымской складчатой системе, по данным Е.И. Паталахи и Т.В. Гиоргибиани [1975], выделяется пять разновидностей кливажа, обусловленных пятью стадиями эволюции складчатости в связи с формированием структур течения. К числу этих стадийных форм относятся: 1) слабый (эмбриональный) кливаж, проявляющийся в виде грубых линз с неровными поверхностями ограничения; 2) "нормальный" (с ровными плоскостями скольжения) селективный кливаж; 3) селективный кливаж, при котором контакты слоев осложняются характерной фестончатостью с появлением муллион-структур; 4) сквозной кливаж с появлением дополнительных конгруэнтных складок параболического профиля и отчетливой линейности; 5) разновидность без специального названия характеризуется широким распространением согласных кливажу вязких (кливажных) разрывов и проявлением максимума процесса минерализации. Приведенный краткий перечень основных признаков разновидностей кливажа каледонид Каратау показывает на их удивительное сходство с подтипами кливажа, выявленными в структурах мезозойд Верхояно-Колымской системы.

В распространении выделенных типов и подтипов кливажа среди основных тектонических структур Верхояно-Колымской системы намечается определенная зональность. Горизонтальная зональность заключается в том, что наиболее интенсивный кливаж в разновозрастных отложениях всегда развит во внутренних частях антиклинориев или горст-антиклинориев. Так, в районе пос. Тикси во внутренней части Хараулахского антиклинория в нижнекаменноугольных отложениях развит сланцевато-струйчатый кливаж течения, а на западном крыле этого антиклинория, прилегающего к Сибирской платформе, в отложениях того же возраста и сходного литологического состава образовался только грубый кливаж разлома или скорлуповатая плитчатость. Во внутренней части Сетте-Дабанского горст-антиклинория, в мульде Ытыгинской мегасинклинали, среди кембрийских отложений проявлен тонкий кливаж разлома, близкий во многих отношениях кливажу течения; западнее, в Пуханильской синклинали, среди разновозрастных отложений развит грубый кливаж разлома, а в Лякинской и Кербинской синклинали кливаж отсутствует.

Достаточно четко прослеживается и вертикальная зональность, выражающаяся в том, что в пределах одной и той же структуры интенсивность кливажа убывает вверх по разрезу — от кливажа течения через кливаж разлома к полному исчезновению всяких форм кливажа. Наиболее показателен в этом отношении пример Южно-Верхоянского мегасинклинория, где в каменноугольных отложениях развит плитчатый кливаж разлома, в пермских — грубый скорлуповато-плитчатый кливаж, а в триасовых отложениях кливаж отсутствует. Аналогично этому в северной части Сетте-Дабанского антиклинория, в районе пос. Рассомаха, в ордовикских отложениях устанавливается тонкий или сланцеватый кливаж разлома, в таких же по составу карбонатных толщах нижнего девона отмечается только плитчатый и грубый кливаж разлома, а в средне-верхнедевонских отложениях кливажа нет.

Морфологические типы кливажа тесно связаны также с некоторыми кинематическими типами складчатости. Однако эти вопросы будут рассмотрены нами в следующей главе.

КИНЕМАТИЧЕСКИЕ И ДИНАМИЧЕСКИЕ ТИПЫ
СКЛАДЧАТОСТИ

Вопрос о подразделении складчатых структур по способу их образования является предметом длительной дискуссии, в ходе которой было предложено несколько более или менее различающихся между собой классификаций кинематических типов складчатости. Так, например, Л. де Ситтер [де Ситтер, 1960; de Sitter, 1964] выделяет концентрическую складчатость, кливажную складчатость и складчатость течения, Г.Д. Ажгирей [1966] — складки изгиба с концентрическим скольжением, складки скалывания и складки послойного течения, В.В. Бронгулеев [1967] — штамповые складки, складки коробления, складки течения, В.В. Белоусов [1975] — глыбовую складчатость, складчатость нагнетания, складчатость общего смятия и глубинную складчатость. Имеются и другие кинематические классификации складчатости [Паталаха, 1971; Паталаха и др., 1974; и др.] .

Для рассматриваемого нами района наиболее подходит классификация складок, предложенная Л. де Ситтером [1960], и близкая к ней классификация Г.Д. Ажгирей [1966]. Выделяемые ими типы складок легко распознаются по признакам, которые непосредственно наблюдаются в естественных обнажениях. К числу таких признаков относятся: 1) наличие или отсутствие следов межпластового скольжения на поверхностях наслоения; 2) наличие или отсутствие регионального кливажа; 3) наличие или отсутствие признаков течения материала вдоль слоя или под углом к нему. При этом представляется совершенно не обязательным проводить эти наблюдения по всей складке в целом, а достаточно установить указанные признаки в какой-нибудь любой части большой или малой складки. Форма складок, их размеры, характер изменения мощностей пород на крыльях и в своде складок, форма замка являются при этом важными, но дополнительными признаками.

Динамические типы складчатости у большинства исследователей по названию совпадают с кинематическими. При этом все согласны с тем, что в природе возможны три главные причины образования складок: 1) в результате продольного изгиба; 2) в результате поперечного изгиба; 3) в результате ламинарного течения [Хаин, 1973].

Для установления механизма формирования и типа тектонического поля напряжения в концентрических складках наиболее совершенной представляется методика М.В. Гзовского [1954, 1975], в основе которой лежит определение положения векторов напряжений по сопряженным трещинам, генетически связанным со складкообразованием. Эта методика использовалась и нами. Однако для реконструкции тектонических полей отбирались только те сопряженные трещины, которые имеют на плоскостях зеркала скольжения.

Сложнее обстоит дело с кливажными складками и складками течения. Для восстановления условий деформаций в структурах такого рода широко применяется методика микроструктурного анализа, основанная главным образом на измерении ориентировки оптических осей зерен кварца и главных осей деформации включений, первоначальная форма которых заранее известна (оолиты, гальки, фауна). Используются также наблюдения за характером деформаций минеральных включений, ореолов растяжения будинажных структур и прочее. Кроме того, большинство исследователей считают, что кливажные трещины располагаются в плоскости максимального удаления.

На основании вышеуказанных способов в пределах структур определяется ориентировка главных осей деформации [де Ситтер, 1960; Кропоткин, 1961; Ажгирей, 1966, 1970; Громин, 1970; Паталаха, 1970; и др.]. Вместе с тем, как это справедливо

отмечает В.В. Белоусов [1971], реконструкции тектонических полей напряжений по ориентировке главных осей деформаций не всегда могут быть достоверными, поскольку нельзя быть уверенным в том, что наблюдаемые оси деформаций остались в своем первоначальном положении и не испытали поворота в результате повторных деформаций.

Приняв во внимание вышеуказанные замечания, перейдем к описанию конкретных кинематических типов складок в исследованных нами районах Верхояно-Колымской складчатой системы.

ХАРАУЛАХСКИЙ АНТИКЛИНОРИЙ, ТУОРА-СИССКИЙ ВЫСТУП И ОЛЕНЕКСКАЯ ВЕТВЬ СКЛАДОК

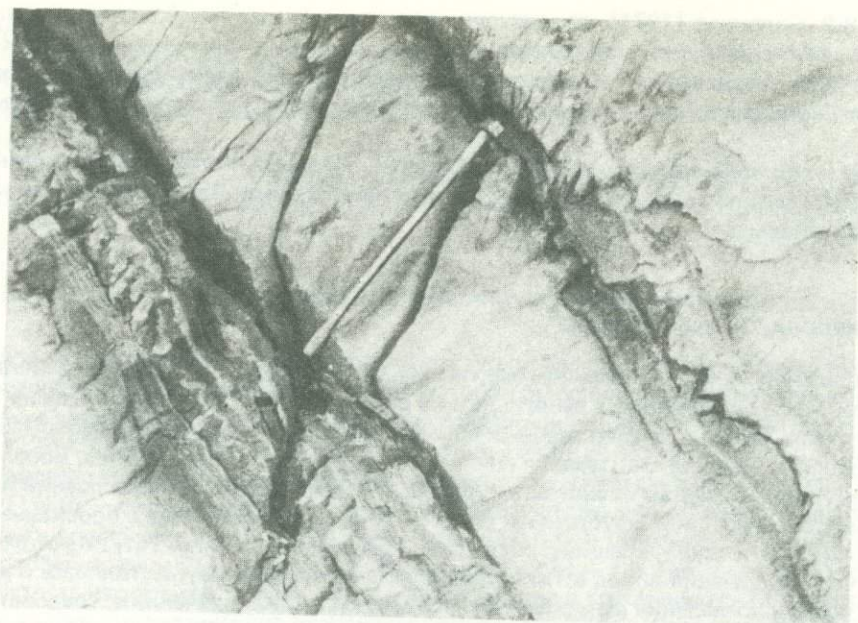
В центральной части Хараулахского антиклинория, в пределах Тиксинской мегантиклинали, как уже отмечалось выше, широко развит струйчатый кливаж течения и тонкий кливаж разлома. В естественных обнажениях хорошо видно, что деформация пород осуществлялась за счет течения глинистого материала по плоскостям, косо или перпендикулярно секущим слоистость, в результате чего поверхности наслоений приобрели пилообразный или зазубренный рисунок; следы межпластового проскальзывания на них отсутствуют, трещины скалывания весьма редки (рис. 111). Из этого следует, что деформация пород в Тиксинской мегантиклинали осуществлялась в результате перераспределения материала по плоскостям кливажа течения и, следовательно, согласно Л. де Ситтеру [1960], эту структуру следует относить по способу образования к складкам с кливажом течения.

Трещины скалывания особенно с зеркалами скольжения в Тиксинской мегантиклинали встречаются весьма редко, поэтому ее динамический тип по методике М.В. Гзовского не может быть установлен. Для реконструкции поля напряжений в этом случае мы используем элементы залегания кливажа, поскольку плоскости кливажа всегда примерно перпендикулярны направлениям сжимающих сил или располагаются к ним под углом 30° [Паталаха, 1970; Лебедева, 1972; Smith, 1975].

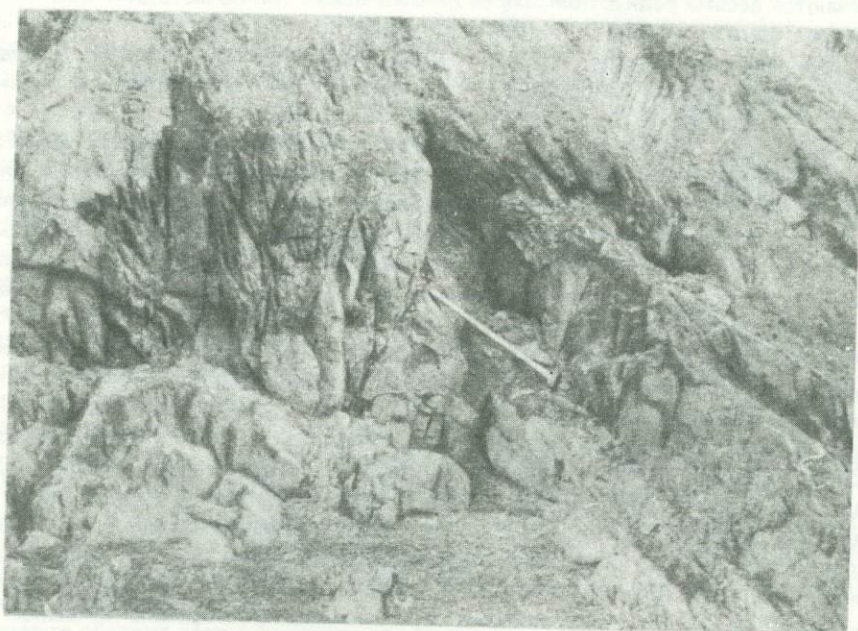
На основании приведенных данных можно прийти к выводу, что Тиксинская мегантиклиналь формировалась в условиях сжатия, вектор которого был наклонен к горизонту не круче 50° , поскольку плоскости кливажа в этой структуре нигде не падают положе 40° . Вектор растяжения при этом занимал положение, близкое к вертикальному, а промежуточная ось была близка к горизонтальной. Так как плоскости кливажа в пределах Тиксинской антиклинали наклонены на восток по азимуту 130° , то, следовательно, вектор сжатия был ориентирован примерно в том же направлении.

На западном крыле Хараулахского антиклинория, в Быковской протоке, а также в приустьевой части р. Лены в глинисто-карбонатных толщах девона и терригенных образованиях нижнего-среднего карбона широко развит грубый кливаж разлома. Помимо этого, на крыльях и сводах мелких складок отмечаются сдвиговые и рже взбросовые зеркала скольжения. Можно поэтому считать, что смятие пород в складки здесь происходило в результате межпластового проскальзывания пластов пород относительно друг друга и сдвига по плоскостям грубого кливажа разлома. На характер подвижек по плоскостям грубого кливажа разлома указывают наблюдения за деформацией нижнекаменноугольных брахиопод, которые в указанном случае испытывают перекося или чистый сдвиг на $20-30^\circ$ в направлении, параллельном простиранию кливажа. Последнее обстоятельство свидетельствует о том, что в рассматриваемом районе деформация пластов горных пород происходила не только по восстанию пластов, но и по простиранию кливажа.

В структурах Оленекской ветви, сложенных верхнепермскими отложениями, на крыльях клиновидных складок, обычно нарушенных разломами в плоскости шарнира и разбитых грубым кливажом разлома, интенсивно развиты, кроме того, межпластовые и диагональные трещины с зеркалами скольжения (рис. 112). В результате обработки замеров этих трещин установлено, что смятие пород здесь происходило в условиях горизонтального сжатия, вектор которого был в среднем ориентирован по азимуту 220° и наклонен к горизонту не круче 10° . Вектор растяжения был наклонен



Р и с. 111. Складчатость кливажа течения; виден характер деформаций глинистых и песчаных пород нижнего карбона, Тиксинская мегантиклиналь осевой зоны Хараулахского антиклинория (губа Буор-Хая)



Р и с. 112. Концентрическая складка с грубым кливажом разлома в пластах алевролита и межпластовыми и диагональными зеркалами скольжения в песчаниках (верхняя пермь), замок острый разломанный. Лено-Анабарская ветвь складок (Оленекская протока)

к горизонту под углами до 60° , а промежуточный вектор или ориентирован горизонтально, или наклонен к горизонту не круче 40° . Результаты этих определений ориентировки вектора сжатия хорошо совпадают с направлением падения плоскостей кливажа, которые погружаются в структурах Оленекской протоки по азимуту от 30° до 50°

Таким образом, наблюдения за морфологией и динамическими условиями формирования показывают, что в девонских, ниже-среднекаменноугольных толщах западного крыла Хараулахского антиклинория и в пермских образованиях Оленекской прогибы развиты складки продольного изгиба, которые могут быть отнесены в соответствии с классификацией Л. де Ситтера [1960; de Sitter, 1964] к концентрическим складкам с кливажом разлома. В более молодых отложениях развит другой кинематический тип складок.

На западном крыле Хараулахского антиклинория, в низовьях р. Лены, пермские отложения осложнены мелкими арочными и угловатыми складками. Кливаж в этих толщах, за исключением одной узкой приразломной зоны, отсутствует, но в то же время повсеместно широко развиты межпластовые, а также диагональные по отношению к падению слоистости зеркала скольжения. В арочных складках межпластовые зеркала при подходе к замку начинают отклоняться от плоскостей наложения и в сводах антиклиналей и мульдах синклиналей кулисно заходят друг за друга (рис. 113). Такое же явление наблюдается в зонах перегибов флексур. В угловатых складках межпластовые зеркала скольжения заканчиваются в точке взаимной встречи, т.е. в точке перегибов пластов. Однако их продолжением в следующем пласте являются трещины растяжения, и таким образом замок угловатых складок оказывается раздробленным.

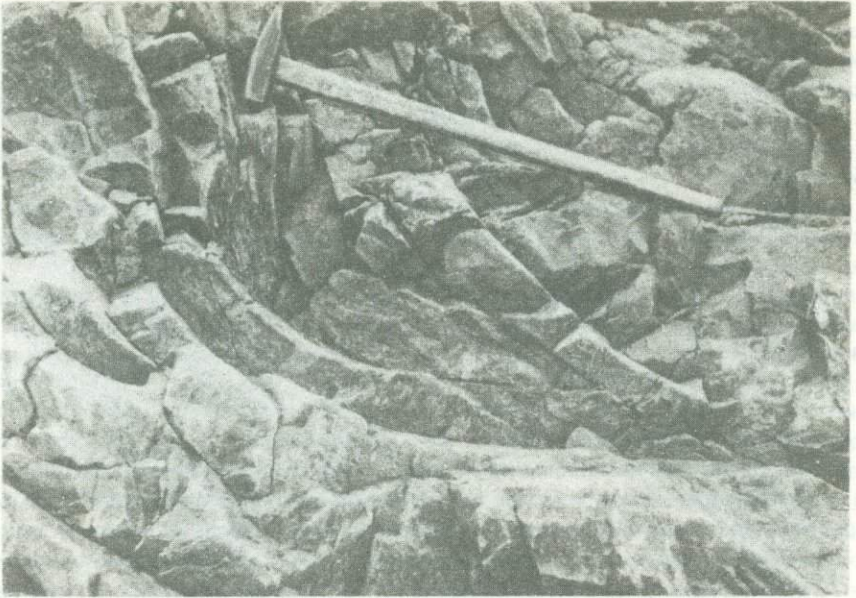
Обработка диагональных трещин на крыльях рассматриваемых складок показывает, что они формировались в условиях горизонтального сжатия, направленного по азимутам 70° и 240° . При этом вектор промежуточного напряжения был обычно наклонен к горизонту под углами от 30° до 60° , что указывает на то, что формирование складок описываемого типа происходило во взбросово-сдвиговых условиях.

В Туора-Сисском выступе на восточном крыле Чекурвской мегантиклинали в отложениях верхнего рифея, смятых в малоамплитудные арочные складки, широко развиты субпараллельные контурам замков плоскости с зеркалами скольжения, полого секущие слоистость. На крыльях складок они параллельны слоистости и приурочены в основном к пластам известняков, в мергелях же здесь развит грубый кливаж разлома (рис. 114). В перекрывающих верхний рифей вендских и кембрийских известняках отмечаются только межпластовые и диагональные к слоистости сдвиговые и взбросовые трещины с зеркалами скольжения. Обработка указанных трещин показывает, что их образование обусловлено горизонтальным сжатием, вектор которого был наклонен к востоку под углами от 2° до 30° по азимуту от 84° до 120° .

В сводовой пологой части Чекурвской антиклинали, сложенной массивными известняками и доломитами, отмечаются относительно редкие межпластовые и диагональные сдвиговые и взбросовые трещины с зеркалами скольжения, образовавшиеся за счет горизонтального сжатия, вектор которого был наклонен или к востоку, или к западу под углом не круче 17° .

На западном крутом крыле Чекурвской мегантиклинали в верхнерифейских мергелях, в противоположность восточному крылу, кливаж не отмечается, но широко развиты секущие слоистость сдвиговые трещины с зеркалами скольжения, по которым наблюдаются малоамплитудные смещения (рис. 115). В перекрывающих их вендских и кембрийских известняках межпластовых зеркал сравнительно мало, но вместе с тем отмечаются сопряженные взбросовые трещины (рис. 116). Относительно слабое развитие трещин с зеркалами скольжения на этом крыле связано, возможно, с тем, что оно здесь, в поле развития кембрия, рассечено крупным надвигом (см. ниже). В отличие от этого в 2–3 км западнее в меловых отложениях, представленных чередованием пластов песчаников и углистых алевролитов, на плоскостях наложения наблюдаются многочисленные зеркала скольжения, а также разлинзование углесто-глинистых пачек и нагнетание раздробленного углесто-глинистого материала в трещины со взбросовыми зеркалами скольжения (рис. 117). Реконструкция тектонических полей напряжений по этим трещинам показывает, что они формировались в условиях горизонтального сжатия, вектор которого был наклонен на запад под углами от 6° до 30° .

Результаты обработки многочисленных трещин, а также прямые наблюдения за направлением смещения по межпластовым и диагональным взбросовым и сдвигово-взбросовым трещинам показывают, что Чекурвская сундучная мегантиклиналь сформиро-



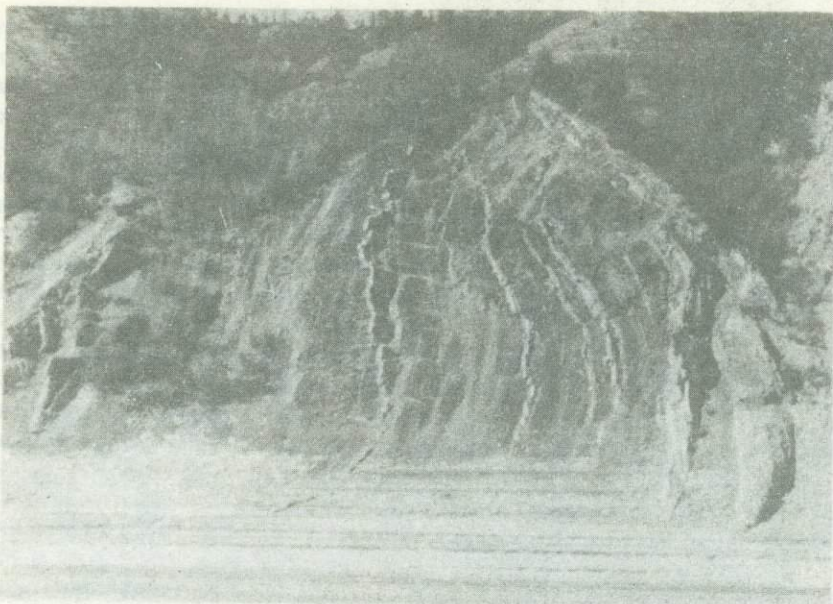
Р и с. 113. Замок концентрической арочной складки (верхняя пермь) с зеркалами скольжения, заходящими кулисно друг за друга, Собульская мегасинклинали Харлаухского антиклинория (низовья р. Лены)



Р и с. 114. Замок арочной антиклинали с зеркалами скольжения на пластах известняка и грубым кливажом разлома в мергелях (верхний рифей). Чекуровская мегантиклиналь Туора-Сисского выступа (низовья р. Лены)

валась в условиях горизонтального сжатия и представляет собой складку продольного изгиба.

Особый интерес в этом отношении представляет Сетасская, или Кюсюрская, коробчатая антиклиналь, расположенная в центральной части северной ветви Предверхоанского краевого прогиба на левом берегу р. Лены напротив пос. Кюсюр (см. рис. 16). Складка имеет относительно плоский свод шириной около 1200 м, ограниченный с обеих сторон узкими (около 200 м) флексурами, резко переходящими в пологие



Р и с. 115. Поперечные взбросо-сдвиги в отложениях верхнего рифея на западном опрокиннутом крыле Чекуровской мегантиклинали (Туора-Сисский выступ, низовья р. Лены)

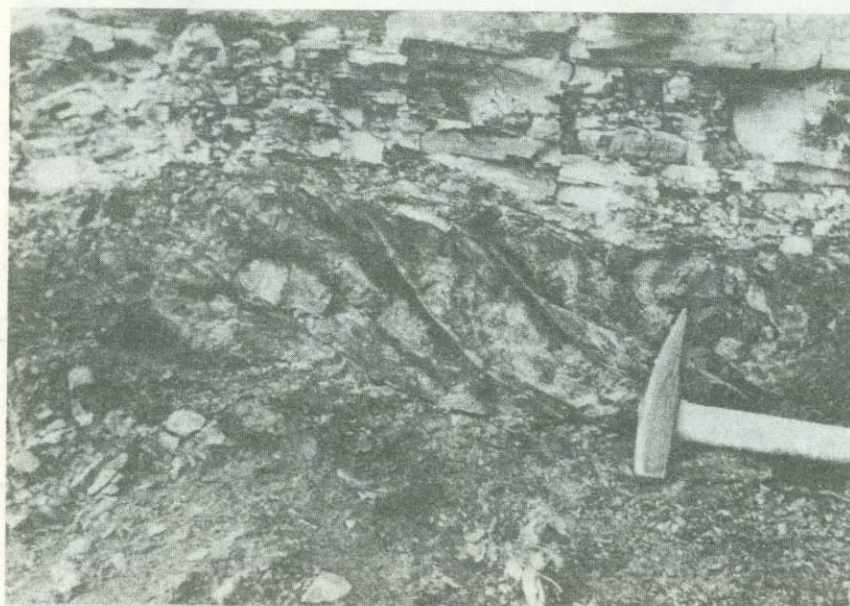


Р и с. 116. Взбросовая динамопара в кембрийских отложениях на западном опрокиннутом крыле Чекуровской мегантиклинали (Туора-Сисский выступ, низовья р. Лены)

крылья, углы падения в пределах которых не превышают $5-10^\circ$. В своде обнажаются нижнемеловые алевролиты и песчаники, а на крыльях — нижнемеловые массивные песчаники. Взбросовые зеркала скольжения прослеживаются преимущественно на крыльях складки в полосе шириной более 4 км (рис. 118). Особенно много их в зоне флексуорообразных переходов от свода к крыльям складки, где углы падения достигают 75° . Здесь встречаются даже сопряженные сдвиговые зеркала скольжения. Обработка этих трещин по методике М.В. Гзовского показывает, что формирование Кюсюр-



Р и с. 117. Межпластовое проскальзывание в углистых алевролитах и нагнетание их в полости взбросовых диагональных трещин в мощных пластах песчаников (нижний мел). Предверхооянский краевой прогиб, пригеосинклинальное крыло (мыс. Чу-ча, низовья р. Лены)



Р и с. 118. Разлинзование с проскальзыванием пласта песчаников в отложениях нижнего мела Кюсюрской мегантиклинали. Предверхооянский краевой прогиб, пригеосинклинальное крыло (низовья р. Лены, напротив пос. Кюсюр)

ской мегантиклинали происходило в условиях горизонтального сжатия, вектор которого на западном крыле был направлен по азимуту 270° и наклонен к горизонту под углами от 6 до 12° , а на восточном крыле — по азимуту около 90° под углами от 1 до 20° (рис. 119).

Таким образом, в Чекуровской антиклинали Туора-Сисского выступа и Кюсюрской антиклинали пригеосинклинального крыла Предверхооянского краевого прогиба в от-

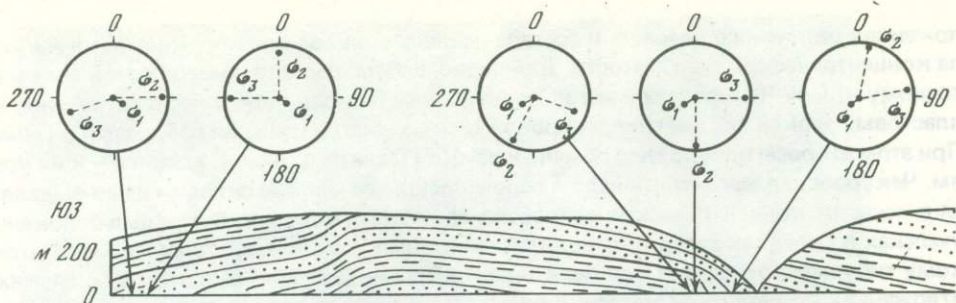
ложениях различного возраста и состава наблюдается два близких кинематических типа концентрической складчатости. Для первого типа, свойственного осевой зоне и восточному крылу Чекуровской антиклинали, характерно широкое распространение межпластовых зеркал скольжения, сопровождаемых диагональными взбросами и сдвигами. При этом взбросы приурочены обычно к замкам мелких складок, а сдвиги — к их крыльям. Чекуровская мегантиклиналь и осложняющие ее мелкие складки нами выделяются в качестве концентрических взбросово-сдвиговых складок. В отдельных локальных участках в складках этого типа появляется кливаж разлома. К этому же кинематическому типу нами относятся мелкие концентрические складки, развитые в пермских отложениях Собоульской мегасинклинали (западное крыло Хараулахского антиклинория).

Ко второму кинематическому типу относится концентрическая Кюсюрская мегантиклиналь, для которой наряду с относительно редкими межпластовыми трещинами скольжения свойственны взбросовые диагональные трещины с зеркалами скольжения. В глинистых и алевролитовых породах мегантиклинали развита скорлуповатая плитчатость, параллельная слоистости; кливаж отсутствует. Эту складку предлагается относить к концентрической взбросовой складке, поскольку диагональные сдвиги на ее крыльях встречаются очень редко. К этому же кинематическому типу относятся дислокации на западном крыле Чекуровской антиклинали.

На примере Тиксинской, Чекуровской и Кюсюрской крупных коробчатых антиклинелей мы убеждаемся в том, что одинаковые по форме структуры могут резко отличаться по кинематике, и наоборот. Так, Тиксинская мегантиклиналь представляет складку кливажа течения, Чекуровская — концентрическую взбросово-сдвиговую складку, а Кюсюрская — концентрическую взбросовую структуру. Вместе с тем, на западном крыле Хараулахского антиклинория мелкие арочные, коленообразные и клиновидные складки одинаковы по кинематике и относятся к концентрическим взбросово-сдвиговым складкам, а такие же по форме складки в структурах Быковской протоки и Оленекской ветви складок относятся к концентрическим складкам с кливажом разлома.

Полученные детальные материалы по морфологии и кинематике складок Хараулахского антиклинория, Туора-Сисского выступа и пригеосинклинали крыла Предверхоянского прогиба, хорошая стратиграфическая изученность их разрезов, разнообразие литологического состава пород, морфологических и кинематических типов складок выдвигают район нижнего течения р. Лены в число уникальных объектов для изучения причин образования различных кинематических и морфологических типов складчатости.

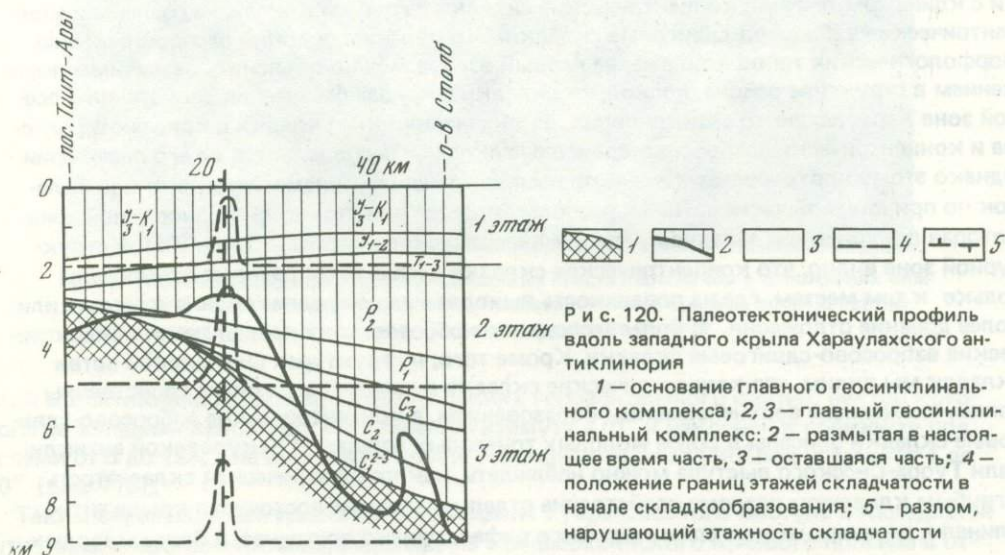
Как уже отмечалось выше, в Хараулахском антиклинории устанавливаются складки с кливажом течения, концентрические складки с грубым кливажом разлома и концентрические взбросово-сдвиговые складки. Это явление, подобно распространению морфологических типов кливажа, на первый взгляд можно объяснить различным положением в структуре района, поскольку складки с кливажом течения свойственны осевой зоне Хараулахского антиклинория, а концентрические складки с кливажом разлома и концентрические взбросово-сдвиговые складки располагаются на его периферии. Однако этому противоречат данные по распространению кинематических типов складок по приустьевой части р. Лены, располагающейся в тектонически однородной зоне, которая приурочена к западному крылу Хараулахского антиклинория. В этой структурной зоне видно, что концентрические складки с кливажом разлома приурочены только к тем местам, где на поверхность выходят ниже-среднекаменноугольные или более древние отложения. В более молодых же образованиях наблюдаются концентрические взбросово-сдвиговые складки. Кроме того, в структурах Оленекской ветви складок мы видим, что концентрические складки с кливажом разлома свойственны зонам, сложенным верхнепермским образованием, а концентрические взбросово-сдвиговые складки описаны в более молодых триасовых толщах. В Чекуровской антиклинории Туора-Сисского выступа можно наблюдать, как концентрическая складчатость с грубым кливажом разлома свойственна отдельным зонам восточного крыла антиклинали, сложенным мергелями верхнего рифея, однако восточнее, в более молодых



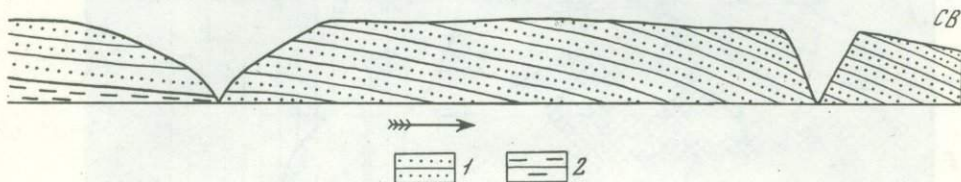
Р и с. 119. Геологический профиль через Кюсюрскую мегантиклиналь (нижний мел); в кружках показано положение векторов напряжения. Предверхоанский краевой прогиб, пригеосинклинальное крыло (низовья р. Лены)
1 — песчаники, 2 — алевролиты

кембрийских карбонатных и глинисто-карбонатных пачках и глинистых толщах верхнего палеозоя развиты концентрические складки без кливажа. Это дает нам основание предположить, что формирование различных кинематических типов складок в структурах Хараулахского антиклинория связано главным образом не с латеральной, а с вертикальной зональностью, т.е. с положением деформируемых толщ в колонне осадков.

Как показывают палеотектонические и палеогеографические построения, геосинклинальный прогиб в Северном Верхоянье, в пределах современной приустьевой части р. Лены, представлял собой желоб, наиболее прогнутая часть которого располагалась примерно в районе пос. Тикси. В западном направлении глубина прогиба постепенно уменьшалась в направлении приустьевой части р. Лены, а в районе левобережья р. Лены этот прогиб выклинивался совсем [Виноградов, 1965; Атлас..., 1969]. Как показывают наблюдения в естественных обнажениях, формирование этого геосинклинального прогиба не сопровождалось существенными структурными перестройками и складчатостью. Складчатые движения в этом регионе не наблюдались и в более ранние тектонические эпохи (в позднем докембрии — среднем палеозое). Это положение убедительно доказывается отсутствием угловых несогласий как внутри верхоянского комплекса, так и в более древних осадочных толщах, хотя крупные перерывы осадконакопления имели место в начале раннего палеозоя, в среднем палеозое, на границах карбона и перми, перми и триаса, триаса и юры, средней и поздней юры [Геология СССР, т. 18, 1970]. Складчатые движения здесь начались только в конце поздней юры —



Р и с. 120. Палеотектонический профиль вдоль западного крыла Хараулахского антиклинория
1 — основание главного геосинклинального комплекса; 2, 3 — главный геосинклинальный комплекс: 2 — размытая в настоящее время часть, 3 — оставшаяся часть; 4 — положение границ этажей складчатости в начале складкообразования; 5 — разлом, нарушающий этажность складчатости



в начале мела и закончились к концу мела, о чем свидетельствует накопление в указанное время молассового комплекса и повсеместное залегание даний-палеогеновых толщ на подстилающих образованиях с резким угловым несогласием [Биджиев, Натапов, 1972].

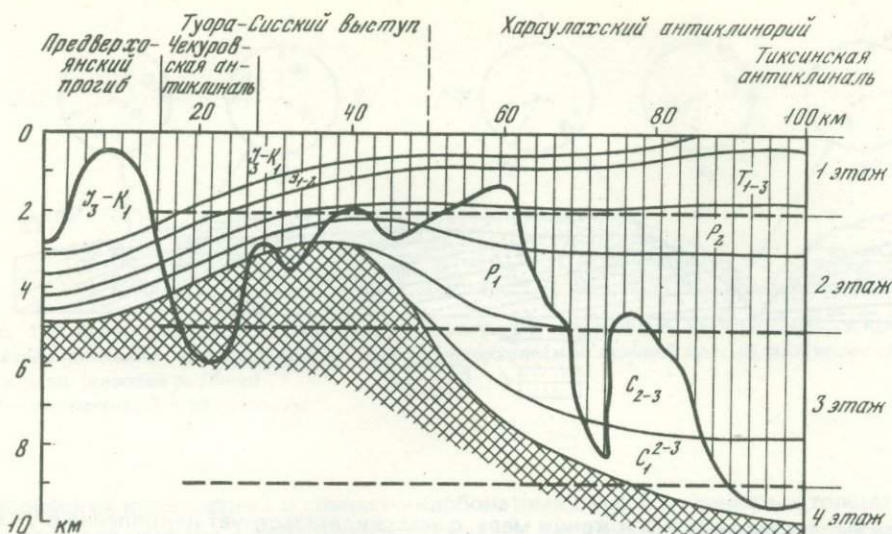
В связи с этим можно в достаточной мере уверенно полагать, что к началу поздне-мезозойских складчатых процессов в общем однородные по составу отложения верхоянского комплекса залежали в Хараулахском миогеосинклинальном прогибе в виде гигантской линзы, в центральной части которой их мощность превышала 10 км. Кровля нижнекаменноугольных осадков была, следовательно, погружена в осевой части современного антиклинория на глубину около 10 км, а западнее, в приустьевой части р. Лены, находилась на глубине 5–6 км, в то время как средне-верхнекаменноугольные и пермские отложения залежали здесь на глубинах 3–5 км. Еще западнее, в Чекуровской мегантиклинали, деформация верхнепалеозойских пород происходила практически в приповерхностных условиях, а рифейские толщи залежали на глубине около 4–5 км. Поскольку же вся толща верхнепалеозойских и более древних отложений подверглась складчатости практически одновременно в условиях однородного поля напряжений, то невольно напрашивается вывод о том, что образование отмеченных выше различных кинематических типов складчатости и кливажа, свойственных разновозрастным образованиям верхнего палеозоя (от складок течения в Тиксинской мегантиклинали до концентрических складок с кливажом разлома и концентрических взбросово-сдвиговых складок на западном крыле Хараулахского антиклинория), было обусловлено в основном термодинамическими условиями их формирования, или глубиной залегания пород к началу складчатых процессов.

Учитывая это обстоятельство, представляется возможным сгруппировать складки Хараулахского антиклинория и Туора-Сисского выступа, имеющие одинаковую кинематику, в кинематические этажи.

К первому, или самому верхнему, этажу относятся концентрические взбросовые складки, в которых взаимное перемещение пластов при складкообразовании происходило главным образом за счет малоамплитудных взбросовых подвижек, отчасти за счет межпластовых проскальзываний. Кливаж в них отсутствует. Этот тип складок формировался в приповерхностных условиях, на глубинах не более 2 км. Примером такого рода структур является Кююрская мегантиклиналь.

Во втором этапе складкообразование происходило в результате межпластовых проскальзываний и малоамплитудных подвижек по взбросам и сдвигам. В зонах разрывных нарушений возможно появление грубого кливажа разлома. В этом этапе в интервале от 2 до 5 км формировались концентрические взбросово-сдвиговые складки — например, Чекуровская мегантиклиналь и структуры Собуольской мегасинклинали.

В третьем этапе складкообразование осуществлялось за счет микроперемещений по трещинам кливажа разлома и межпластовых проскальзываний. К этому типу относятся концентрические складки с кливажом разлома, которые образовались в интервале глубин 5–7 км. К их числу относятся структуры, развитые в девонских и нижне-среднекаменноугольных отложениях Быковской протоки. К этому же этажу относят-



Р и с. 121. Палеотектонический профиль поперек Хараулахского антиклинория
Условные обозначения см. на рис. 120

ся кливажные складки, в которые смяты каменноугольные отложения в районе залива Булункан, где они, судя по реконструкции мощностей осадков, должны были формироваться на глубинах около 6–8 км.

В четвертом этапе складкообразование происходило за счет деформации пород по трещинам кливажа течения. В этом случае на глубинах свыше 9 км образуются складки кливажа течения. Примером структур этого этапа в рассматриваемом районе является Тиксинская мегантиклиналь (рис. 120, 121).

СЕТТЕ-ДАБАНСКИЙ ГОРСТ-АНТИКЛИНОРИЙ И ЮЖНО-ВЕРХОЯНСКИЙ МЕГАСИНКЛИНОРИЙ

В северной и восточной частях Сетте-Дабанского горст-антиклинория среди толщ кембрия и ордовика развиты, как отмечалось выше, разнообразные подобные коробчатые, коленообразные или клиновидные складки, в которых наблюдаются резкие различия в мощностях пластов на крыльях и в сводовых частях. В качестве примера укажем, что в глинистых известняках ордовика северной части Сетте-Дабана на р. Восточная Хандыга в небольшой корытообразной синклинали, амплитудой около 1 м и шириной до 2 м, мощность одного из выбранных пластов в мульде составляет 40 см, а на крыле, вблизи коленообразного перегиба, резко уменьшается до 20 см. В средней части крыла мощность пласта составляет только 10 см, а затем по восстанию пласта увеличивается и в своде сопряженной антиклинали снова составляет 40 см (рис. 122). Видимого рассланцевания в породе не обнаруживается, но поверхности пластов в этой складке неровные, зазубренно-волнистые, и по этим признакам легко устанавливается близкое к вертикальному положение кливажных плоскостей.

Такого же рода складки наблюдались нами в нижнепалеозойских отложениях устья р. Ытыга, в южной части Сетте-Дабанского горст-антиклинория (см. рис. 29 и 30).

Здесь тоже отмечается резкая разница в мощностях на крыльях сводов и на горизонтальных плечах стулообразных складок. Так, в одной из складок мощность пласта на горизонтальном плече составляет 40 см, в начале коленообразного перегиба — 25 см, а на крыле — 14 см. Эта складка рассечена многочисленными кливажными трещинами, плоскости которых падают на восток под углом 63° , слоистость в зоне флексуриобразного перегиба пород также погружается на восток под углом 53° .

В складках такого сорта отсутствуют межпластовые зеркала скольжения, а их образование связано со взбросовыми микроподвижками тонких пластинок пород по



Р и с. 122. Кливажные складки в известняках нижнего палеозоя северной части Сетте-Дабанского горст-антиклинория; видно резкое уменьшение мощностей пластов на крыльях (р. Восточная Хандыга)

кливажным трещинам, плоскости которых всегда параллельны осевым плоскостям складок (см. рис. 91). Эти данные свидетельствуют о том, что подобные складки такого кинематического типа относятся к складкам продольного изгиба, образовавшимся в условиях горизонтального сжатия. В описанных выше случаях кливаж с подвижками, по плоскостям которого происходит смятие пород в складки, относится к тонкому кливажу разлома. Следовательно, и сами складки нужно относить к складкам тонкого кливажа разлома. Складки кливажа течения на Сетте-Дабане нами не обнаружены.

В девонских отложениях Россомахинской синклинали, где в отдельных пластах пород образовался грубый кливаж разлома, на плоскостях наслоения, особенно в песчаных разностях известняков, периодически встречаются межпластовые зеркала скольжения. Следует заметить, что в чистых известняках девона и силура, даже в случае крутого залегания пород, межпластовые зеркала скольжения образуются относительно редко. Это, вероятно, связано с физическими свойствами карбонатных пород, способных при сжатии и связанном с ним короблении пород перекристаллизовываться даже в условиях невысоких температур и давлений. Например, по руч. Тихому на восточном крыле Сетте-Дабанского горст-антиклинория в отдельных пачках нижнедевонских известняков, мощностью до 200 м, нет ни кливажа, ни межпластовых зеркал скольжения, а породы наклонены к горизонту под углом до 50° , тогда как в глинистых пластах, залегающих среди этих монолитных известняков, появляется грубый кливаж разлома и межпластовые зеркала скольжения.

На западном крыле Южно-Верхоянского мегасинклинория в мощных глинисто-алевролитовых толщах карбона — ранней перми широко развит нормальный, или плитчатый, кливаж разлома. При этом в глинистых пачках по ряду признаков обнаруживается слоистость, но на поверхностях наслоения зеркал скольжения нет, и деформации пород осуществляется по плоскостям кливажа, хотя заметных нарушений слоистости (образование зубчиков, смещение слойков) не обнаруживается. Вместе с тем инородные включения в глинистых пачках, например, раковины брахиопод, перекашиваются, конкреции уплощаются. В отличие от этого на плоскостях песчаниковых пластов, которые изредка встречаются в глинистом разрезе, обнаруживаются межпластовые зеркала скольжения. Имея в виду названные выше особенности структуры такого рода, предполагается относить их к складкам с плитчатым кливажом разлома.

Другая кинематическая разновидность складок продольного изгиба, которой свойственно широкое развитие грубого кливажа разлома и межпластовых зеркал скольжения, обнаруживается в районах Южно-Верхоянского мегасинклинория и Кобюминской ветви складок, сложенных верхнепермскими образованиями. Например, на р. Кобюме ниже устья р. Тирех-Юрях в верхнепермских глинистых толщах развит грубый кливаж разлома, переходный к скрупуловатой плитчатости. Глинисто-алевролитовые пласты мощностью 5—10 м чередуются здесь с пачками песчаников такой же мощности. Они моноклинально, по азимуту $20-30^\circ$ с углами $50-60^\circ$, падают на север и прорываются нижнеюрскими дайками сильно измененных порфиритов, падающими по азимуту $270-290^\circ$ под углами $45-80^\circ$. Практически на поверхности каждого пласта развиты межпластовые зеркала скольжения взбросового и взбросо-сдвигового типа (рис. 123). Дайки в результате межпластовых подвижек разлинзовываются, дробятся или разрываются и смещаются на 2—3 м (рис. 124). Амплитуда левобочковых межпластовых горизонтальных подвижек колеблется от 10 до 40 см.

Кроме межпластовых взбросо-сдвигов и взбросов, на крыльях складок широко развиты диагональные сдвиги. Межпластовые взбросо-сдвиги на южном крыле Кобюминской мегасинклинали встречаются и в 20 км восточнее описанного участка, в приустьевой части р. Сунтар. Здесь крыло мегасинклинали осложнено складками шириной до 1—2 км, но и в этом случае наблюдаются межпластовые взбросо-сдвиговые нарушения. Так, на правом берегу р. Сунтар, в 700 м ниже устья р. Кобюмы, дайка порфиритов мощностью 30 см падает по азимуту 260° под углом 78° и по межпластовому зеркалу испытывает левобочковое смещение на 35 см. Слоистость наклонена под углом 68° по азимуту 185° , борозды скольжения на ее поверхности горизонтальные и направлены по простиранию пластов пород. Сделанные наблюдения позволяют отнести указанные выше разновидности структур к концентрическим сдвиговым складкам с грубым кливажом разлома.

В осевой зоне Южно-Верхоянского мегасинклинория и Кобюминской ветви складок, сложенных триасовыми и юрскими отложениями, кливажа нет; смятие пород в складки здесь осуществлялось за счет проскальзывания одного пласта по другому. Примечательно при этом то, что в рассматриваемых районах преимущественно развиты взбросо-сдвиговые и сдвиговые межпластовые и диагональные трещины, а также диагональные и перпендикулярные простиранию складчатости небольшие и более крупные правые сдвиги, известные под названием разломов "Сунтарской системы" [Ларин, 1956]. Эти разломы имеют специфическое структурное положение, поскольку большинство небольших по размерам нарушений не выходит за пределы отдельных складок (например, поперечные разломы Эмкырчанской синклинали) или за пределы осевой зоны мегасинклинория (Кюрбеляхский, Сеторымский и другие диагональные разломы).

Наши наблюдения за кинематикой складок в этой части Южно-Верхоянского мегасинклинория позволяют высказать предположение о том, что образование диагональных разломов "Сунтарской системы" связано с формированием концентрических сдвиговых складок, причем небольшие разломы, не выходящие за пределы отдельных складок, непосредственно связаны с образованием конкретных структур. Более же крупные сдвиги, не выходящие за пределы осевой зоны мегасинклинория, связаны с формированием всей совокупности концентрических складок в пределах рассматриваемой структуры.

Все это позволяет предположить, что в центральной части Южно-Верхоянского мегасинклинория формирование концентрических складок происходило в условиях преобладающих сдвиговых деформаций, в связи с чем концентрические складки здесь следует относить к сдвигово-взбросовым.

Таким образом, на Сетте-Дабане и в Южно-Верхоянском мегасинклинории устанавливаются кливажные складки, или складки тонкого кливажа разлома, приуроченные к нижним горизонтам разреза, складки с плитчатым кливажом разлома, концентрические складки с грубым кливажом разлома и концентрические сдвиговые складки. Такие кинематические типы складок и здесь занимают определенное положение в стратиграфических разрезах и сменяют друг друга снизу вверх. Особенно



Р и с. 123. Межпластовое взбросовое зеркало скольжения в триасовых отложениях на восточном крыле Южно-Верхоянского мегасинклинория (верховья р. Кобюмы)



Р и с. 124. Смещение даек по межпластовым взбросово-сдвиговым плоскостям на южном крыле Кобюминской мегасинклинали (Кобюминская ветвь складок, р. Кобюма)

хорошо это видно в Южно-Верхоянском мегасинклинории. В каменноугольно-пермских отложениях мегасинклинория в нижних частях разреза развиты складки с нормальным кливажом разлома, в верхних частях — концентрические складки с грубым кливажом, в верхнепермских и триасовых отложениях — концентрические сдвиговые складки.

Все эти типы структур в рассматриваемом регионе несомненно образовались в условиях горизонтального сжатия, о чем свидетельствуют проведенные нами много-

численные определения тектонических полей напряжения по методике М.В. Гзовского. Глубины их формирования приблизительно могут быть оценены на основании анализа мощностей. Так, в Южно-Верхоянском мегасинклинории мощности юрских и меловых отложений, восстанавливаемые при палеогеографических реконструкциях, не превышали 2–3 км, а мощность триасовых и верхнепермских отложений составляла примерно 3–4 км; следовательно, свойственная им концентрическая сдвиговая складчатость возникла на глубинах от 2 до 6 км. Складки с грубым кливажом разлома образовались, как показывают соответствующие расчеты, в интервале глубин 6–8 км, складки с нормальным кливажом разлома — в интервале глубин 7–10 км. Примерно такие же цифры получаются для соответствующих типов складок и в Сетте-Дабанском горст-антиклинории.

Конечно, намечаемые интервалы глубин еще требуют специального уточнения, но смена одного типа складок другим вверх по разрезу в пределах единой структуры не может вызывать сомнений.

НЕРА-ОМЧУГСКИЙ МЕГАНТИКЛИНОРИЙ, ИНЬЯЛИ-ДЕБИНСКИЙ И ВЕРХНЕИНДИГИРСКИЙ МЕГАСИНКЛИНОРИИ

Кинематические и динамические типы складчатости восточной части Яно-Индигирской синклинальной зоны мы рассмотрим на примерах двух широтных пересечений: в бассейне верхнего течения р. Аян-Уряха (Бячелинское поперечное поднятие, Хеникинский синклинорий, Аян-Уряхский антиклинорий и Берелехский синклинорий) и в бассейне верхнего течения р. Неры (Тарынский синклинорий, Нерский антиклинорий и Берелехский синклинорий).

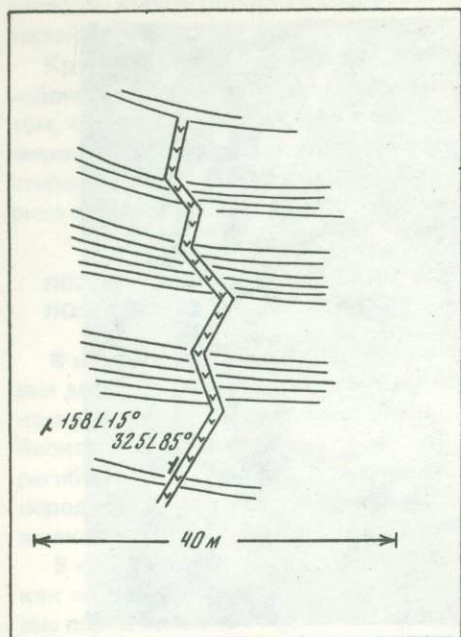
В верхнепермских и нижнетриасовых отложениях Аян-Уряхского антиклинория, в бассейне р. Аян-Урях, развиты кливажные складки, образование которых происходило путем деформации пород по плоскостям тонкого кливажа разлома (см. рис. 96). Таким образом, структуры осевой зоны Аян-Уряхского антиклинория представляют собой кливажные складки тонкого кливажа разлома.

В верхнетриасовых отложениях Бячелинского поперечного поднятия и Хеникинского синклинория в верховьях рек Аян-Урях и Баягап алевролиты нарушены трещинами кливажа разлома, косо секущими слоистость; на поверхностях наслоения наблюдаются взбросовые и взбросово-сдвиговые зеркала скольжения, иногда секущие диагональные взбросо-сдвиги. В некоторых трещинах отмечаются перекрестные бороздки двух направлений. Так, например, в верховьях р. Аян-Урях на поверхности пласта алевролитов, падающего по азимуту 295° под углом 56° , устанавливаются взбросово-сдвиговые зеркала скольжения, которые наклонены под углами до 40° по азимутам 295 и 23° .

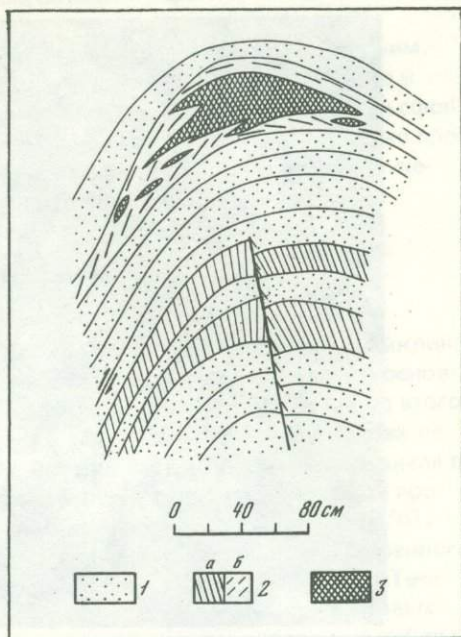
В западном крыле Берелехского синклинория, сложенном ритмически чередующимися пластами песчаников и алевролитов мощностью по 20–30 см, на поверхностях наслоения песчаников устанавливаются взбросово-сдвиговые зеркала скольжения, а алевролиты разбиты трещинами грубого кливажа разлома. В районе пос. Сусуман в стоящих на головах среднеюрских песчаниках и алевролитах кливажа уже нет, но на плоскостях наслоения широко распространены межпластовые и диагональные к слоистости взбросовые и сдвиговые зеркала скольжения.

Таким образом, складчатые структуры Хеникинского синклинория и западного крыла Берелехского синклинория могут быть отнесены к концентрическим взбросово-сдвиговым складкам с грубым кливажом разлома, а складки осевой зоны Берелехского синклинория — к концентрическим взбросово-сдвиговым.

В сводовой части Нерского антиклинория, в верховьях р. Неры, обнажаются нижне-среднетриасовые песчаники, алевролиты и глинистые сланцы. Алевролиты и сланцы разбиты плитчатым кливажом разлома; на поверхностях наслоения песчаников отмечаются межпластовые взбросовые и сдвиговые зеркала скольжения; шарниры мелких складок здесь часто крутые. В карнийских отложениях западного крыла антиклинория и на востоке Тарынского синклинория широко представлен грубый кливаж разлома, или скорлуповатая плитчатость, на поверхностях наслоения описаны многочис-



Р и с. 125. Коленообразные изгибы даек в результате межпластового проскальзывания. Верхнеиндигирский мегасинклиорий (верховья левых притоков р. Неры)



Р и с. 126. Замок антиклинальной складки в норийских отложениях западного крыла Иньяли-Дебинского мегасинклиория (левобережье р. Неры)
1 — песчаники; 2 — глинистые сланцы с кливажом (а) и со следами течения (б); 3 — кварц

ленные межпластовые зеркала скольжения. Существование межпластовых подвижек во многих случаях подтверждается здесь деформацией верхнеюрских секущих даек, которые разрываются и смещаются по межпластовым зеркалам скольжения и вследствие этого имеют коленообразную форму (рис. 125). В норийских отложениях Тарынского синклиория кливажа нет совсем, и изгибание пород в складки происходит за счет межпластового взбросово-сдвигового проскальзывания.

Маршрутное пересечение Нерского антиклинория и Тарынского синклиория по левым притокам верхнего течения р. Неры показывает любопытное поведение простирания складчатости в зонах с различными кинематическими типами. Так, в осевой зоне Нерского антиклинория, где развиты складки с кливажом разлома, простирание складчатости не отклоняется от генерального более чем на 20° , а в зонах концентрической взбросово-сдвиговой складчатости отклонения обычно составляют $40-50^\circ$, иногда $80-90^\circ$.

На западном крыле Берелехского синклиория, в приустьевой части р. Хара-Юряха, в норийских терригенных флишоидных толщах развит нормальный плитчатый кливаж разлома. Породы здесь смяты в мелкие складки, часто опрокинутые или даже лежащие; замки складок — острые или арочные с межпластовыми зеркалами скольжения. Мощности глинистых пород в замках резко увеличены; иногда в них наблюдаются седловидные кварцевые жилы (рис. 126). Эти данные позволяют высказать предположение, что на западном крыле Иньяли-Дебинского мегасинклиория развита концентрическая складчатость с плитчатым и грубым кливажом разлома. Межпластовое проскальзывание, кроме зеркал скольжения, здесь подчеркивается S-образным изгибанием кливажа (рис. 127).

В центральной части Иньяли-Дебинского мегасинклиория (Индигирское пересечение) в верхнетриасовых отложениях развиты такие же концентрические складки с грубым кливажом разлома. Они, как правило, килевидные с нагнетанием глинистого материала в своды (рис. 128).



Р и с. 127. Межпластовое проскальзывание по поверхностям песчаных пластов и изгибание кливажа в алеволитах на западном крыле Иньяли-Дебинского мегасинклинория (р. Хара-Юрях)



Р и с. 128. Острозамковая концентрическая антиклиналь с кливажом разлома в верхнетриасовых алеволитах западного крыла Иньяли-Дебинского мегасинклинория (р. Индигирка, Софроновский прижим)

Следовательно, на востоке Яно-Индигирской синклинальной зоны, в верховьях рек Индигирки и Колымы, развиты три кинематических типа складок: 1) кливажные складки с тонким кливажом разлома, устанавливаемые в своде Аян-Урхского антиклинория; 2) концентрические складки с плитчатым и грубым кливажом разлома, развитые на крыльях Верхнеиндигирского и Иньяли-Дебинского мегасинклинория.

риев; 3) концентрические взбросово-сдвиговые складки, характерные для осевых частей названных мегасинклиорий.

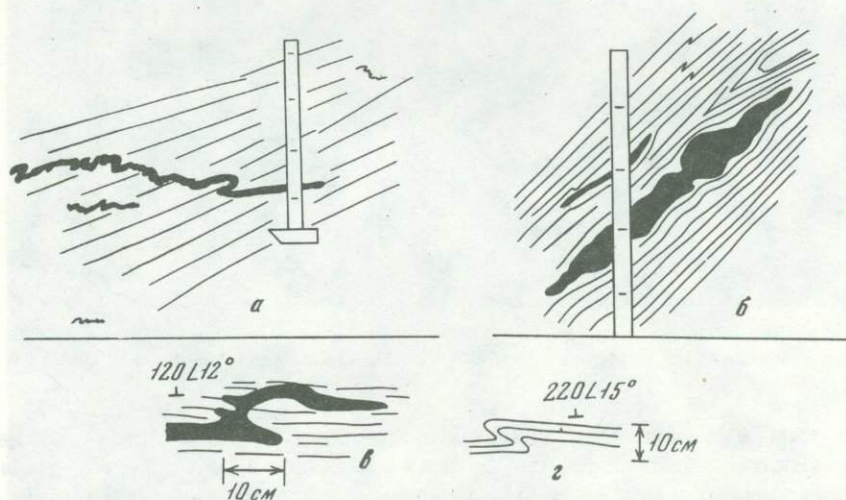
Крутое залегание плоскостей кливажа, взбросовый характер смещений по ним, наблюдения за направлением подвижек по трещинам скалывания убеждают нас в том, что кливажные складки в осевой зоне Аян-Уряхского антиклинория были сформированы в условиях горизонтального сжатия, направленного перпендикулярно простирацию складчатости. К складкам продольного изгиба относятся и концентрические складки Верхнеиндигирского и Иньяли-Дебинского мегасинклиорий.

ПОЛОУСНЕНСКИЙ И МОМСКИЙ ГОРСТ-АНТИКЛИНОРИИ, ПОЛОУСНЕНСКИЙ МЕГАСИНКЛИНОРИЙ

В метаморфических толщах Уяндинского блока Полоусненского горст-антиклинория деформация пород в сложных складчатых комплексах осуществлялась в основном в результате послыстного течения. Рассланцевание метаморфических пород этого блока обычно параллельно слоистости, и только в замках складок, т.е. в местах перегибов слоев, сланцеватость сечет слоистость. Внутрислоистое течение материала в породах устанавливается, кроме того, по смятию мелких секущих кварцевых прожилков в птигматитовые складки или по их плавному обтеканию (рис. 129, а, б).

В естественных обнажениях наблюдаются струи течения материала, направленного как по падению пластов, так и параллельно их простираю (см. рис. 129, в). Течение пород вдоль простираия пластов подчеркивается поведением птигматитовых кварцевых прожилков и зачастую элементами залегания мелких складок, шарниры которых направлены по падению пород (см. рис. 129, з). Вопросы механизма складчатости в метаморфических толщах Уяндинского блока нами специально не изучались. Мы в данном случае лишь подчеркиваем их коренное отличие от складок, известных в более молодых отложениях.

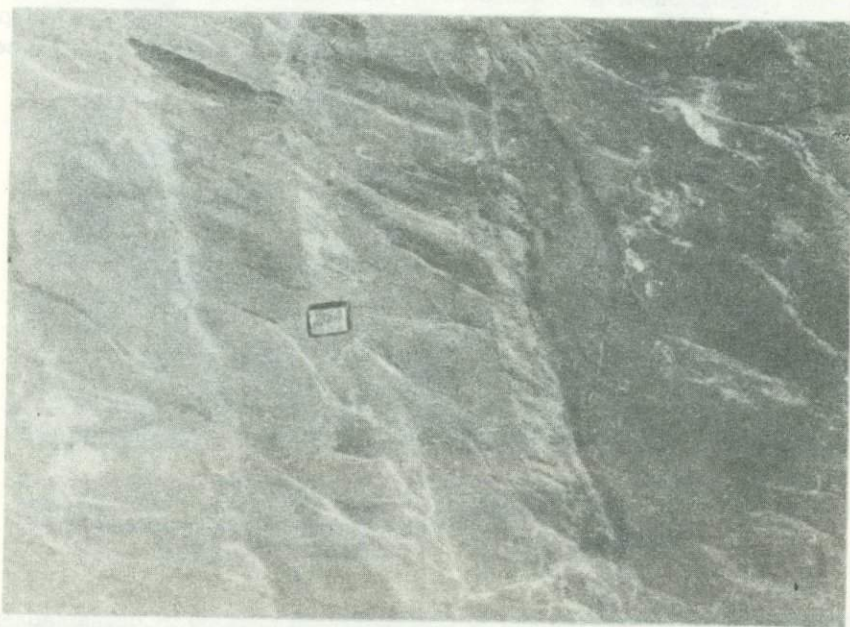
В нижнеордовикских отложениях северного склона Полоусненского горст-антиклинория широко развит тонкий кливаж разлома. Поверхности наслоения этих пород мелкобурьстые (рис. 130); следов межпластового проскальзывания нет, хотя в наиболее благоприятных случаях видно, что между пластинами плоскости кливажа испытывают изгиб, указывающий на то, что межпластовое сдвигание все же имело место (рис. 131). В среднеордовикских отложениях кливаж более грубый, и на поверхностях наслоения появляются межпластовые зеркала скольжения (рис. 132). В верх-



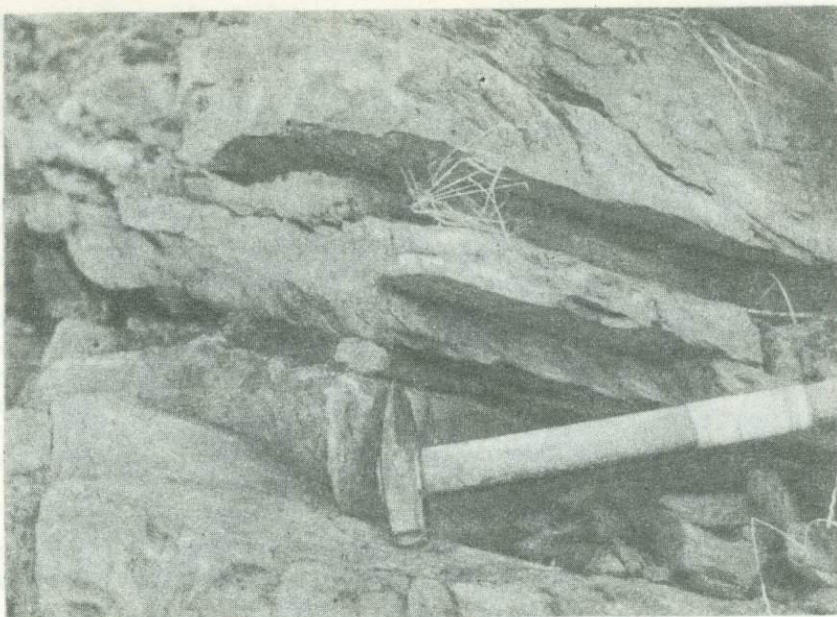
Р и с. 129. Характер внутрислоистого течения материала в метаморфических толщах уяндинской свиты (PR₁₋₂) Уяндинского блока Полоусненского горст-антиклинория
а — птигматитовые складки в поперечной кварцевой жиле, б — буднаж продольных кварцевых жил, в — изгибание продольных кварцевых жил, з — изгибание слоистости



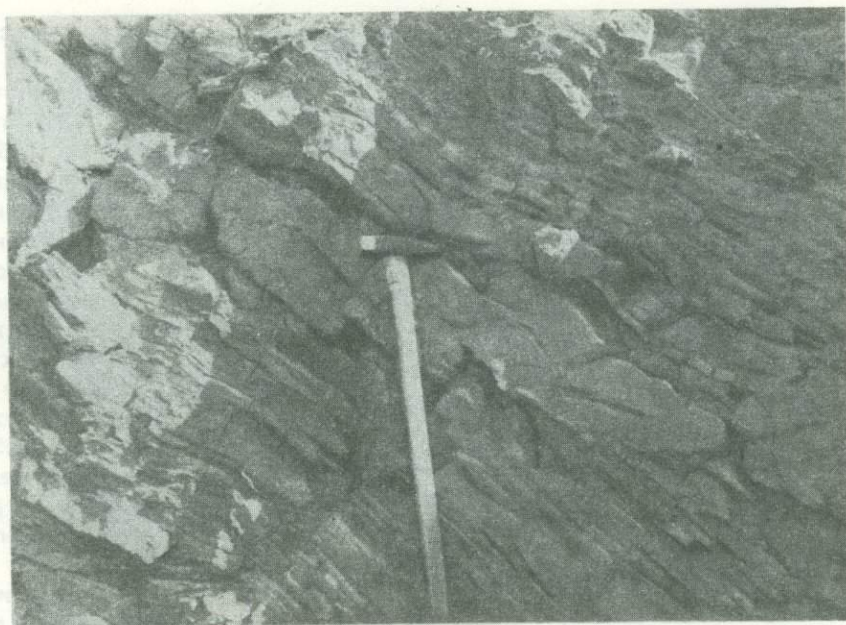
Р и с. 130. Микрозубчатость на поверхностях наслоения пород нижнего ордовика по трещинам тонкого кливажа разлома (северный склон Полоусненского горст-антиклинория, р. Уяндина)



Р и с. 131. Тонкий кливаж разлома, переходный к кливажу течения, в массивных глинистых известняках нижнего ордовика, находящихся в опрокинутом залегании; видна тенденция к межпластовому проскальзыванию (северный склон Полоусненского горст-антиклинория, р. Уяндина)



Р и с. 132. Грубый кливаж разлома в известковистых алевролитах и зеркала межпластового проскальзывания на поверхностях наслоения известняка в отложениях ордовика северного склона Полоусненского горст-антиклинория (р. Уяндина)



Р и с. 133. Микровзбросы с изгибанием слоев в отложениях среднего-верхнего ордовика северного склона Полоусненского горст-антиклинория (р. Уяндина)

неордовикских, силурийских и девонских отложениях Полоусненского горст-антиклинория складкообразование осуществлялось за счет межпластового проскальзывания с образованием дополнительных микроскладок и внутрипластовых взбросов (рис. 133).

Таким образом, в западной части Полоусненского горст-антиклинория в метаморфических толщах докембрия Уяндинского блока развита складчатость послыстного течения. В нижнем ордовике отмечается складчатость тонкого кливажа разлома, а в

среднем ордовике — концентрическая складчатость с грубым кливажом разлома, которая затем в верхнеордовикских и более молодых палеозойских отложениях сменяется концентрическими складками.

Для Полоусненского мегасинклинория типична весьма напряженная складчатость. В мощных верхнеюрских песчаниках и алевролитах в большом количестве наблюдаются механоглифы, следы подводного оползания осадков и мелкие подводнооползневые складки. Несмотря на благоприятные условия для наблюдений, особенно в пачках чередования маломощных пластов алевролитов и песчаников, следы межпластового проскальзывания в верхней юре фиксируются чрезвычайно редко. В нижне-среднеюрских и триасовых отложениях кливаж встречается только в отдельных приразломных зонах, но межпластовые и диагональные к слоистости взбросовые и сдвиговые зеркала встречаются гораздо чаще. Таким образом, Полоусненский мегасинклинорий по кинематическим типам складчатости довольно значительно отличается от Южно-Верхоянского и Иньяли-Дебинского мегасинклинориев, поскольку в нем даже в нижних горизонтах разреза нет настоящих кливажных складок. Здесь развита концентрическая складчатость, которая в связи со слабой изученностью не может быть сейчас разделена на подтипы.

Кинематические типы складчатости Момского горст-антиклинория изучены еще крайне недостаточно. Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что в нижних горизонтах нижнего палеозоя здесь развиты кливажные складки, а в более молодых образованиях — концентрические складки с кливажом разлома.

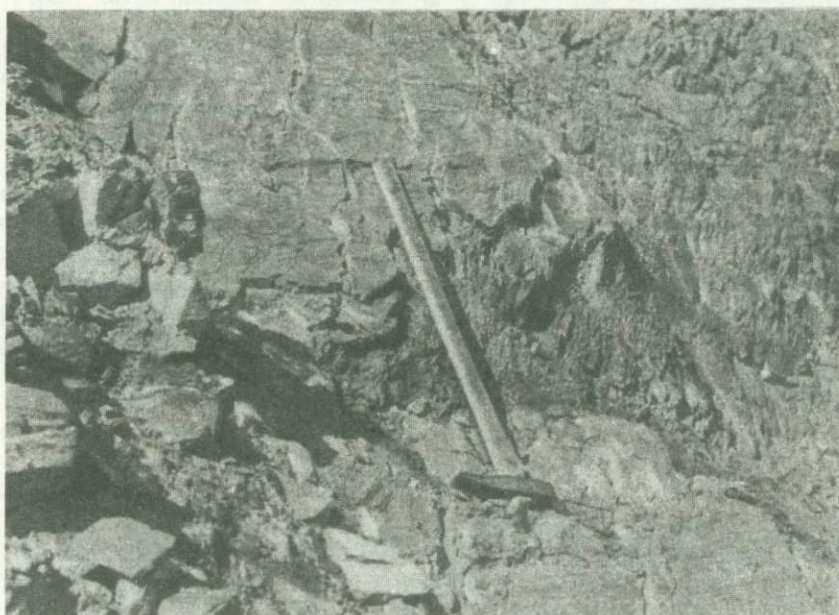
МОМСКИЙ (ИЛИНЬ-ТАССКИЙ) АНТИКЛИНОРИЙ И ИНДИГИРО-ЗЫРЯНСКИЙ ПРОГИБ МОМО-ЗЫРЯНСКОЙ НАЛОЖЕННОЙ ВПАДИНЫ

В осевой части Момского антиклинория широко развиты прямые и косые складки шириной от первых метров до первых сотен метров. Пласты песчаников в них изогнуты без изменения мощности, на их поверхностях довольно обычны межпластовые зеркала скольжения, бороздки которых ориентированы косо относительно направления падения слоистости, довольно часто встречаются секущие слоистость взбросовые и сдвиговые зеркала скольжения. Мощность глинистых пластов, заключенных между песчаниками, в сводовых частях складок резко увеличена, и в них интенсивно развит грубый кливаж разлома, переходный к плитчатому. В некоторых случаях в замках наблюдается отслаивание алевролитов от песчаников с заполнением образующегося пространства седловидными кварцевыми жилами, часто с жемами и щетками горного хрусталя. В мульдах синклиналей на поверхностях наслоения межпластовые зеркала скольжения развиты очень хорошо. Определение характера тектонических полей напряжений по сопряженным трещинам показывает, что складки такого рода сформировались в условиях горизонтального сжатия, причем векторы растяжения и промежуточный вектор были наклонены к горизонту под углом около 45° , что свидетельствует о взбросово-сдвиговом характере тектонического поля. Результаты этих наблюдений позволяют нам отнести складки осевой зоны Момского антиклинория к концентрическим взбросово-сдвиговым складкам продольного изгиба с кливажом разлома.

На крыльях Момского антиклинория, сложенных более молодыми толщами верхней юры, кливажа нет, а породы сминались в концентрические складки за счет межпластового проскальзывания, малоамплитудных смещений по диагональным взбросовым, а также сдвиговым зеркалам скольжения и по трещинам скалывания без зеркал скольжения. В складках такого рода в пластах песчаников имеются поперечные к слоистости трещины растяжения, заполненные кварцевыми прожилками. Примечательной особенностью зоны развития концентрической складчатости на р. Индигирке является то, что эти складки часто имеют крутые шарниры с углами наклона более 20° (рис. 134), а зеркала на поверхностях наслоения являются сдвиговыми (рис. 135). Таким образом, структуры на периферии Момского антиклинория относятся к концентрическим взбросово-сдвиговым складкам продольного изгиба.



Р и с. 134. Замок синклинали в зоне концентрической взбросово-сдвиговой складчатости среди верхнеюрских отложений на западном крыле Илинъ-Тасского антиклинория (р. Индигирка)



Р и с. 135. Сдвиговое зеркало скольжения в замке складки с крутым шарниром в зоне взбросово-сдвиговой концентрической складчатости Илинъ-Тасского антиклинория (р. Индигирка)

В нижнемеловых континентальных толщах Индигиро-Зырянского прогиба описаны крупные, относительно пологие концентрические складки, на крыльях которых имеются диагональные взбросовые трещины. Межпластовые зеркала скольжения здесь обнаруживаются в углистых прослоях. Наблюдения показывают различное соотношение элементов залегания слоистости и зеркал скольжения.

Так, в одном случае слоистость падает по азимуту 210° под углом 48° ; ее сечет взбросовое зеркало с азимутом падения 220° и углом падения 68° , амплитуда перемещения по этому взбросу составляет 1 м. В другом случае слои падают по азимуту 220° , угол наклона 89° ; диагональные взбросовые трещины направлены по азимуту 30° и наклонены к горизонту под углом 80° , амплитуда взброса — 3 см. Нельзя не отметить того факта, что в нижнемеловых угленосных толщах Индигиро-Зырянского прогиба встречаются также редкие трещины со сдвиговыми зеркалами скольжения. Эти данные свидетельствуют о том, что относительно простые и пологие структуры Индигиро-Зырянского прогиба, прилегающие к Момскому антиклинорию, образовались в результате субгоризонтального сжатия и относятся к концентрическим взбросовым складкам.

Момский (Илинь-Тасский) антиклинорий как структура с относительно простым развитием и строением, сформировавшаяся на месте позднеюрского прогиба, представляет собой удобный объект для изучения распределения кинематических типов складок как в вертикальном, так и латеральном направлениях.

Геологический разрез Илинь-Тасского антиклинория по нашим наблюдениям на р. Индигирке представляется в следующем виде. В осевой части антиклинория залегают наиболее древние осадочные образования верхней юры, представленные глинисто-алевролитовой толщей мощностью 2000 м, которая перекрывается мощной (до 2200 м) песчанико-алевролитовой толщей. В них развит грубый кливаж разлома, приближающийся в нижних частях разреза к нормальному плитчатому кливажу. Выше залегают черные алевролиты мощностью до 1600 м, сменяющиеся ритмично чередующимися алевролитами и песчаниками мощностью до 2000 м. Разрез верхней юры на восточном склоне антиклинория завершается рыхлыми алевролитами мощностью 1500—2000 м, которые на западном склоне отсутствуют. В смежных Индигиро-Зырянском и Момском прогибах на верхней юре залегают грубообломочные континентальные моласовые отложения мела.

В трех верхних толщах верхней юры грубый кливаж разлома проявляется только в зоне Илинь-Тасского разлома; деформация пород в них осуществлялась за счет межпластового проскальзывания по взбросовым и взбросово-сдвиговым межпластовым и диагональным трещинам. Довольно часто в складках этого типа на межпластовых зеркалах разлома одновременно видны взбросовые и сдвиговые зеркала скольжения, пересекающие друг друга. Для складок характерно крутое погружение шарниров, частое отклонение простирания пород от генерального. В зонах развития складок с кливажом разлома отклонения простирания пород обычно не превышают 30° , в зонах концентрической взбросово-сдвиговой складчатости они достигают $60-70^\circ$, а в зонах концентрической взбросовой складчатости (меловые отложения Индигиро-Зырянского прогиба) составляют 10—20, иногда 50° .

Приведенные материалы показывают, что в осевой зоне Момского (Илинь-Тасского) антиклинория в нижних частях верхней юры выделяются концентрические складки с кливажом разлома. В краевых частях антиклинория, сложенных верхними толщами верхней юры, распространены концентрические взбросово-сдвиговые складки. В меловых отложениях западного складчатого крыла Индигиро-Зырянского прогиба отмечается концентрическая взбросовая складчатость (см. рис. 65).

В целом, таким образом, в Момском антиклинории и на западном крыле Индигиро-Зырянского прогиба возможно выделение трех этажей складчатости. Нижний из них, в пределах которого наблюдаются складки с кливажом разлома, формировался согласно расчетам на глубинах от 5 до 7 км. Второй этаж, для которого свойственна концентрическая взбросово-сдвиговая складчатость, соответствует глубинам 5—3 км, а концентрические взбросовые складки верхнего этажа формировались на глубинах менее 2 км.

АЛАЗЕЙСКОЕ ПОДНЯТИЕ КОЛЫМСКОГО СРЕДИННОГО МАССИВА

Как уже отмечалось, на Алазейском плоскогорье отсутствует настоящая линейная складчатость, хотя в зонах разломов пласты горных пород местами поставлены на голову.

В наиболее древних, предположительно докембрийских метаморфических образованиях фундамента Колымского массива, согласно наблюдениям Ф.Ф. Третьякова

широко проявлены расланцевание, параллельное слоистости, а также будинаж, что указывает на формирование мелких арочных складок в этих толщах за счет послонного течения вещества в условиях высоких температур и давлений. На микроструктуры такого типа наложены флексуобразные перегибы по кинк-зонам и дисгармоничные шевронные складки, которые в свою очередь секутся кварцевыми прожилками. Последние испытывают смещения по плоскостям, параллельным первичной метаморфической сланцеватости, или секущим ее. Таким образом, деформации метаморфических пород фундамента центральной части Колымского массива были многократными и происходили в три или четыре (возможно более) этапа.

В предположительно нижнекаменноугольных граувакковых породах кенкельдинской толщи расланцевание даже в зоне Кенкельдинского разлома отсутствует; наблюдается только дробление пород и пересечение их многочисленными взбросовыми, реже сдвиговыми трещинами.

В каменноугольных и пермских отложениях по р. Кыллах, представленных чередованием песчаников, алевролитов, туфов и известняков, межпластовые заркала скольжения отсутствуют, но обнаруживается большое количество диагональных взбросовых и реже сдвиговых трещин. На р. Седедема в известковистых алевролитах и туфоалевролитах межпластовые зеркала скольжения сочетаются со взбросовыми и взбросово-сдвиговыми трещинами. Все эти данные свидетельствуют о том, что деформация каменноугольных отложений происходила в условиях горизонтального сжатия в результате межпластового проскальзывания или по взбросам и сдвигам.

В верхнетриасовых и среднеюрских толщах, представленных ритмичным чередованием туфов, туфопесчаников, туфогравелитов с прослоями алевролитов и песчаников, межпластовые зеркала скольжения наблюдаются чрезвычайно редко даже в тех случаях, когда породы поставлены на голову; чаще встречаются диагональные взбросовые и реже сдвиговые зеркала скольжения. В верхнеюрских известковистых, туфогенных алевролитах и песчаниках в 2 км выше устья р. Икки-Кюннях на правом берегу р. Седедема описаны сопряженные антиклинальная и синклинальная складки шириной каждая около 20 м, осложняющие пологую (12–35°) моноклираль. На крыльях складок, углы падения которых достигают 35°, и в сводах микроскладок встречено большое количество диагональных взбросовых трещин и одно межпластовое взбросовое зеркало.

Все эти данные свидетельствуют о том, что на Алазейском поднятии слоистые триасовые и юрские, в том числе и верхнеюрские, отложения испытывали деформации в условиях горизонтального сжатия с образованием главным образом пологой складчатости и приразломных моноклиальных концентрических структур. Настоящая концентрическая складка нами была встречена только в одном случае, что лишней раз указывает на отсутствие на Алазейском поднятии полной складчатости.

ВЫВОДЫ

Пликвативные структуры Верхояно-Колымской складчатой системы, как это видно из приведенных выше материалов, относятся к складкам продольного сжатия. В числе их выделяется три кинематических типа, занимающих определенное положение в вертикальном разрезе земной коры (табл. 4).

Прежде всего в Верхояно-Колымской складчатой системе широко распространена концентрическая складчатость, образование которой осуществляется за счет проскальзывания одного пласта по другому. Такое проскальзывание отчетливее всего проявляется в чередующихся, резко отличающихся по механическим свойствам породах, когда крутизна залегания их превышает 20–30°. В том случае, когда отложения рыхлые (пески, глины и т.п.), следы межпластовых подвижек обычно обнаруживаются в конкрециях, пластах каменного угля, как это имеет место в верхних горизонтах нижнего мела Индигиро-Зырянского прогиба.

В собственно концентрическом типе складчатости намечается две разновидности. К первой относится концентрическая складчатость, в которой межпластовых зер-

Таблица 4

Кинематические типы и этажи складчатости в структурах Верхояно-Колымской системы мезозой

Тип складчатости	Разновидность складчатости	Глубина формирования, км	Этаж
Концентрический	Концентрическая взбросовая	0—3	первый
	Концентрическая взбросово-сдвиговая	2—5	второй
	Концентрическая с грубым кливажом разлома	4—6	
Кливажный	Кливажная с плитчатым кливажом разлома	5—8	третий
	Кливажная с тонким кливажом разлома	7—9	
Течения	Кливажа течения	9—12	четвертый
	Послойного течения	более 12	пятый

кал мало, но в большом количестве обнаруживаются косо секущие слоистость взбросовые и реже сдвиговые зеркала скольжения. Замки этих складок обычно нарушены перпендикулярными к слоистости трещинами отрыва, шарниры складок, как правило, горизонтальные. Этот тип складчатости нами описан в меловых молассовых толщах Предверхоянского краевого, Индигиро-Зырянского и Момского межгорных прогибов. По нашим данным, такой кинематический тип складчатости образуется в условиях горизонтального сжатия в самых верхних частях слоистого чехла, на глубинах, не превышающих 2—3 км. Складки такого рода предлагается называть концентрическими взбросовыми [Гусев, 1972].

Концентрические складки второго типа, или концентрические взбросово-сдвиговые складки, характеризуются широким распространением межпластовых взбросово-сдвиговых зеркал скольжения, которые весьма обычны и среди диагональных трещин. Шарниры мелких складок в этом случае, как правило, крутые; часто наблюдается отклонение простираения мелкой складчатости от генерального на углы до 50—60°; мелкие складки бывают рассечены диагональными сдвигами, не выходящими за пределы данной складки. В наиболее благоприятных случаях в локальных зонах появляется грубый кливаж разлома. Складчатость такого рода, по нашим представлениям, формируется в условиях горизонтального сжатия на глубинах от 2—3 до 5—6 км [Гусев, 1972].

В более глубоких горизонтах земной коры появляется грубый кливаж разлома, характерный только для глинистых и известково-глинистых пород. Складкообразование здесь происходит в основном за счет межпластового проскальзывания по взбросово-сдвиговым зеркалам с образованием складок, переходных от концентрических к кливажным.

Настоящие кливажные складки характеризуются тем, что они образуются путем микросмещений по плоскостям нормального плитчатого и тонкого кливажа разлома. В редких случаях такого же рода микроподвижки происходят и по трещинам грубого кливажа разлома. Межпластовое проскальзывание в кливажных складках не обнаруживается. Плоскости кливажа обычно параллельны осевым плоскостям. Кливажные складки нами описаны в нижних частях палеозойского разреза северной части Сетте-Дабанского и Полоусненского горст-антиклинорий и в основании верхоянского комплекса в Южно-Верхоянском мегасинклинии. Соответствующие расчеты показывают, что такого рода складки образуются в условиях горизонтального сжатия на глубинах от 5—6 до 8—9 км.

На глубинах 9—12 км тонкий кливаж разлома переходит в кливаж течения, и деформация пород при складчатости происходит соответственно путем струйчатого течения материала по плоскостям кливажа [Гусев, 1972].

На глубинах свыше 12 км в условиях высоких температур и давлений складки кливажа течения постепенно замещаются складками послойного течения. Так, в Тиксинской мегантиклинали кливаж течения изредка сечет слоистость под прямым

углом, чаще же, в силу больших деформаций, слоистость и кливаж становятся параллельными друг другу. В Полоусненском горст-антиклинории это явление становится еще более заметным. В нижних горизонтах ордовика кливаж течения здесь в большинстве случаев совпадает со слоистостью, а в протерозойских отложениях слоистость и сланцеватость совпадают почти повсеместно, так что сланцеватость сечет слоистость только в замках складок.

С целью проверки гипотезы вертикальной зональности складчатости в структурах Верхояно-Колымской системы нами, кроме палеотектонических профилей, был составлен рис.136 (см. вкладку). В качестве основы была взята геологическая карта, на которую наносились мощности смытых после завершения геосинклинального развития осадков. Эти мощности для каждой конкретной структуры брались с опубликованных палеотектонических карт [Атлас..., 1968—1969] или из опубликованных работ [Возин, 1962; Тучков, 1973; Архипов, 1974]. При этом учитывались самые последние стратиграфические схемы и наши собственные наблюдения.

Результаты проведенных построений показывают, что наибольшему размыву подверглись структуры осевой части Верхоянской антиклинальной зоны. Например, в центральной части Хараулахского антиклинория было смыто более 8 км осадков, в Орулганском — не менее 10 км, в осевой зоне Сетте-Дабанского антиклинория — около 8—10 км. В отдельных структурах Полоусненского, Тас-Хаяхтахского и Момского горст-антиклинориев мощности смытых осадков достигают 8 км. Относительно слабо размываемыми оказались структуры Улахан-Тасского и Приколымского горст-антиклинориев, где мощности эродированных отложений только местами достигают 6 км, а в основном колеблются от 2 до 4 км.

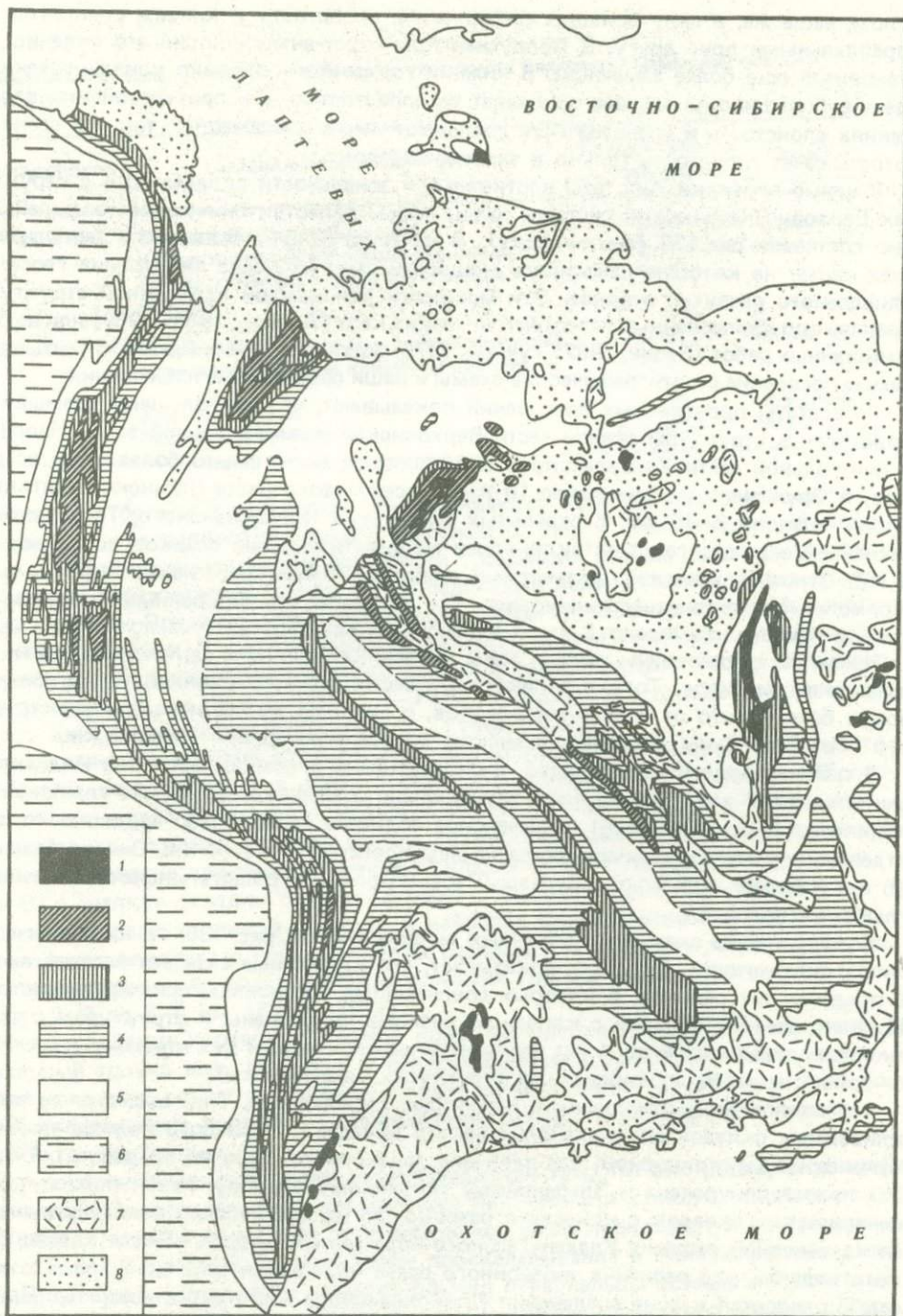
Наименее эродированы осевые зоны мегасинклинориев и центральные части срединных массивов. Только в некоторых частях Южно-Верхоянского мегасинклинория было смыто от 4 до 8 км осадков, в большей же части названных структур — от 2 до 4 км, а в Полоусненском мегасинклинории — менее 2 км.

В районах пологих дислокаций, расположенных в осевой части Яно-Индибирской синклинальной зоны, менее всего эродировано Эльгинское складчато-глыбовое поднятие (2—4 км и менее). Адычанское поднятие также слабо эродировано, но в отдельных участках величина среза на нем достигает более 4 км. Сильно размывы (6 км и более) Куларское, Сунтаро-Лабынкырское и Балыгычанское складчато-глыбовые поднятия.

Сопоставление схем эродированных мощностей (см. рис. 136) и кинематических типов складчатости (рис.137) показывает, что кливажные складки располагаются в пределах тех районов, в которых современный эрозионный срез превышает 6 км. Концентрические складки с кливажом разлома приурочены к структурам с эрозионным срезом от 4 до 6 км, концентрические складки без кливажа встречаются только в слабо эродированных структурах (менее 4 км).

Имеются в этом отношении и некоторые расхождения. Так, выделяется полоса кливажных складок на стыке Эльгинского складчато-глыбового поднятия с Тобычанским антиклинорием, где величина эрозионного среза не превышает 4 км. Эта полоса приурочена к Эльгинскому глубинному разлому. Узкая полоса концентрических складок с кливажом разлома, по нашим наблюдениям, протягивается на северной окраине Улахан-Тасского горст-антиклинория вблизи Улахан-Сисского надвига, где величина эрозионного среза колеблется от 2 до 4 км. То же самое относится к зоне сочленения Приколымского горст-антиклинория с Приомолонским синклинорием.

Узкая полоса кливажных складок устанавливается в зоне Нерского разлома на границе Нерского антиклинория с Берелехским синклинорием. Такие же явления наблюдаются на стыках крупных поднятий и негативных структур, контролируемых глубинными разломами, и в ряде других мест, где соответствующий существующему типу складок структурный этаж не мог быть вскрыт эрозией. Можно, следовательно, сделать вывод о том, что в зонах крупных разломов кинематические этажи складчатости формировались на меньших глубинах, чем это наблюдается вне зон глубинных разломов.



Р и с. 137. Схема расположения кинематических типов складок в структурах Верхояно-Колымской складчатой системы
 1—5 — складки: 1 — послойного течения, 2 — кливажа течения, 3 — кливажа разлома, 4 — концентрические с кливажом разлома, 5 — концентрические; 6 — чехол Сибирской платформы; 7 — поля слабодислоцированных эффузивов; 8 — районы, перекрытые сплошным чехлом рыхлых кайнозойских отложений

Представляется, что изложенные материалы достаточно убедительно подтверждают высказанную выше гипотезу о формировании кинематических типов складчатости в определенных частях деформируемой колонны осадков или, в конечном итоге, в определенных термодинамических условиях. Однако из этого не следует, что мы полностью отрицаем наличие латеральной зональности в распределении кинематических типов складчатости. Она, безусловно, существует и обусловлена тем, что мощности колонн деформируемых осадков в разных структурных зонах Верхояно-Колымской системы мезозойд неодинаковы. Поэтому в зонах малых мощностей и в краевых частях складчатых систем глубинные складки просто не могли возникнуть. Например, в Нельканской и Кыллахской передовых антиклиналях Кыллахского выступа Сетте-Дабанского горст-антиклинория мощности размытых отложений достигают 4 км и более, однако в них не устанавливается кливажа, хотя мергели в рифейских отложениях этих антиклиналей являются породами, благоприятными для его развития. Кроме того, как было показано выше, на формирование различных кинематических типов складчатости значительное влияние оказывают глубинные разломы, в зонах которых вертикальная зональность оказывается значительно нарушенной.

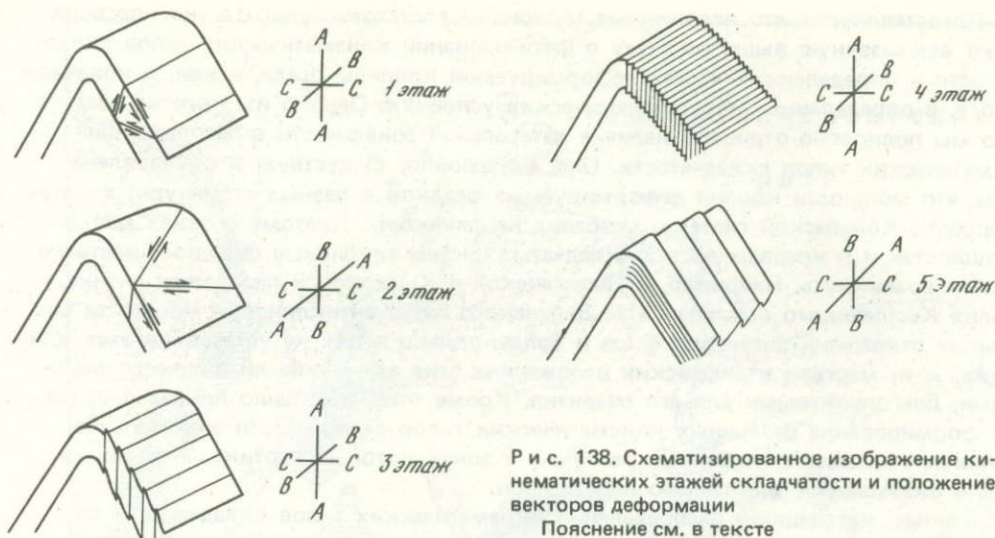
Данные, касающиеся распределения кинематических типов складчатости по структурным этажам, нами рассматриваются только для складок продольного изгиба, поскольку складок поперечного изгиба в структурах мезозойд Верхояно-Колымской складчатой системы нами не обнаружено, хотя их существование в той или иной форме не исключается.

Замечательной особенностью складок продольного изгиба является неоднократное изменение ориентировки осей деформации при переходе с одного этажа складчатости на другой. Поскольку складки продольного изгиба образуются в условиях горизонтального сжатия, ось деформации *C* (сжатия) не меняет своего положения, в то время как оси *A* (растяжения) и *B* (промежуточная) взаимно меняются местами [Гусев, 1972]. Это изображено на рис.138. Вместе с тем смена одного этажа другим происходит не скачкообразно, а постепенно. Поэтому отнесение конкретных складок к тому или иному кинематическому типу или этажу может быть сделано только на основании достаточно полных полевых наблюдений. Необходимо также помнить, что наиболее сильное искажение в распределении по вертикальному разрезу кинематических этажей наблюдается в зонах разломов, где часто появляются аномальные кинематические типы складок.

Опубликованных материалов, освещающих соотношение кинематических типов складчатости с определенными тектоническими уровнями, к сожалению, еще очень мало. Однако реальность наших выводов, как нам кажется, все же хорошо подкрепляется материалами по другим складчатым сооружениям континентов. Намечается два подхода к решению этого вопроса. Так, некоторые исследователи за основу выделения этажей складчатости берут морфологию складок и степень дислоцированности пород [Эз, 1962; Шолпо, 1962, 1964; Вихерт, 19726], хотя образование морфологических этажей складчатости ими объясняется неодинаково. Так, В.В. Эз образование морфологических этажей складчатости хребта Каратау объясняет литологическим фактором. А.В. Вихерт разную степень дислоцированности пород на различных гипсометрических уровнях в Главном Кавказском хребте связывает с неодинаковым проявлением внутренних (объемных) сил в вертикальном разрезе земной коры в ходе развития процессов адвекции.

Другая группа исследователей выделяет кинематические этажи складчатости. На зависимость кинематического типа складчатости от глубины формирования впервые в наиболее полной форме, пожалуй, указал Л. де Ситтер [1960], который полагал, что концентрические складки образуются на поверхностных уровнях, складки с кливажом течения и разлома занимают более глубокое положение в земной коре, а течение пород происходит уже в глубинных горизонтах.

Вопросы положения кливажа в разрезе земной коры неоднократно обсуждались П. Фурмарье [1939] на основании изучения Альп и Арденн. Они вылились, как это сообщает И.В. Кириллова [1960], в стройную схему положения разных видов



Р и с. 138. Схематизированное изображение кинематических этажей складчатости и положение векторов деформации
Пояснение см. в тексте

кливажа в вертикальном разрезе земной коры. В самой верхней части, по мнению П. Фурмарье, располагается зона без сланцеватости. В ее основании проходит верхний фронт сланцеватости. Ниже располагается зона кливажа разлома, подстилаемая зоной кливажа течения, которая от более глубоких зон отсекается нижним фронтом сланцеватости. Ниже последовательно сменяют друг друга зоны микроскладчатости и листоватости.

Нетрудно заметить, что предложенное нами поэтажное расположение кинематических типов складчатости во многом повторяет выводы Л. де Ситтера и П. Фурмарье.

Интересные закономерности распространения кливажа, кроме того, установлены и на Кавказе. Здесь отмечается приуроченность регионального кливажа к приосевой зоне Большекавказской интрагеосинклинали, в которой мощности нижней и средней юры достигают 9 км, в то время как в маломощных меловых отложениях кливаж не обнаруживается [Кириллова, 1962].

Весьма интересные материалы в отношении этажности складчатости опубликованы по северо-восточной части Японии [Akira, 1975]. На примере горных областей Китаками и Абакума описано изменение стиля складок от девонских к меловым отложениям. В основании геологического разреза этого региона располагаются складки течения (глубины более 7 км), выше в интервале 5—7 км они сменяются складками с волнистым кливажом, а затем — складками скалывания (3—5 км). В верхней части разреза находятся складки, переходные от складок скалывания к флексурным, и флексурные складки. Последние формировались на глубинах более 2—3 км. Приуроченность каждого стиля складчатости к определенному тектоническому уровню автором связывается с фаціальными особенностями горных пород, давлением, температурой и интенсивностью тектонических сил во время складкообразования. Одновременно им подчеркивается, что в однородных породах стиль складчатости обусловлен термодинамическими условиями, которые являются функцией глубины.

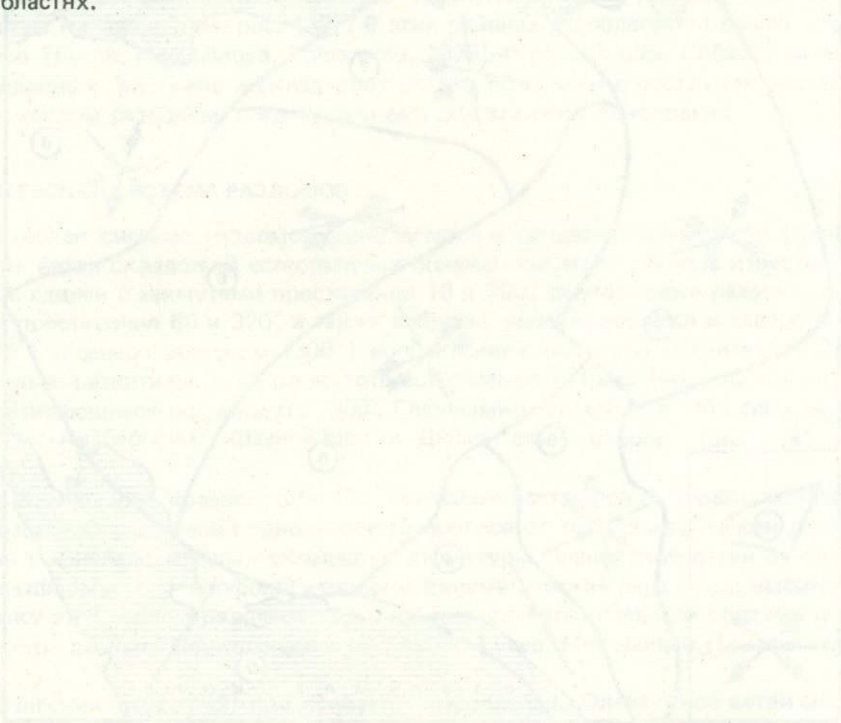
Изложенные материалы по складчатым сооружениям Японии и Северо-Востока СССР, как нам кажется, показывают удивительную сходимость материалов по глубинам формирования разных кинематических типов складчатости, если учесть, что интервалы глубин тектонических уровней стилей, или кинематических типов складчатости, получены для неодинаковых в тектоническом отношении структур и независимо друг от друга.

Более спорным может представляться вывод о том, что в колонне деформируемых осадков вектор сжатия сохраняет свое неизменное направление, а промежуточный вектор и вектор растяжения на разных этапах взаимно меняют направле-

ние. Однако и этот вывод подтверждается прежде всего экспериментальными исследованиями, которые показывают, что в разных частях элементарных складок и в процессе их роста в результате продольного сжатия траектории одноименных нормальных напряжений имеют разную ориентировку [Бондаренко, Лучицкий, 1969; Гзовский, 1975; Dieterich, Carter, 1969; Nadin e.a., 1976]. Вместе с тем другие исследования показывают, что в процессе роста складки на некоторой глубине от поверхности имеет место уменьшение промежуточного напряжения до величины меньшей вертикальной нагрузки вышележащих пород, в результате чего направления среднего и наименьшего бокового сдвигания взаимно меняют свое положение [Crosby, Link, 1972].

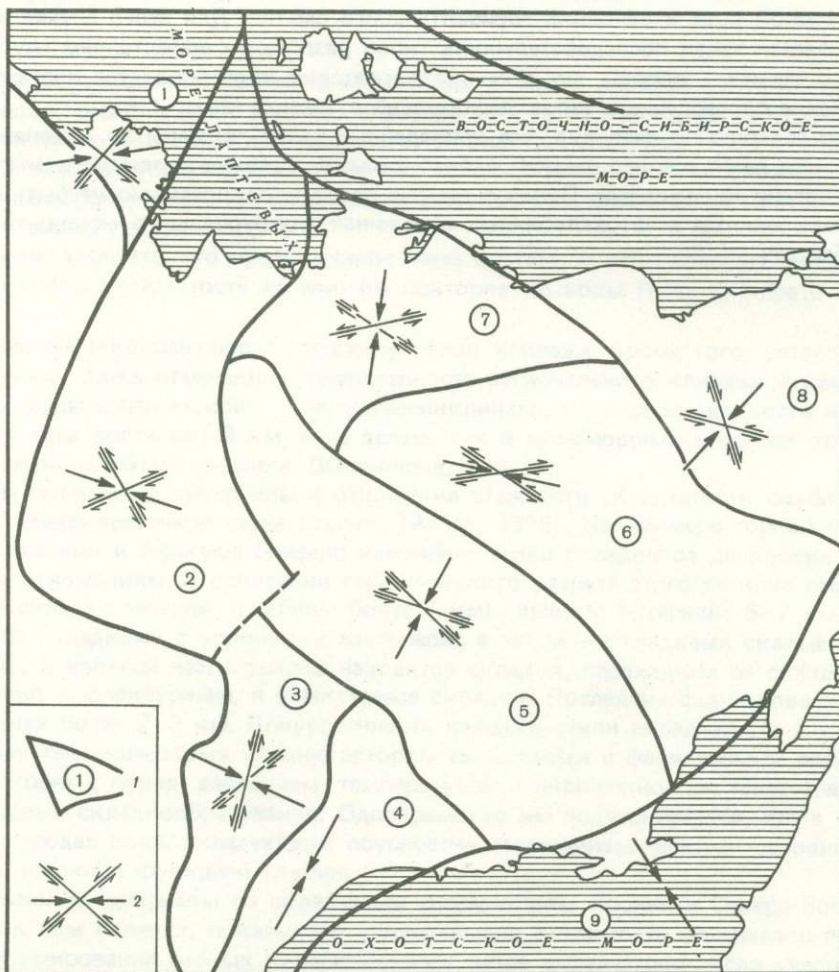
Распределение тектонических полей напряжений в очагах современных землетрясений также показывает, что ориентировка векторов напряжений в очагах землетрясений с одинаковыми координатами, но различной глубиной гипоцентра может быть диаметрально противоположной [Балакина и др., 1972]. По этому вопросу имеются и некоторые теоретические разработки. Так, В. Стояновым [1970] получены, исходя из концепции хрупко-упругих свойств пород, общие аналитические выражения о напряженном состоянии и закономерностях разламывания в земной коре в условиях горизонтального сжатия. Для этого случая им обосновывается такая последовательность типов разломов с нарастанием глубины: взбросы — сдвиги — сбросы, т.е. этим исследователем подчеркивается поэтажное расположение определенных типов деформаций в земной коре.

Однако совершенно очевидно, что приведенные выше примеры по изменению ориентировки векторов напряжений в вертикальной колонне являются в значительной степени косвенными. Прямые данные по этим вопросам могут быть получены измерениями в сверхглубинных скважинах, пробуренных в молодых складчатых областях.



МОРФОЛОГИЯ И КИНЕМАТИКА РАЗЛОМОВ

Разломы Верхояно-Колымской складчатой системы, за исключением погребенных под чехлом кайнозойских отложений, закартированы в основном геологическими методами. По положению в структуре, разломам, длительности развития они разделены на четыре категории, или порядка. К первой относятся краевые швы, отделяющие складчатую область мезозойд от Сибирской платформы на западе и Корякско-Камчатской кайнозойской складчатой области на востоке, ко второй — окраинные швы



Р и с. 139. Схема расположения динамических районов и систем разломов на западе Верхояно-Чукотской складчатой области

1 — границы районов; 2 — направления вектора сжатия и главных сопряженных систем разломов

Динамические районы: 1 — Лаптевский, 2 — Верхоянский, 3 — Южно-Верхоянский, 4 — Охотский, 5 — Индигиро-Колымский, 6 — Колымо-Омолонский, 7 — Полоусненский, 8 — Новосибирско-Чукотский, 9 — Охотско-Чукотский (Приохотский)

срединных массивов, а также пограничные разломы, разделяющие Верхояно-Колымскую и Новосибирско-Чукотскую системы, к третьей — межблоковые разломы отдельных крупных структурных элементов (горст-антиклинориев, синклинориев, антиклинориев и т.п.). Разломы названных трех категорий по своим геологическим признакам отвечают существующим представлениям о глубинных разломах [Пейве, 1945, 1956а, б; Хаин, 1973; и др.]. Кроме того, на описываемой территории картируется большое количество мелких разломов, оперяющих более крупные или осложняющих складчатые структуры. Эти разломы отнесены к четвертой категории. Они, как и мелкие складки, позволяют судить о многих особенностях строения той или иной территории.

Основная часть картируемых разломов приобрела свой морфологический облик в позднем мезозое, на орогенном этапе развития, когда в условиях сжатия образовывались в основном надвиги и сдвиги [Гусев, Мокшанцев, Третьяков, 1976; Гусев, Веклич, Третьяков, 1976]. Раздвиговые структуры также формировались в эту эпоху, однако методика их изучения еще не отработана.

Разломы Верхояно-Колымской складчатой системы ранее группировались в крупные системы на основе главным образом их параллельного расположения и приуроченности к определенным структурным элементам [Мокшанцев и др., 1968]. В настоящей работе в основу выделения систем разломов положены динамические условия образования сопряженных сдвигов, сбросов и надвигов, формировавшихся в пределах единого деформационного района с однородным полем тектонических напряжений. Таким образом, в единую систему включаются динамически сопряженные, но морфологически различные разрывные нарушения.

На основе указанных принципов на территории Верхояно-Колымской системы мезозоид нами выделяются семь динамических районов (рис. 139). Кроме того, обособляются два района Новосибирско-Чукотской и Кони-Тайгоносской складчатых систем мезозоид (см. рис. 139). В этих районах располагается девять систем разломов [Гусев, Мокшанцев, Третьяков, 1976]. Краевые швы Сибирской платформы, срединных массивов и складчатых систем включены в состав соответствующих систем разломов, с которыми они динамически однородны.

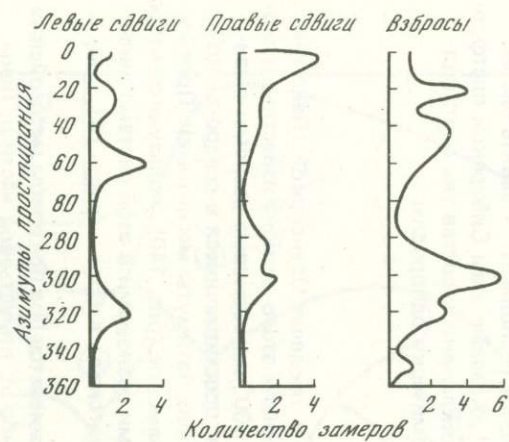
ЛАПТЕВСКАЯ СИСТЕМА РАЗЛОМОВ

Лаптевская система разломов располагается в пределах Оленекской (Лено-Анабарской) ветви складок. В естественных обнажениях этого региона известны правобоковые сдвиги с азимутами простираения 10 и 300°, левобоковые разломы с азимутами простираения 60 и 320°, а также взбросы, простирающиеся в северо-восточном (20°) и северо-западном (300°) направлениях (азимуты магнитные). Преимущественным развитием, судя по частоте встречаемости (рис. 140), пользуются взбросы, простирающиеся по азимуту 300°. Главными разломами в этой системе являются Лено-Анабарский краевой шов и Дюльонгский взброс (рис. 141, см. вкладку).

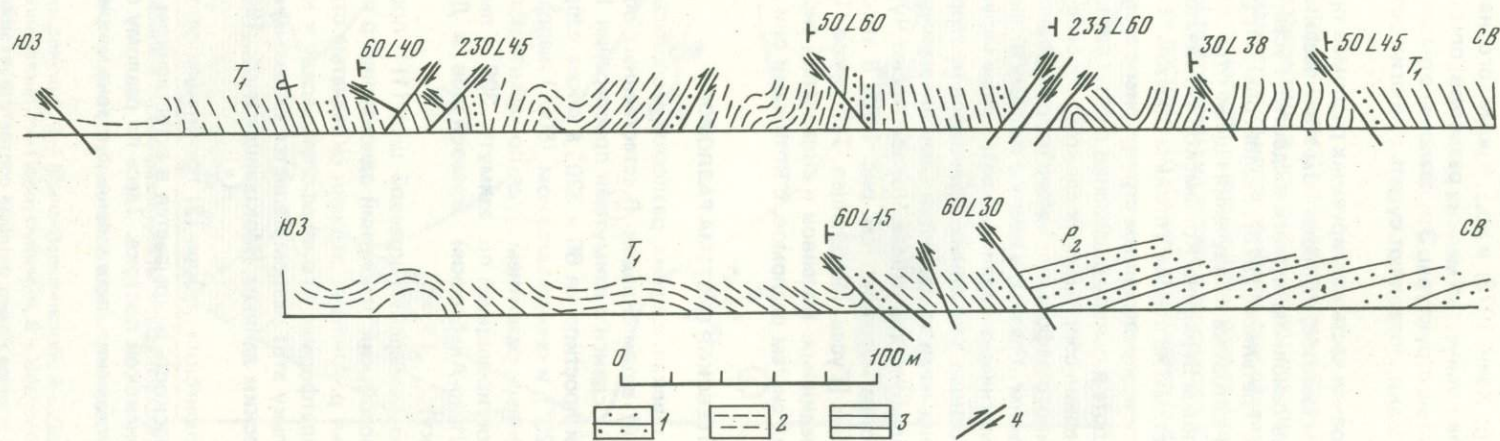
Лено-Анабарский краевой шов (1)¹ прослеживается под покровом мезозойских и кайнозойских отложений одноименного прогиба от приустьевой части р. Лены до устья р. Анабара, отделяя складчатые структуры Оленекской ветви от Сибирской платформы. Его морфологические и кинематические параметры неизвестны, поскольку этот разлом является скрытым и выделяется главным образом по геофизическим данным [Мокшанцев и др., 1968; Гусев, Мокшанцев, Третьяков, 1976].

Дюльонгский взброс (2) протягивается параллельно Оленекской ветви складок. Его плоскость вскрывается в естественном обнажении в районе урочища Дюльонг на Оленекской протоке. Здесь по разлому сопрягаются триасовые и верхнепермские отложения, поставленные в зоне шириной до 1,5 км на голову или запрокину-

¹ Здесь и далее номер разлома соответствует номеру на рис. 141.



Р и с. 140. Гистограмма частот встречаемости сдвигов и надвигов в Лаптевской системе разломов



Р и с. 142. Геологические профили через зону Дюлюнгского разлома (Оленекская протока)
1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — глинистые сланцы; 4 — разломы

тые на юго-запад. В пределах зоны породы сильно перемяты и разбиты трещинами грубого кливажа разлома. Элементы залегания взброса устанавливаются по многочисленным малоамплитудным взбросовым трещинам, плоскости которых, как и плоскости кливажа, падают на северо-восток по азимутам $35-50^\circ$ под углами от 15 до 60° (рис. 142). Эти наблюдения свидетельствуют о том, что в районе урочища Дюлюнг разлом простирается по азимуту около $300-330^\circ$, что хорошо совпадает с простирающимися большинства взбросовых трещин по всем структурам Оленекской ветви складок.

ВЕРХОЯНСКАЯ СИСТЕМА РАЗЛОМОВ

В эту систему объединяются разломы Западно-Верхоянского антиклинория, Адычанского и Куларского складчато-глыбовых поднятий, Омолойского и Сартангского мегасинклиналиев. В этих регионах чрезвычайно широко развиты малоамплитудные левые сдвиги с азимутом простираения 125° и правые сдвиги с азимутом простираения 60° , а также субмеридиональные дуговые надвиги и взбросы. Разломы первого, второго и третьего порядков, входящие в Верхоянскую систему, на земной поверхности выражены очень плохо и выделяются в основном по косвенным признакам. Разломы четвертого порядка, наоборот, хорошо картируются и придают этому району особый структурный рисунок. Именно направление движений по этим разломам и было положено в основу выделения Верхоянского динамического района.

Западно-Верхоянский краевой шов (3) представляет огромную выпуклую на запад дугу протяженностью свыше 1000 км. По линии этого разлома происходит резкое скачкообразное изменение мощностей рифейских, палеозойских и мезозойских отложений. В магнитном поле он выражен линейной аномалией, а в гравитационном поле резкой ступенью [Андрусенко и др., 1972]. Этот разлом представляет собой крутой взброс, однако на некоторых участках плоскость разлома близка к горизонтальной и в районе Джарджанского выступа он переходит в тектонический покров с амплитудой горизонтального смещения от $3-4$ до $6-8$ км [Наумов, 1962].

Плоскость краевого шва нами изучалась в районе Туора-Сисского выступа, где она обнажена на р. Лене в 7 км выше пос. Чекуровка. Здесь по наклонной зоне дробления соприкасаются кембрийские толщи лежащего крыла и вендские образования висящего крыла. Плоскость разлома падает на восток по азимуту 80° под углами $35-50^\circ$; амплитуда горизонтального смещения по главной плоскости около 400 м. Породы висящего и лежащего крыльев в зоне шириной до 200 м разбиты сериями параллельных надвигов, раздроблены, поставлены на голову или опрокинуты на запад. Силлы диабазов, залегающие в висящем крыле, будинированы, разобщены. Как в висящем, так и в лежащем крыле развиты дополнительные надвиги с углами падения $10-35^\circ$ и горизонтальными амплитудами $1-2$ м (рис. 143, см. рис. 20). В зоне разлома и вблизи нее на многих плоскостях с зеркалами скольжения устанавливаются бороздки, идущие согласно падению главной плоскости. Например, одна из плоскостей с зеркалами скольжения падает по азимуту 130° под углом 50° , на ней имеются взбросовые борозды с азимутом падения 130° и углом 50° , которые секут левобокковые борозды с азимутом падения 50° и углом 12° .

В 20 км южнее, по речке Чебукулах, в зоне краевого шва соприкасаются нижнекембрийские и мезозойские отложения, т.е. амплитуда горизонтального смещения достигает 1 км и более. Породы лежащего крыла, сложенные триасовыми песчаниками, в зоне шириной $1,5$ м интенсивно перемяты, раздроблены и превращены в разлинзованные тектониты. Плоскость разлома падает по азимуту 100° под углом 50° . На меридиональном отрезке, от р. Юндюлюнг до р. Унгуохтах, разлом выходит на поверхность в виде прямой линии и геологически выражен одним или двумя сближенными крутыми взбросами, плоскости которых падают на восток. На Юндюлюнгском участке, по данным И.М.Сборщикова, горизонтальная амплитуда одного из взбросов достигает 500 м.



Р и с. 143. Общий вид зоны Западно-Верхоянского краевого шва на западном крыле Чекуровской антиклинали; хорошо видна плоскость надвига (р. Лена в 7 км выше пос. Чекуровка)

В районе устья р. Виллюй, в пределах Китчанского поперечного поднятия (длина около 220 км, ширина 100 км), краевой шов распадается на несколько мелких дугообразных взбросов и надвигов, плоскости которых падают на восток и север. Висячие крылья дуговых разломов сложены обычно верхнепермскими и нижнетриасовыми отложениями, а лежащие — юрскими, реже меловыми. Структурный рисунок этого района определяют надвиги, амплитуда горизонтального перемещения по которым достигает 4 км [Лейпциг, 1971].

Южный широтный фланг Западно-Верхоянского краевого шва прослеживается в виде кулисно расположенных флексур, переходящих местами во взбросы. Такое строение имеет флексура Якутского хребта, где нижнеюрские и триасовые отложения поставлены на голову или опрокинуты в сторону Предверхоянского прогиба [Пушаровский, 1960; Вихерт, 1961].

Таким образом, Западно-Верхоянский краевой шов в виде хорошо выраженных надвигов прослеживается только в Китчанском, Джарджанском и Туора-Сисском и других поперечных поднятиях или выступах основания Предверхоянского краевого прогиба; в остальных местах плоскость его залегает круто.

Других крупных надвигов в Верхоянской системе разломов пока не обнаружено. Исключение в этом отношении составляет Айлырский взброс, который располагается на восточном крыле Орулганского антиклинория и представляет собой зону сближенных надвигов, плоскости которых падают на запад под углами от 15—20 до 50—60° [Израилев, Кропачев, 1971]. Восточнее, на стыке Адычанского складчато-глыбового поднятия и Сартангского мегасинклинория, в последнее время картируется большое количество взбросо-надвигов, плоскости которых падают на восток.

Кроме охарактеризованных субмеридиональных и дуговых надвигов, в Верхоянской системе по геологическим и геофизическим признакам устанавливаются Центрально-Верхоянский (4), Восточно-Орулганский (Кыгылтасский) (5), Восточно-Верхоянский (Ньюктаминский) (6), Дулгалахский (7), Омолойский (8) и Янский (9) разломы [Гусев, Мокшанцев, Третьяков, 1976]. Эти разломы, по существу, являются скрытыми. Только на отдельных участках они картируются в виде разобщенных зон дробления. По разломам наблюдаются скачкообразные изменения мощностей отложений, и не исключено, что они представляют собой конседимента-

ционные сбросы, практически не подновлявшиеся в орогенный этап развития [Возин, 1962; Сатаров, 1970; Архипов и др., 1971; Архипов, 1974; Сусов, 1974].

Особое положение среди этих разломов занимает Центрально-Верхоянский разлом. Это обусловлено тем, что западнее его, на западном фланге Западно-Верхоянского мегантиклинория, прослеживаются магнитные и гравитационные аномалии, свойственные Сибирской платформе, восточнее же аномалии такого типа исчезают. Характеризуемый разлом одновременно является той осевой линией, в зоне которой плоскости регионального кливажа падают вертикально, в то время как западнее они падают на восток, а восточнее — на запад. На севере Западно-Верхоянского мегантиклинория к этому разлому приурочены кайнозойские Хоптинская и Согинская рифтовые впадины. В губе Буор-Хая разлом устанавливается по материалам сейсмического профилирования в виде плоскости, падающей на восток под углом около 45° [Коган, 1974].

Более четко в Верхоянской системе выражены поперечные, большей частью диагональные по отношению к простираению складчатости разломы. На Адычанском складчато-глыбовом поднятии к их числу относятся Эге-Хайский (10), Халтысинский (11), Северо-Тирехтяхский (12), Южно-Тирехтяхский (13), Дербек-Нельгехинский (14), Сан-Юряхский (15) и Налучинский (16) правые сдвиги [Гусев, Мокшанцев, Третьяков, 1976]. Правобочные смещения амплитудой до 15 км устанавливаются по резкому изгибу субмеридиональных складок и смещениям их осевых плоскостей. Названные разломы картируются обычно в виде зон сгущения малоамплитудных сдвигов и поэтому рассматриваются как выраженные в чехле разломы фундамента [Вихерт, 1960а].

Межразломные пространства раздроблены меньше, чем сами зоны разломов, но именно к ним приурочены известные поперечные ряды интрузий (Дербек-Нельгехинский и др.), по которым в этом районе и трассировалось ранее большинство названных выше разломов [Мокшанцев и др., 1964]. Перечисленные диагональные разломы являются естественными границами резких изменений мощностей и состава триасовых отложений и большинством исследователей выделяются на палеогеографических и палеотектонических картах [Возин, 1962; Рынник и др., 1970; Архипов, 1974].

Кроме правых сдвигов северо-восточного простираения, на Адычанском складчато-глыбовом поднятии картируются сопряженные с ними левые северо-западные сдвиги. Однако они играют меньшую геологическую роль, хотя горизонтальные подвижки на некоторых из них достигают 20 км (Аллахский левый сдвиг) [Туманов, Камалетдинов, 1973].

Существенное значение диагональные левые сдвиги имеют на западе Верхоянской системы — в Западно-Верхоянском мегантиклинории. К числу таких разломов относятся Унгуохтахский (17), Джарджанский (18) и Собопольский (19) левые сдвиги северо-западного простираения. Наибольшие амплитуды достигают 5 км [Рыбченков, Горшкова, 1965]. Левые сдвиги Западного Верхоянья, так же как и разломы Дербек-Нельгехинской зоны, контролировали мощности и вещественный состав осадков верхоянского комплекса; они прослеживаются за пределами складчатой системы, на восточном склоне Анабарской антеклизы в виде сбросов, ограничивающих Кютюндинский грабен и другие структуры [Мокшанцев и др., 1968; Кутейников, Кутейникова, 1970].

Сопряженные левые и правые сдвиги и дуговые надвиги Верхоянской системы разломов находятся в хорошем динамическом соответствии со складчатыми структурами, ориентированными в субмеридиональном направлении или образующими пологие, выпуклые на запад дуги, что является неоспоримым доказательством того, что складчатые и разрывные структуры формировались на огромной территории площадью около 300 тыс. км² в более или менее однородном тектоническом поле напряжений.

Эта система обособляется на территории Сетте-Дабанского горст-антиклинория и Южно-Верхоянского мегасинклинория. Динамически сопряженными в ней оказываются левые субмеридиональные сдвиги с азимутами простирания $10-20^\circ$ и диагональные правые сдвиги северо-восточного простирания ($40-50^\circ$), а также дуговые взбросы, обращенные выпуклостью на запад и северо-запад.

Обработка материалов по изучению разломов в естественных обнажениях показывает, что статистическое распределение правых и левых сдвигов в основном соответствует направлениям разломов, снятых с геологических карт (рис. 144). Так, по замерам сдвиговых трещин в южной части рассматриваемой территории (реки Юдома, Аллах-Юнь, Тыры) в числе левосдвиговых смещений преобладают продольные трещины с магнитными азимутами простирания 20° , а в северной части, в связи с изгибом Сетте-Дабана, — с простиранием 320° . Правобоковые трещины соответственно простираются по азимутам 50 и $280-300^\circ$. Широкое развитие субширотных правобоковых трещин, отраженное на геологических картах, свойственно главным образом центральной части Южно-Верхоянского мегасинклинория, однако, судя по наблюдениям за трещиноватостью в обнажениях, разломы таких направлений должны быть обнаружены и в Сетте-Дабанском горст-антиклинории [Гусев, 1969].

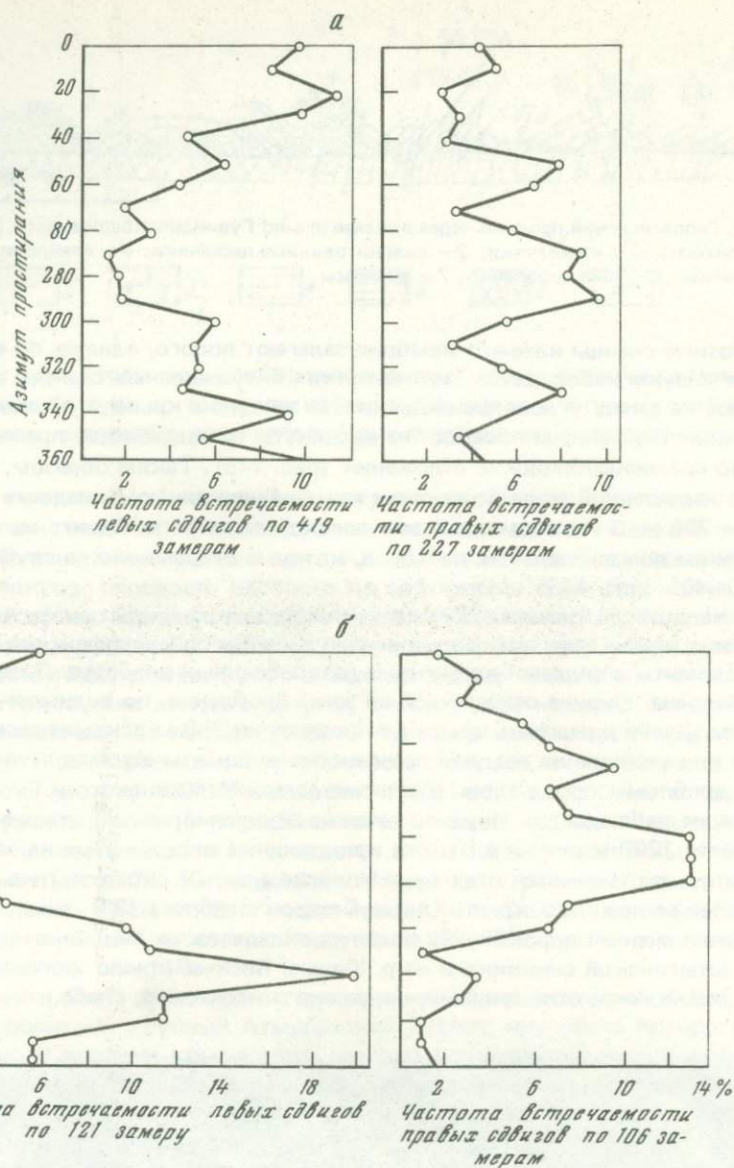
Надвиги и сопровождающие их взбросовые и надвиговые разрывы широко распространены только в Сетте-Дабанском горст-антиклинории. В Южно-Верхоянском мегасинклинории пока не закартировано ни одного надвига, а взбросовые трещины встречаются очень редко. Так, по р. Юдоме, пересекающей весь мегасинклинорий, нами было задокументировано только 6 взбросовых трещин, тогда как количество сдвиговых трещин превысило 200.

В Сетте-Дабанском горст-антиклинории к числу наиболее крупных взбросо-надвигов принадлежит Нелькан-Кыллахский краевой шов (20), состоящий из разлома Окраинной цепи, Нельканского, Кыллахского, Эбейко-Хаятинского дуговых разломов, плоскости которых падают на восток под углами от 35 до 45° .

Зона Нелькан-Кыллахского краевого шва лучше всего изучена нами на р. Юдоме. Здесь в плоскости разлома соприкасаются среднерифейские и юдомские (вендские) карбонатные толщи. В висячем крыле разлома рифейские строматолитовые известняки и доломиты поставлены на голову и запрокинуты на запад. Породы раздроблены относительно слабо; в числе зеркал скольжения преобладают взбросы с падением плоскостей на юго-восток $140-160^\circ$ под углами $50-70^\circ$ (задокументировано только 6 плоскостей с зеркалами скольжения). В лежащем боку вендские и кембрийские отложения раздроблены гораздо сильнее. Юдомские отложения на всю мощность (около 200 м) превращены в тектоническую брекчию, кембрийские отложения в полосе около 1500 м раздроблены и смяты в дисгармоничные и косые складки, интенсивность которых затухает по мере удаления от плоскости разлома. В зоне дробления лежащего бока задокументировано 104 плоскости с зеркалами скольжения, среди которых 5 надвигов с практически горизонтальными плоскостями и с направлением движения кровли по азимуту $330-340^\circ$, 32 плоскости со взбросовыми зеркалами скольжения, которые падают по азимутам $330-340$ и $130-150^\circ$. Наконец, было установлено 67 плоскостей с правыми и левыми сдвигами и взбросо-сдвиговыми зеркалами.

На р. Алдан в висячем крыле Кыллахского взброса обнажаются моноклинально погружающиеся на юго-восток под углом до 40° рифейские отложения, а в лежащем боку — юдомские и кембрийские карбонатные толщи, поставленные на голову и смятые в дисгармоничные складки. Здесь имеются малоамплитудные надвиги, плоскости которых падают на восток под углами $30-45^\circ$.

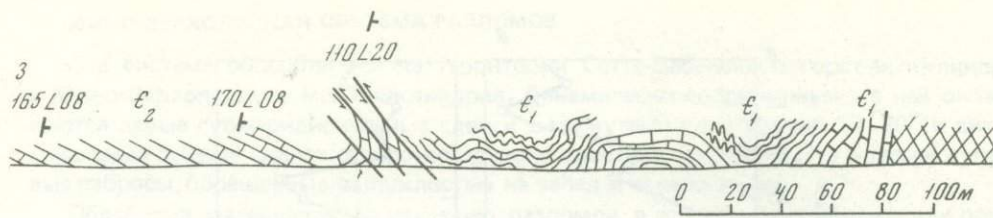
На реках Тыры и Восточная Хандыга мезозойские терригенные отложения лежащего крыла разлома Окраинной цепи поставлены на голову или запрокинуты на запад в зоне шириной более 1 км. Они раздроблены относительно мало, но рассечены довольно большим количеством взбросовых трещин, плоскости которых падают на восток под углами от 20 до 40° . Висячее крыло сложено верхнекембрийскими мраморами, падающими на восток под углами от 40 до 70° . Сама плоскость



Р и с 144. Гистограммы частот встречаемости правых и левых сдвигов в южной (а) и в северной (б) частях Южно-Верхоянской системы разломов

разлома Окраинной цепи на реках Тыры и Восточная Хандыга не обнажена, но есть основания полагать, что ширина отвечающей ей зоны дробления здесь не превышает 50 м.

Гувиндинский разлом (21) изучался нами на р. Юдоме. В его висячем крыле залегают среднерифейские водорослевые известняки и доломиты, моноклинально падающие на восток под углами от 20 до 50°. Плоскость разлома не обнажена. В лежащем крыле вначале обнажаются относительно слабо раздробленные верхнерифейские алевролиты и песчаники низов юдомской свиты, поставленные на протяжении более 200 м на голову. На плоскостях их наложения наблюдается большое количество взбросовых трещин с редкими зеркалами скольжения. Западнее, на протяжении 250 м, вскрываются интенсивно раздробленные, превращенные в "тектоническую муку" доломиты юдомской свиты. Далее на протяжении 200 м доломиты и

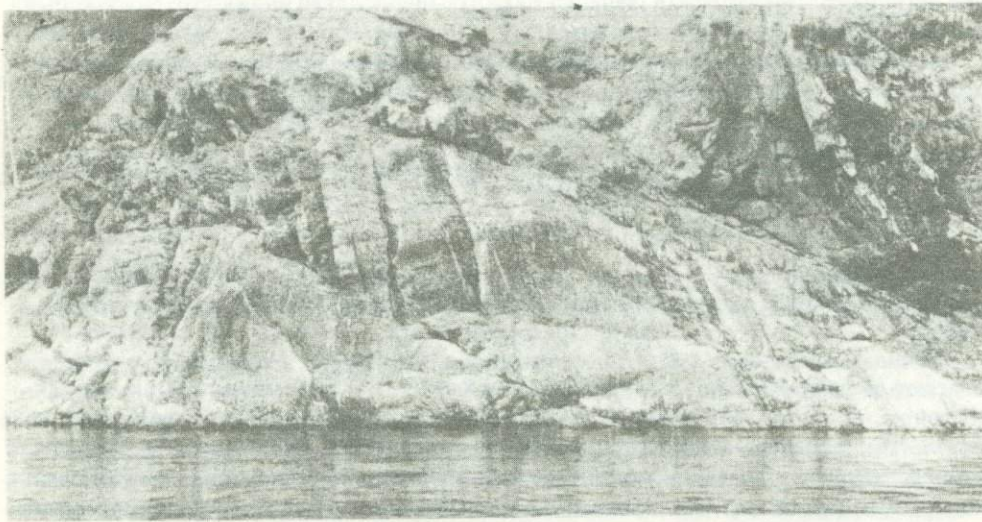


Р и с. 145. Геологический профиль через лежащее крыло Гувиндинского надвига (р. Юдома)
1 — доломиты; 2 — известняки; 3 — кварцитовидные песчаники; 4 — алевролиты; 5 — битуминозные сланцы; 6 — зона дробления; 7 — разломы

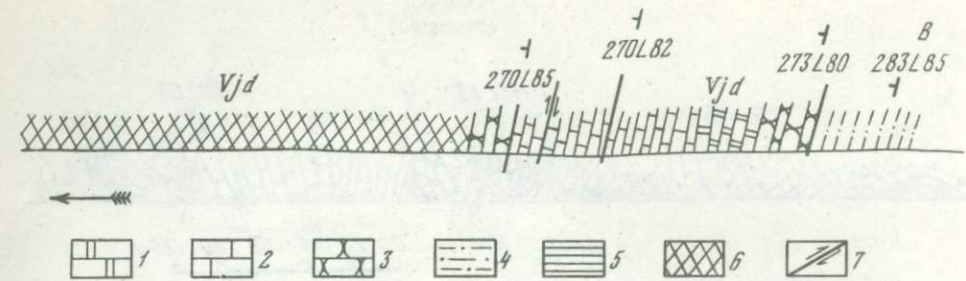
битуминозные сланцы нижнего кембрия залегают полого, однако по отдельным надвиговым чешуям наблюдается смятие тонких битуминозных сланцев в мелкие, опрокинутые на запад угловатые складки. На западном крыле этой зоны породы по нескольким сближенным плоскостям надвинуты на залегающие практически горизонтально среднекембрийские отложения (рис. 145). Таким образом, ширина интенсивно нарушенной зоны в лежащем крыле Гувиндинского надвига на р. Юдоме достигает 700 м. О пологом залегании главной плоскости надвига можно судить по залеганию дополнительных взбросов, которые в большинстве случаев падают не круче $30-40^\circ$ (рис. 146).

Зона Челатского разлома (22) достаточно хорошо вскрыта на р. Аллах-Юнь. В его всячем крыле залегают запрокинутые на запад среднерифейские строматолитовые доломиты с силлами интенсивно раздробленных диабазов. Плоскость разлома задернована. Ширина отвечающей ей зоны дробления, по-видимому, не превышает 20 м. Далее в лежащем крыле на протяжении 350 м вскрываются сложно перемятые или стоящие на головах песчаные доломиты юдомской свиты; интенсивного дробления пород здесь, в отличие от зон Нельканского и Гувиндинского разломов, не наблюдается. Ниже по течению реки кембрийские отложения на протяжении более 1200 м смяты в мелкие клиновидные опрокинутые на запад складки, среди которых отмечаются отдельные пологие арочные складки (рис. 147).

О строении лежащего крыла Улахан-Бамского взброса (23) мы можем судить по развитию мелкой опрокинутой на запад складчатости, наиболее интенсивно развитой в Ытыгинской синклинали на р. Юдоме. Всяческое крыло этого разлома, сложенное рифейскими отложениями, нарушено относительно слабо.



Р и с. 146. Малоамплитудные дополнительные надвиги в лежащем боку Гувиндинского надвига среди кембрийских тонкоплитчатых известняков (р. Юдома)



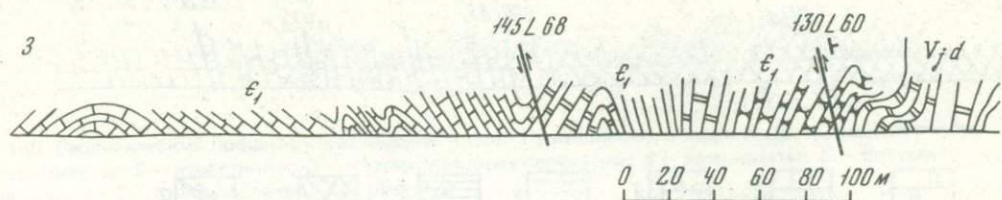
Достоверные амплитуды горизонтальных смещений по описанным разломам не установлены, однако судя по тому, что их вертикальные амплитуды колеблются от 1 до 5 км, можно полагать, что горизонтальные смещения имеют не меньшую величину.

Надвиговые смещения, переходящие в покровы, свойственны не только крупным надвигам; они отмечаются и между ними по более мелким нарушениям. Так, в мульде Пуханильской синклинали на р. Юдоме нами описан залегающий горизонтально покров, плоскость которого на протяжении 60 м осложнена только плавными изгибами. Разлом сечет пологозалегающие известковистые зеленые алевролиты верхнего рифея. Его всячее крыло пересекают три дайки диабазов, падающие на восток под углами $50-70^\circ$. Тонкослоистые алевролиты на экзоконтактах всячих боков даек смяты в мелкие, опрокинутые на запад складки; как дайки, так и вмещающие их породы разбиты большим количеством взбросовых трещин. Фрагменты даек растащены по плоскости покрова, всячее крыло которого двигалось по азимуту 300° . Направление смещения подчеркивается подворотом плоскости разлинзования в подошве всячего крыла надвига и зеркалами скольжения. В плоскости надвига наблюдаются линзы сцементированных милонитов и брекчий мощностью от 20–30 см до 3 м; поверхности разлинзования в милонитах полого падают на восток. В породах кровли и подошвы надвига развит кливаж разлома, падающий на восток под углами $50-60^\circ$. Фрагмент описанного разлома изображен на рис. 148.

В северной части Сетте-Дабанского горст-антиклинория, восточнее надвига Окраинной цепи, прослежен крупный Атырбахский взброс, плоскость которого также падает на восток. В всячем крыле этого разлома вскрываются нижнекембрийские отложения, надвинутые на верхний кембрий. На восточном крыле горст-антиклинория нами описан Сендученский взброс, плоскость которого падает на запад под углом до 40° . По нему ордовикские отложения надвинуты на верхнедевонские (см. рис. 24). В зоне разлома мощностью до 40 м породы сильно рассланцованы вплоть до исчезновения первичных признаков слоистости. Поверхности рассланцевания падают на запад под углами $55-57^\circ$, т.е. на $15-35^\circ$ круче, чем главная плоскость взброса.

Судя по геологическим и другим региональным картам, надвиги с падающими на юго-восток плоскостями широко распространены в Верхнемайском складчатоглыбовом поднятии [Тектоническая карта..., 1976]. Однако достоверными сведениями о их строении мы не располагаем.

Широко распространены, как отмечалось выше, в Южно-Верхоянской системе разломов сдвиги. Наиболее важным из них является субмеридиональной Бурхалинский разлом (24), протягивающийся вдоль осевой части Сетте-Дабанского горст-антиклинория из верховьев р. Челасин (хр. Джугджур) до среднего течения р. Тыры почти на 600 км. По нему проходит резкое затухание магнитных аномалий, протягивающихся в Сетте-Дабан со стороны Сибирской платформы [Симоненко, Толстихина, 1965], так что в этом отношении данный разлом сходен с Центрально-Верхоянским швом. В поле силы тяжести Бурхалинский разлом также выражен четкой градиентной ступенью [Гудков, Гусев, 1968].

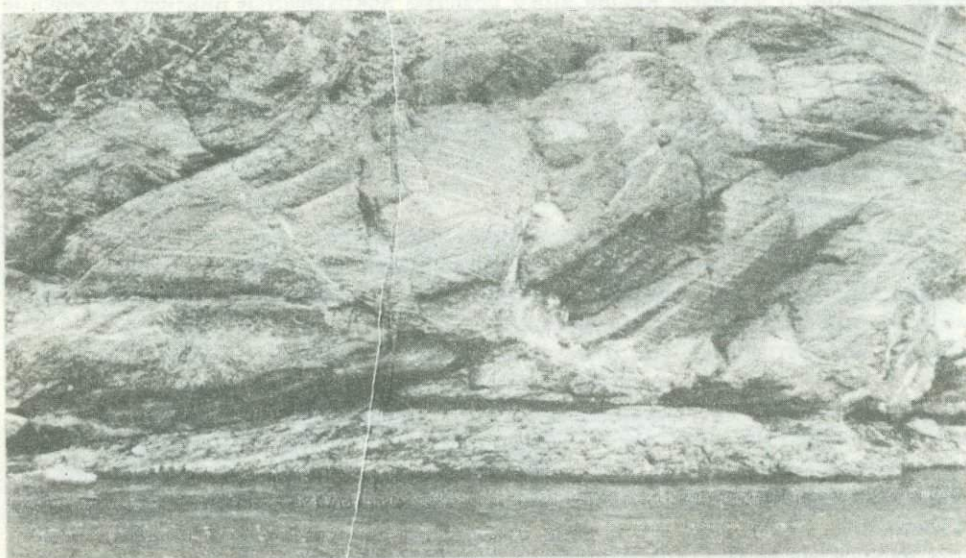


Р и с. 147. Геологический профиль через зону Челатского взброса (р. Аллах-Юнь)
1 — песчаные доломиты; 2 — песчаные известняки; 3 — силлы диабазов. Остальные условные обозначения см. на рис. 145

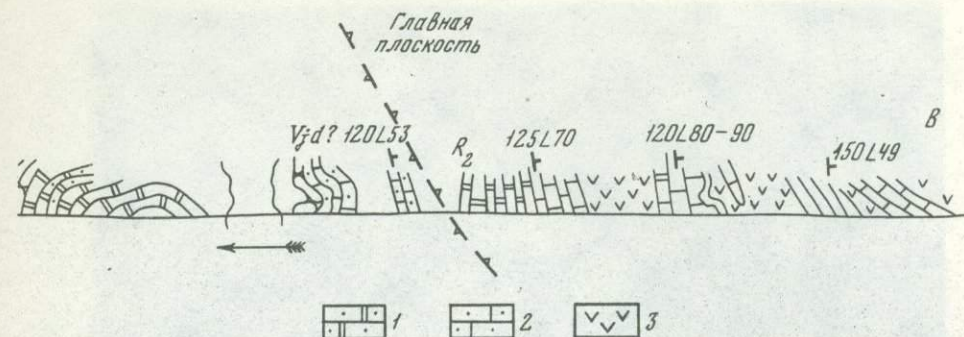
На дневной поверхности Бурхалинский разлом проявляется зоной расланцевания шириной 2 км, в пределах которой кембрийские породы поставлены на голову. Он прекрасно выражен в рельефе в виде узкого протяженного трога. На р. Белой в полосе разлома обнаруживается несколько зон дробления, в которых наблюдаются зеркала скольжения с горизонтальными бороздками (рис. 149). На вертикально стоящих пластах известняков видна горизонтальная струйчатость, а сами пласты изогнуты в пологие волны с вертикальными шарнирами (рис. 150). Лево-боковой характер смещений по разлому устанавливается как по шероховатости зеркал скольжения, так и по смещению слоев и прожилков. В некоторых случаях это подтверждается разлинзованием пород на кулисно расположенные будины длиной от 4 до 30 м и шириной до 2 м. Межбудинные пространства обычно заполнены тектонической брекчией с зеркалами скольжения.

На восточном крыле Бурхалинского разлома наблюдается резкое увеличение мощностей докембрийских и палеозойских отложений. В бассейне р. Аллах-Юнь к нему приурочены палеозойские ленточные тела ультраосновных-щелочных пород и дайки диабазов, что свидетельствует о древности его заложения и длительности развития. Разлом активен и в настоящее время, так как в его зоне располагается эпицентр глубокого семирального землетрясения [Кочетков, 1966; Козьмин, Ларионов, 1975].

С востока Сетте-Дабанский горст-антиклинорий ограничен Ловинским, Аллах-Юньским, Кеннинским, Восточно-Хандыгским и другими более мелкими разломами

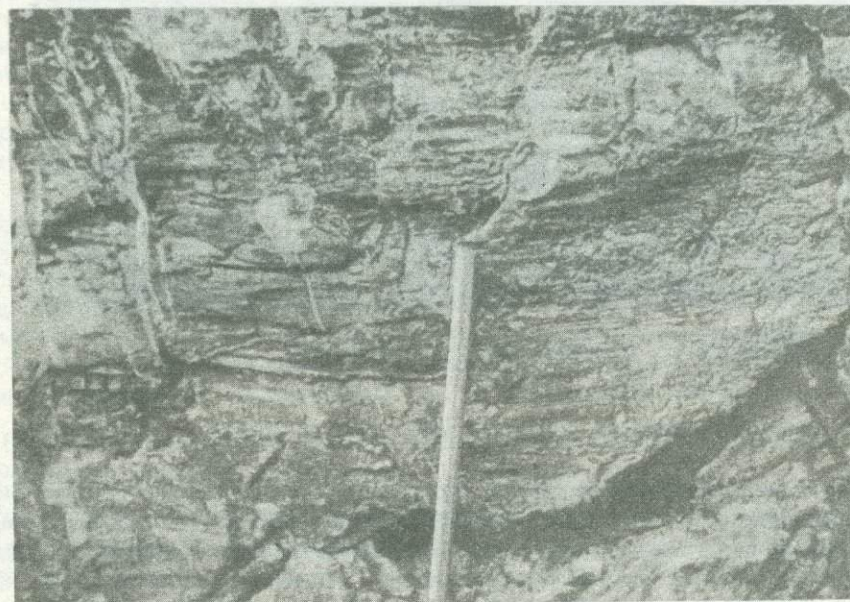


Р и с. 148. Малоамплитудный пологий надвиг в толще верхнего докембрия Пуханильской синклинали на р. Юдоме; плоскость надвига видна в нижней части обнажения



ми, расположенными кулисно и в целом составляющими Восточно-Сеттедабанский шов (25). Плоскости Ловинского и Аллах-Юньского разломов, судя по наблюдениям в обнажениях, вертикальны, а Кеннинского и Восточно-Хандыгского разломов на некоторых участках круто падают на запад. В зоне Восточно-Хандыгского разлома на протяжении 300 м породы интенсивно расланцеваны по плоскостям кливажа течения, в результате чего отдельные прослои испытывают разлинзование (см. рис. 88, 89). Такое же сильное расланцевание отмечается и в зоне Ловинского разлома на р. Юдоме (см. рис. 90).

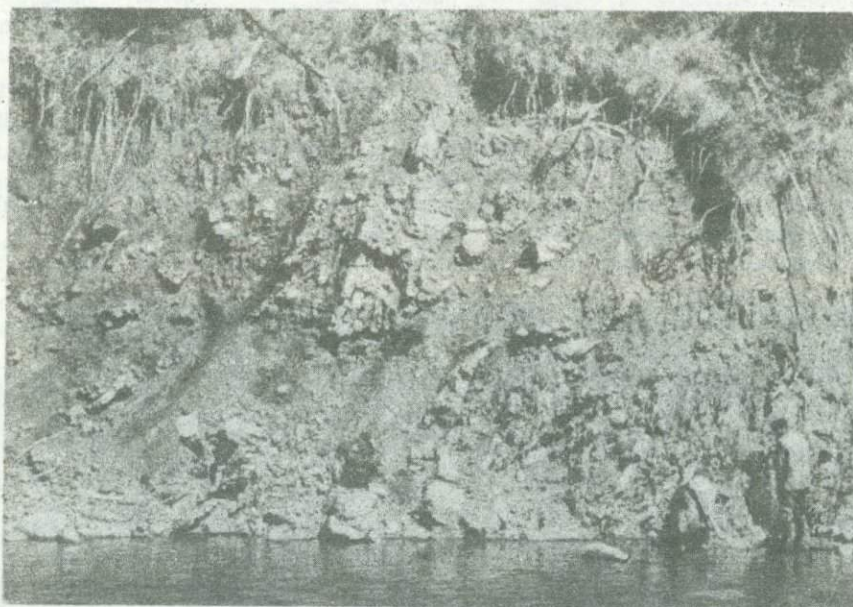
В Южно-Верхоянском мегасинклинии наиболее крупными являются Минорский и Юдомский разломы. Минорский разлом (26) располагается в западной части Южно-Верхоянского мегасинклиория, отделяя его центральную, наиболее погруженную часть от приподнятой Присеттедабанской зоны. В магнитном поле он выражен цепочкой аномалий, а в поле силы тяжести — градиентной ступенью [Гудков, Гусев, 1968]. Разлом картируется как зона интенсивного смятия, дробления и повышенного динамометаморфизма [Андрянов, 1973а, б]. На юге с зоной Минорского разлома генетически связана крутая пережатая синклиналь, разбитая продольными разломами (Минорским, Татским, Бикским и Карским) на отдельные ленты шириной 1—3 км, при общей ширине зоны до 5—6 км. Кроме продольных, в этой зоне имеются мелкие поперечные разломы. Склад-



Р и с. 149. Сдвиговая плоскость с зеркалами скольжения в зоне Бурхалинского разлома (р. Белая)



Р и с. 150. Пологая волнистость и струйчатость на вертикально падающих пластах известняков в зоне Бурхалинского разлома (р. Белая)



Р и с. 151. Милониты в зоне Юдомского разлома (р. Качи)

ки к Минорскому разлому подходят под косым углом и располагаются кулисно.

Многочисленные наблюдения зеркал скольжения и структурного рисунка складок, а также другие геологические материалы свидетельствуют о том, что Минорский разлом является левым сбросо-сдвигом. Заложился он, вероятно, в позднем протерозое и вплоть до поздней юры развивался как конседиментационный сброс, а в позднем мезозое — как левый сдвиг.

Юдомский разлом (27) отделяет восточную Приохотскую зону Южно-Верхоянского мегасинклиория от его центральной части. В магнитном поле ему отвечает



Р и с. 152. Характер залегания триасовых песчаников и глинистых сланцев в зоне Сеторымского сдвига, северная часть Южно-Верхоянского мегасинклинория (р. Сеторым)

цепочка аномалий, а в гравитационном — градиентная ступень [Гудков, Гусев, 1968]. Разлом хорошо обнажается в среднем течении р. Юдомы по речке Качи, где в зоне мощностью 200 м породы милонитизированы, развальцованы и разлинзованы до полного уничтожения первичных текстурных признаков. В отдельных блоках на поверхностях пластин имеются многочисленные зеркала скольжения, указывающие на левобокковые подвижки (рис.151).

В центральной зоне Южно-Верхоянского мегасинклинория, между Минорским и Юдомским разломами, картируется много небольших диагональных правых сдвигов северо-восточного и широтного направлений. Амплитуда горизонтального смещения по ним в некоторых случаях достигает 8 км. Особенно широко эти поперечные к складчатости разломы распространены в северной части мегасинклинория, где они обычно описываются в качестве так называемой Сунтарской системы разломов [Ларин, 1956; Кирусенко, 1970]. Геологически они хорошо выражены и легко устанавливаются в обнажениях по зонам дробления с зеркалами скольжения и крутым залеганием пород (рис.152). Эти диагональные правые сдвиги не играли существенной роли в развитии Южно-Верхоянского региона, и поэтому отнесены нами к разломам четвертой категории.

Статистический анализ трещиноватости указывает на наличие в Южно-Верхоянском мегасинклинории разрывов северо-западного простирания. Геологически они картируются плохо и, по-видимому, представляют собой скрытые древние разломы [Ставцев, 1968], выраженные в современной структуре своеобразными поперечными поднятиями [Мокшанцев и др., 1968; Тектоническая карта..., 1976].

ОХОТСКАЯ СИСТЕМА РАЗЛОМОВ

Охотская система состоит из Билякчанского (28), Кетандинского (29) и Нют-Ульбейского (30) разломов, ограничивающих Охотский массив, а также небольших меридиональных разломов, располагающихся в его внутренней части.

Билякчанский разлом, заложившийся, по-видимому, еще в среднем докембри, отделяет раннедокембрийскую глыбу Охотского массива от более молодых складчатых сооружений [Терентьев, 1964; Гринберг, 1968; Вельдяков и др., 1970; Чи-

ков, 1970; Константиновский, 1974; Коген и др., 1976]. Морфология этого мощного структурного шва, к сожалению, изучена еще весьма слабо. По данным В.М. Терентьева [1964], он состоит из нескольких крутопадающих параллельных сбросов, зон дробления и расланцевания мощностью от 300–800 м до 1–3 км. В верхнем течении р. Май, по нашим наблюдениям, в зоне Билякчанского разлома имеются довольно многочисленные зеркала скольжения с горизонтальными бороздами, указывающими на происходившие по нему левобокковые подвижки. Эти данные подкрепляются наблюдениями за мелкими складками, которые подходят к разлому под углами 15–20°. По оперяющим разлом диагональным трещинам субмеридионального и субширотного простирания отмечаются, в отличие от этого, правобокковые подвижки.

Какие-либо достоверные сведения о морфологии Кетандинского и Нют-Ульбейского разломов в нашем распоряжении отсутствуют. В рельефе они выражены прямолинейными троговыми долинами, что указывает на их сдвиговую природу. Судя по характеру смещений гранитных интрузий и геологических границ, можно предполагать, что по этим разломам в верхнем мезозое происходили правобокковые смещения амплитудой около 20 км.

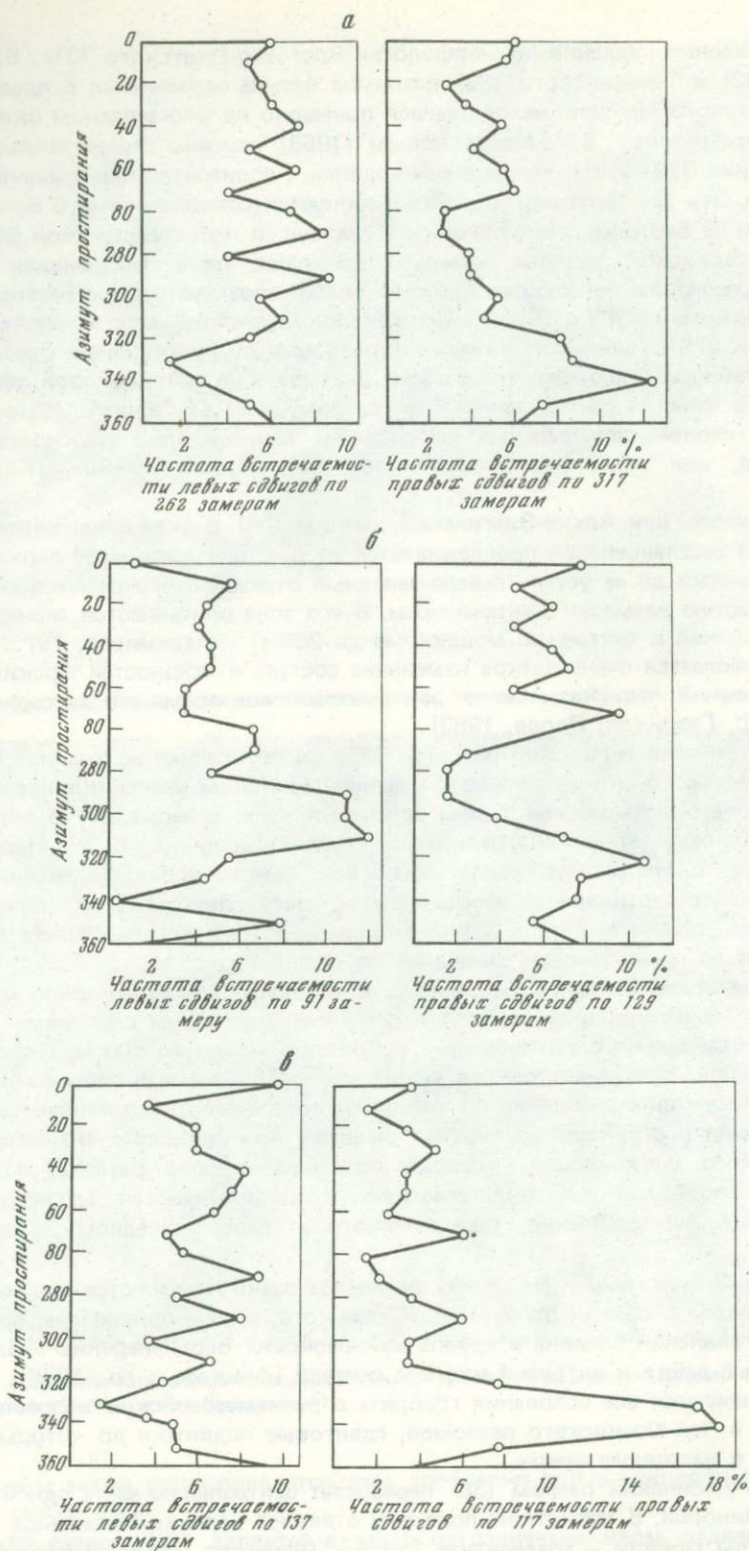
Разломы Охотской системы практически не уходят за пределы Охотского массива, за исключением Нют-Ульбейского разлома, который по геофизическим данным прослеживается далеко на север вплоть до среднего течения р. Индигирки.

ИНДИГИРО-КОЛЫМСКАЯ СИСТЕМА РАЗЛОМОВ

В Индигиро-Колымскую систему объединяются разломы Верхнеиндигирского и Иньяли-Дебинского мегасинклинориев, Эльгинского складчато-глыбового поднятия, Тас-Хаяхтахского и Момского горст-антиклинориев, а также Момо-Зырянской наложенной впадины. Наиболее крупными разломами в этой системе являются разломы северо-западного простирания, представляющие собой правые сдвиги.

Массовые замеры трещин с зеркалами скольжения в пределах Нерского антиклинория, Берелехского синклинория, Момского горст-антиклинория и Эриkitского блока показывают, что среди мелких разрывов здесь преобладают правые сдвиги с азимутами простирания 320–350° и субширотные левые сдвиги (рис. 153). Последние, кроме того, выражены коленообразными изгибами складчатых структур при пересечении ими р. Индигирки, в верховьях р. Адычи и других частях Иньяли-Дебинского мегасинклинория [Чехов, 1971; Измайлов, Чехов, 1971]. Простирания крупных правых сдвигов, выявленных геологическим картированием, и малоамплитудных правобокковых сдвигов, устанавливаемых на основании статистического анализа трещиноватости, находятся между собой в хорошем соответствии. Крупные субширотные левые сдвиги на рассматриваемой территории, в отличие от этого, геологическими методами не выявлены, хотя широкая распространенность небольших левобокковых субширотных разрывов несомненно свидетельствует об их наличии. В целом произведенные нами массовые замеры позволяют говорить о том, что Индигиро-Колымская система разломов состоит из сопряженных северо-западных правых и субширотных левых сдвигов. Крупные надвиги в рассматриваемой системе разломов свойственны Арга-Тасскому блоку Момского горст-антиклинория и Эльгинскому складчато-глыбовому поднятию. Простираются они в северо-западном направлении по азимутам 300–340° параллельно складчатыми структурами.

Таким образом, совокупность динамически сопряженных правых и левых сдвигов, надвигов и складок показывает, что сжатие в Индигиро-Колымском динамическом районе было направлено по азимуту 30–50°, а близость простираний сопряженных сдвигов указывает на то, что угол расхождения квадранта сжатия в этом районе необычайно велик и достигает 130–140°. По этому признаку Индигиро-Колымский динамический район существенно отличается от Верхоянского, где угол расхождения квадранта сжатия составляет около 90°.



Р и с. 153. Гистограммы частот встречаемости сдвигов в разных структурных зонах Индигиро-Колымской системы разломов
 а — по системе в целом, б — в Момском горст-антиклинории, в — в Эрикитском блоке Тас-Хаяхтахского горст-антиклинория

Достоверные сведения по морфологии Восточно-Охотского (31), Брюнгадинского (32) и Тенькинского (33) разломов весьма ограничены. В пределах Тас-Кыстабытского массива, находящегося примерно на юго-западном окончании Брюнгадинского разлома, В.М. Мерзляковым [1968] описаны северо-западные (азимуты простирания $320-315^\circ$) левые сбросо-сдвиги с горизонтальными амплитудами до 8—10 км. Эти левые сдвиги, вероятно, являются сопряженными с Брюнгадинским разломом. В бассейне рек Агаякан и Куйдусун, в непосредственной близости от трассы Брюнгадинского разлома, замеры показывают, что в этих районах преимущественным развитием пользуются правобоковые малоамплитудные разломы с азимутами простирания 300 и 0° , а также левобоковые разломы с азимутами простирания 280 и 320° . Первые из указанных разломов по простиранию совпадают с Брюнгадинским разломом, что должно указывать на правобоковой характер смещений по самому Брюнгадинскому разлому. В бассейне р. Брюнгаде он выражен серией параллельных взбросов и сдвигов. Его плоскость или вертикальная, или падает на северо-восток под углами $75-80^\circ$ [Коростелев, 1973].

Эльгинский, или Адыча-Эльгинский, разлом (34) в виде зоны интенсивного смятия и рассланцевания прослеживается от р. Индигирки через верховья р. Адычи практически до ее устья; северо-западный отрезок этого разлома геологи-съемщики зачастую называют Сентачанским. В его зоне описываются серии сближенных нарушений и тектониты мощностью до 200 м [Владимиров, 1973]. По разлому наблюдается очень резкое изменение состава и мощностей юрских и триасовых отложений, что указывает на раннемезозойское время его заложения [Гавриков, 1958; Гавриков, Попов, 1963].

Чай-Юреинский и Нерский разломы (35) располагаются на границе Аян-Уряхского и Нерского антиклинориев с Иньяли-Дебинским мегасинклинорием. В магнитном поле они выражены в виде цепочки линейных аномалий; в поле силы тяжести им отвечает четкая градиентная ступень [Вашилов, 1963]. Нерский разлом в верховьях р. Неры представляет собой зону смятия и рассланцевания шириной 4 км. Сильное вертикальное рассланцевание здесь целиком уничтожило первичные текстурные признаки пород. Зеркала скольжения в отдельных зонах дробления указывают на правобоковые смещения по разломам.

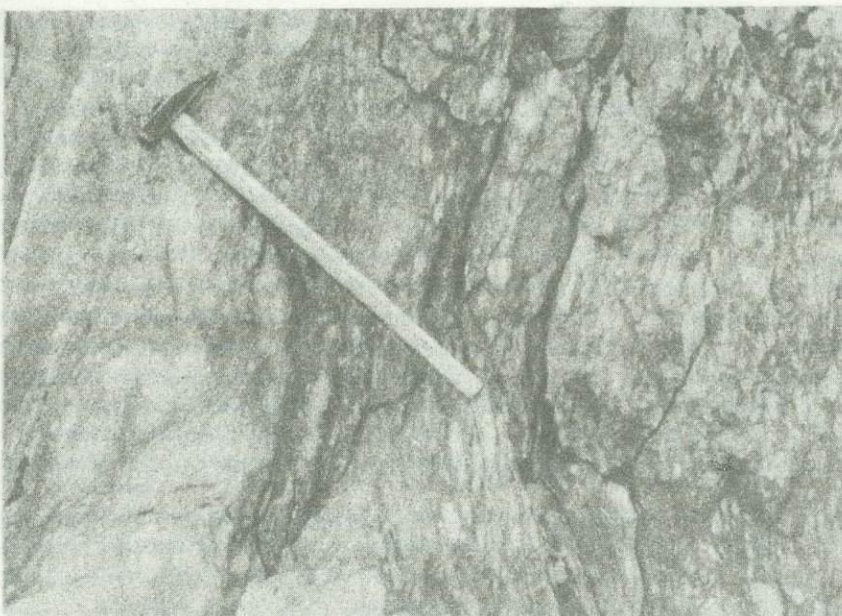
Чай-Юреинский разлом в бассейне р. Аркагалы представлен зоной милонитизации и дробления шириной около 1 км. По ней отмечаются сбросовые и сбросо-сдвиговые смещения с вертикальной амплитудой не менее 600 м. Плоскость разлома падает на северо-восток под углом около 75° . Нами в этом районе установлены правобоковые смещения по трещинам северо-западного направления. На это же указывает и структурный рисунок складок Аян-Уряхского антиклинория и Берелёхского синклинория, которые подходят к зоне разлома под острым углом. В пользу этого свидетельствует и кинематическая характеристика Артыкского землетрясения, приуроченного к северо-западному окончанию разлома.

По Чай-Юреинскому и Нерскому разломам резко изменяются мощности и состав триасовых и юрских отложений. Кроме того, к ним приурочены поздне меловая Аркагагинская впадина и группа кайнозойских Верхнерерских впадин, а также меловые дайки и интрузии кислого состава [Аникеев и др., 1970]. Таким образом, имеются все основания говорить о раннемезозойском возрасте заложения Нерского и Чай-Юреинского разломов, сдвиговые подвижки по которым продолжаются и в настоящее время.

Иньяли-Дебинский разлом (36) пересекает центральную часть одноименного мегасинклинория. В магнитном поле ему отвечают цепочки локальных аномалий, в поле силы тяжести — градиентная ступень [Вашилов, 1963]. В верховьях р. Артык в зоне разлома шириной до 2 км нашими наблюдениями установлены участки интенсивного дробления пород и крутое, под углами от 75 до 90° , погружение шарниров складок на юг и юго-восток. Структурный рисунок складок, а также особенности зеркал скольжения в зонах дробления указывают на правобоковой характер подвижек по этому разлому. В верховьях р. Берелех по электроразре-



Р и с. 154. Общий вид Дарпирского разлома (хр. Улахан-Чистай, ключ Бестравный)



Р и с. 155. Милониты в верхнепротерозойских породах зоны разлома Дарпир (хребет Улахан-Чистай, ключ Бестравный)

дочным данным также устанавливается зона дробления пород мощностью 3,5—4 км [Кириллов, 1963].

Дарпирский разлом (37) является важным пограничным швом, отделяющим окраинные Тас-Хаяхтахский и Момский горст-антиклинории Колымского массива от Иньяли-Дебинского мегасинклинория. В магнитном поле он выражен цепочкой магнитных аномалий, а в поле силы тяжести — резкой градиентной ступенью. К юго-востоку от вершины Победа, в верховьях р. Момы, зона разлома имеет ширину около 2 км (рис. 154, 155, см. рис 56). Плоскость разлома, падающая под угла-



Р и с. 156. Зеркала скольжения в мраморах верхнего протерозоя зоны разлома Дарпир (хребет Улахан-Чистай, ключ Бестравный)

ми $80-85^\circ$ на юго-запад по азимуту 246° , хорошо обнажена, и на ее поверхности в верхнепротерозойских мраморах видны сдвиговые и взбросо-сдвиговые зеркала скольжения. Нами этот разлом наиболее детально изучен по ключу Бестравному, левому притоку р. Куранаха. Борозды зеркал скольжения здесь наклонены большей частью на юго-восток под углами от 23 до 45° , поверхности их волнисто-бугристые; по неровным поверхностям расланцевания, параллельным падению главной плоскости, породы разлинзованы (рис.156). На западном крыле разлома эффузивы верхней юры в зоне мощностью 4 м превращены в рыхлую тектоническую муку, а на удалении 20 м от нее сильно раздроблены и расланцованы. Общая мощность интенсивного расланцевания как на описанном участке, так и в гранитах расположенного поблизости Барыллахского массива достигает 1 км.

В верховьях р. Момы разлом Дарпир ограничивает с востока позднемезозойский Дарпирский грабен, который на западе также по мощным зонам дробления граничит с Берелехским синклинорием. Внутри Дарпирского грабена в свою очередь имеется много локальных зон дробления, и поэтому можно полагать, что в целом ширина зоны влияния Дарпирского разлома в верховьях р. Момы достигает $5-6$ км.

К северо-западу от вершины Победа, в верховьях р. Эрикит, плоскость Дарпирского разлома падает по азимуту 50° под углами $55-70^\circ$. В ней и за ее пределами широко развиты зеркала скольжения с горизонтальными и наклонными бороздами; их статистический анализ показывает, что в этом районе в зоне разлома Дарпир из 117 замеренных правобоковых зеркал скольжения около 40 простираются по азимуту 335° , давая на гистограмме отчетливый максимум (см. рис.153). В отличие от этого замеренные 137 левобоковых зеркал скольжения на гистограмме отчетливых максимумов не дают. Этот результат хорошо совпадает с материалами геологических съемок, которые показывают, что в этом районе главные структуро-контролирующие разломы имеют северо-западные простирания.

По разлому Дарпир происходит весьма резкое изменение состава и мощностей мезозойских отложений. Так, триасовые отложения к северо-востоку от разлома имеют мощности около 400 м и терригенно-карбонатный состав. К юго-западу от шва их мощность увеличивается до $2000-3000$ м и состав становится глинистым. Разлом является также важной магмоконтролирующей структурой. К нему

приурочены верхнеюрские эффузивы Дарпирского грабена, крупный Буордахский субвулкан, меловые батолитовые интрузии гранитоидов. По этому разлому сочленяются складчато-глыбовые структуры окраинных горст-антиклинорий и линейные складчатые структуры Иньяли-Дебинского мегасинклиория. Таким образом, имеются веские основания, свидетельствующие в пользу весьма древнего, возможно, докембрийского заложения этого разлома [Богданов, 1963; Мокшанцев и др., 1968; Константиновский, 1975б]. Разлом сохранил свою активность и в новейшую эпоху, в связи с чем он четко прослеживается в рельефе в виде резко выраженной борозды. Кроме того, к нему приурочены глубокие кайнозойские впадины [Мерзляков, 1971; Мокшанцев и др., 1975].

Датнинский разлом (38) проходит вдоль восточного края Догдинского грабена и вместе с последним разделяет Тас-Хаяхтахский горст-антиклинорий на восточный — Тас-Хаяхтахский и западный — Чималгинский блоки. Морфокинематика разлома остается неясной. На поверхности он выражен зоной сгущенных протяженных разрывов, переходящих на своих окончаниях в надвиги. Структурный рисунок разрывов позволяет нам диагностировать Датнинский разлом как правый сдвиг. К нему приурочены интрузии габбро и габбро-диабазов позднепалеозойского возраста, среднетриасовые и верхнеюрские основные эффузивы и меловые штоки гранитоидов [Богданов, 1963]. Предполагается, что Датнинский разлом заложился в позднем протерозое и был обновлен в позднем палеозое и мезозое [Гусев, Мокшанцев, Третьяков, 1976].

Разлом Улахан (39) проходит на севере по системе узких протяженных кайнозойских Нижне- и Верхнемомской межгорных депрессий, а на юге — вдоль Лыглыхтахского и Гармычанского верхнеюрских грабенов. Этот разлом разделяет (с северо-запада на юго-восток) Полоусненский и Тас-Хаяхтахский горст-антиклинории, Илин-Тасский антиклинорий и Момский прогиб, Ясачненский, Арга-Тасский и Омудевский блоки Момского горст-антиклинория. Точное положение плоскости этого разлома, за исключением самой южной его части, неизвестно. Можно думать, что одной из форм его выражения являются упоминавшиеся кайнозойские и позднемезозойские депрессии и грабены, внутри и вблизи которых устанавливаются многочисленные зоны милонитизации. Последние, возможно, отражают в бассейнах рек Рассоха и Мома главную плоскость этого разлома [Богданов, 1963; Мокшанцев и др., 1968; Гусев, Мокшанцев, Третьяков, 1976].

Арга-Тасский разлом (40) разграничивает на юге Момский и Приколымский горст-антиклинории, а на севере Арга-Тасский и Увязкинский блоки Момского горст-антиклинория и трассируется цепочкой мезозойских грабенов. Положение главной плоскости разлома намечается лишь на отдельных участках. На р. Бул-кут в 25 км выше устья, мезозойские эффузивные породы в зоне разлома на протяжении 500 м интенсивно рассланцованы и по внешнему облику напоминают зеленые сланцы. Плоскости рассланцевания падают на запад под углами от 75 до 85°. В долине р. Рассохи верхнеюрские эффузивы перекристаллизованы до кварцево-биотитовых и эпидот-кварцево-биотитовых сланцев и гнейсов. В виде отдельных линз шириной 250—300 м и длиной до 3—5 км вдоль разлома наблюдаются милониты [Богданов, 1963]. В верховьях р. Зырянки по разлому соприкасаются верхнеюрские осадочные толщи с отложениями среднего и верхнего палеозоя, которые здесь по полосе шириной до 300 м сильно рассланцованы и катаклазированы. Учитывая резкие различия в составе разрезов нижнего палеозоя Приколымского и Момского горст-антиклинорий, а также среднего палеозоя Арга-Тасского и Увязкинского блоков, можно предполагать раннепалеозойское время заложения Арга-Тасского разлома.

Илин-Тасский разлом (41) располагается в зоне сочленения Илин-Тасского антиклинория с Индигиро-Зырянским прогибом; на юге он в зоне Налучинского грабена пересекает, возможно, Приколымский горст-антиклинорий. В среднем течении р. Индигирки, согласно нашим данным, разлом проявляется в виде зоны кливажирования шириной около 2000 м среди поля полного отсутствия кливажа. Плоскости кливажирования падают на юго-запад под углами 40—60°

Северо-западнее, в бассейне р. Селеннях, отмечаются многочисленные разломы небольшой протяженности, по которым происходит опрокидывание слоев с образованием чешуйчатых структур, осевые плоскости которых падают на юго-запад под углами $50-80^\circ$. Юго-восточнее, в бассейне рек Мятиси и Бадярихи, разлом прослеживается зоной брекчированных пород мощностью 300–400 м, к которой под острым углом примыкают малоамплитудные надвиги [Богданов, 1963]. Илин-Тасский разлом служит резкой границей изменения гравитационных и магнитных полей, а также состава и мощностей мезозойских отложений; предполагается его большая структуроконтролирующая роль. В частности, по этому разлому проводится граница между внешней и внутренней частями Колымского среднего массива.

Характерной особенностью продольных глубинных правых сдвигов Индигиро-Колымской системы является приуроченность к ним позднемезозойских и кайнозойских грабенов. Так, к Нерскому и Чай-Юреинскому разломам приурочены меловые Аркагалинская и Умарская впадины, а также кайнозойские Верхне-нерские впадины. К Дарпирскому разлому приурочены Дарпирская верхнеюрская и меловые впадины, цепочки мелких кайнозойских впадин. К разлому Улахан приурочена непрерывная цепочка упоминавшихся уже верхнеюрских, меловых и кайнозойских грабенов и впадин. То же относится к Арга-Тасскому и Илин-Тасскому разломам. В связи с этим было высказано предположение о генетической связи названных грабенов и впадин с глубинными сдвигами и предлагалось называть такие грабены и впадины присдвиговыми раздвигами [Мокшанцев и др., 1975].

Крупные надвиги, сопоставимые по геологическому значению с глубинными Дарпирским, Арга-Тасским и другими сдвигами, в Колымо-Индигирской системе разломов не обнаружены. Вместе с тем достаточно протяженные надвиги широко распространены в Арга-Тасском блоке, где к их числу относятся давно известный Булкутский разлом [Богданов, 1963; Мокшанцев и др., 1964; Мерзляков, 1971] и описанные нами в 1976 г. на западе Арга-Тасского блока еще более крупноамплитудные Иченский и Сереченский надвиги.

Иченский надвиг протягивается в северо-западном направлении от р. Рассохи через р. Булкут в верховьях р. Трюлины более чем на 30 км. Плоскость его падает на юго-запад и запад под углом менее 50° . В верховьях р. Ичена и на левобережье р. Булкута в всячем крыле надвига вскрываются верхнекембрийские карбонатно-конгломератовые и ордовикские карбонатно-терригенные отложения, моноклинально падающие на запад под углом около 60° (см. рис. 11, 59). Породы всячего крыла на левобережье р. Булкута осложнены несколькими дополнительными надвигами, в результате чего здесь на протяжении 1,5 км наблюдается чередование пластин рифейских и ордовикских отложений. Девонские отложения, несогласно налегающие на ордовик и рифей, вместе с последними также нарушены плоскостями Иченского надвига и надвинуты на верхнетриасовые толщи.

В обнажениях можно наблюдать пологие надвиговые трещины с горизонтальными амплитудами от 0,6 до 4 м, плоскости которых падают на юго-запад под углами $20-30^\circ$. Породы всячего крыла интенсивно рассланцованы в зоне шириной от 0,5 до 1,5 км. Плоскости рассланцевания падают на запад и юго-запад под углами от 60 до 80° . Триасовые образования, залегающие в лежащем крыле, изменены слабо. Вертикальная амплитуда по Иченскому надвику с учетом геологического разреза местами достигает 5–6 км, а предполагаемая горизонтальная — 10 км.

Сереченский надвиг располагается в 10 км западнее Иченского на правобережье р. Серечена, где его плоскость падает на запад и юго-запад под углом около 50° . В всячем крыле надвига, по наблюдениям в среднем течении левого притока р. Серечена руч. Хачиска, залегают ордовикские известково-глинистые сланцы и известняки. Эти породы в плоскости разлома на протяжении 400 м интенсивно рассланцованы вплоть до уничтожения первичных текстурных призна-

ков. Плоскости расщепления падают на запад и юго-запад под углами до 85° . В лежачем крыле вскрываются стоящие на головах верхнедевонские известняки, которые уже в 60 м от плоскости надвига не испытывают существенного раздробления.

В восточной части Арга-Тасского блока выделяются упоминавшийся уже Булкутский и обнаруженный недавно в 5 км западнее его Трюлиньинский надвиги. Плоскости обоих надвигов падают на восток под углами около 30° , навстречу Иченскому и Сереченскому разломам (см. рис. 59).

Висячем крыле Булкутского надвига залегают интенсивно раздробленные девонские известняки, которые перекрываются сложно перематыми каменно-угольными алевролитами и сланцами. Толщи висячего крыла, осложненные мелкими складками, моноклинально падают на восток. В лежачем крыле залегают каменноугольные алевролиты, которые в непосредственной близости от плоскости надвига на ширину около 2 м разлинзованы или смяты в мельчайшие дисгармоничные складочки, а далее залегают моноклинально с падением на восток под углами от 60 до 30° . В висячем крыле надвига отмечаются взбросовые трещины параллельные главной плоскости, а также большое количество малоамплитудных сдвигов и сбросов. В лежачем же крыле, в зоне шириной около 400 м, наблюдаются только взбросовые трещины с плоскостями, параллельными главной плоскости, а далее появляются сдвиговые трещины.

По плоскости Трюлиньинского надвига соприкасаются среднекаменноугольные алевролиты и моноклинально падающие на восток под углами 50 – 60° или залегающие вертикально верхнетриасовые сланцы и известняковистые конгломераты. Вертикальная и горизонтальная амплитуды Трюлиньинского и Булкутского надвигов вряд ли превышают 1 км.

Восточнее Булкутского надвига, в Увязкинском блоке, в толще вулканогенных пород девона нами описан доверхнеюрский надвиг, плоскость которого падает на юго-запад под углом 40° и менее. В его лежачем крыле породы круто запрокинуты на восток и падают на запад под углами 60 – 80° . В висячем крыле залегают более нижние горизонты вулканогенно-осадочного разреза, которые падают моноклинально на восток и северо-восток под углами 70 – 80° . Возле надвига в полосе около 50 м породы обоих крыльев интенсивно раздроблены. Вблизи плоскости отмечаются взбросовые зеркала скольжения, преимущественно параллельные главной плоскости. В тыловой части этого надвига на расстоянии 3 км обнаружен параллельный ему крупноамплитудный сброс, по которому контактируют слабо метаморфизованные верхнепалеозойские (?) отложения с сильно измененными девонскими вулканогенно-осадочными толщами. Плоскость сброса, на которой хорошо видны сбросовые зеркала скольжения, падает на юго-запад по азимуту 240° под углом 85° . Породы в полосе около 20 м интенсивно раздроблены. Вблизи сброса рыхлые верхнепалеозойские отложения поставлены на голову, а среднедевонские вулканогенно-осадочные толщи моноклинально падают на восток под углом 60° (см. рис. 12).

Малоамплитудные надвиги широко распространены и в восточной части Омuleвского блока. Например, в верховьях р. Илнй-Юрях, западнее Гармычанского грабена, по надвигу, названному нами Илнй-Юряхским (см. рис. 57); карбонатно-терригенные и карбонатные толщи верхнего ордовика–силура надвинуты на верхнеюрские отложения; плоскость нарушения падает на восток.

Направления падения плоскостей надвигов в структурах Момского горст-антиклинория обнаруживают весьма интересную закономерность: плоскости надвигов, в тыловой части которых располагаются позднемезозойские грабены, всегда падают под эти грабены, навстречу друг другу. Так, плоскость Илнй-Юряхского надвига, располагающегося к западу от Гармычанского грабена, падает на восток, а плоскости находящихся восточнее грабена Сереченского и Иченского надвигов—на запад. К западу от Элекчанского грабена располагаются Трюлиньинский и Булкутский надвиги, плоскости которых падают на восток; восточнее Элекчанского грабена, в Увязкинском блоке, породы надвинуты на восток, а плоскость надвига падает на запад. Эти наблюдения позволяют высказать пред-

положение о динамической сопряженности мезозойских и кайнозойских грабенов, представляющих собой присдвиговые раздвиги, с надвигами. В результате в Индигиро-Колымской системе разломов намечается следующий ряд генетически тесно связанных и динамически сопряженных разломов: 1) глубинные сдвиги, 2) глубинные присдвиговые раздвиги, 3) тыловые надвиги.

Главные северо-западные сдвиги Индигиро-Колымской системы разломов наиболее четко проявляются на юго-западном обрамлении Колымского среднего массива. На северо-западе, при подходе к Полоусненскому мегасинклинию, и на юго-востоке, при подходе к Арmano-Вилигинскому мегасинклинию, они затухают и выделяются главным образом по геофизическим данным и материалам дистанционного зондирования.

Эти разломы, как видно из приведенных материалов, являются важнейшими структурными и магмоконтролирующими швами. Они разграничивают все известные здесь крупные структурные элементы и контролируют положение Главного батолитового и Уяндино-Ясачненского вулканического поясов. Примечательно при этом то, что батолитовые интрузии располагаются между разломами, как бы заполняя трещины растяжения в деформируемых блоках, линейные же пояса эффузивов Уяндино-Ясачненского вулканического пояса приурочены непосредственно к полостям главных сдвигов.

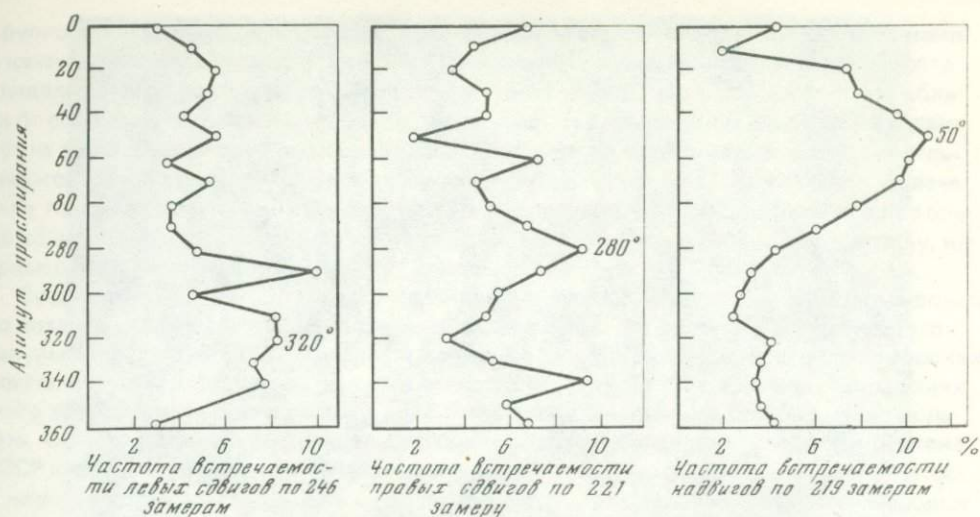
КОЛЫМО-ОМОЛОНСКАЯ СИСТЕМА РАЗЛОМОВ

Разломы Колымо-Омолонской системы располагаются на территории Колымского и Омолонского массивов, Приколымского горст-антиклинория и Приомолонского синклинория, т.е. в пределах Колымо-Омолонского блока [Мокшанцев и др., 1968; Тектоника Якутии, 1975]. Основываясь на результатах статистического анализа частот встречаемости сдвигов и надвигов того или иного простирания по измерениям в естественных обнажениях Алазейского поднятия (рис. 157), а также учитывая азимуты простирания надвигов, закартированных в Приколымском горст-антиклинории, на Омолонском массиве и в Приомолонском синклинории, можно предположить, что в этом динамическом районе деформации позднего мезозоя происходили в условиях горизонтального сжатия, вектор которого был ориентирован по азимуту $290-305-110-125^\circ$. Разломы системы состоят из сопряженных северо-западных левых и субширотных правых сдвигов, а также северо-восточных или субмеридиональных надвигов и взбросов.

Угол расхождения квадранта сжатия в Колымо-Омолонской системе острый, что согласуется с относительно слабой дислоцированностью осадочных толщ перечисленных выше структурных элементов. К числу крупных в описываемой системе относятся Кенкельдинский надвиг (42), Ожогинский (43), Среднеалазейский (44), Колымский (45), Оссалинский (46), Ярходонский (47), Коркодонский (Тебанынский) (48) и Омсукчанский (49) разломы. Перечисленные разломы за редким исключением изучены еще весьма слабо, и некоторые из них (Омсукчанский) включены в Колымо-Омолонскую систему в значительной мере условно. Не исключена также возможность, что к этой системе относятся Олойско-Березовский (77), Уш-Урэкчанский (78) и Намандыканский (79) разломы, которые по кинематике занимают промежуточное положение между разломами Колымо-Омолонской и Новосибирско-Чукотской систем.

Кенкельдинский разлом располагается в центральной части Алазейского поднятия Колымского массива, отделяя его северо-западную часть, сложенную средним-верхним палеозоем, перекрытым плащом верхнеюрских осадков, от юго-западной части, сложенной верхним палеозоем, триасом и нижней-средней юрой. В магнитном поле разлом прослеживается по линейным аномалиям, а в гравитационном ему отвечает малоамплитудная ступень.

Морфология разлома изучена на р. Кыллах в 0,5 км ниже устья р. Кенкельды. Здесь в зоне шириной более 700 м совмещены блоки разновозрастных пород, представленные интенсивно раздробленными туфами основных эффузивов, плагиогранитами, то-



Р и с. 157. Гистограмма частот встречаемости сдвигов и надвигов на Алазейском поднятии Колымского массива

налитами, метакварцитами и метабазами. В соответствии с новыми материалами сотрудников нашего института [Гринберг и др., 1977], а также данными В.М. Мерзлякова [Лычагин и др., 1975] самыми молодыми из них являются верхнетриасовые диамиктитоподобные породы, туфопесчаники, литокластические и известковистые туфы с растительными остатками, конгломераты с обломками подстилающих пород видимой мощностью около 60 м. Ниже залегает существенно туфовая толща мощностью около 300 м, сложенная туфами андезито-базальтов, граувакками и пластами гиалобазальтов. В качестве обломочного материала, кроме основных лав, довольно часто встречаются обломки кварца, кварцитов, кварцитовых сланцев с щелочными амфиболами. Эта толща сопоставляется с предположительно нижнекаменноугольной кенкельдинской свитой. В основании разреза залегают среднедокембрийские метаморфические породы фундамента массива: метакварциты и метабазылы, а также прорывающие их тоналиты и плагиограниты. Эти докембрийские образования вскрываются в центральной и восточной частях обнажения.

Главная плоскость Кенкельдинского разлома проходит, вероятно, в центральной части обнажения, где наблюдаются наиболее интенсивное дробление, разлинзование (рис. 158) и зоны метасоматического изменения пород. Именно в одной из таких зон метасоматически измененных пород впервые были обнаружены щелочные амфиболы (Шило, Гельман и др., 1973). В обнажении установлено много зон с зеркалами скольжения, большинство из которых падает на северо-запад; имеются отдельные четкие надвиги. Так, плагиограниты надвинуты на блок триасовых и подстилающих их пород. Плоскость надвига падает на северо-северо-запад под углом 40° . Определения характера тектонического поля напряжения по методике М.В. Гзовского [1954] показывают, что векторы сжатия ориентированы здесь по азимутам $320-290^\circ$ при наклоне к горизонту до 10° . На основании измерения наклона плоскостей небольших надвигов, плоскостей разлинзования и расланцевания установлено, что сам Кенкельдинский разлом представляет собой взброс или надвиг с углами падения плоскости до $40-60^\circ$ на северо-запад 320° . Наличие тектонических клиньев пород разного возраста свидетельствует о большой амплитуде надвигания, превышающей, вероятно, 2–3 км.

Кенкельдинский разлом в виде зоны дробления показан на всех последних схемах тектоники Алазейского плоскогорья [Гуляев, 1975; Лычагин и др., 1975], однако обычно ему не придается большой структуроконтролирующей роли. Согласно нашим данным, этот разлом имеет важное геологическое значение, так как он влияет на распределение мощностей и состава среднепалеозойских, верхнепалеозойских и мезозойских отложений, а также контролирует положение ленточных тел плагиогранитов и



Р и с. 158. Характер разлинзования пород кенкельдинской свиты (PZ_3) в зоне Кенкельдинского разлома (р. Кыллах)



Р и с. 159. Характер раздробления пород кенкельдинской свиты (PZ_3) в 2 км от главной плоскости Кенкельдинского разлома (руч, Кенкельды)

гранодиоритов предположительно докембрийского, среднепалеозойского и мелового возраста. Линия разлома закартирована на протяжении более 150 км от Бадярихинского выступа на р. Качатке до верховьев р. Алазея. Так, Ф.Ф. Третьяковым, В.С. Векличем и А.Г. Бахаревым в 1976 г. было показано, что на Бадярихинском выступе он выражен полого наклоненными на северо-запад надвигами, ограничивающими блок метаморфических пород.

Не исключено, что сильная раздробленность, разлинзование и насыщенность большим количеством зеркал скольжения (рис. 159) полого залегающих вулканогенно-осадочных толщ кенкельдинской свиты связаны с их нахождением в висячем крыле

крупного тектонического покрова, фронтальная часть которого и описывается нами в качестве Кенкельдинского разлома. Принимая во внимание небольшие мощности кенкельдинской свиты, можно полагать, что плоскость этого покрова залегает вблизи от современной поверхности, и он, возможно, на значительном расстоянии надвигнут на метаморфический фундамент. Вследствие этого мало мощный чехол кенкельдинской свиты во многих частях оказался сорванным, причем срывом были захвачены и тонкие пластины фундамента, клинья которого теперь обнаруживаются не только вблизи выхода главной плоскости надвига на поверхность, но и далеко в тылу, например, на р. Хаппыт-Юрпе.

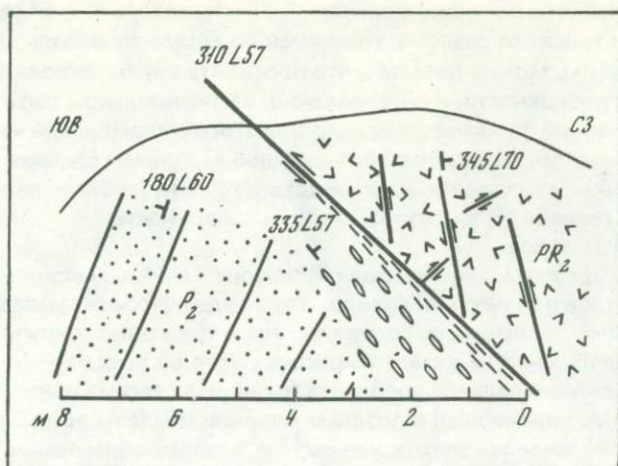
Существенных горизонтальных смещений по зоне Кенкельдинского разлома вплоть до поздней юры, вероятно, не происходило. Это суждение обосновывается тем, что валуны палеозойских гранитоидов, содержащиеся в триасовых и ниже-среднеюрских конгломератах, совершенно не катаклазированы, хотя во всех изученных интрузиях этого возраста катаклиз и сильное дробление проявлены весьма широко. Надо полагать, что этот катаклиз произошел в позднем мезозое, когда на всем Северо-Востоке СССР имели место сильное тектоническое сжатие, разломообразование и складчатость. К началу позднего мела подвижки по разлому прекратились, так как позднемеловые вулканы субмеридиональной Бадярихинской наложенной впадины несогласно перекрывают плоскость разлома.

Юго-западнее Кенкельдинского разлома в вулканогенных и осадочных толщах Алазейского поднятия крупных разломов не обнаружено. Вместе с тем здесь устанавливаются малоамплитудные надвиги, плоскости которых, как и плоскость Кенкельдинского разлома, падают на северо-запад. Так, в одном из обнажений на р. Кыллах по плоскости, падающей по азимуту 310° под углом 57° , среднепалеозойские кислые эффузивы надвинуты на верхнепермские песчаники (рис. 160). Породы висячего крыла этого разлома разбиты косыми трещинами с углами падения до 75° , по которым происходили малоамплитудные взбросовые подвижки, а массивные песчаники лежащего крыла в зоне мощностью до 3 м разлинзованы. Плоскость взброса — волнистобугристая, без четко выраженных зеркал скольжения. Она нарушена поперечными взбросами с амплитудой до 50 см. Непосредственно ниже плоскости взброса песчаники разбиты на мелкие линзовидные, хорошо отшлифованные обломки или превращены в тектоническую муку; мощность тектонитов достигает 30 см. Амплитуда взброса не превышает 200 м.

Крупные сдвиги в центральной части Колымского массива не обнаружены, несмотря на относительно широкое распространение сдвиговых трещин. Крупными сдвигами, возможно, являются перекрытые четвертичными отложениями Ожогинский и Среднеалазейский разломы, по которым наблюдается разрыв в известной кольцевой магнитной аномалии центральной части массива с левобоковым смещением до 20–30 км [Гусев, Веклич, Третьяков, 1976].

В Приколымском горст-антиклинории наиболее крупными являются Колымский, Оссалинский и Ярходонский разломы. Колымский разлом располагается на границе внутреннего ядра Колымского массива и Приколымского горст-антиклинория. По нему происходит резкое изменение общего рисунка магнитного поля [Беляев и др., 1970] и отмечается градиент силы тяжести. Разлом прослеживается в виде зоны дробления в верхнеюрских эффузивах или зоны расщепления в ордовикских отложениях (см. рис. 105). В береговых обрывах р. Колымы ниже устья р. Ирелях-Сиена Ф.Ф. Третьяков в зоне разлома обнаружил многочисленные взбросы, плоскости которых падают на восток. По Колымскому разлому отмечается очень резкое изменение состава девонских отложений. В береговых обнажениях р. Колымы они сложены терригенно-карбонатными толщами, а на Алазейском поднятии — основными и кислыми вулканитами. Кроме того, к разлому приурочены палеозойские дайки и силлы основных пород, штоки гранитоидов и юрские эффузивы.

Оссалинский разлом располагается в центральной части Приколымского горст-антиклинория. В потенциальных полях он выражен слабо. Морфология и кинематика его также не установлены. Наличие этого разлома подтверждается довольно значительным различием мощностей рифейских и девонских отложений на западном и восточном крыльях горст-антиклинория, а также приуроченностью к нему небольших што-



Р и с. 160. Малоамплитудный надвиг на восточном крыле Алазейского поднятия Колымского массива; натровые липариты среднего протерозоя (?), надвинуты на верхнепермские песчаники (р. Кыллах). В лежащем крыле видно расслаивание и разлинзование пород

ков мезозойских гранитов и кайнозойских впадин. Плоскости мелких закартированных надвигов западнее разлома падают на восток, а восточнее — на запад, что подчеркивает сходство Оссалинского разлома с Бурхалинским на Сетте-Дабане.

Ярхондонский разлом разделяет Приколымский горст-антиклинорий и Приомолонский синклинорий. В магнитном поле он практически не выражен, в гравитационном ему отвечает градиентная ступень. Разлом проявляется в виде серии сближенных взбросов и надвигов. К нему приурочены покровы верхнепалеозойских базальтовых порфиров и штоки габбро-диабазов. Заложился он не позднее палеозоя, о чем свидетельствует резкое различие состава и мощностей девонских отложений восточного края горст-антиклинория и Омолонского массива. По разлому отмечается резкий переход от маломощных терригенно-карбонатных толщ, верхнего палеозоя и мезозоя, развитых в Приколымском горст-антиклинории, к мощным существенно терригенным толщам Приомолонского синклинория.

Коркодонский разлом располагается на границе Омолонского массива с Приомолонским синклиноием. В магнитном поле он местами выражен цепочками аномалий. Геологическая изученность разлома недостаточна, хотя он упоминается во многих работах [Мокшанцев и др., 1968; Шпетный, Терехов, 1969; Садовский, 1970; Кузнецов, 1975]. По данным М.И. Терехова и В.М. Кузнецова, называющих этот разлом Тебанынским, он состоит из серии сближенных взбросов, плоскости которых падают на юго-запад. Непосредственно у зоны разлома наблюдаются сильно сжатые асимметричные складки.

Омсукчанский разлом протягивается по центральной части одноименного грабена. В магнитном поле он выражен цепочкой аномалий, в гравитационном поле ему отвечает градиентная ступень [Вашилов, 1963]. Плоскость главного разлома скрыта под чехлом меловых отложений, однако оперяющие его дуговые надвиги обнажены. По резкому коленообразному изгибу складок в верхоянском комплексе, обрамляющем Омсукчанский грабен, В.К. Политов [1972] предполагает крупноамплитудные (до 15 км) правобоковые подвижки по основному разлому. К нему приурочены мощные покровы верхнемеловых эффузивов и штоки гранитоидов. Учитывая наложенный характер Омсукчанского прогиба, можно говорить о позднемезозойском времени заложения одноименного разлома, но нельзя исключать и более ранний, в частности протерозойский, его возраст, поскольку магнитные аномалии Омолонского массива продолжают на запад вплоть до этого разлома.

Разломы Полоусненской системы располагаются на территории Полоусненского мегасинклиория, Полоусненского и Улахан-Тасского горст-антиклинориев.

По данным геологического картирования и статистического изучения мелких разломов в естественных обнажениях (рис. 161), в этой системе сопряженными являются северо-восточные левые и северо-западные правые сдвиги, а также субширотные взбросы и надвиги. Кроме того, в названных структурах картируются субмеридиональные левые сдвиги. Сопряженные северо-западные и северо-восточные сдвиги, как и в Индигиро-Колымской системе разломов, дают весьма большой угол расхождения квадранта сжатия, что находится в полном соответствии с интенсивной складчатостью в Полоусненском мегасинклиории и во многих частях Полоусненского горст-антиклинория.

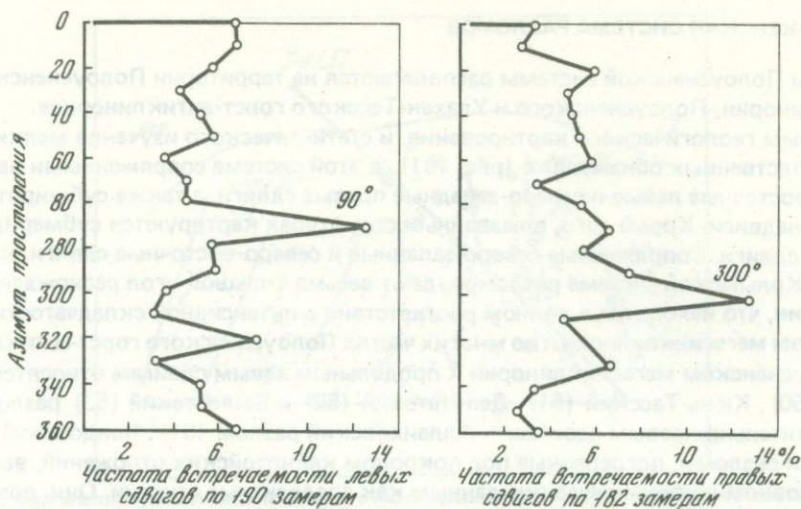
В Полоусненском мегасинклиории к продольным левым сдвигам относятся Чондонский (50), Кюнь-Тасский (51), Депутатский (52) и Быллатский (53) разломы, к предположительно правым сдвигам — Аллаиховский разлом (61). Чондонский и Аллаиховский разломы, погребенные под покровом кайнозойских отложений, выделяются в основном по геофизическим данным как градиентные ступени. Они, возможно, ограничивают с севера Ольджойский синклиорий и в то же время контролируют в той или иной степени южную границу пологой кайнозойской впадины, отвечающей Приморской низменности.

Кюнь-Тасский разлом протягивается в центральной части Полоусненского мегасинклиория. В магнитном поле он прослеживается по цепочке редких аномалий; в поле силы тяжести ему отвечает малоамплитудная градиентная ступень. В рельефе разлом выражен в виде линейного желоба, в зоне которого шириной до 1–2 км породы раздроблены или сильно смяты. О кинематике этого разлома можно судить по левобокowym смещениям в зонах милонитизации и дробления, прослеженных нами и в осевой зоне Ольджойского синклиория, на водоразделе рек Куранах и Ыганья. О левобокowym смещении свидетельствует также структурный рисунок складчатых форм, прилегающих к зоне разлома. Положение разлома контролируется цепочками даек, штоками и крупными батолитами гранитоидов мелового возраста. Заложился Кюнь-Тасский разлом, вероятно, в мезозое. Севернее его из разреза выпадают нижний и средний лейас и сокращается мощность верхней юры, а южнее разлома в разрезе устанавливаются нижнеюрские образования, возрастают мощности верхней юры [Эпов, 1969]. Вероятно, в геосинклинальный этап Кюнь-Тасский разлом представлял собой конседиментационный сброс, а в позднем мезозое, на орогенном этапе, развивался как левый сдвиг.

Депутатский и Быллатский разломы ограничивают соответственно с севера и с юга Депутатскую брахисинклиналь или Иргичанский район пологих дислокаций [Михеев, Яблоков, 1963]. В магнитном поле они прослеживаются по цепочкам слабых аномалий. Депутатский разлом в районе пос. Депутатского выражен флексурным перегибом, в зоне которого устанавливаются малоамплитудные субширотные левые сдвиги и диагональные взбросы. Быллатский разлом на р. Быллат проявляется в виде зоны дробления и смятия мощностью до 2 км, а на левобережье р. Уяндины — зоной интенсивного расщепления мощностью 1,5–2 км. По зеркалам скольжения выявлены субширотные левобокowe подвижки и малоамплитудные надвиги. Как вдоль Депутатского, так и вдоль Быллатского разлома отмечается изменение состава и мощностей верхнеюрских отложений [Эпов, 1969]; к ним приурочены штоки меловых гранитоидов. Разломы заложались не позднее поздней юры, но наиболее активно проявились в позднем мезозое, когда по ним происходили левобокowe подвижки и внедрялись магматические тела.

Тюбеляхский (62) и Хромский (63) разломы трассируются в Приморской низменности по геофизическим данным как градиентные ступени, ограничивающие позднемезозойский Тас-Тихский прогиб.

Тирехтяхский (54), Нальчанский (55), Полоусненский (56), Улахан-Сисский (57) и Рассошинский (60) продольные разломы ограничивают с севера Тас-Хаяхтахский, Полоусненский и Улахан-Тасский горст-антиклинории. Они представляют собой взбросо-надвиги, плоскости которых падают на юго-восток и юг под углами не более 40—



Р и с. 161. Сводная гистограмма частот встречаемости правых и левых сдвигов в Полоусненском горст-антиклинории и Полоусненском мегасинклинории

45° [Крежевских, 1960; Артемов, Херасков, 1969]. В висячих крыльях разломов залегают в основном ниже- и среднепалеозойские, в лежачих — юрские и триасовые отложения. Породы висячих крыльев раздроблены относительно слабо, в лежачих же крыльях они сильно катаклазированы в зоне шириной от 20—40 до 800 м. Амплитуда горизонтального перемещения по Тирехтяхскому надвигу достигает 20 км, по Нальчанскому — 10—12 км, по Улахан-Сисскому — 1—2 км. По этим структурным швам резко изменяются состав и мощности верхнепалеозойских и мезозойских отложений. Так, в Полоусненском и Улахан-Тасском горст-антиклинориях развиты верхнетриасовые известняки 200—400 м), тогда как в Полоусненском мегасинклинории распространены разновозрастные терригенные толщи мощностью более 2000 м.

К Тирехтяхскому, Нальчанскому, Полоусненскому и Улахан-Сисскому разломам приурочены эффузивы верхнего палеозоя, меловые гранитоиды и эффузивы. По этим разломам происходит резкая смена складчато-глыбовых структур горст-антиклинорией линейными складками Полоусненского мегасинклинория. Заложились перечисленные разломы не позднее позднего палеозоя, причем вначале они развивались как сбросы, а в позднем мезозое — как взбросы и надвиги.

Секдекунский (58) и Калгынский (59) надвиги отделяют в Уяндинском блоке Полоусненского горст-антиклинория метаморфические толщи тирехтяхской и уяндинской свит протерозоя от более молодых отложений. Плоскость Секдекунского надвига падает на юго-восток, Калгынского — на север и северо-запад. На плоскостях наблюдается сильное развальцевание и рассланцевание пород. К разломам приурочены пластинчатые протрузии гипербазитов и покровы metabазитов. В современном эрозионном срезе Секдекунский разлом прослеживается всего на 20 км, а Калгынский — на 45 км. Однако ввиду важной структуро- и магмоконтролирующей роли этих разломов есть основания предполагать, что они отражают на поверхности крупный глубинный шов фундамента Полоусненского горст-антиклинория. Этот шов заложился не позднее позднего протерозоя, когда по нему происходило внедрение гипербазитов; в ранне-среднем палеозое он разделял внешнюю Саканджинскую зону с мощным осадконакоплением и внутреннюю Талындинскую зону с маломощным сокращенным разрезом [Гребеников, 1975].

Примечательной особенностью западной части Полоусненского горст-антиклинория является широкое распространение в Уяндинском блоке надвигов и взбросов. В северной части блока их плоскости погружаются на юго-восток и юг, в южной — на северо-запад, т.е. имеет место как бы раздавливание блока с разваливанием его в обе стороны от осевой части.

Особое место в Полоусненской системе занимают разломы субмеридионального

простираются: Томмотский (64), Берелехский (65), Нижнеиндигирский (66), Куйгинский (67), Казачинский (68), Усть-Янский (69) и Туматский (70). При изучении смещений плоскостей продольных надвигов и блоков метаморфических пород по Томмотскому разлому были установлены левобокковые подвижки амплитудой до 30 км. Берелехский разлом разрывает фронтальную часть Полоусненского надвига, а складки Полоусненского мегасинклинория в его зоне испытывают поперечный изгиб; можно предположить, что и по этому разлому происходили левобокковые смещения амплитудой более 5 км. Нижнеиндигирский разлом протягивается вдоль нижнего течения р. Индигирки, разделяя восточную и западную части Полоусненского мегасинклинория. Он отчетливо прослеживается в магнитном поле по цепочкам аномалий, а в гравитационном — по резкой градиентной ступени. К разлому приурочены меловые эффузивы Чокурдахского и Воронцовского полей. В береговых обнажениях р. Идигирки он прослеживается по зонам дробления в меловых эффузивах.

Поперечные разломы Полоусненского мегасинклинория сопровождаются рядами интрузий меловых гранитоидов, а в некоторых случаях — кайнозойскими впадинами (Уяндинская, Томмотская и другие). Это обстоятельство позволяет думать, что по ним происходили относительно более молодые смещения, чем по продольным разломам.

НОВОСИБИРСКО-ЧУКОТСКАЯ СИСТЕМА РАЗЛОМОВ

Новосибирско-Чукотская система разломов выделяется вместо Олойской, намеченной ранее К.Б. Мокшанцевым, Д.К. Горнштейном, А.А. Гудковым и другими авторами [1968]. Это связано с тем, что новые материалы указывают на формирование разломов Котельническо-Ляховского, Анойского и Чаунского мегантиклинория, Святоносско-Олойского вулканогенного пояса и Олойского прогиба в едином динамическом районе. По простираению складок, сочетанию сопряженных субмеридиональных правых, широтных левых сдвигов и северо-западных надвигов предполагается, что вектор сжатия в этом районе был ориентирован по азимуту 60–240°.

Продольные разломы северо-западного направления имеют в рассматриваемой системе наиболее важное геологическое значение. К числу их относятся Коневаамский (71), Ярканский (72), Нижнеколымский (73), Уямкандинский (74), Хетачанский (75), Курьинский (76), и уже упоминавшиеся ранее Олойско-Березовский (77), Уш-Урэкчанский (78) и Намандыканский (79) разломы. О морфологии и кинематике их известно очень мало, хотя большинство из них показаны практически на всех последних геологических и тектонических картах [Садовский, 1965, 1970; Мокшанцев и др., 1968; Сеславинский, 1970; Городинский и др., 1974; Тектоническая карта ..., 1976].

По геофизическим и геологическим данным наиболее уверенно выделяется Ярканский разлом, ограничивающий с севера Южно-Анойский шовный прогиб [Тильман, 1962; Сеславинский, 1969, 1970]. В магнитном поле он выражен интенсивной линейной аномалией [Озерцова, Крайнов, 1963], в гравитационном поле ему отвечает градиентная ступень. Морфология и кинематика разлома не изучены. По данным Г.В. Пинуса и В.Е. Стерлиговой [1973], тела гипербазитов в зоне разлома круто входят на глубину и имеют линзо- и пластинообразную форму, что, возможно, указывает на сдвиговую природу этого структурного шва.

Домезозойская история Ярканского разлома неясна, но многими исследователями предполагается, что он является древним структурным ограничением Анойско-Олойского блока Омолонского массива [Довгаль и др., 1966; Сеславинский, 1969; Городинский и др., 1974]. В поздней юре по зоне этого разлома заложился узкий прогиб эвгеосинклинального типа, в котором формировались вулканогенно-кремнистая, аспидная, флишевая и молассовая формации, внедрялись альпинотипные гипербазиты, а в позднем мелу — покровы эффузивов. В конце раннего мела в прогибе в результате процесса сжатия образовалась линейная складчатость, а по Ярканскому разлому происходили сдвиговые смещения.

С юга Южно-Анойский шовный прогиб ограничен Уямкандинским разломом, который на дневную поверхность выходит в виде пологого надвига, плоскость которого падает на север [Сеславинский, 1969].

Хетачанский, Курьинский и Олойско-Березовский разломы намечаются в основном по геофизическим данным. Уш-Урэкчанский разлом, отделяющий Омолонский массив от Березовской складчато-глыбовой зоны, в магнитном поле выражен четкими линейными аномалиями. Этот разлом рассекает гранитоидные батолиты и одновременно, как это хорошо видно на геологических картах, смещает их, поэтому его можно считать левобокowym сдвигом с амплитудой горизонтального смещения в 15–20 км. По разлому происходит резкое увеличение мощностей и изменение состава девонских и верхнепалеозойских отложений [Довгаль и др., 1966; Дубатовол, Симаков, 1974; Симаков, Шевченко, 1974]. Намандыканский разлом отделяет западную часть Березовской зоны от древнего ядра Омолонского массива. По геофизическим данным он выделяется как граница изменения общего рисунка и интенсивности магнитного поля. Морфология и кинематика разлома не изучены. Ярканский и Хетачанский разломы по аэромагнитным данным прослеживаются далеко на северо-запад за пределы Олойского прогиба, вплоть до мыса Святой Нос, как структуры ограничения Святоносско-Олойского, или Олойско-Ляховского вулканогенного пояса [Гапоненко и др., 1968; Мокшанцев и др., 1968; Еловских и др., 1972; Тектоническая карта..., 1971; Тектоника..., 1974; Тектоника Якутии, 1975; Тектоническая карта..., 1976].

Делонговский разлом (86) располагается на крайнем северо-западном фланге Новосибирско-Чукотской системы в акватории Восточно-Сибирского моря и выделяется в основном по геофизическим данным.

В Олойской впадине и Анюйском мегантиклинории кроме продольных левых сдвигов в последнее время выделяются субмеридиональные разломы. Из них наиболее четко выражен Омолонский разлом (80), который в магнитном поле прослеживается по зоне диагонального разрыва и правобокowego изгиба продольных линейных магнитных аномалий, свойственных Олойской впадине. Плоскость разлома имеет перисто-дугообразный структурный рисунок. Она состоит из серии прерывистых зон, группирующихся в полосу шириной 5–20 км.

Оперяющие разломы довольно часто представляют собой надвиги. Складчатые структуры с приближением к разлому испытывают дугообразный изгиб, что также свидетельствует о сдвиговой правобоковой природе Омолонского разлома, горизонтальная амплитуда которого оценивается в 30–40 км [Сеславинский, 1972]. Разлом заложился не ранее позднего палеозоя, когда отделял Сиверскую зону Олойского прогиба от внутренней части последнего. Заметны различия разрезов триаса, верхней юры и мела Сиверского и Курьинского поднятий, которые разделяются Омолонским разломом. В мелу вдоль него происходило внедрение интрузий гранитоидов. Как правый сдвиг Омолонский разлом развивался в позднем мелу, так как его ответвления секут интрузии раннемеловых гранитоидов и смещают их.

Элганджинский разлом (81), судя по тектоническим схемам, сходен с Омолонским [Городинский и др., 1974]. Алучинский разлом (82) трассируется вдоль западной границы Алучинского поднятия, или Яблонского массива по С.М. Тильману [1962]. В магнитном поле ему отвечает резко выраженная полосовая аномалия. Данные по морфологии разлома отсутствуют; судя по его дугообразной, слегка волнистой в плане форме [Довгаль, 1964] предполагается, что это — надвиг, плоскость которого падает на восток. По нему отчетливо прослеживается изменение мощностей и состава триасовых и юрских отложений. Разлом примечателен тем, что вмещает известный Алучинский гипербазитовый массив [Довгаль, 1964], а также габбро и плагиограниты предположительно позднепалеозойского возраста. Во всяком случае, галька этих пород имеется в норийских конгломератах. На этом основании возраст Алучинского разлома можно определить как позднепалеозойский. Вероятно, первые надвиговые перемещения по нему происходили в начале, а также в конце мезозоя.

Другая группа поперечных разломов субмеридионального или север-северо-восточного простирания приурочена к Анюйскому мегантиклинории. В их числе по резкой гравитационной ступени выделяется Усть-Колымский (83) разлом, отделяющий приподнятую часть мегантиклинория правобережья р. Колымы от опущенной левоберечной части [Еловских и др., 1972]. Аттыквеемский разлом (84) отделяет Алярмаутское поднятие от более погруженной северо-западной части Анюйского антиклинория

[Сеславинский, 1970; Тильман, 1962]. Строение разлома пока не изучено. На основании подворота при подходе к нему складок предполагается его правосдвиговая природа. По разлому отмечается изменение состава и мощностей триасовых отложений [Садовский, 1965]. Активные подвижки по нему начались в раннем мелу, когда в зоне его влияния начал формироваться приразломный грабен, а также происходило внедрение гранитоидных интрузий. Кепервеемский разлом (85) располагается восточнее Аттыквеемского. По своему положению и истории геологического развития он сходен с последним, хотя и выделяется менее уверенно.

В настоящем разделе описаны не все разломы Новосибирско-Чукотской системы, поскольку многие из них выделяются в акватории Восточно-Сибирского моря и изучены ещё весьма слабо или располагаются за пределами рассматриваемой территории, в Восточной Чукотке. На примере Олойского прогиба и Анюйского антиклинория хорошо видно, что в их строении и развитии главная роль принадлежала разломам северо-западного и субширотного простираний, которые в современной структуре проявляют себя как левые сдвиги. С ними сопряжены диагональные или поперечные правые сдвиги меридионального и северо-восточного простираний. Устанавливаются, кроме того, надвиги северо-западного простирания.

ОХОТСКО-ЧУКОТСКАЯ (ПРИОХОТСКАЯ) СИСТЕМА РАЗЛОМОВ

Охотско-Чукотская система разломов выделяется вместо намеченного ранее единого Охотско-Чаунского краевого шва [Мокшанцев и др., 1968], так как в зоне перехода от мезозойд Верхояно-Чукотской области к складчатым сооружениям Корякско-Камчатской области по современным данным трассируется значительное количество продольных разломов. В их числе наиболее крупными являются Челомджа-Ямский (87), Тайгоносский (88) и Анадырский (89) разломы. Вместе с тем не исключена возможность, что к рассматриваемой системе относятся также охарактеризованные выше Омсукчанский (49) и некоторые другие диагональные и поперечные к Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу разломы, которые дешифрируются на мелкомасштабных космических снимках. Этот вопрос требует дополнительного изучения.

Челомджа-Ямский разлом располагается на границе внешней и внутренней зон Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. В магнитном поле он прослеживается по пережигам магнитных аномалий, в гравитационном — по резкой градиентной ступени [Ващилов, 1963]. По Челомджа-Ямскому разлому происходит заметное изменение вещественного состава меловых вулканитов. Кроме того, он контролирует цепочку межгорных впадин, сложенных угленосными отложениями неогена и четвертичных образований [Белый, 1971; Белый, Милов, 1974]. Северо-восточным продолжением Челомджа-Ямского разлома является Тайгоносский [Леоненко, 1974] и Анадырский [Филатова, 1974] разломы. Тайгоносский разлом представляет собой надвиг, плоскость которого падает на северо-запад под углами $40-70^\circ$. В его зоне располагаются смятые и вторично рассланцованные породы, диафториты и катаклазиты [Леоненко, 1974].

Юго-восточнее Челомджа-Ямского, Тайгоносского и Анадырского структурных швов выделяется еще несколько параллельных им разломов. Так, на Тайгоносском полуострове прослежены Чайбухинский, Тополевский, Теланский, Вискунчинский и Восточно-Тайгоносский разломы, располагающиеся на расстоянии 20–25 км друг от друга [Леоненко, 1974], в верховьях р. Пенжины — Орловско-Каменский и другие разломы [Филатова, 1974].

Разломы Охотско-Чукотской системы в мезозое занимали окраинно-материковое положение, поскольку складчатые сооружения полуостровов Кони, Тайгоноса и Лисянского по своим структурно-формационным особенностям могут рассматриваться в качестве аналогов современных систем эпиконтинентальных впадин, островных дуг и глубоководных желобов, свойственных окраинам материков тихоокеанского типа [Некрасов, 1971; Боголепов, Чиков, 1976]. Вполне вероятно, таким образом, что разломы Охотско-Чукотской системы генетически связаны с существовавшей здесь в мезозое зоной Беньюфа—Заварицкого, что хорошо согласуется с выводами Г.А. Гринберга [1973], который обосновывает намеченную им латеральную зональность магма-

тических формаций Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и батолитовых поясов мезозой Верхояно-Чукотской области существованием в мезозое зоны Беньюфа Зава-рицкого полого наклоненной под Верхояно-Колымский континент.

Выводы

Как и в других складчатых областях, на западе Верхояно-Чукотской области преимущественным развитием пользуются разломы, последние движения по которым происходили в условиях горизонтального сжатия. Из 89 выделенных здесь крупных разломов 19 относятся к взбросам и надвигам, 45 — к сдвигам, сбросо- и взбросо-сдвигам, 3 — к сбросам, для 22 разломов морфология не установлена. Большинство разломов выявлено и изучено на основании прямых геологических наблюдений, поэтому их морфология и кинематика достаточно обоснованы. Вместе с тем глубинная структура их крайне слабо изучена, поскольку детальные геофизические работы и глубокое бурение на рассматриваемой территории практически не проводились.

Большинство взбросов и надвигов зафиксировано в краевых частях Верхояно-Чукотской складчатой области, в зонах сочленения ее с Сибирской платформой, и в краевых горст-антиклинориях, обрамляющих Колымский срединный массив. Во внутренних частях складчатых систем распространены преимущественно сдвиги (см. рис. 141).

Примерами крупных взбросов на рассматриваемой территории могут служить Нелькано-Кыллахский (20) и Западно-Верхоянский (3) краевые швы, отделяющие сооружения Сетте-Дабанского горст-антиклинория и Западно-Верхоянского мегантиклинория от восточного края Сибирской платформы. В северном обрамлении Колымского массива к крупным надвигам относятся Улахан-Сисский (57), Полоуценский (56) и Тирехтяхский (54) разломы, а в юго-западном его обрамлении, в Момском горст-антиклинории, — Булкүтский разлом. Работами 1976 г. здесь установлены еще более крупные Иченский и Сереченский надвиги. Разломы этого морфологического типа обнаружены и в центральной части Колымского массива. Наиболее значительным из них является Кенкельдинский надвиг (42).

Надвиги не являются исключительным явлением, свойственным только Колымскому массиву. Распространены они и на Омолонском массиве. Так, М.И. Тереховым описано много надвигов в юго-восточной части массива. К их числу относится Хиталинский надвиг, располагающийся в бассейне верхнего течения р. Малая Ауланджа. Его протяженность около 30 км, плоскость падает на юго-восток под углами 30–40°, горизонтальная амплитуда достигает 1–1,5 км. Крупные взбросы отмечаются и во внутренней части массива, в частности на Кедонском поднятии. Во внутренних частях складчатых систем Верхояно-Чукотской области крупные надвиги не установлены. Малоамплитудные надвиги, относящиеся к разломам четвертой категории, фиксируются на северо-восточном крыле Эльгинского складчато-глыбового поднятия, на юго-западном крыле Адычанского брахантиклинория и в Анойском антиклинории. Амплитуды их едва достигают первых сотен метров.

Преимущественным развитием внутри складчатых систем пользуются сдвиги, взбросо-сдвиги и сбросо-сдвиги. В Южно-Верхоянской системе к крупным левым сдвигам второго и третьего порядка относятся Бурхалинский (24), Минорский (26) и Юдомский (27) разломы. От надвиговых зон их отличает одинаковая раздробленность обоих крыльев, интенсивное развитие вертикального кливажа и мелких складок с крутыми шарнирами. В обрамлении Колымского массива к крупным сдвигам принадлежат разлом Улахан (39), Дарпирский (37) и другие разломы Индигиро-Колымской системы.

Горизонтальные амплитуды большинства продольных сдвигов Верхояно-Колымской складчатой системы при современной степени их изученности не поддаются определению. Для поперечных разломов, пересекающих Западно-Верхоянский мегантиклинорий и Адычанский брахантиклинорий, амплитуда устанавливается по смещению осей складок и обычно составляет 1–5 км, редко 10–15 км. Несколько большие горизонтальные амплитуды имеют диагональные сдвиги в Олойской наложенной впадине. Так, амплитуда смещения по Омолонскому разлому (80) достигает, возмож-

но, 40 км [Сеславинский, 1972], по Уш-Урэкчанскому левобоктому разлому (78) — 15–20 км.

В пользу того, что и в современную тектоническую эпоху на Северо-Востоке СССР в основном формируются взбросы и сдвиги, говорят данные по анализу механизма очагов землетрясений. Вектора осей их сжатия или горизонтальны, или наклонены к горизонту под углом не круче 30° [Козьмин, 1975].

Достоверных крупных сбросов на западе Верхояно-Чукотской складчатой области не установлено. В значительной мере условно к ним могут быть отнесены Нют-Ульбейский (30) и Восточно-Охотский (31) разломы на Охотском массиве, Коневаамский разлом (71) в Анюйском антиклинории.

Примером типичного сброса является один из небольших разломов в Момском горст-антиклинории. В среднем течении р. Зырянки на ручье Увязка по нему контактируют среднепалеозойские вулканогенно-осадочные и осадочные породы. На поверхности сместителя видны сбросовые зеркала скольжения. Малоамплитудные сбросы устанавливаются и на Алазейском поднятии. Сбросами, возможно, являются многие разломы, выраженные уступами рельефа или ограничивающие кайнозойские впадины, но достоверно задокументированные сбросы такого рода нам не известны.

Крупные разломы мезозоид Верхояно-Чукотской области являются древними унаследованными структурами. Пожалуй, самым древним из них является Билякчанский разлом (28), ограничивающий с северо-запада Охотский массив. В его зоне отмечаются средне- и, возможно, раннедокембрийские диафориты и протрузии гипербазитов [Коген и др., 1976]. Этот разлом подновлялся в среднем и позднем докембрии, палеозое и мезозое. Он является резкой границей изменения фаций и мощностей, отделяя высокий край Охотского массива от глубоких прогибов Южного Верхоянья. По длительности своего развития Билякчанский разлом может сопоставляться со Становым краевым швом и, возможно, является продолжением или ответвлением последнего.

Длительно развивался и Бурхалинский разлом (24), делящий Сетте-Дабанский горст-антиклинорий на западную и восточную структурно-фациальные зоны. По этому разлому происходит скачкообразное изменение мощностей верхнедокембрийских и палеозойских отложений, наблюдаются дайковые серии, интрузии ультраосновных щелочных пород. К нему же приурочены очаги современных землетрясений. Несомненно длительно развивались краевые разломы, ограничивающие Колымский и Омолонский массивы, — Дарпирский (37), Улахан-Сисский (57), Коркодонский (48) и другие, а также некоторые внутренние разломы этих массивов. Например, разлом Улахан (39) и связанные с ним Сереченский и Иченский надвиги в палеозое и, скорее всего, в позднем докембрии, а также в мезозое контролировали мощности и состав осадочных и магматических образований. Оссалинский разлом (46), так же как и Бурхалинский в Сетте-Дабане, делил, начиная с докембрия, Приколымский горст-антиклинорий на западную и восточную структурно-фациальные зоны. Вероятно, такую же роль играли Калгынский (59) и Секдекунский (58) надвиги в Полоуэнском горст-антиклинории. На Алазейском поднятии Кенкельдинский разлом (42) уже в среднем палеозое отделял приподнятую северо-западную Бадярихинско-Кыллахскую зону от более опущенной юго-восточной Седедемской зоны и т.п.

В целом нет сомнений, что большинство разломов первого и второго порядка начали формироваться в докембрии [Мокшанцев и др., 1968]. Многие разломы вновь образовались в позднем палеозое, когда заложилась собственно Верхоянская геосинклиналь. У нас нет, в частности, надежных оснований считать допозднепалеозойскими разломы, располагающиеся за пределами краевых горст-антиклинориев и срединных массивов. К ним относятся почти все разломы Верхоянской системы и некоторые разломы Южно-Верхоянской и Индигиро-Колымской систем (Центрально-Верхоянский, Дербек-Нельгехинский, Минорский, Юдомский, Чай-Юреинский и др.). О заложении этих разломов в позднем палеозое свидетельствует скачкообразное изменение по ним мощностей и фаций верхоянского комплекса. Структуро- и магмоконтролирующая их роль в позднем мезозое ни у кого не вызывает сомнений [Матвеевко, Шаталов, 1958].

Преобладание морского осадконакопления, карбонатный и глинистый состав отложений, отсутствие значительных угловых несогласий при перестройках структурных планов, преобладание основного магматизма указывают на развитие земной коры Северо-Восточной Азии в позднем докембрии, палеозое и раннем мезозое в условиях растяжения. Поэтому и разломы, образовавшиеся в названные эпохи, развивались как сбросы. В позднем мезозое, в обстановке сжатия, эти же разломы обновлялись уже в качестве взбросов и сдвигов, каковыми они выступают в современном структурном плане. Но некоторые разломы — Центрально-Верхоянский (4), Восточно-Верхоянский (6), Дулгалахский (7) и другие — хорошо устанавливаемые по скачкообразному изменению мощностей и состава осадков, в позднем мезозое почти не подновлялись.

По совокупности сопряженных разломов на западе Верхояно-Чукотской складчатой области выделяется девять динамических и деформационных районов, или тектонических блоков, характеризующихся своим индивидуальным полем тектонических напряжений. Деформации этих блоков осуществлялись за счет дифференцированных подвижек по внутриблоковым разломам, а также движений самих блоков по граничным разломам. Однако у нас нет никаких данных, во всяком случае для позднемезозойской тектонической эпохи, которые свидетельствовали бы о значительных, многосткилометровых относительных перемещениях этих блоков. Амплитуды их горизонтальных смещений едва достигают 30—40 км, обычно же не превышают первых километров.

Самые значительные горизонтальные перемещения, вероятнее всего, испытывал Колымо-Омолонский блок, ограниченный на северо-востоке Ярканским, Уямкандинским, Курьинским, Олойско-Березовским, Уш-Урэкчанским северо-западными левыми сдвигами Новосибирско-Чукотской системы разломов, а на юго-западе — Илья-Тасским, Арга-Тасским, Улаханским, Дарпирским, Иньяли-Дебинским и другими правыми сдвигами Индигиро-Колымской системы разломов. Перечисленные правые и левые сдвиги являются, таким образом, своеобразными зонами, по которым осуществлялось движение Колымо-Омолонской глыбы с северо-запада на юго-восток. Субширотные левые сдвиги в Индигиро-Колымской и субмеридиональные правые сдвиги в Новосибирско-Чукотской системах в этом случае являются дополнительными скальвающими трещинами.

Движение этой Колымо-Омолонской глыбы на юго-востоке, в районе полуостровов Кони и Тайгонос, компенсировалось надвиганием ее по зоне Беньофа—Заварицкого на океаническую кору Корякско-Камчатской эвгеосинклинали.

Значительное, до 100 км (?), перемещение Колымо-Омолонской глыбы в юго-восточном направлении может объяснить структурное положение и некоторые особенности строения Святоносско-Олойского и Уяндинско-Ясачненского внутриконтинентальных вулканических поясов, Главного и Северного батолитового поясов, гранитоидных интрузий Березовской шовной зоны и, возможно, Анюйского мегантиклинория. В самом деле, крупноамплитудные смещения по продольным разломам Индигиро-Колымской и Новосибирско-Чукотской систем должны были сопровождаться образованием диагональных раздвигов, приуроченных в основном к внутренним частям пластин, заключенным между параллельными разломами. И, действительно, в Индигиро-Колымской системе такие раздвижки, заполненные диагональными к главному простиранию интрузиями гранитоидов Главного батолитового пояса (Оханджинский, Дарпирский, Чугулукский и другие батолиты), эффузивами и субвулканами Уяндинско-Ясачненского пояса, имеют субмеридиональные направления. В то же время в Олойской впадине и Святоносско-Олойском вулканическом поясе эффузивные поля и интрузии гранитоидов в основном субширотные. Интрузии Северного батолитового пояса и эффузивы Кондаковского плоскогорья, в отличие от этого, заполняли трещины отрыва, располагавшиеся в "тылу" Колымо-Омолонской глыбы.

Очевидно, представленная модель взаимосвязи местоположения магматических позднемезозойских проявлений с движениями Колымо-Омолонского блока весьма схематична и требует специального изучения, но в целом она может сыграть весьма важную роль в понимании закономерностей размещения не только магматических образований, но и эндогенных полезных ископаемых.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ И ДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ
ФОРМИРОВАНИЯ СКЛАДЧАТОСТИ И РАЗЛОМОВ

Под тектоническим полем напряжения автор, вслед за М.В. Гзовским [1954, 1975], понимает совокупность напряжений, возникающих и действующих в земной коре в связи с развитием определенного элемента ее структуры. Для выяснения структуры тектонических полей напряжений нами согласно методике, предложенной М.В. Гзовским [1954], при изучении Верхояно-Колымской складчатой системы одновременно с описанием геологических разрезов, морфологических типов складчатости и кливажа производились массовые замеры трещиноватости (в первую очередь трещин с зеркалами скольжения) с определением прямо на обнажении направления смещения.

Кроме того, была разработана графическая система документации кинематики таких трещин (табл. 5). Для сбросов и взбросов в полевой книжке наносится черта с направлением наклона вправо или влево, т.е. в зависимости от того, как мы видим эту трещину на плоскости обнажения. Внизу черты подписывается азимут и угол падения трещины, а стрелками выше и ниже черты обозначается относительное смещение крыльев и, если возможно, амплитуда. Для обозначения сдвигов проводится горизонтальная черта, выше и ниже которой наносятся стрелки, указывающие направление смещения, крыльев и их амплитуду. Перпендикулярно длинной черте проводится короткая стрелка с указанием азимута и угла падения плоскости сдвига. Если борозды на зеркале скольжения не строго горизонтальны, то в конце длинной черты ставится стрелка, у которой подписывается азимут и угол падения бороздок.

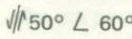
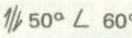
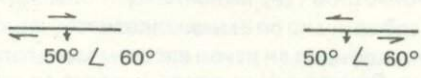
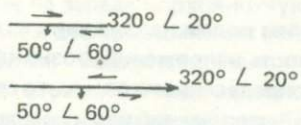
При обработке собранного материала выбирались одинаковые по морфологии, но противоположные по направлениям смещения сопряженные трещины (рис. 162, 163). Затем они по способу, описанному М.В. Гзовским [1954], наносились на сетку Вульфа. Однако определение квадрантов сжатия и растяжения производилось не по наименьшему углу расхождения, а по направлениям наблюдаемых по трещинам смещений.

В соответствии с тем, по какой совокупности сопряженных трещин определялись главные векторы, направление последних различно. В случае сопряженных взбросовых трещин вектор сжатия ориентирован горизонтально, вектор растяжения — вертикально, а промежуточный — горизонтально. В случае сдвиговых трещин промежуточный вектор и вектор растяжения меняются местами; при образовании сопряженных сбросовых трещин вектор сжатия располагается вертикально, промежуточный вектор и вектор растяжения — горизонтально [Anderson, 1951]. Таким образом, тип тектонических напряжений каждого структурного района определяется частотой встречаемости определенного типа сопряженных трещин, по которым можно судить об образовании той или иной структуры в условиях сдвигового, взбросового или сбросового поля напряжений.

Ориентировка векторов напряжений сперва определялась в отдельных точках (см. табл. 6, стр. 176), затем результаты наносились на гистограммы, отражающие ориентировку векторов или сжатия, или растяжения в пределах отдельных структурно однородных участков. В результате на гистограммах выявлялись пики преобладающих или преимущественно распространенных направлений векторов сжатия или растяжения. Эти данные нанесены нами на рис. 164 (см. вкладку). Угол наклона векторов к горизонту на ней отражен длиной стрелок. Кроме того, на схему нанесены крупные разломы с установленным или предполагаемым направлением смещения, а также простирания и падения плоскостей кливажа, что прямо или косвенно помогает определить тектонические поля напряжений.

Таблица 5

Элементы залегания и форма записи направления смещений в трещинах

Вид тектонического нарушения	Способ графической записи
Сброс	 $50^\circ \angle 60^\circ$
Взброс	 $50^\circ \angle 60^\circ$
Правый или левый сдвиг	 $50^\circ \angle 60^\circ$
Взбросо- или сбросо-сдвиг	 $320^\circ \angle 20^\circ$ $50^\circ \angle 60^\circ$

В результате проделанной работы реконструированы тектонические поля напряжений северной части Западно-Верхоянского мегантиклинория, некоторых участков Полуэстенского, Иньяли-Дебинского мегасинклинириев, обрамления и центральной части Колымского срединного массива. Более или менее полно древние тектонические поля напряжений восстановлены в пределах Сетте-Дабанского горст-антиклинория и Южно-Верхоянского мегасинклиниория.

Полученные данные показывают, что в Оленекской ветви складок (Лаптевский динамический район) Сабьстахская и Дюлюнгская мегантиклинали сформировались в условиях горизонтального сжатия, вектор которого был ориентирован преимущественно по азимуту 220° , реже 50° . Кроме того, в этом районе имело место сжатие, ориентированное перпендикулярно генеральному направлению (см. табл. 6, рис. 164). Тектоническое поле напряжений при этом оставалось взбросово-сдвиговым.

На западном крыле Хараулахского антиклинория и в Чекуровской мегантиклинали Туора-Сисского выступа (Верхоянский динамический район) устанавливаются два максимума направления горизонтальных векторов сжатия. Один из максимумов направлен по азимуту $70-250^\circ$ перпендикулярно к простиранию структур, второй — по азимуту $40-220^\circ$ диагонально к нему (рис. 165). Надо полагать, что указанное пересечение векторов напряжений определяется положением района нижнего течения р. Лены на стыке Лаптевского и Верхоянского динамических районов, однако такое явление, как будет показано ниже, вообще довольно широко распространено в структурах мезозойского Северо-Востока СССР.

Перпендикулярность векторов сжатия простираниям складчатых структур в рассматриваемом районе свидетельствует о том, что устанавливаемые по трещинам взбросовые и взбросово-сдвиговые тектонические поля напряжений являются несомненно древними, большей частью, по-видимому, мезозойскими. Вместе с тем обработка материалов двух землетрясений, эпицентры которых располагались в структурах Оленекской протоки, показывает, что векторы сжатия в них также ориентированы по азимутам 218 и 65° и наклонены соответственно к горизонту под углами 13 и 18° , т.е. находятся в хорошем соответствии с направлением векторов напряжений, устанавливаемых для мезозойских структур [Козьмин, 1975]. Эти данные, вероятно, являются свидетельством того, что древние — мезозойские — тектонические поля напряжений в Оленекской ветви складок в значительной мере наследуются современными.

На севере Сетте-Дабанского горст-антиклинория (Южно-Верхоянский динамический район) распространены преимущественно древние сдвиговые поля напряжений. Вектора сжатия здесь ориентированы горизонтально по азимуту $80-260^\circ$ (см. табл. 6). На самом южном окончании горст-антиклинория, в бассейне р. Юдомы, установлены сдвиговые и взбросовые поля напряжений. Среди векторов сжатия сдвигов преобладают азимуты $90-270$ и $140-320^\circ$, среди векторов взбросов — $140-320$ и -180° , наклоны осей к горизонту пологие до горизонтальных.



Р и с. 162. Сопряженные правые и левые сдвиговые трещины (Уяндинский блок Полоусненского горст-антиклинория, р. Уяндина)



Р и с. 163. Сопряженные взбросовые трещины (Алазейское поднятие Колымского массива, руч. Кенкельды)

Гистограммы, построенные для сбросовых полей напряжений, показывают, что азимуты векторов растяжений в Сетте-Дабане ориентированы в направлении $20-200$ и $100-280^\circ$, т.е. примерно так же, как и вектора сжатия. Не исключено, что сбросы образовались в среднем-позднем девоне, когда формировался Сетте-Дабанский рифт [Левашов, 1974].

Простираения плоскостей кливажа в Сетте-Дабанском горст-антиклинории соответствуют простираениям складок и известных здесь крупных надвигов и взбросов. Все эти структуры вытянуты в субмеридиональном направлении, и, таким образом,

Таблица 6

Ориентировка векторов напряжений в структурах Верхояно-Колымской системы мезозойд

Местоположение и название структур	Ориентировка векторов					
	растяжения		промежуточного		сжатия	
	азимут	угол на- клона	азимут	угол на- клона	азимут	угол на- клона
1	2	3	4	5	6	7
Оленекская протока, Сабыхастаская и Дюлюнгская мегантиклинали	127	14	29	29	239	56
	135	15	40	14	270	68
	105	09	11	18	211	69
	102	12	05	29	212	58
	138	46	11	30	262	29
	120	46	355	28	247	30
	230	04	140	00	50	86
	225	01	135	18	316	72
	239	02	148	39	331	50
	235	00	140	05	325	45
	221	14	317	22	102	64
	216	11	308	10	80	74
	90	65	317	17	221	17
	124	54	314	35	221	04
	30	70	300	00	210	20
	27	83	300	00	210	07
	111	62	316	26	220	10
	99	80	311	08	220	05
		90	138	00	220	00
	250	83	133	03	42	05
	266	80	165	02	75	09
	50	70	320	00	229	20
	97	70	335	09	242	16
	136	74	346	14	253	08
	144	79	336	10	245	02
	346	88	145	03	225	01
	240	08	132	68	333	20
136	45	11	30	262	30	
226	82	320	00	50	05	
Устье р. Лены, западный склон Хараулахского антиклинория	318	76	208	05	116	14
	03	79	104	02	194	11
	314	80	81	06	169	08
	134	68	305	22	216	00
	52	84	164	02	254	05
	279	77	176	02	86	13
	320	84	171	05	80	07
	180	30	00	60	90	00
	160	20	322	70	70	05
	148	82	04	06	274	05
	74	50	267	39	172	06
	312	03	44	07	198	82
	75	74	340	01	248	16
	91	77	307	10	215	08
	150	72	312	17	44	06
	20	70	155	14	248	13
	344	02	248	74	75	16
	340	04	243	59	72	30
	90	74	346	04	254	15
322	18	70	44	216	40	

Таблица 6 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
	324	02	59	64	233	26
	344	74	154	16	245	03
	84	61	337	09	242	26
	69	59	329	06	235	30
	73	18	332	29	190	54
	160	70	332	19	63	03
	64	82	176	03	267	07
Туора-Сисский выступ,	317	11	214	50	57	38
Чекуровская меганти-	191	26	285	07	28	62
клиналь	120	72	18	04	286	17
	59	72	176	08	269	16
	70	74	173	03	264	15
	66	78	168	01	258	11
	132	81	06	05	274	17
	278	78	178	01	88	11
	50	05	144	32	312	57
	174	77	232	11	63	05
	22	06	201	84	292	00
	340	46	131	40	234	14
	220	16	320	24	100	60
	253	10	162	03	55	78
	138	38	342	50	237	12
	81	66	350	01	258	24
	278	59	37	16	134	24
	268	71	52	15	146	10
	74	75	179	04	270	14
	133	08	231	51	26	36
	254	80	28	07	120	07
	275	76	24	05	116	13
	271	64	88	26	178	02
	166	22	73	09	322	65
	202	80	326	05	64	08
	164	64	359	24	266	06
	42	77	149	02	239	11
	288	80	20	00	111	10
	302	80	212	00	123	09
	130	26	305	64	39	02
	172	85	354	04	84	00
	70	02	338	56	160	34
	136	45	11	30	262	30
	304	78	128	11	38	01
Р. Восточная Хандыга, се-	168	10	00	80	258	02
верная часть Сетте-Дабан-	344	04	91	78	254	11
ского горст-антиклинория	122	05	26	46	217	43
	138	54	326	36	232	04
	158	61	320	28	54	08
	175	33	312	50	72	19
	168	30	348	60	257	00
	175	27	334	61	81	09
	353	19	155	70	261	06
	354	18	149	70	262	08
	144	70	296	18	29	08
	258	23	144	62	354	15
	183	15	342	74	92	06
	172	13	321	75	80	07
	331	15	138	75	239	02

Таблица 6 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
Р. Тыры, северная часть	20	08	281	45	118	44
Сетте-Дабанского горст- антиклинория	04	04	112	80	273	10
	353	02	101	78	262	11
	56	23	252	66	149	06
	218	02	319	81	128	09
	212	09	32	81	123	00
	245	58	57	32	150	03
	220	49	43	41	314	02
Р. Юдома, южная часть	184	12	77	56	281	31
Сетте-Дабанского горст- антиклинория	203	02	296	59	112	30
	76	13	170	18	312	66
	275	11	11	20	158	66
	332	52	127	35	226	12
	236	39	44	50	142	06
	275	02	12	76	185	14
	287	04	23	57	194	32
	273	09	180	12	37	74
	173	09	346	81	83	01
	76	32	246	57	344	04
	46	13	166	65	311	20
	56	01	148	60	326	30
	82	29	272	60	175	07
	83	30	267	60	174	02
	83	30	263	59	172	01
	56	28	277	54	156	20
	55	03	160	77	324	12
	135	03	21	81	225	09
	130	25	16	40	243	39
	291	13	26	12	155	70
	295	14	29	13	160	71
	172	05	357	75	88	00
	238	49	90	36	348	16
	255	72	38	14	130	10
	290	78	176	04	88	11
	210	31	32	59	300	01
	229	46	40	43	135	05
	237	04	54	86	147	00
	247	48	39	39	14	14
	338	52	220	20	117	31
	152	48	282	30	29	45
	170	01	80	25	262	64
	26	40	226	48	125	10
	27	06	288	53	122	36
	27	40	226	48	126	10
	37	22	272	54	138	26
	26	10	281	54	123	34
	38	26	264	55	139	22
	41	15	290	52	142	33
	45	00		90	135	00
	20	00		90	110	00
		90	20	00	110	00
Р. Юдома, лежащее крыло Нельканского взброса	209	03	302	34	115	56
	166	22	260	09	10	65
	119	49	253	30	357	23
	117	51	253	30	356	21

Таблица 6 (продолжение)

	1	2	3	4	5	6	7
		130	15	255	65	35	20
		113	30	304	60	206	05
		110	12	208	34	03	53
		122	24	239	45	13	35
		176	17	267	02	03	73
		30	47	210	43	120	00
		273	56	13	06	108	32
		95	18	187	05	291	71
		207	57	32	33	300	02
		75	01	165	36	343	54
		232	33	68	56	327	07
		227	51	37	38	131	05
		197	72	20	18	290	01
		209	59	29	31	299	00
		196	67	24	23	292	03
		133	06	223	85	355	82
		232	68	52	21	323	00
		302	85	45	01	135	05
		325	23	224	23	95	56
		351	03	255	56	83	34
		06	09	264	53	103	35
		350	22	222	56	90	24
		345	05	248	52	80	37
		03	11	261	48	102	40
		107	03	273	42	99	48
		184	04	277	39	90	50
		189	05	285	43	95	46
		12	01	280	46	104	44
		149	79	16	07	285	08
		290	04	31	13	184	76
		136	66	20	11	285	20
		121	72	14	05	283	17
		260	01	169	21	351	68
		130	00	39	30	219	60
		317	07	53	38	217	51
		274	20	180	11	64	66
		358	03	262	60	89	30
		240	33	31	53	141	14
		34	66	224	23	133	04
		305	02	36	24	210	66
		103	04	95	29	07	61
		131	37	323	52	225	05
		134	20	276	65	39	14
		148	41	313	48	51	07
		113	10	203	04	313	79
		115	08	207	08	335	77
		121	15	217	19	355	65
		137	54	352	30	252	16
Р. Восточная Хандыга, се-		07	26	176	64	274	04
верная часть Южно-Вер-		48	05	293	77	140	12
хоянского мегаинклина-		293	16	105	74	200	02
рия		205	02	26	88	294	00
		140	56	328	34	235	04
		227	16	02	68	133	14
		48	04	230	86	318	00

Таблица 6 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
	249	09	126	74	34	13
	230	07	124	66	323	23
	217	20	121	15	356	64
	155	33	310	55	58	11
	72	00	162	23	343	57
	239	23	85	65	334	10
	221	09	342	74	129	14
	182	34	20	56	277	08
	197	28	44	59	293	12
	217	12	347	45	114	10
	14	20	264	43	121	40
	197	20	17	72	107	00
	27	15	286	37	135	50
	208	20	12	70	116	05
	219	01	125	73	309	19
	139	14	254	59	42	27
	356	27	155	62	263	09
	356	19	200	72	89	07
	24	07	292	25	128	64
	189	34	44	50	291	18
	206	01	298	60	116	30
	45	20	243	69	143	07
	45	25	211	64	313	05
	200	20	70	60	300	20
	262	02	00	80	85	10
	38	37	211	53	305	03
	106	04	203	58	13	32
	190	01	282	57	100	33
	12	05	272	60	99	33
Р. Юдома, южная часть	111	56	287	34	19	02
Южно-Верхоянского мега-	149	57	287	25	26	19
синклинория	266	16	45	70	172	12
	231	06	332	53	142	37
	323	46	147	44	54	02
	282	18	28	42	174	42
	255	57	74	31	164	01
	246	64	61	26	152	02
	235	66	59	24	328	01
	304	01	37	73	214	17
	291	12	47	63	195	24
	359	32	176	58	268	01
	254	09	346	12	129	75
	268	28	69	60	174	08
	90	34	276	56	182	03
	131	74	296	15	28	04
	82	11	275	75	350	10
	73	14	218	73	341	09
	18	04	111	35	281	54
	80	46	264	44	172	02
	319	80	157	08	67	03
	244	57	93	29	355	13
	18	04	281	56	107	34
	198	05	16	85	109	00
	143	10	252	61	48	26
	332	02	65	55	240	35

Таблица 6 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
	92	00	00	75	181	15
	130	40	318	50	221	04
	96	12	277	78	186	01
	34	01	130	75	304	15
	96	42	268	47	03	04
	65	27	244	63	335	00
	65	03	163	66	334	23
	57	27	297	63	149	04
	69	41	268	47	167	10
	10	03	273	62	101	28
	62	29	305	40	176	36
	34	48	184	38	286	16
Р. Мая, Верхне-майский вы-	337	50	172	38	76	07
ступ Охотского массива	349	51	171	38	80	01
	04	59	175	30	268	04
	351	66	174	23	83	01
	320	13	153	77	51	03
	326	20	131	69	234	05
Реки Кобюма, Сунтар и	96	01	187	56	06	34
Куйбусун, Кобюминская	95	40	294	48	193	10
продольная седловина	311	09	200	67	44	21
	310	15	131	75	39	01
	110	83	231	03	322	05
	259	26	84	63	350	02
	84	06	188	68	351	21
	121	30	290	59	28	05
	322	00	54	76	232	14
	136	38	283	47	32	16
	280	00	190	43	10	47
	343	65	103	13	198	20
	316	56	88	23	188	22
	302	45	71	31	179	28
	274	03	96	87	05	00
	280	13	115	76	11	04
	286	31	119	58	20	06
	115	25	303	64	206	04
	67	16	306	60	164	24
	63	10	310	64	158	23
	100	00	07	80	189	10
	137	21	292	67	44	08
	85	33	300	52	187	17
	43	44	252	42	148	15
Р. Аян-Юрях, Аян-Урях-	51	34	242	55	144	06
ский антиклинорий	50	19	288	56	150	26
	232	20	152	70	243	00
	106	07	214	68	14	20
Р. Тирехтях, Омүлевский	161	41	346	48	250	05
блок Момского горст-ан-	226	01	318	60	136	30
тиклинория в зоне Дар-	90	04	356	39	184	50
пирского разлома	243	12	116	70	337	15
	239	08	128	69	331	19

Т а б л и ц а 6 (продолжение)

	1	2	3	4	5	6	7
Р. Эриkit, Эриkitский		04	63	184	26	273	00
блок Тасхаяхтаxского		254	04	162	20	354	69
горст-антиклинария		30	06	137	69	299	20
		235	12	133	46	337	41
		133	10	302	80	42	02
		246	13	66	77	156	00
		348	30	158	60	256	04
		325	01	56	15	230	74
		142	08	46	36	243	52
		89	18	274	72	174	02
		300	12	54	61	205	26
		309	09	66	70	216	18
		166	06	69	48	260	41
		158	06	60	52	252	37
		341	14	108	68	247	17
		346	16	109	62	249	22
		164	08	58	61	258	27
		296	12	169	70	29	15
		83	26	275	63	176	05
		98	01	06	74	188	16
		90	06	319	80	181	08
		295	02	32	78	204	12
		115	02	14	81	215	08
		113	04	10	74	204	16
		302	04	66	80	222	09
		122	16	262	69	28	12
		86	12	190	49	136	40
		159	60	348	29	255	04
		184	21	76	37	297	45
		95	16	292	74	186	05
		230	02	322	38	137	51
		144	40	329	50	230	03
		145	25	341	64	238	06
		152	01	247	88	62	02
		105	05	210	70	13	19
		312	50	91	32	190	20
		105	30	301	59	198	01
		116	29	296	61	205	01
		111	38	320	49	212	14
		111	02	203	51	19	39
		101	10	204	52	02	36
		304	13	212	09	88	74
		298	14	204	18	65	66
		141	12	310	78	50	02
		145	14	300	75	54	06
		153	00	244	64	63	26
		327	01	234	70	57	20
		290	07	26	41	193	48
		286	06	22	48	191	41
		312	33	129	57	221	02
		316	33	128	57	223	04
		289	26	108	64	200	01
		165	04	60	77	255	13
		340	70	142	19	234	06
		328	50	116	34	217	16
		328	56	114	29	213	16

Т а б л и ц а 6 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
	282	42	86	47	186	08
	276	43	86	46	182	05
	10	01	102	50	279	40
	249	05	144	72	340	17
	75	32	254	68	345	00
	198	06	101	49	291	40
	254	37	95	51	352	11
	333	59	141	30	234	05
	248	22	79	68	340	04
	265	03	07	78	175	11
	293	22	135	66	27	08
	298	17	114	73	208	01
	304	08	185	73	37	01
	121	02	220	81	31	09
	308	12	119	78	217	02
	304	18	138	72	35	04
	240	24	98	61	337	15
	120	202	322	68	210	07
	300	05	32	30	197	70
	332	10	77	55	235	32
	256	12	347	05	99	76
	249	01	340	18	166	71
	104	66	329	28	233	16
	254	11	152	45	356	42
	255	26	68	63	164	03
	351	74	143	14	234	07
	25	64	143	12	237	21
	275	07	26	70	183	19
	308	32	136	58	40	03
	260	05	357	47	166	42
	283	21	119	68	115	05
	299	18	121	72	29	00
	301	12	99	77	210	05
	284	13	96	76	194	01
	110	79	312	10	221	04
	150	59	293	25	33	15
	141	52	286	32	27	17
	283	42	141	41	32	20
	250	12	67	78	161	00
	124	22	237	44	16	38
	94	17	191	20	327	63
	80	41	221	42	331	20
	76	50	220	35	323	18
	215	00	125	72	305	18
	219	14	72	74	311	08
	50	04	148	64	319	26
	243	24	75	65	335	04
	15	02	272	80	105	10
Реки Эриkit и Мома,	290	08	197	19	39	69
Момский прогиб Момо-	155	60	59	03	328	30
Зырянской впадины	161	59	64	04	332	30
	219	00	325	88	130	02
	272	38	11	10	113	50
	210	16	112	34	330	60

Таблица 6 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
Р. Индигирка, Илинъ-Тас-ский (Момский) антикли-норий Момо-Зырянской впадины	284	04	22	55	191	34
	136	35	331	54	231	07
	147	54	300	32	39	12
	144	50	308	39	44	08
	130	31	338	56	228	14
	120	52	312	37	217	07
	120	57	300	33	30	00
	227	01	318	03	130	86
	215	01	306	17	122	72
	107	52	291	37	200	03
	193	03	102	20	290	70
	159	48	290	30	36	25
	152	42	293	40	42	21
	262	63	88	26	357	20
	218	11	123	28	327	59
	222	00	132	27	312	63
	321	75	69	05	160	14
	298	61	123	28	32	02
	283	68	101	21	191	01
	297	66	105	23	197	04
	345	75	183	14	92	04
	328	76	195	09	106	10
	43	82	147	02	237	08
	04	87	143	02	231	02
	282	80	160	05	70	08
	293	68	114	21	204	00
	311	83	158	06	68	03
	46	86	222	02	313	00
	68	74	238	15	330	02
	339	08	247	09	109	78
	212	81	53	08	322	03
	192	50	48	27	309	16
	108	05	201	32	10	57
	271	20	163	40	21	43
	39	82	245	07	155	04
	303	64	164	20	68	15
	263	81	105	07	15	03
	170	58	45	20	306	22
	151	70	10	15	276	11
	127	26	220	08	326	63
	258	59	40	25	138	16
	280	64	129	23	34	11
	242	74	93	14	00	08
	236	59	66	30	334	04
	25	14	293	03	190	74
	259	74	154	04	64	15
	293	67	76	18	170	12
24	10	293	01	195	79	
55	77	163	04	254	11	
31	74	170	11	261	11	
67	77	160	00	250	13	
34	03	301	42	129	48	
37	29	300	11	191	58	
50	12	302	53	148	34	
63	08	303	73	154	15	
120	32	301	57	210	00	

Таблица 6 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
	94	13	188	19	334	66
	117	79	264	09	354	06
	148	12	56	09	208	74
	161	19	268	40	52	44
	143	18	82	28	226	56
	326	11	57	07	179	77
	76	26	264	63	168	03
	22	42	231	45	126	15
	210	47	30	43	120	00
	120	32	306	56	37	04
Р. Индигирка, Индигиро-	205	29	48	59	301	10
Зырянский прогиб Момо-	179	70	17	18	285	06
Зырянской впадины	12	51	188	39	280	02
	01	01	270	46	93	43
	25	00	295	05	91	84
Реки Оймякон, Игрчан и	00	11	99	38	255	50
Додомо, Полоусненский	357	17	102	39	248	46
мегасинклиний	222	01	132	49	321	41
	260	17	154	43	07	42
	128	30	308	60	38	00
	125	45	316	45	220	06
	272	18	157	52	14	32
	283	05	176	72	15	18
	128	69	322	20	230	05
	268	65	75	34	169	07
	248	58	77	32	344	04
	270	19	153	52	11	31
	110	78	318	10	227	05
	34	44	194	44	293	10
	67	68	190	11	284	17
	295	04	354	74	159	15
	63	10	212	78	332	06
	56	10	210	79	325	04
	96	88	190	90	280	06
	256	03	356	72	166	17
	33	00	300	85	124	05
	225	41	50	49	317	03
	260	16	76	74	170	01
	78	02	176	76	348	14
	70	00	161	78	340	12
	271	12	90	78	182	00
	299	05	199	64	32	26
	170	10	19	78	261	05
	329	05	199	80	60	08
	160	10	19	78	250	07
	12	11	275	28	121	59
	221	45	60	43	322	10
	295	41	92	46	195	12
	312	48	107	40	207	11
	136	16	291	72	55	07
	158	39	337	51	68	01
	97	55	304	32	206	13
	114	36	329	48	217	18
	207	04	299	25	111	44
	205	05	299	37	109	52

Таблица 6 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
	94	37	314	45	200	21
	102	13	355	51	201	36
	240	31	55	58	150	03
	24	30	208	60	115	02
	315	06	215	58	48	31
	240	32	56	58	150	03
	25	32	205	58	295	00
	251	70	87	19	355	05
	220	05	342	80	130	05
	04	05	288	15	109	74
	70	16	210	70	336	12
	105	02	199	70	14	20
	175	08	343	82	85	01
	346	11	98	60	252	26
	178	13	74	50	281	36
	105	01	15	31	195	60
	29	19	226	70	121	05
	205	06	321	75	115	13
	280	10	81	80	190	03
	321	52	143	38	53	01
Кондаковское плоско-	134	20	225	05	329	69
горье, Ерчинский синкли-	214	66	32	63	120	01
норий Полоусненского	24	20	175	67	290	10
мегасинклинория	53	47	234	43	143	01
	164	33	255	00	346	56
	241	76	28	11	120	07
	99	32	259	56	03	09
	90	22	205	46	343	36
	261	37	170	00	79	53
	275	34	185	00	95	55
Р. Уяндина, Уяндинский		90	290	00	21	00
блок Полоусненского	202	86	36	03	326	01
горст-антиклинория		90	11	00	101	00
		90	160	00	250	00
	135	00	45	11	226	78
	120	00	30	00		90
	02	01	93	22	270	68
	18	05	282	47	111	42
	150	00	59	00		90
	136	00	47	19	224	70
	298	00	208	02		88
	132	00	42	14	220	75
	29	03	110	87	202	00
	44	03	311	37	137	52
	21	60	198	30	289	01
	358	65	178	24	84	10
	155	08	63	15	272	72
	290	17	172	56	32	28
	40	18	256	69	134	12
	215	04	92	83	306	06
	199	10	83	67	293	20
	195	00	104	85	285	05
	143	73	09	12	275	12
	139	26	249	34	21	44

Таблица 6 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
	121	20	293	29	02	33
	83	19	174	02	270	70
	143	73	09	12	275	12
	315	06	215	58	48	31
	240	32	56	58	150	03
	25	32	205	58	295	00
	251	70	87	19	355	05
	220	05	342	80	130	08
	04	05	288	15	109	74
	70	16	210	70	336	12
	105	02	199	70	14	20
	44	02	212	37	136	53
	08	45	176	44	232	06
	33	69	197	20	289	06
	186	12	84	55	281	34
	358	09	104	59	262	29
	181	41	341	47	83	09
	227	54	54	35	322	03
	273	35	117	52	11	12
	302	16	175	65	38	19
	156	13	42	60	253	26
	137	37	347	52	237	15
	263	11	171	10	38	74
	261	08	170	09	33	78
	52	14	161	53	314	33
	60	30	221	59	325	08
	36	05	129	29	296	50
	24	14	125	36	276	50
	53	45	202	40	306	16
	44	25	163	44	294	34
	03	27	270	05	169	60
	139	27	250	34	21	43
	121	20	223	29	01	53
	83	19	174	03	272	70
	141	72	09	12	275	12
	242	17	33	71	149	08
	238	47	84	40	342	12
	228	33	74	54	326	12
	255	01	346	57	164	33
	238	22	55	68	149	01
	80	20	281	68	173	07
	94	02	359	65	185	24
	229	08	50	82	319	00
	38	11	302	30	147	57
	25	12	280	48	126	39
	46	07	148	59	312	30
	215	11	25	79	125	02
	80	08	346	29	184	60
	68	00	338	47	158	42
	56	12	322	19	176	67
Руч. Кенгельды, Кыллах- ский выступ Алазейского поднятия Колымского массива	355	02	88	54	264	35
	208	87	25	03	115	00
	03	88	196	02	286	00
	20	90	200	00	110	00
	193	87	08	03	99	00
	197	82	17	07	107	00

Таблица 6 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
	212	02	31	88	122	00
	24	00	127	88	293	02
	285	00	195	11	17	77
	118	25	260	59	20	16
	130	54	316	36	224	02
	48	63	213	26	307	06
	26	77	88	13	358	02
	264	77	89	12	358	01
	300	18	97	70	208	07
	349	36	122	44	239	25
	339	36	186	49	236	16
	110	14	293	76	200	02
	221	10	323	50	123	38
	196	09	312	69	104	19
	10	24	184	66	279	02
	200	04	303	74	110	16
	170	16	349	74	81	00
	173	36	24	49	275	16
	336	03	71	61	65	29
	203	04	115	35	300	54
	239	33	110	44	359	27
	263	47	89	43	356	04
	229	26	58	64	321	04
	207	20	28	70	117	00
	216	16	70	72	310	10
	12	02	108	70	282	20
	221	87	31	03	122	01
	244	76	58	14	148	02
	105	15	245	70	12	12
	236	77	47	11	138	02
	237	74	59	15	150	00
	42	30	213	60	309	03
	96	01	187	18	07	71
	300	03	198	74	32	15
	356	11	176	78	66	05
	303	36	148	50	42	12
	320	00	230	82	51	08
	327	32	142	57	236	02
	117	79	302	20	211	01
	71	76	246	13	337	01
	255	78	70	12	161	00
	73	82	254	08	164	00
	138	08	313	82	48	01
	143	05	331	85	232	01
	154	26	00	62	249	11
	318	04	220	65	49	24
	90	20	270	70	01	00
	107	19	268	70	14	06
	345	03	238	80	76	10
	30	01	290	68	121	22
	324	05	82	80	234	09
	20	13	198	77	290	01
	263	34	96	55	358	06
	07	81	86	08	96	01
	226	29	39	61	134	03
	03	01	270	52	92	38
	08	04	27	52	101	38

Таблица 6 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
	117	25	296	14	27	00
	327	09	219	61	62	27
	137	09	252	70	44	18
Р. Кыллах, зона Кенкельдинского разлома на Кыллахском выступе	239	12	04	68	145	17
	213	27	40	64	305	05
	227	28	120	60	11	10
	264	20	113	68	357	10
	250	17	70	73	160	00
	236	82	50	07	141	01
	241	45	75	65	333	06
	143	03	50	54	235	36
	340	07	85	65	247	24
	231	28	60	62	332	04
	135	01	44	70	225	20
	286	05	22	49	192	40
	247	17	70	73	337	01
	283	28	101	62	192	01
	137	05	15	80	228	09
	315	05	54	66	223	24
	153	33	323	57	65	05
	290	05	45	78	199	11
	220	80	37	10	127	00
		89	69	02	158	00
	220	62	10	28	102	06
	168	41	355	49	260	03
	188	83	06	07	96	00
	346	36	204	47	91	20
	01	11	115	66	266	21
Р. Кыллах, Сюстюнняя-ская ступень юго-восточного склона Алазейского поднятия Колымского массива	66	74	247	16	157	01
	54	84	236	06	326	00
	67	27	259	62	160	05
	239	05	131	76	332	14
	267	01	76	47	358	43
	143	14	307	76	52	04
	117	05	218	66	25	24
	107	08	216	68	14	21
	203	28	55	58	301	15
	123	70	303	20	33	00
	135	80	317	10	46	06
	104	00	13	46	194	44
	Руч. Эгелях, Сюстюнняя-ская ступень юго-восточного склона Алазейского поднятия	10	24	184	66	279
200		04	303	74	110	16
170		16	349	74	81	00
173		36	24	49	275	16
67		39	228	49	320	09
176		20	342	70	85	05
85		42	238	44	342	13
Р. Седедема, юго-восточный склон Алазейского поднятия		90	41	00	131	00
	260	68	66	21	158	05
	254	77	63	12	154	03
	52	81	237	08	147	01
	208	57	342	24	82	20

Таблица 6 (продолжение)

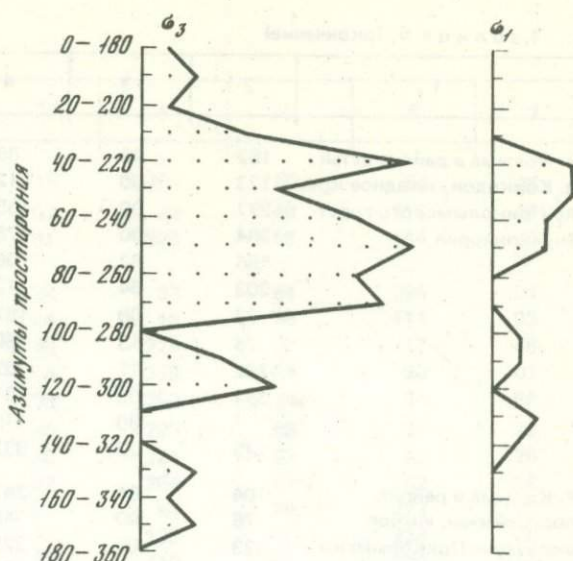
1	2	3	4	5	6	7
	151	15	269	60	55	25
	126	03	32	48	217	42
	234	01	326	58	144	32
Р. Колыма в районе пос. Ла-	203	29	33	61	295	04
буя, северная часть Прико-	203	34	16	65	111	03
лымского горст-антикли-	329	16	226	37	77	48
нория	180	36	359	54	90	01
	349	03	259	24	84	66
	296	00	205	68	25	22
	311	00	221	62	42	28
	69	22	264	67	162	06
	316	07	64	68	223	20
	321	23	123	66	228	06
	318	23	110	64	222	10
	115	27	288	63	24	03
	142	19	298	70	49	07
	14	50	280	03	188	39
	102	15	251	73	10	08
	151	78	333	11	242	01
	225	85	49	05	318	01
	121	04	219	64	30	25
	242	80	61	09	151	00
	289	01	193	77	19	13
	85	01	351	80	175	10
	83	03	340	78	173	12
	321	81	146	08	55	01
	258	63	144	12	48	24
	125	29	230	25	359	49
	283	11	32	60	187	27
	271	21	25	45	164	36
	142	84	318	05	48	00
	147	84	317	04	47	01
	322	89	144	01	233	00
	236	52	355	20	98	30
		90	260	00	351	00
	73	88	248	02	337	00
	83	87	257	02	347	00
	56	78	211	10	302	05
	268	88	88	01	178	00
	280	78	120	11	29	04
	74	85	257	04	167	00
	117	05	213	57	24	32
	283	09	169	67	17	20
	149	07	35	72	240	16
	316	01	47	08	227	81
	353	02	258	45	83	44
	149	01	239	20	58	68
	216	02	126	22	310	67
	344	05	83	64	250	25
	291	79	109	10	200	01
	298	79	108	08	199	02
	168	35	359	54	261	05
	159	36	00	51	255	11
	176	43	344	46	81	06
	58	01	149	35	331	54

Таблица 6 (окончание)

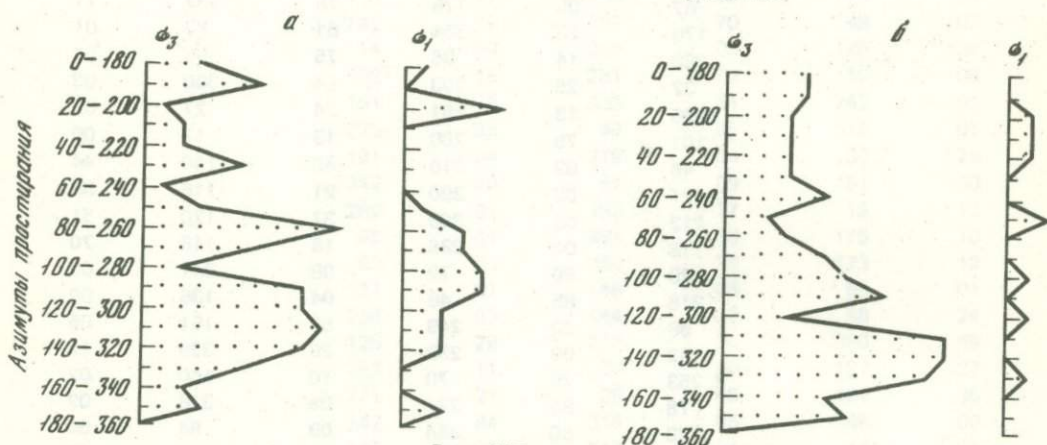
1	2	3	4	5	6	7
Р. Колыма в районе устья	182	06	85	48	277	41
р. Коркодон, западное кры-	123	00	212	17	33	72
ло Приколымского горст-	277	00	185	01	06	89
антиклинория	264	00	175	11	354	78
	186	87	06	02	96	00
	203	34	12	55	110	05
	73	08	167	34	329	55
	28	13	180	75	296	07
	292	17	102	73	201	03
	351	06	181	84	82	01
		90	115	00	285	00
	149	22	332	68	238	01
Р. Колыма в районе	104	81	282	08	12	00
пос. Сеймчан, южное	76	00	345	01	154	88
окончание Приколымско-	323	04	225	60	55	29
го горст-антиклинория	334	07	227	65	66	23
	62	05	175	78	333	11
	176	28	354	61	86	01
	280	14	96	75	190	01
	32	25	203	64	300	03
	295	13	151	74	27	09
	101	75	280	13	12	00
	48	02	316	45	140	44
	21	02	290	21	116	68
	212	03	306	37	120	51
	18	04	286	18	118	70
	228	80	72	08	341	03
	218	85	46	04	136	00
	58	30	249	58	151	05
	82	60	232	26	329	12
	253	79	70	10	160	02
	78	83	227	05	318	02
	178	80	354	09	84	00
	187	01	278	11	96	78
	74	86	254	03	344	00
	182	13	301	64	85	21
	261	00	171	03	352	87
	298	04	13	45	186	44
	83	00	353	27	174	63
	84	00	177	02	350	86
	107	02	197	18	12	70
	106	02	197	20	13	69
	12	49	227	35	125	17
	43	53	227	36	135	02
	52	86	224	03	314	00
	20	54	246	26	145	23
	27	55	233	51	136	12
	314	00	224	14	42	75
	211	86	32	02	122	00
	267	04	174	42	01	48
	282	02	188	56	13	34
Побережье Охотского мо-	267	08	08	53	172	33
ря в районе устья р. Олы,	271	24	53	59	174	17
Охотско-Чукотский вул-	241	23	59	66	152	01
каноженный пояс		90	320	00	50	00
	133	75	307	14	37	00

Р и с. 165. Гистограмма векторов сжатия (σ_3) и растяжения (σ_1) на западном крыле Хараулахского антиклинория и в Туора-Сисском выступе (низовья р. Лены)

Р и с. 166. Гистограммы векторов сжатия (σ_3) и растяжения (σ_1) в Сетте-Дабанском горст-антиклинории (а) и Южно-Верхоянском мегасинклинории (б)



Р и с. 165.



Р и с. 166.

вектора сжатия ориентированы перпендикулярно или почти перпендикулярно к ним (рис.166).

В Южно-Верхоянском мегасинклинории (Южно-Верхоянский динамический район) в его центральной части, среди разнонаправленных векторов сжатия преобладают северо-западные ($130-310, 140-320^\circ$) и субширотные ($90-270, 110-290^\circ$). На юге мегасинклинория выделяются второстепенные вектора сжатия субмеридионального ($0-180, 170-350^\circ$) и северо-восточного ($50-230^\circ$) направлений (см. рис.166). Сдвиговые поля напряжений в этом районе являются определяющими. Преобладающая часть векторов сжатия направлена почти перпендикулярно к простирациям кливажа, складок и главных разломов. К второстепенным относятся направления по азимутам $10-190$ и $50-230^\circ$. В данном случае обращает на себя внимание то, что второстепенные векторы сжатия ориентированы практически перпендикулярно преобладающим направлениям сжатия.

Детальные исследования характера тектонических полей напряжений на Сетте-Дабане в лежачих крыльях Нельканского и Гувиндинского разломов показывают в этом отношении удивительные особенности площадного распределения векторов сжатия на относительно небольших изученных пространствах. Эти наблюдения показывают, что в зоне шириной около 100 м, непосредственно прилегающей к главным плоскостям Нельканского и Гувиндинского разломов, векторы сжатия направлены диагонально или параллельно простираению главных сместителей, далее

на протяжении 300 м в сторону от разломов они перпендикулярны и еще на протяжении 100 м — снова параллельны плоскостям разломов. Таким образом, в зонах лежащих крыльев названных разломов векторы сжатия в полосах определенной ширины то параллельны, то перпендикулярны плоскости главного разлома. К сожалению, мы не обладаем материалами по подробной характеристике других зон разломов, однако сам факт резкого изменения направления векторов сжатия на 90° в коротких интервалах кажется нам весьма значительным для понимания конфигурации тектонических полей напряжений и на значительных площадях.

Кроме того, обращает на себя внимание сходство типов тектонических полей напряжений и ориентировки преобладающих направлений сжатия в Сетте-Дабанском горст-антиклинории и Южно-Верхоянском мегасинклинории. Это свидетельствует о формировании складчатых и разрывных структур указанных геологических разнородных элементов Южного Верхоянья в динамически однородном районе, в условиях горизонтального сжатия. Анализ очагов землетрясений свидетельствует о том, что и в настоящее время тектонические движения в этом районе происходят в условиях горизонтального сжатия. Так, в очаге Юдомского землетрясения (верховья р. Юдомы, зона Юдомского разлома) вектор сжатия ориентирован по азимуту 295° с углом наклона к горизонту 2° . В очаге Сетте-Дабанского землетрясения (водораздел рек Белая и Сахар, зона Бурхалинского разлома) вектор сжатия направлен по азимуту 220° и наклонен к горизонту под углом 5° [Козьмин, 1975].

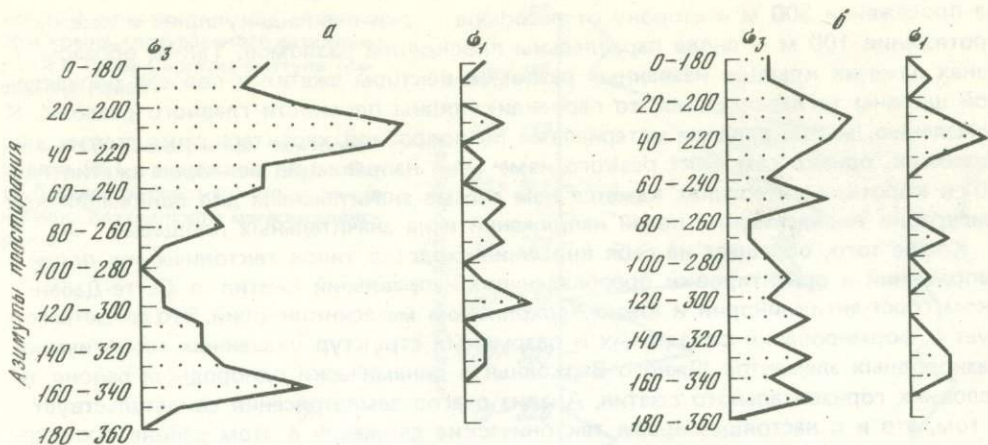
Интересно распределение ориентировок векторов сжатия в зоне сочленения Кюбюминской ветви Южно-Верхоянского мегасинклинория и Сунтаро-Лабынкырского поднятия. Преимущественная их ориентировка меняется от $130\text{--}310^\circ$ в истоках р. Восточной Хандыги до $10\text{--}190^\circ$ в бассейнах рек Кюбюме и Сунтар. Дальше к востоку, в бассейне р. Куйдусуна, сдвиговые векторы сжатия ориентированы субмеридионально и в северо-восточном направлении (см. табл. 6). Таким образом, здесь мы видим, что сжимающие усилия как бы огибали северную часть Сунтаро-Лабынкырского поднятия, которое в стадию формирования складчатых и разрывных структур этого региона являлось для них упором. Простираения складок и отдельных плоскостей кливажа в зоне сочленения этих структур почти перпендикулярны к направлению векторов сжатия или оси наибольших деформаций (см. рис. 164).

В юго-западном обрамлении Колымского срединного массива (Индиگیро-Колымский динамический район), на междуречье рек Эрикит и Мома, наблюдаются две системы сдвиговых разноориентированных векторов сжатия. Для первой типичны азимуты $30\text{--}210^\circ$, для второй $160\text{--}340^\circ$; положение осей преимущественно горизонтальное. Судя по преобладающему простираению кливажа, можно предполагать, что силы, действовавшие по азимуту $30\text{--}210^\circ$, являлись главными, сформировавшими основные складчатые структуры этой территории (рис. 167).

Для Омүлевского и Арга-Тасского блоков Момского горст-антиклинория свойственны в равной степени сдвиговые и взбросовые тектонические поля напряжений, векторы сжатия в которых направлены по азимуту $70\text{--}260^\circ$. Здесь, как и в других районах, обнаруживается сжатие, перпендикулярное к основному направлению, но таких векторов с азимутом $350\text{--}170^\circ$ относительно мало.

Для северо-восточной части Илин-Тасского антиклинория свойственны тектонические поля преимущественно взбросового характера. Вектора сжатия направлены горизонтально по азимуту $30\text{--}210^\circ$, что не противоречит смене простираения складчатых структур и кливажа от северо-западного к субширотному (см. рис. 164, 167).

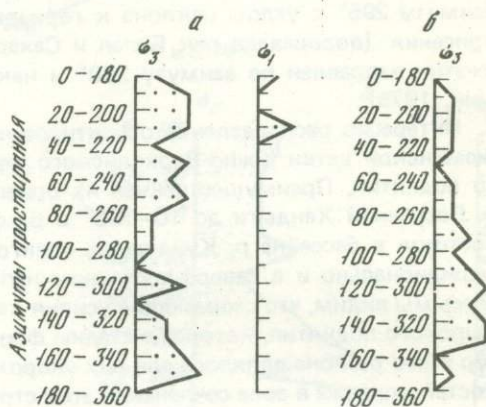
В других структурах, включаемых нами в состав Индиگیро-Колымского динамического района, — в Аян-Уряхском антиклинории и Иньяли-Дебинском мегасинклинории — имеются только единичные определения векторов напряжений. Но и они показывают, что складчатые и разрывные нарушения в этих структурах формировались в условиях горизонтального сжатия (см. табл. 6, рис. 164). Кроме того, для Индиگیро-Колымского района имеется несколько определений механизма очагов землетрясений, которые также указывают на связь современных движений с



Р и с. 167.

Р и с. 167. Гистограммы векторов сжатия (σ_3) и растяжения (σ_1) в Эрикитском блоке Тас-Хаяхтахского горст-антиклинория (а) и в Илень-Тасском антиклинория (б)

Р и с. 168. Гистограммы векторов сжатия (σ_3) и растяжения (σ_1) в Полоусненском мегасинклинория: а — Ольджойский синклиниорий (верховья р. Уяндины), б — Ерчинский синклиниорий (Кондаковское плоскогорье)

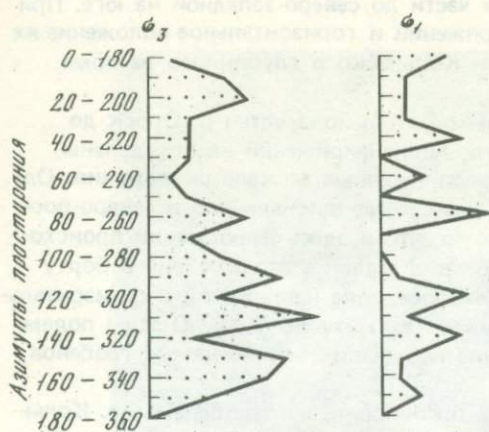


Р и с. 168.

горизонтальным сжатием, направленным вкост простирания мезозойских структур. Вектор сжатия в очаге Кулинского землетрясения (верховья р. Кулу, зона Тенькинского разлома) направлен по азимуту 45° под углом 16° , в очаге Аян-Уряхского землетрясения (свод Аян-Уряхского антиклинория) — по азимуту 58° под углом 0° , в очаге Артыкского землетрясения (зона Нерского разлома) — по азимуту 71° под углом 0° , в очаге Чибалахского землетрясения (Чималгинский блок Тас-Хаяхтахского горст-антиклинория) — по азимуту 16° под углом 17° , в очаге Адычанского землетрясения (Эльгинский разлом) — по азимуту 255° под углом 0° [Козьмин, 1975].

В западной части Полоусненского мегасинклинория, в Ольджойском синклиниории (Полоусненский динамический район), вектора сжатия ориентированы в разных направлениях, но наиболее часто по азимуту $170-350^\circ$ (рис. 168). Восточнее, в Ерчинском синклиниории, преобладают вектора сжатия с азимутом $150-330^\circ$, т.е. практически перпендикулярные простираниям известных здесь структур.

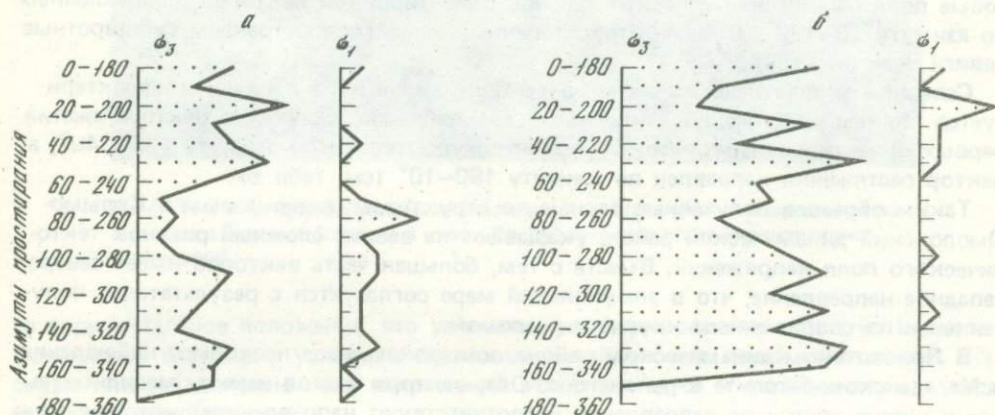
В западной части Полоусненского горст-антиклинория (Полоусненский динамический район) вектора сжатия ориентированы в северо-западном ($130-310^\circ$) и северо-восточном ($20-200^\circ$) направлениях (рис. 169). Как и в западной части Полоусненского мегасинклинория, здесь наблюдается сложный характер тектонического поля напряжений. Вместе с тем примерная одинаковая их направленность и соответствие простираний складок в этих различных по своей природе и строению структурах убедительно свидетельствуют о том, что формирование складчатости и разломов происходило на их территории в условиях тектонически однородного поля (см. табл. 6, рис. 164).



Р и с. 169.

Р и с. 169. Гистограмма векторов сжатия (σ_3) и растяжения (σ_1) в Уядинском блоке Полоусненского горст-антиклинория (р. Уяндина)

Р и с. 170. Гистограммы векторов сжатия (σ_3) и растяжения (σ_1) в Приколымском горст-антиклинории (а) и на Алазейском поднятии Колымского массива (б)



Р и с. 170.

В центральной части Колымского срединного массива (Колымо-Омолонский динамический район), на Алазейском поднятии, выявлен рой разнонаправленных горизонтальных векторов сжатия сдвигового и взбросового характера [Третьяков, 1975]. Преимущественно распространены векторы с азимутами $0-180^\circ$, $50-230^\circ$, $130-310^\circ$, $150-330^\circ$ и $110-290^\circ$. При этом следует отметить, что векторы с азимутом $110-290^\circ$ хотя и встречаются реже, чем векторы других направлений, но более равномерно распределены по площади. Они резко выражены в центральной части Алазейского поднятия (междуречье Кыллаха и Седедема) и на западной его окраине (правобережье р. Бадяриха) (табл. 6, рис. 170).

В северной части Приколымского горст-антиклинория (Колымо-Омолонский динамический район) векторы сжатия имеют разнообразную ориентировку, но преимущественно направлены по азимутам $20-200^\circ$, $50-230^\circ$, $0-180^\circ$ и $110-290^\circ$. Здесь устанавливаются как взбросовые, так и сдвиговые типы полей напряжений. Редкие сбросовые векторы направлены по азимуту $80-260^\circ$ (см. рис. 170). Трещины грубого кливажа разлома, вопреки меридиональному простиранию структур, имеют широтную ориентировку. Такой сложный рисунок тектонического поля напряжений обусловлен, вероятно, тем, что северный участок горст-антиклинория располагается в зоне практически перпендикулярного торцового сочленения с Олойской наложенной впадиной, в районе пересечения Колымского и Олойско-Березовского глубинных разломов.

Южнее, на правом берегу р. Колымы, в районе устья р. Шаманихи, определены поля напряжений взбросового типа с пологонаклонными или горизонтальными векторами сжатия, простирающимися по азимуту $120-300^\circ$. В целом для Приколымского горст-антиклинория характерна смена ориентировки от субмеридиональной

на севере через субширотную в центральной части до северо-западной на юге. При этом сохраняется взбросовый характер напряжений и горизонтальное положение их векторов, что связано, вероятно, с влиянием Колымского глубинного разлома, являющегося крупным взбросом.

На участке субширотного течения р. Колымы, от района устья р. Орок до устья р. Коркодон и в низовьях последнего, поля напряжений не определены, так как здесь выявлены лишь отдельные несопряженные зеркала скольжения. Однако наличие на этом участке трещин кливажа субмеридионального и северо-восточного простираний косвенно указывает на то, что и здесь деформации происходили в условиях горизонтального сжатия. Вместе с тем в этом районе в борту Налучинского грабена устанавливается раздвиговое поле напряжений с горизонтальными векторами растяжения, направленными по азимуту $80-260^\circ$. С этим полем напряжений, вероятно, связано формирование небольших верхнеюрских грабенов, простирающихся по азимутам $330-350^\circ$.

На крайнем юге Приколымского горст-антиклинория, на левобережье р. Колымы в 40 км ниже пос. Сеймчан, были реконструированы преимущественно взбросовые поля напряжений с горизонтальной ориентировкой векторов, направленных по азимуту $10-190^\circ$. В числе второстепенных здесь распространены субширотные сдвиги (см. рис. 164).

Северное окончание Балыгычан-Сугойской впадины характеризуется полями напряжений, типичными для взбросов и сбросов. Вектора сжатия первых ориентированы горизонтально, преимущественно по азимуту $160-340^\circ$, а вектор растяжения направлен по азимуту $190-10^\circ$ (см. табл. 6).

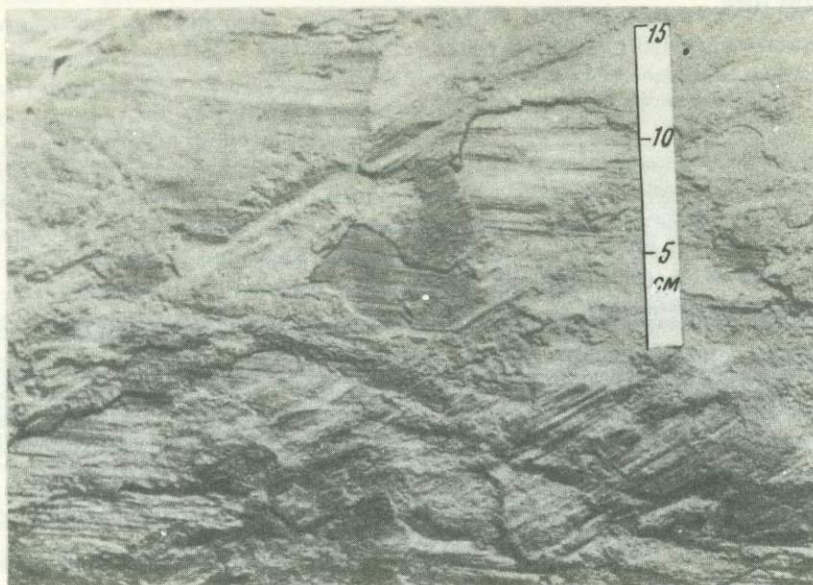
Таким образом, полученные данные по структурам, включаемым в Колымо-Омолонский динамический район, указывают на весьма сложный рисунок тектонического поля напряжений. Вместе с тем, большая часть векторов имеет северо-западное направление, что в значительной мере согласуется с результатами, полученными по сопряженным крупным разломам.

В Приохотском динамическом районе, как показывают несколько наблюдений в Магаданском батолите в районе пос. Ола, вектора сжатия имеют меридиональное и северо-восточное направления и соответствуют направлениям которые можно предполагать на основании имеющихся сведений по простираниям складчатости и разломов (см. рис. 164, табл. 6).

ВЫВОДЫ

В целом результаты реконструкции тектонических полей напряжений Верхояно-Колымской системы по замерам трещиноватости, несмотря на относительно небольшое количество точек, достаточно хорошо согласуются с полями напряжений, устанавливаемыми по кинематике крупных разломов, а также с полями напряжений, которые устанавливаются по простираниям складчатости и кливажа. Такое совпадение является убедительным доказательством формирования складчатых и разрывных нарушений Верхояно-Колымской складчатой системы в едином поле тектонических напряжений. Это поле напряжений в различных структурных зонах характеризуется своими индивидуальными особенностями, что позволило разделить рассматриваемую территорию на несколько деформационных, или динамических, районов (см. рис. 139, 164).

Наблюдения за зеркалами скольжения, во многих случаях с перекрестными и разнонаправленными в одной и той же плоскости бороздами (рис. 171), а также реконструкции тектонических полей напряжений в отдельных точках по однобродовым трещинам убедительно свидетельствуют о том, что в пределах одной структуры нередко устанавливается несколько направлений деформации, одно из которых является главным, определяющим ее облик. Особенно сложным тектоническое поле оказывается в зонах сочленения различающихся по динамике районов. Векторы сжатия в подавляющем большинстве случаев ориентированы в плоскости, близкой к горизонтальной, а векторы растяжения занимают то вертикальное,



Р и с. 171. Перекрестные зеркала скольжения в палеозойских известняках на плоскости разлома (северный склон Полоусненского горст-антиклинория, р. Уяндина)

то горизонтальное положение, что указывает на формирование структур Верхояно-Колымской системы в условиях сдвиговых и взбросовых полей напряжений. Сбросовые или раздвиговые поля напряжений относятся здесь к доскладчатым и после-складчатым структурам.

Формирование складчатых и разрывных структур в одних и тех же тектонических полях напряжений доказывается еще и тем, что практически нигде мы не можем выделить ни одной складки, так или иначе не связанной с разломами, и ни одного разлома, формирование которого не сопровождалось бы образованием складок. В качестве примеров укажем, что перед фронтом Нелькано-Кыллахского краевого шва в зоне шириной около 2 км платформенные отложения кембрия смяты в концентрические складки, а сжатие Южно-Верхоянского мегасинклинория с образованием в его центральной зоне концентрических складок повлекло за собой образование Сунтарской системы диагональных поверхностных разрывов, вдоль которых в свою очередь местами сформировались мелкие складки [Кирусенко, 1970]. Такие примеры можно было бы продолжить, причем все они показывают, что поля тектонических напряжений повсеместно отражают динамические условия формирования как складчатых, так и разрывных структур.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В структурах Верхояно-Колымской складчатой системы существуют все известные морфологические типы складок, однако преимущественным развитием пользуются арочные и коробчатые складки. Результаты наших работ, а также многочисленные материалы других исследователей позволили составить первую карту морфологического районирования складчатости Верхояно-Колымской складчатой системы мезозойд. На этой карте видно, что наиболее сложнорасположенные зоны располагаются в Иньяли-Дебинском и Полоусненском мегасинклиналиях, а также в зонах краевых разломов, отделяющих область мезозойд от Сибирской платформы.

В центральной части Верхояно-Колымской складчатой системы располагается зона пологих дислокаций, состоящая из Куларского, Среднеянского, Адычанского, Эльгинского, Сунтаро-Лабынкырского, Иньянского и Балыгычанского складчато-глыбовых поднятий. Тектоническая природа этих структур все еще остается невыясненной, однако большинство исследователей предполагает, что они представляют собой погребенные срединные массивы. На настоящих срединных массивах — Охотском, Омолонском и Колымском — осадочный чехол дислоцирован слабо. Вместе с тем выяснено, что на Колымском массиве деформации чехла осуществлялись в условиях сложного тектонического поля напряжений, возникшего, вероятно, за счет сложения полей смежных подвижных регионов.

На основании анализа трещин по методике М.В. Гзовского выяснено, что складчатые структуры в Верхояно-Колымской складчатой системе, в том числе и дислокации в центральной части Колымского массива, сформировались в условиях горизонтально-го сжатия.

В структурах Верхояно-Колымской складчатой системы установлено четыре морфологических типа кливажа. К первому отнесен грубый, или скорлуповато-плитчатый, кливаж разлома, ко второму — нормальный, или плитчатый, кливаж разлома, к третьему — тонкий, или сланцеватый кливаж разлома, к четвертому — кливаж течения.

Складчатые структуры продольного изгиба разделены на три кинематических типа и семь кинематических разновидностей. К первой разновидности отнесены концентрические взбросовые складки, ко второй — концентрические взбросово-сдвиговые складки, к третьей — концентрические складки с грубым кливажом разлома, к четвертой — кливажные складки с нормальным плитчатым кливажом разлома, к пятой — кливажные складки с тонким кливажом разлома, к шестой — складки кливажа течения и к седьмой — складки послонного течения. Складки этих кинематических типов и разновидностей группируются в четыре этапа складчатости.

Изучение разломов Верхояно-Колымской системы показывает, что все исследованные крупные разломы являются динамически сопряженными правыми и левыми сдвигами и взбросами. По положению в структуре и динамическим условиям формирования в однородном тектоническом поле напряжений эти разные по морфологии разломы объединяются в крупные системы: Лаптевскую, Верхоянскую, Южно-Верхоянскую, Охотскую Индигиро-Колымскую, Полоусненскую, Колымо-Омолонскую, Новосибирско-Чукотскую и Приохотскую.

Разломы Верхояно-Колымской системы имеют, как правило, демозойский возраст заложения и в доскладчатые этапы развития рассматриваемого региона представляли собой конседиментационные сбросы, ограничивавшие позднедокембрийские, палеозойские и раннемезозойские рифтовые и раздвиговые зоны. В позднем мезо-

зое в условиях горизонтального сжатия большинство конседиментационных сбросов стали развиваться как взбросы, надвиги и сдвиги, а некоторые из них (Центрально-Верхоянский, Восточно-Орулганский, Дулгалахский разломы, фланги части разломов Индигиро-Колымской и Южно-Верхоянской систем) в позднем мезозое развивались как зоны мелкой трещиноватости и несколько повышенной проницаемости, оставаясь по сути дела скрытыми разломами.

В настоящей работе предпринята первая попытка реконструировать древние поля напряжений в структурах Верхояно-Колымской складчатой системы. В результате было выяснено, что сложный структурный рисунок рассматриваемой территории характеризуется таким же сложным тектоническим полем напряжений. Складчатые структуры и разломы этого региона по условиям образования были тесно связаны друг с другом и сформировались за счет одного и того же поля тектонических напряжений.

Подводя итог, необходимо заметить, что в работе разрешены далеко не все вопросы структурной геологии региона; многие структуры, особенно расположенные в районах пологих дислокаций, нами не изучались совсем. Для более обстоятельного суждения о тектонических полях напряжений собрано еще мало фактического материала. Работу эту необходимо продолжить, поскольку только расшифровка динамической обстановки в различных кинематических этапах складчатости и разломов позволит наметить надежные критерии поисков скрытых рудных тел.

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамов Б.С.* Биостратиграфия каменноугольных отложений Сетте-Дабана. М.: Наука, 1970. 178 с.
- Ажгирей Г.Д.* Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 1966. 364 с.
- Ажгирей Г.Д.* Природные ассоциации кливажа в тектонически деформированных породах. — В кн.: Петрология и структурный анализ кристаллических образований. Л.: Наука, 1970, с.181 — 193.
- Андрянов Н.Г.* Динамотермальный метаморфизм терригенных пород в западной части Южно-Верхоянского синклинали. — В кн.: Новости геологии Якутии. Якутск, 1973а, вып. 3, с.72 — 74.
- Андрянов Н.Г.* О взаимоотношении процессов метаморфизма и золоторудной минерализации в Южно-Верхоянском синклинали. — Докл. АН СССР, 1973б, 211, № 2, с.433 — 436.
- Андрусенко А.М., Еловских В.В., Оксман С.С.* Северо-западная часть Верхоянско-Колымской складчатой области и сопредельные районы Сибирской платформы (строение довернепалеозойского основания). — В кн.: Геологические результаты геофизических исследований в Якутской АССР. Иркутск, 1972, с.80 — 92.
- Аникеев Н.П., Васильковский А.П., Дабкин И.Е., Попов Г.Г., Титов В.А.* Тектоника. — В кн.: Геология СССР. М.: Недра, 1970, 30, кн. 2, с.247 — 423.
- Аникеев Н.П., Дабкин И.Е., Евангулов Б.Б., Зимкин А.В., Ларин Н.И., Матвеев В.Т., Николаев А.А., Симаков А.С., Титов В.А., Шаталов Е.Т., Шило Н.А., Эльянов М.Д.* Основные тектонические элементы Северо-Востока СССР. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, Магадан, 1957, вып. 11, с.27 — 30.
- Артемов А.В., Херасков Н.Н.* Тектоническое строение Улахан-Сисской зоны глубинного разлома. — В кн.: Мезозойский тектогенез, Магадан, 1969, с.92 — 94. (VII сессия Научн. совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока: Тез. докл.)
- Архипов Ю.В.* Стратиграфия триасовых отложений Восточной Якутии, Якутск, 1974. 312 с.
- Архипов Ю.В., Петров Ю.Н., Спектор В.Б., Яскеляйнен Г.С.* Главные структурные элементы мезозойа на территории среднего течения реки Яны. — В кн.: Мезозойский тектогенез, Магадан, 1971, с. 54 — 68.
- Атлас литолого-палеогеографических карт СССР / Гл. ред. А.П. Виноградов. М.: ВАГТ, 1968 — 1969, т. 1 — 4.*
- Атласов И.П.* Тектоника северо-западной части Верхоянской складчатой области. — В кн.: Проблемы тектоники, М.: Госгеолтехиздат, 1961, с.189 — 211.
- Балакина Л.М., Введенская А.В., Голубева Н.В., Мишарина Л.А., Широкова Е.И.* Поле упругих напряжений земли и механизм очагов землетрясений. М.: Наука, 1972. 192 с.
- Башарин А.К.* Восточно-Верхоянская эпикратонная геосинклиналь. М.: Наука, 1967. 204 с.
- Белоусов В.В.* Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 1971. 278 с.
- Белоусов В.В.* Основы геотектоники, М.: Недра, 1975. 264 с.
- Белый В.Ф.* Главные типы вулканических поясов в областях мезозойского тектогенеза Восточной Азии. — В кн.: Мезозойский тектогенез, Магадан, 1971, с.168 — 177.
- Белый В.Ф., Милов А.П.* О петрологической зональности габбро-гранитных серий Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 10, с.49 — 57.
- Белый В.Ф., Николаевский А.А., Тильман С.М., Шило Н.А.* Тектоническая карта Северо-Востока СССР, М.: ГУГК, 1966.
- Беляев И.В., Беляева Д.Н., Мигович И.М., Титов В.А.* Аномальное магнитное поле Северо-Востока СССР. — В кн.: Тектоника Сибири. М.: Наука, 1970, т.4, с.42 — 46.
- Безр А.А.* Юдомо-Майский прогиб и его восточное обрамление в верхнем протерозое и нижнем палеозое. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 4, с.71 — 85.
- Биджиев Р.А., Наталов Л.Н.* О проявлениях кайнозойской складчатости в Верхоянии. — Докл. АН СССР, 1972, 205, № 2, с.411 — 413.
- Богданов Н.А.* Тектоническое развитие в палеозое Колымского массива и восточной Арктики. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 178 с.
- Боголепов К.В., Чиков Б.М.* Геология дна океанов. М.: Наука, 1976. 248 с.
- Бондаренко П.М., Лучицкий И.В.* О полях напряжения в складках, возникающих вследствие продольного изгиба. — Докл. АН СССР, 1969, 188, № 4. с.878 — 880.
- Бронгулеев В.В.* Проблема складкообразования в земной коре. М.: Недра, 1967. 292 с.
- Булгакова М.Д., Коробицын А.В., Семенов В.П., Ивсен В.Ю.* Осадочные и вулканогенно-осадочные формации Верхояния (палеозой — нижний мезозой). Новосибирск: Наука, 1976. 136 с.
- Вацлов Ю.Я.* Глубинные разломы юга Яно-Колымской складчатой зоны и Охотско-Чаун-

- ского вулканического пояса и их роль в образовании гранитных интрузий и формировании структур (по геофизическим данным). — Сов. геология, 1963, № 3, с. 54 — 72.
- Вельдяков Ф.Ф., Иванов В.А., Песков Е.Г., Рябов А.В.* Основные особенности тектоники и истории развития Охотского массива. — В кн.: Тектоника Сибири. М.: Наука, 1970, т. 4, с. 82 — 91.
- Виноградов В.А.* Тектоника Верхоянского мегантиклинория и Ленского прогиба (севернее полярного круга). — В кн.: Региональная геология Л., 1965, с. 87 — 126. (Ученые записки НИИГА; Вып. 5)
- Вихерт А.В.* Дербек-Нельгехинский разлом в фундаменте Верхояно-Колымской складчатой области. — Геол. и геофиз., 1960а, № 3, с. 73 — 79.
- Вихерт А.В.* Осадочные формации Западно-Верхоянского антиклинория и прилегающей территории. М.: Изд-во АН СССР, 1960б. 162 с.
- Вихерт А.В.* Тектоника. — В кн.: Геологическое строение и рудоносность Западного Верхоянья М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 64 — 98.
- Вихерт А.В.* Методы и результаты статистического исследования тенденции изменения интенсивности складчатости. — В кн.: Вопросы геомии. М.: Изд-во МГУ, 1972а, с. 34 — 90.
- Вихерт А.В.* Статистические тенденции изменения интенсивности складчатости по простиранию и вертикали на юго-восточном окончании Кавказского мегантиклинория. — В кн.: Вопросы геомии. М.: Изд-во МГУ, 1972б, с. 91 — 109.
- Владимиров В.Г.* Геолого-структурная позиция золото-сурьмяных проявлений Адыча-Тарынской зоны. — В кн.: Новости геологии Якутии. Якутск, 1973, вып. 3, с. 123 — 124.
- Возин В.Ф.* Стратиграфия мезозойских отложений бассейна р. Яны. М.: Изд-во АН СССР, 1962, 120 с.
- Войновский-Кригер К.Г.* О некоторых спорных вопросах механизма складкообразования. — Изд-во АН СССР. Сер. геол., 1966, № 1, с. 73 — 89.
- Гавриков С.И.* О тектоническом районировании бассейна верхнего течения р. Индигирки. Магадан, 1958, 20 с. (Труды ВНИИ-1; Вып. 38, Геология)
- Гавриков С.И.* О поперечной зональности в Иньяльском синклинии. — Геол. и геофиз., 1960, № 3, с. 115 — 118.
- Гавриков С.И.* Стратиграфия и тектоника Тас-Хаяхтахского поднятия. — Сов. геология, 1962, № 5, с. 139 — 143.
- Гавриков С.И., Попов Л.Н.* История геологического развития юго-восточной части Якутии и сопредельных районов в позднем палеозое и мезозое. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Якутск, 1973, вып. 12, с. 3 — 49.
- Галабала Р.О.* Об орогенезе в Западном Верхоянье. — В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971, с. 61 — 68.
- Гапоненко Г.И., Литинский В.А., Левин Д.В., Орлов А.Н., Полькин Я.И.* Геолого-тектоническое строение дна морей Лаптевых и западной части Восточно-Сибирского по геофизическим данным. — В кн.: Геофизические методы разведки в Арктике. Л., 1968, с. 20 — 32. (Труды НИИГА; Вып. 5)
- Гельман М.Л.* Вопросы геологии древнейших кристаллических комплексов Северо-Востока СССР. — В кн.: Основные проблемы биостратиграфии и палеогеографии Северо-Востока СССР. Магадан, 1974, с. 73 — 79. (Труды СВКНИИ; Вып. 62)
- Геология СССР. Западная часть Якутской АССР.* М.: Недра, 1970, т. 18, ч. 1. Геологическое описание, кн. 1. 535 с.
- Геология СССР. Северо-Восток СССР.* М.: Недра, 1970, т. 30. Геологическое описание, кн. 1. 548 с.
- Гзовский М.В.* Тектонические поля напряжений. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1954, № 5, с. 390 — 410.
- Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
- Гончаров М.А.* Кливаж. — В кн.: Очерки структурной геологии сложнодислоцированных толщ. М.: Недра, 1970, с. 74 — 101.
- Горнштейн Д.К., Гусев Г.С.* Краевые швы восточной части Сибирской платформы. — В кн.: Разломная тектоника территории Якутской АССР. Якутск, 1976, с. 64 — 72.
- Городинский М.Е., Гулевиц В.В., Незнамов Н.Н., Палымский Б.Ф., Радзивилл А.Я.* О геологии и металлогении Анжуйско-Олойского междуречья. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1974, вып. 21, с. 31 — 41.
- Гребенников Г.А.* Тектоническое развитие в позднем докембрии и палеозое Селенянского горст-антиклинория (Северо-Восток Якутии): Автореф. канд. дис. Л., 1975. В надзаг.: ВСЕГЕИ.
- Гребенников Г.А., Дубовиков Л.К.* О стратиграфическом несогласии между отложениями мезозоя и палеозоя в хребте Тас-Хаяхтах и Селеняньском крыже. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Якутск, 1963, вып. 12, с. 51 — 57.
- Гринберг Г.А.* Докембрий Охотского массива. М.: Наука, 1968, 187 с.
- Гринберг Г.А.* Позднемезозойские формации гранитоидов Северо-Востока СССР. — В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1973, с. 9 — 30.
- Гринберг Г.А., Гусев Г.С., Милановский Е.Е., Мокшанцев К.Б., Славин В.И., Хаин В.Е.* Строение и развитие Колымского массива в свете новых данных. — Геотектоника, 1977, № 4, с. 32 — 45.
- Громин В.И.* Малые структурные формы и палеореологические реконструкции. М.: Наука, 1970, 144 с.
- Гуляев П.В.* К тектонике Алазейского поднятия. — Геотектоника, 1975, № 6, с. 30 — 43.
- Гудков А.А., Гусев Г.С.* Тектоническое строение Южного Верхоянья (по геолого-геофизическим данным). — В кн.: Тектоника, стратиграфия и литология осадочных формаций Якутии. Якутск, 1968, с. 50 — 55.
- Гусев Г.С.* Некоторые вопросы районирования и основные черты развития восточного склона Алданской антеклизы и ее обрамления. — В кн.: Геологическое строение и нефтегазо-

- носность восточной части Сибирской платформы и прилегающих районов. М.: Недра, 1968а, с. 145 — 152.
- Гусев Г.С.* Тектоническое районирование восточного обрамления Алданской антеклизы. — В кн.: Тектоника, стратиграфия и литология осадочных формаций Якутии. Якутск, 1968б, с. 41 — 50.
- Гусев Г.С.* Кинематика Южно-Верхоянской, Полоусненской и Индигиро-Колымской систем разломов Северо-Востока СССР. — В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1969, с. 86 — 88. (VII сессия Науч. совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока: Тез. докл.)
- Гусев Г.С.* Кинематические типы складок продольного изгиба и их распространение на примере мезозойской Верхояно-Чукотской области. — В кн.: Внутренняя геодинамика. Л., 1972, вып. 2, с. 14 — 17.
- Гусев Г.С., Веклич В.С., Третьяков Ф.Ф.* Морфо-кинематическая характеристика разломов Верхояно-Чукотской складчатой области. — В кн.: Разломная тектоника территории Якутской АССР. Якутск, 1976, с. 150 — 159.
- Гусев Г.С., Мокшанцев К.Б., Третьяков Ф.Ф.* Разломы Верхояно-Чукотской складчатой области. — В кн.: Разломная тектоника территории Якутской АССР. Якутск, 1976, с. 73 — 114.
- Деннис Дж.* Международный словарь английских тектонических терминов. М.: Мир, 1971, 288 с.
- Довгаль Ю.М.* Офиолитовые формации Алучинского поднятия. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1964, вып. 17, с. 149 — 158.
- Довгаль Ю.М., Радзивилл А.Я., Тцтов В.А., Чесовитин М.Д.* К тектонике Олойско-Ануйского междуречья. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1966, вып. 18, с. 41 — 52.
- Дубатов В.Н., Симаков К.В.* Основные проблемы геологии девона Северо-Востока СССР. — В кн.: Основные проблемы биостратиграфии и палеогеографии Северо-Востока СССР. Магадан, 1974, с. 92 — 111.
- Еловских В.В.* Тектоническая и металлогеническая специфика срединных массивов на примере Верхояно-Колымской складчатой области. — В кн.: Тектоника срединных массивов. М.: Наука, 1976, с. 208 — 210.
- Еловских В.В., Носаков А.И., Саврасов Е.Г.* Северо-восточная часть Верхояно-Колымской складчатой области (строение доверхнепалеозойского основания). — В кн.: Геологические результаты геофизических исследований в Якутской АССР. Иркутск, 1972, с. 93 — 104.
- Зоненшайн Л.П.* Тектоника и анализ складчатости Верхоянья. — Геотектоника, 1965, № 2, с. 58 — 78.
- Зоненшайн Л.П., Сборщиков И.М.* Петроструктурный анализ некоторых складок Западного Верхоянья. — Геотектоника, 1965, № 4, с. 92 — 105.
- Ивенсен Ю.П., Амузинский В.А., Невойса Г.Г.* Строение, история развития, магматизм и металлогения северной части Верхоянской складчатой зоны. Новосибирск: Наука, 1975, 324 с.
- Ивенсен Ю.П., Проценко Е.Г.* Рудные месторождения, их связь с изверженными породами, вещественный состав и структура. — В кн.: Геологическое строение и рудоносность Западного Верхоянья. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 135 — 203.
- Измайлов Л.И., Чехов А.Д.* Главнейшие системы разрывных нарушений юго-восточной части Иньяли-Дебинского синклиория. — В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971, с. 295 — 298.
- Израилев Л.М., Кропачев А.П.* Тектоника центральных частей Орулганского антиклиория (северное Верхоянье). — Геотектоника, 1971, № 5, с. 89 — 97.
- Калинин В.М.* Гидротермальные изменения и золотоносность пород зоны межформационного срыва между триасовой и юрской толщами в бассейнах рр. Адыча и Эльги. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Якутск, 1963, вып. 12, с. 93 — 106.
- Кириллов В.А.* Основные результаты геофизических исследований между гранитными массивами Оханджа и Буркандья. — Колыма, 1963, № 10, с. 28 — 30.
- Кириллова И.В.* О последних работах П. Фурмарье по кливажу (сланцеватости). — Бюл. МОИП. Отд-ние геол., 1960, 35, вып. 2, с. 132 — 138.
- 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, с. 78 — 109.
- Кирусенко Т.С.* Материалы по стратиграфии и тектонике Сетте-Дабана. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутии. М.: Изд-во АН СССР, 1959, сб. 4, с. 128 — 135.
- Кирусенко Т.С.* О структурных особенностях Южно-Верхоянского синклиория. — В кн.: Тектоника Сибири. М.: Наука, 1970, т. 4, с. 69 — 73.
- Коган А.Л.* Постановка сейсмических работ методом КМПВ-ГСЗ с морского льда на шельфе Арктических морей (опыт работы в море Лаптевых). — В кн.: Геофизические методы разведки в Арктике. Л., 1974, с. 33 — 38. (Труды НИИГА; Вып. 9)
- Коган В.С., Рунов Б.Е., Ставцев А.Л.* Новые данные по геологии и рудоносности Билякчанской зоны разломов (Южное Верхоянье). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 8, с. 113 — 123.
- Козьмин Б.М.* Главные напряжения в очагах землетрясений Северо-Востока СССР. — В кн.: Новые данные по геологии Якутии. Якутск, 1975, с. 117 — 125.
- Козьмин Б.М., Ларионов А.Г.* Особенности пространственного распределения землетрясений в Якутии. — В кн.: Сейсмическое райони-

- рование Якутии и сопредельных территорий. Якутск, 1975, с. 20 — 28.
- Комар В.А., Работнов В.Т.* Верхний докембрий Северо-Востока СССР. — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1976, № 8, с. 5 — 18.
- Константиновский А.А.* Улканский и Билякчанский среднепротерозойские грабены юго-востока Сибирской платформы. — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1974, № 4, с. 72 — 84.
- Константиновский А.А.* Древние глыбы в юрских отложениях хребта Черского (Северо-Восток СССР). — Геотектоника, 1975а, № 6, с. 61 — 67.
- Константиновский А.А.* К стратиграфии верхнедокембрийских и нижнепалеозойских отложений хр. Черского. — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1975б, № 8, с. 95 — 105.
- Корольков В.Г., Рудник В.А., Сработович Э.В.* О позднезойском-раннеархеозойском возрасте древнейших пород Охотского срединного массива. — Докл. АН СССР, 1974, 219, № 6, с. 1441 — 1444.
- Коростелев В.И.* Кобюминский грабен и его роль в тектоническом развитии Восточного Верхоянья. — Сов. геология, 1973, № 9, с. 133 — 141.
- Кочетков В.М.* Сейсмичность Якутии. М.: Наука, 1966. 92 с.
- Красный Л.И.* Схема геолого-структурного районирования северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. — Геологическая карта северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса, М.: ГУГК, 1966.
- Крежевских Ю.Г.* О надвиговых явлениях в хребте Тас-Хаяхта. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Якутск, 1960, вып. 1, с. 121 — 124.
- Кропачев А.П.* Тектоническое строение и история развития Орулганского антиклинория: Автореф. канд. дис. Л., 1970. В надзаг.: ВСЕГЕИ.
- Кропоткин П.Н.* Элементарные структуры, их классификация и терминология. — В кн.: Методы изучения тектонических структур. М.: Изд-во АН СССР, 1961, вып. 2, с. 3 — 137.
- Кузнецов В.М.* Юго-западная граница Омолонского массива. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1975, вып. 22, с. 42 — 48.
- Кутейников Е.С., Кутейникова Н.С.* Разрывные нарушения Анабарской антеклизы. — В кн.: Тектоника Сибири. М.: Наука, 1970, т. 3, с. 95 — 97.
- Ларин Н.И.* К тектонике Восточного Верхоянья. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1956, вып. 10, с. 57 — 68.
- Лебедева Н.Б.* Особенности микроструктуры кливажа в породах флишевой толщи южного склона Кавказа. — В кн.: Вопросы геонмии. М.: Изд-во МГУ, 1972, с. 130—145.
- Лебедева Н.Б.* Роль неоднородностей горных пород в процессе образования кливажа. — Геотектоника, 1976, № 2, с. 31—43.
- Левашов К.К.* Среднепалеозойская рифтовая зона Сетте-Дабана. — Докл. АН СССР, 1974, 219, № 3, с. 689—692.
- Левашов К.К.* Среднепалеозойский магматизм Сетте-Дабанской и Виллойской рифтовых зон и Приколымского поднятия: Автореф. докт. дис. Томск, 1975. В надзаг.: Томск. гос. ун-т.
- Левин Б.С.* К стратиграфии дорифейских толщ южной части Омолонского массива. — В кн.: Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР. Межвед. стратигр. соещ.: Тез. докл. Магадан, 1974, с. 33—34.
- Лейпциг А.В.* Китчанское поперечное поднятие. — В кн.: Геология СССР. Западная часть Якутской АССР. М.: Недра, 1971, т. 18, ч. 1, кн. 2, с. 150—153.
- Леоненко Н.А.* Геологическое строение полуострова Тайгонос. — Геол. и геофиз., 1974, № 9, с. 34—45.
- Леонов Б.Н.* Особенности тектонического строения северо-востока Сибирской платформы, Приверхоянского прогиба и складчатого Верхоянья. — В кн.: Тектоника Сибири. М.: Наука, 1970, т. 3, с. 98—105.
- Лычагин П.П., Мерзляков В.М., Пономарева Л.Г., Терехов М.И., Хмельникова О.С.* Глаукофан-сланцевый метаморфизм Алазейского плоскогорья. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1975, вып. 22, с. 112—119.
- Мальков Б.И.* Тектоника Верхнеколымских мезозоид (Северо-Восток СССР): Автореф. канд. дис. Л., 1976. В надзаг.: ВСЕГЕИ.
- Масайтис В.Л., Михайлов М.В., Селивановская Т.В.* Вулканизм и тектоника Патомско-Виллойского среднепалеозойского авлакогена. М.: Недра, 1975, 184 с.
- Матвеев В.Т., Шаталов Е.Т.* Разрывные нарушения, магматизм и оруденение Северо-Востока СССР. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1958, т. 1, с. 169—240.
- Мерзляков В.М.* О рудоконтролирующих структурах Тас-Кыстабытского оловорудного района (Северо-Восток СССР). — Докл. АН СССР, 1968, 183, № 4, с. 905—906.
- Мерзляков В.М.* Стратиграфия и тектоника Омулевского поднятия (Северо-Восток СССР). М.: Наука, 1971, 152 с.
- Мерзляков В.М., Терехов М.И., Белобяжский С.Г.* О срединных массивах Северо-Востока СССР. — Геотектоника, 1974, № 5, с. 61 — 73.
- Мерзляков В.М., Терехов М.И.* Срединные массивы Северо-Востока СССР. — В кн.: Тектоника срединных массивов. М.: Наука, 1976, с. 37—42.
- Михеев Г.И., Яблоков К.В.* О тектонике района пологих дислокаций в юго-западных отрогах хребта Полоусного на Северо-Востоке СССР. — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1963, № 2, с. 30—38.
- Мокшанцев К.Б., Горнштейн Д.К., Гудков А.А., Гусев Г.С., Деньгин Э.В., Штех Г.И.* Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и прилегающих складчатых сооружений Верхоянно-Чукотской области. М.: Наука, 1968. 172 с.
- Мокшанцев К.Б., Горнштейн Д.К., Гусев Г.С., Деньгин Э.В., Штех Г.И.* Тектоническое строение Якутской АССР. М.: Наука, 1964, 292 с.

- Мокшанцев К.Б., Гринберг Г.А., Гусев Г.С.* Тектоника, формирование континентальной земной коры и полезные ископаемые Верхояно-Чукотской области. — В кн.: Проблемы тектоники территории СССР и размещения полезных ископаемых, М., 1977, с. 27—28.
- Мокшанцев К.Б., Гусев Г.С., Петров А.Ф.* Геологические критерии сейсмичности территории Якутской АССР. — В кн.: Сейсмическое районирование Якутии и сопредельных территорий, Якутск, 1975, с. 47—63.
- Мокшанцев К.Б., Гусев Г.С., Козьмин Б.М., Третьяков Ф.Ф.* Сейсмичность, современные и древние поля напряжений Северо-Восточной Азии в связи с проблемой Момского рифта. — В кн.: Проблемы рифтогенеза, Иркутск, 1975, с. 78—80. (Материалы к симп. по рифтовым зонам Земли)
- Моралев В.М., Ставцев А.Л.* Основные черты тектоники восточной окраины Алданского щита и сопредельных областей. М.: Госгеолтехиздат, 1961, с. 5—13. (Труды ВАГТ; Вып. 7)
- Наумов А.Н.* О характере сочленения Верхоянской складчатой системы и Приверхоянского передового прогиба в районе западного склона хр. Орулган. — Труды НИИГА, 1962, 130, вып. 19, с. 91—98.
- Некрасов Г.Е.* Месторождения гипербазитов, основных эффузивов и радиоляритов в истории развития полуострова Тайгонос и Пенжинского края. — Геотектоника, 1971, № 5, с. 37—44.
- Ненашев Н.И.* Мезо-кайнозойский магматизм и рудообразование Восточной Якутии. М.: Наука, 1965, 167 с.
- Николаев А.А.* Стратиграфия и тектоника Омурлевских гор. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, Магадан, 1958, вып. 12, с. 3—28.
- Николаевский А.А.* Глубинные разломы Северо-Востока СССР и их металлогеническая характеристика. — В кн.: Тектоника и глубинное строение Северо-Востока СССР, Магадан, 1964, с. 29—52.
- Нужнов С.В.* Рифейские отложения юго-востока Сибирской платформы. М.: Наука, 1967, 176 с.
- Обручев С.В.* Материалы по тектонике Северо-Восточной Азии. — Проблемы сов. геологии, 1934, № 6, с. 182—200.
- Озерцова В.А., Крайнов В.Г.* К вопросу о тектоническом строении левобережья среднего течения Малого Анюя и его верховьев (по данным аэромагнитных работ). — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, Магадан, 1963, вып. 16, с. 253—265.
- Орадовская М.М.* Ордовикские отложения цепей Черского. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, Магадан, 1966, вып. 16, с. 140—162.
- Орадовская М.М.* О двух типах разреза ордовика на Колымском массиве. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, Магадан, 1966, вып. 18, с. 56—66.
- Орадовская М.М.* Стратиграфия и палеогеография ордовика Омолонского массива. — В кн.: Опорные разрезы палеозоя Северо-Востока СССР, Магадан, 1974, с. 137—160.
- Паталаха Е.И.* Механизм возникновения структур течения в зонах смятия. Алма-Ата: Наука, 1970, 216 с.
- Паталаха Е.И.* Классификация складок, кливажа и сланцеватости. — В кн.: Тектоника и формации Казахстана, Алма-Ата: Наука, 1971, с. 131—147. (Труды Ин-та геол., наук АН КазССР; 22)
- Паталаха Е.И., Гиоргобиани Т.В.* Структурный анализ линейной складчатости на примере хребта Каратау (каледонский цикл). Алма-Ата: Наука, 1975, 196 с.
- Паталаха Е.И., Смирнов А.В., Поляков А.И.* Генетические типы геосинклинальной складчатости (Казахстан). Алма-Ата: Наука, 1974, 208 с.
- Пейве А.В.* Глубинные разломы в геосинклинальных областях. — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1945, № 5, с. 23—46.
- Пейве А.В.* Главнейшие типы глубинных разломов. Статья 1. — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1956а, № 1, с. 90—105.
- Пейве А.В.* Главнейшие типы глубинных разломов. Статья 2. — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1956б, № 3, с. 57—71.
- Пейве А.В., Яншин А.Л., Зоненшайн Л.П., Книппер А.Л., Марков М.С., Моссаковский А.А., Перфильев А.С., Пуцаровский Ю.М., Шлезингер А.Е., Штрейс Н.А.* Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты). — Геотектоника, 1976, № 5, с. 6—23.
- Пепеляев Б.В., Терехов М.И.* Стратиграфия и элементы тектоники Алазейского плоскогорья. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, Магадан, 1963, вып. 16, с. 181—191.
- Петров А.Ф.* Докембрийские орогенные комплексы запада Алданского щита, Новосибирск: Наука, 1976, 120 с.
- Пинус Г.В., Стерлигова В.Е.* Новый пояс альпинотипных гипербазитов на Северо-Востоке СССР и некоторые геологические закономерности формирования гипербазитовых поясов. — Геол. и геофиз., 1973, № 12, с. 109—112.
- Политов В.К.* Тектоническое развитие Быльгичано-Сугойского прогиба. — В кн.: Локальное прогнозирование в рудных районах востока СССР, М.: Наука, 1972, с. 80—88.
- Пуцаровский Ю.М.* О тектонике Северо-Востока СССР. — Бюл. МОИП, Отд-ние геол., 1956, 31, вып. 5, с. 13—30.
- Пуцаровский Ю.М.* Стратиграфия и тектоника хребта Сетте-Дабан (Южные Верхояны). — Сов. геология, 1957, сб. 59, с. 43—66.
- Пуцаровский Ю.М.* Приверхоянский краевой прогиб и мезозойды Северо-Восточной Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1960, 236 с.
- Пуцаровский Ю.М.* Зоны затухания геосинклинальных систем или областей. — Бюл. МОИП, Отд-ние геол., 1961, 36, вып. 6, с. 3—25.
- Пуцаровский Ю.М.* Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли, М.: Наука, 1972, 222 с.

- Пуцаровский Ю.М.* Тектоника Северного Ледовитого океана. — Геотектоника, 1976, № 2, с. 3—14.
- Резанов И.А.* Особенности строения и развития мезозойд Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1968, 224 с.
- Решение совещания по классификации платформенных структур. — Сов. геология, 1963, № 11, с. 145—153.
- Русаков И.М., Виноградов В.А.* Эвгеосинклинальная и миогеосинклинальная области Северо-Востока СССР. — В кн.: Региональная геология. Л., 1969, с. 5—27. (Учен. зап. НИИГА; Вып. 15)
- Русаков И.М., Виноградов В.А., Гапоненко Г.И.* Тектоническое районирование Северо-Востока СССР и его арктического шельфа. — В кн.: Новые данные по металлогении и геологическому строению Яно-Колымского междуречья. Л., 1972, с. 5—10. (Труды НИИГА)
- Русаков И.М., Кац А.Г., Бондаренко Н.С., Васильева Г.А., Кореньков П.Л., Николаев Ю.Т.* Новые данные по стратиграфии палеозойских отложений Алазейского плоскогорья (Северо-Восток СССР). — Докл. АН СССР, 1975, 223, № 1, с. 178—181.
- Рыбченков В.Н., Горшкова Е.Р.* О крупном сбросо-сдвиге на западном склоне Западно-Ворхоянья. — Докл. АН СССР, 1965, 164, № 3, с. 651—653.
- Рынник В.И., Ефременко Э.А., Иванов О.П.* О тектоническом строении Яно-Борулахского междуречья (северо-восток Якутской АССР). В кн.: Тектоника Сибири. М.: Наука, 1970, т. 4, с. 91—96.
- Савосина А.К., Натапов Л.М., Сидяченко А.И., Шарковский М.Б.* Спилит-диабазовая формация хребта Арга-Тас (Северо-Восток СССР). — Докл. АН СССР, 1976, 230, № 2, с. 414—417.
- Садовский А.И.* История геологического развития и тектоническое строение Аноийского мегантиклинория. — Сов. геология, 1965, № 3, с. 59—73.
- Садовский А.И.* Структуры активизации и проблема тектонического районирования восточной окраины Колымской палеоплатформы. — В кн.: Тектоника Сибири. М.: Наука, 1970, т. 4, с. 102—110.
- Сатаров Ф.С.* Тектоническое строение Куларского антиклинория. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Якутск, 1970, вып. 16, с. 75—81.
- Сборщиков И.М.* О возможном механизме образования некоторых коробчатых складок Ворхоянья. — Геотектоника, 1966, № 1, с. 91—94.
- Сборщиков И.М.* Некоторые характерные особенности и природа складчатых дислокаций восточного крыла Западно-Ворхоянского антиклинория. — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1968а, № 2, с. 85—92.
- Сборщиков И.М.* О трещинной тектонике Северного Ворхоянья. — Докл. АН СССР, 1968б, 178, № 1, с. 165—168.
- Сборщиков И.М.* Складчатая структура Ворхоянья и некоторые вопросы ее формирования: Автореф. канд. дис. М., 1969. В надзаг.: МГУ.
- Сборщиков И.М.* Кливаж в пределах Ворхоянского мегантиклинория. — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1971а, № 5, с. 41—46.
- Сборщиков И.М.* Складки гравитационно-оползневового типа в Ворхоянье. — Геотектоника, 1971б, № 4, с. 92—98.
- Сборщиков И.М.* Концентрические складки (морфология и условия образования на примере Ворхоянья). — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1972, 47, вып. 2, с. 23—39.
- Сборщиков И.М., Натапов Л.М.* Дислокации, связанные с гипсово-ангидритовой толщей в Западном Ворхоянье. — Докл. АН СССР, 1969, 186, № 5, с. 1150—1153.
- Сеславинский К.Б.* О северной границе Омолонского массива. — Докл. АН СССР, 1969, 189, № 5, с. 1085—1087.
- Сеславинский К.Б.* Строение и развитие Южно-Аноийского шовного прогиба (Западная Чукотка). — Геотектоника, 1970, № 5, с. 56—68.
- Сеславинский К.Б.* Омолонский сдвиг. — Докл. АН СССР, 1972, 205, № 4, с. 924—927.
- Симаков К.В., Шевченко В.М.* Кедонская серия: объем, состав, строение, время и условия формирования. — В кн.: Основные проблемы стратиграфии и палеогеографии Северо-Востока СССР. Магадан, 1974, с. 179—233. (Труды СВКНИИ; Вып. 62)
- Де Ситтер Л.* Структурная геология. М.: ИЛ., 1960, 474 с.
- Симоненко Т.Н., Толстихина М.М.* Некоторые закономерности глубинного строения СССР. — Сов. геология, 1965, № 4, с. 74—89.
- Соловьев В.И.* Сопоставление позднемиоценовых вулканических комплексов Куйдусунской (Охотско-Чукотский вулканический пояс) и Бадярихинской (Калымский срединный массив) впадин. — В кн.: Вулканические и интрузивные формации Приохотья. Новосибирск.: Наука, 1975, с. 134—143.
- Спектор В.Б.* Структура и тектоническое развитие Северного Ворхоянья в верхнем палеозое и мезозое: Автореф. канд. дис. М., 1973. В надзаг.: МГУ.
- Спрингис К.Я.* Тектоника Ворхояно-Колымской складчатой области. Рига: Изд-во АН ЛатвССР, 1958, 378 с.
- Ставцев А.Л.* О некоторых связях магматизма и рудообразования с тектоникой на востоке Алданского щита и в Южном Ворхоянье. — Геотектоника, 1968, № 5, с. 38—46.
- Стоянов В.* Некоторые физические аспекты разламывания в земной коре. — Изв. на геол. ин-т. Серия геотектоника, 1970, кн. 19, с. 127—140. (Българска Академия на науките, комитет по геология)
- Суворов А.И.* Закономерности строения и формирования глубинных разломов. М.: Наука, 1968, 316 с.
- Суворов А.И.* Глубинные разломы платформ и геосинклиналей. М.: Недра, 1973, 216 с.
- Сусов М.В.* Особенности размещения и условия локализации ртутного оруденения Экючу-Билляхского рудного узла: Автореф. канд. дис. М., 1974. В надзаг.: МГУ.

- Сягаев Н.А. Сравнительная тектоника мезозойских прогибов севера Центральной Сибири. М.: Изд-во МГУ, 1962. 346 с.
- Тектоника Якутии/К.Б.Мокшанцев, Д.К.Горнштейн, Г.С.Гусев, Б.Г.Лутц, А.Ф.Петров, Ю.Л.Сластеннов, И.М.Фрумкин, Г.И.Штех. Новосибирск: Наука, 1975. 200 с.
- Тектоника Восточно-Арктического шельфа СССР/В.А.Виноградов, Г.И.Гапоненко, И.М.Русакон, В.Н.Шимараев. Л.: Недра, 1974. 144 с.
- Тектоническая карта Полярных областей Земли, М-6 1 : 10 000 000. /Гл. ред. Б.Х.Егизаров, М.: ВАГТ, 1971.
- Тектоническая карта Якутской АССР и сопредельных территорий, М-6 1 : 1 500 000./Отв. ред. К.Б.Мокшанцев. М.: ГУГК, 1976.
- Терентьев В.М. Джугджурская зона глубинных разломов как пример пограничных структур на стыке платформенных и складчатых областей. — В кн.: Глубинные разломы. М.: Недра, 1964, с. 111—120.
- Тильман С.М. Тектоника и история развития северо-восточного Приколывья. Магадан, 1962. 192 с. (Труды СВКНИИ; Вып. 1)
- Тильман С.М. Сравнительная тектоника мезозойид севера Тихоокеанского кольца. Новосибирск.: Наука, 1973, 328 с.
- Тильман С.М., Белообяжский С.Г., Чехов А.Д., Красный Л.Л. Особенности формирования континентальной коры на Северо-Востоке СССР. — Геотектоника, 1975, № 6, с. 15—29.
- Третьяков Ф.Ф. Тектонические поля напряжений Колымского срединного массива. — В кн.: Новые данные по геологии Якутии. Якутск, 1975, с. 135—144.
- Туманов В.Р., Камалетдинов В.А. Позднетриасовая история развития западной части Адычанского брахиантиклинория. — В кн.: Новости геологии Якутии. Якутск, 1973, вып. 3, с. 45—50.
- Тучков И.И. Палеогеография и история развития Якутии в позднем палеозое и мезозое. М.: Наука, 1973. 208 с.
- Филатова Н.И. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканического пояса в бассейне р. Пенжины. — Геотектоника, 1974, № 2, с. 116—129.
- Фурмарье П. Общие соображения о развитии сланцеватости в складчатых толщах. — В кн.: Труды XVII Международного геологического конгресса, 1937 г. М., 1939, т.1, с. 265—276.
- Хаин В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 512 с.
- Хиллс Е. Элементы структурной геологии. М.: Недра, 1967. 480 с.
- Чехов А.Д. Сравнительная характеристика Иньяли-Дебинского и Ольдойского синклинориев. — В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971, с. 87—96.
- Чиков Б.М. Тектоника Охотского срединного массива. М.: Наука, 1970. 152 с.
- Шаповалова И.Г. Стратиграфия и строматолиты рифейских отложений северной части Юдомо-Майского прогиба. Новосибирск: Наука, 1974, 140 с.
- Шаповалова И.Г., Ян-жин-шин В.А. Стратиграфия рифейских отложений хр. Сетте-Дабан. — В кн.: Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР, Магадан, 1974, с. 59—62. (Межвед. стратигр. совещ.: Тез. докл.)
- Шарковский Б.М. Тектоника Колымо-Индигирского междуречья. — Геотектоника, 1975, № 6, с. 44—60.
- Шило Н.А. Геологическое строение и коренные источники Яно-Колымского пояса рессупной золотонности. Магадан, 1960. 108 с. (Труды ВНИИ-1; Вып. 63)
- Шило Н.А., Бабкин П.В., Белый В.Ф., Мерзляков В.М., Сидоров А.А., Терехов М.И. Новая схема тектонической и металлогенической зональности Северо-Востока СССР. — Докл. АН СССР, 1975, 223, № 4, с. 961—964.
- Шило Н.А., Бабкин П.В., Белый В.Ф., Мерзляков В.М., Сидоров А.А., Терехов М.И. Новая схема тектонической и металлогенической зональности Северо-Востока Советской Азии. — В кн.: Тектоника и структурная геология. Планетология. М.: Наука, 1976, с. 149—155.
- Шило Н.А., Гельман М.Л., Мерзляков В.М., Терехов М.И., Тильман С.М. Новая зона глаукофанового метаморфизма в Тихоокеанском поясе. — Докл. АН СССР, 1973, 213, № 6, с. 1385—1388.
- Шило Н.А., Мерзляков В.М. Эвгеосинклинальные зоны центральной части мезозойид Северо-Востока СССР. — Докл. АН СССР, 1972, 204, № 5, с. 1202—1204.
- Шило Н.А., Мерзляков В.М., Терехов М.И., Тильман С.М. Алазейско-Олойская эвгеосинклинальная система — новый элемент мезозойид Северо-Востока СССР. — Докл. АН СССР, 1973, 210, № 5, с. 1174—1176.
- Шолло В.Н. О этапах складчатости в зоне Шах-Дага на юго-восточном Кавказе. — В кн.: Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 199—218.
- Шолло В.Н. Типы и условия формирования складчатости Сланцевого Дагестана. М.: Наука, 1964. 162 с.
- Шпетный А.П., Терехов М.И. Структуры обрамления Омолонского массива. — В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1969, с. 154—157. (VII сессия Науч. совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока: Тез. докл.)
- Эз В.В. О влиянии герцинской складчатости на структуру каледонского этажа в хребте Каратау и об этажности складчатости. — В сб.: Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 240—249.
- Эз В.В. Особенности структуры метаморфических толщ. — В кн.: Очерки структурной геологии сложнорасположенных толщ. М.: Недра, 1970, с. 195—258.
- Элов О.Г. Новые данные по тектонике Полоусного синклинория. — В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1969, с. 78—79. (VII сессия Науч. совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока: Тез. докл.)
- Ян-жин-шин В.А. Тектоника Центральной части Сетте-Дабанского антиклинория (бассейн р. Белой). — В кн.: Тектоника Сибири. М.: Наука, т. 4, 1970, с. 61—64.

- Ян-жин-шин В.А., Иноземцева Н.Д. Магматические образования Кыллахского поднятия (Южное Верхоянье). — В кн.: Новости геологии Якутии, Якутск, 1973, вып. 3, с. 63—66.
- Anderson E.M. The dynamics of faultings and dyke formation with applications to Britain. Edinburgh; London, 1951, 206 p.
- Akira I. Folding styles and their tectonic levels in the Kitakami and Abakuma mountains, Northeast Japan. — J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. 2, 1975, 19, N 2, p. 95—131.
- Crosby G.W., Link P.K. Stress reorientation during folding. — Geol. Rudsc., 1972, Bd. 2, S. 413—429.
- Dieterich J.H., Carter N.L. Stress-history of folding. — Amer. J. Sci., 1969, N 2, p. 129—154.
- Handin J., Friedman M., Min K.D., Pattison L.J. Experimental folding of rocks under confining pressure. Pt II: Buckling of multilayered rock beams. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1976, 87, N 7, p. 1035—1048.
- Maxwell J.C. Origin of slaty and fracture cleavage in the Delaware Water Gap area, New Jersey and Pennsylvania. — A volume in honor of A.F. Buddington. Geol. Soc. Amer., 1962, p. 281—311.
- Sainsbury C.L., Coleman R.G., Kachadorian R. Blueschist and related greenschist rocks of the Semard Peninsula, Alaska. — Geol. Surv. Profess. Pap., 1970, N 700-B, 8, p. 79—91.
- Sitter L.U. de. Structural geology. N.Y.: McGraw-Hill Book Co., 1964. 551p.
- Smith R.B. Unified theory of folding, boudinage, and mullion structure. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, 86, N 11, p. 1601—1609.
- Wilson G. The relationship of slaty cleavage and kindred structures to tectonics. — Geol. Assoc. London Proc., 1964, 57, pt 4, p. 263—302.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава 1	
Тектонический очерк	5
Глава 2	
Состояние изученности складчатости и разломов	34
Глава 3	
Морфология складчатости	38
Глава 4	
Кливаж	79
Глава 5	
Кинематические и динамические типы складчатости	108
Глава 6	
Морфология и кинематика разломов	138
Глава 7	
Тектонические поля напряжений и динамические условия формирования складчатости и разломов	173
Заключение	198
Литература	200

Григорий Степанович Гусев

СКЛАДЧАТЫЕ СТРУКТУРЫ И РАЗЛОМЫ ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКОЙ СИСТЕМЫ МЕЗОЗОИД

Утверждено к печати Институтом геологии Якутского филиала СО АН СССР

Редактор С.Г. Самыгин. Редактор издательства И.М. Ерофеева

Художественный редактор И.Ю. Нестерова. Технический редактор Л.А. Куликова

ИБ № 16361

Подписано к печати 28.06.79. Т-08787. Формат 70 x 108 1/16. Бумага офс. № 1. Усл. печ. л. 18,2 + 1,0 вкл. Уч.-изд. л. 20,8. Тираж 650 экз. Тип. зак. 215 Цена 3 р. 20 к.

Книга издана офсетным способом

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

СПИСОК ИСПРАВЛЕНИЙ

Подпись к рис. 98 относится к рис. 99

Подпись к рис. 99 относится к рис. 98

Г.С. Гусев. Складчатые структуры и разломы
Верхояно-Колымской системы мезозойд

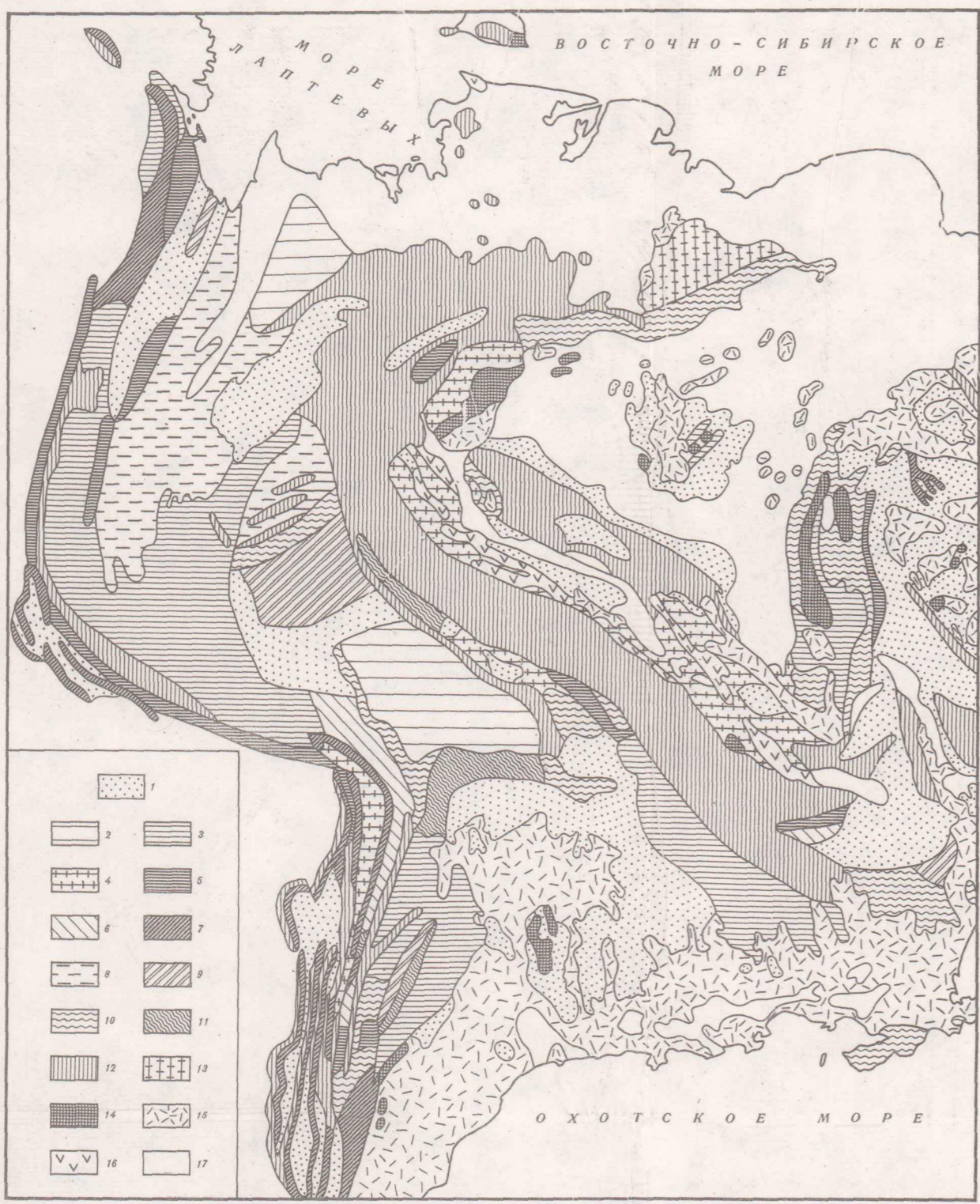


Рис. 68. Схема морфологических типов складчатости Верхояно-Колымской системы
 1 — брахиформная и куполовидная пологая складчатость; 2 — судучино-шевелинская складчатость; 3 — простая коробчатая с редкими гребневидными складками; 4 — сложная коробчатая складчатость, осложненная мелкой складчатостью (в горст-антиклинариях); 5 — флексуры и колчанообразные складки; 6 — пологие моноклинали и ступени, осложненные пологоволнистыми и колчанообразными складками; 7 — гребневидные наклонные привзбросовые складки; 8 — пологие арочные и корытообразные складки; 9 — крутые гребневидные и корытообразные складки; 10 — пологие арочные складки и брахиформные складки; 11 — крутые арочные складки; 12 — зоны развития сплошной интенсивной и разной по форме складчатости; 13 — зоны развития интенсивной опрокинутой складчатости, форма которой не установлена; 14 — зоны развития мелкой метаморфической складчатости; 15 — слабо деформированные поля эффузивов; 16 — деформированные поля эффузивов; 17 — недеформированный чехол кайнозойских впадин

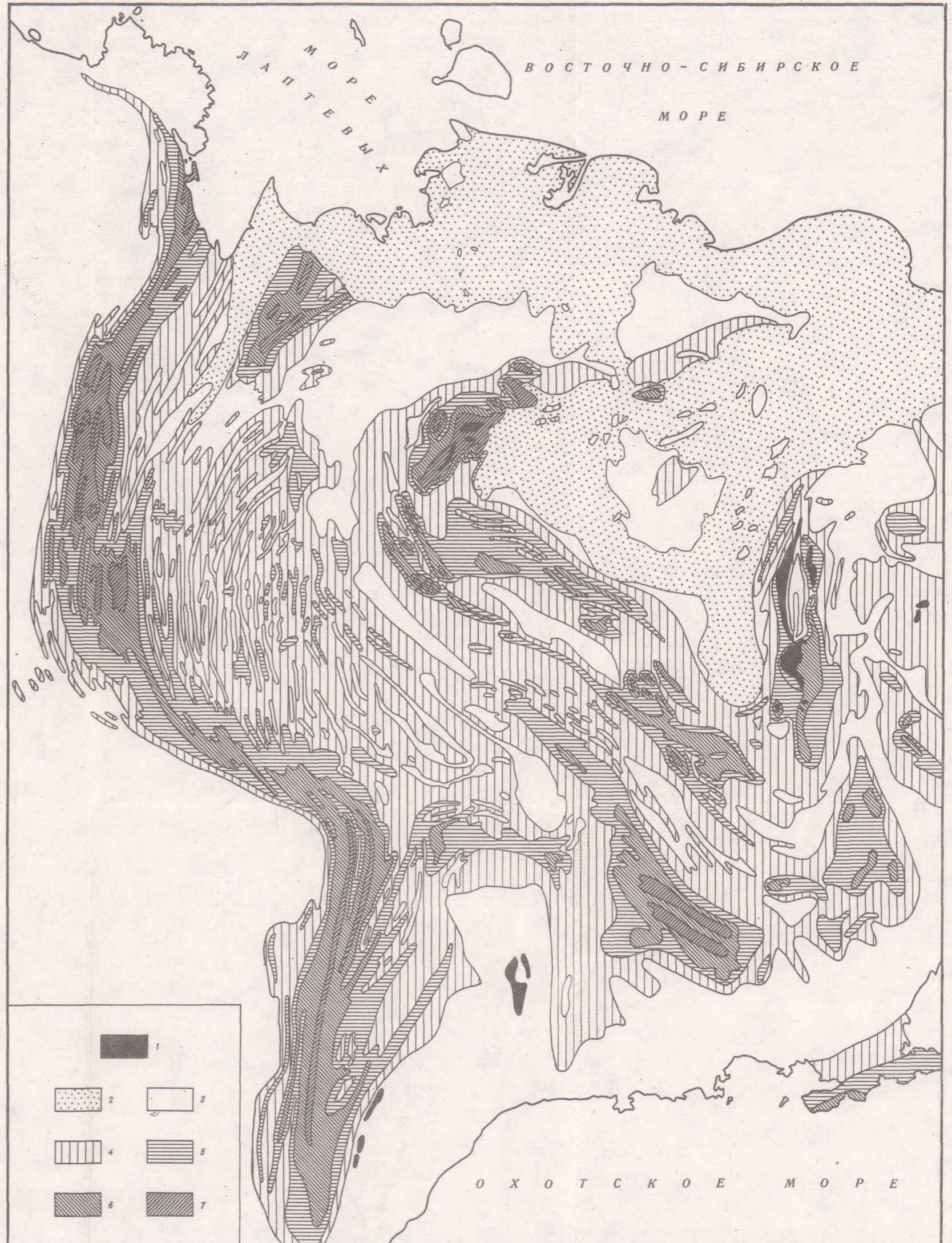


Рис. 136. Схема эродированных мощностей в структурах Верхояно-Колымской складчатой системы
 1 — выступы кристаллического основания; 2 — районы, перекрытые плоскобразным чехлом рыхлых кайнозойских отложений; 3-7 — мощности отложений, эродированных после мезозойской складчатости, в км: 3 — < 2, 4 — от 2 до 4, 5 — от 4 до 6, 6 — от 6 до 8, 7 — > 8

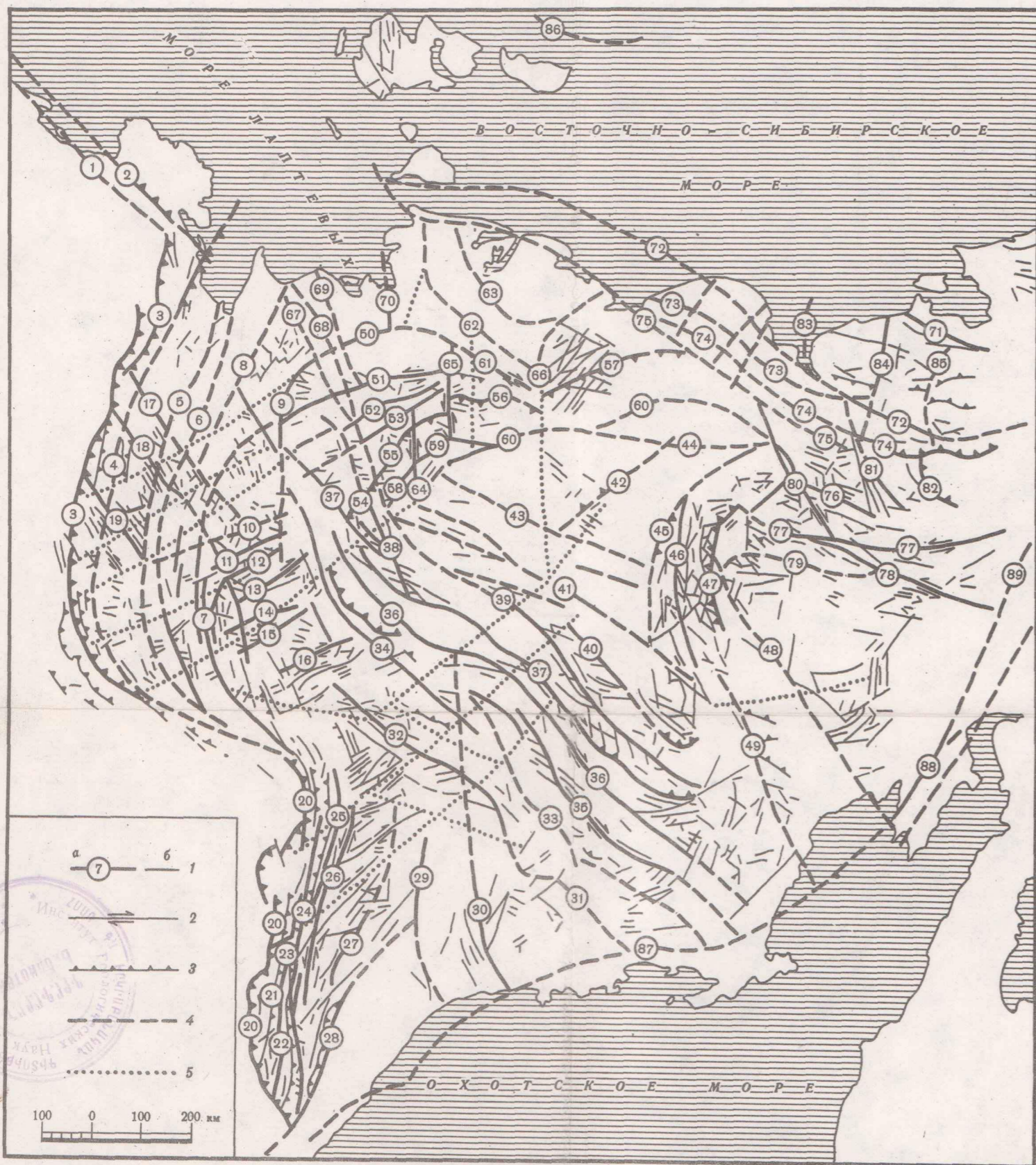


Рис. 141. Схема разломов западной части Верхояно-Чукотской складчатой области
 1 — разломы: а — первого, второго и третьего порядков, б — четвертого порядка; 2 — сдвиги; 3 — надвиги и взбросы; 4 — предполагаемые разломы; 5 — скрытые разломы неясной геологической природы, выявленные по геофизическим данным
 Лаптевская система разломов: 1 — Лено-Анабарский краевой шов платформы, 2 — Дюлюнский разлом
 Верхоянская система разломов: 3 — Западно-Верхоянский краевой шов платформы, 4 — Центрально-Верхоянский, 5 — Восточно-Орлуганский (Кыгылтасский), 6 — Восточно-Верхоянский (Ньюктаминский), 7 — Дулгахский, 8 — Омолойский, 9 — Янский, 10 — Эге-Хайский, 11 — Халтынский, 12 — Северо-Тирехтянский, 13 — Южно-Тирехтянский, 14 — Дербек-Нельгехинский, 15 — Сан-Юрхский, 16 — Налучинский, 17 — Южно-Верхоянский, 18 — Джарджанский, 19 — Соболовский разломы
 Индигиро-Колымская система разломов: 20 — Нелькано-Кылазский шов платформы, 21 — Гувиндинский, 22 — Челатский, 23 — Улахан-Бамский, 24 — Бурхалинский, 25 — Восточно-Сеттадабанский, 26 — Минирский, 27 — Юдоцкий разломы
 Охотская система разломов: 28 — Билкачский, 29 — Катандинский, 30 — Нет-Ульбейский
 Индигиро-Колымская система разломов: 31 — Восточно-Охотский, 32 — Бронгадинский, 33 — Тенькинский, 34 — Эльгинский (Адыч-Эльгинский и Сентачанский), 35 — Нерский и Чай-Юреинский, 36 — Иньяли-Дебинский, 37 — Дарпирский, 38 — Датнинский, 39 — Улахан, 40 — Арга-Тасский, 41 — Илин-Тасский
 Колымо-Омолонская система разломов: 42 — Кенкельдинский, 43 — Ожогинский, 44 — Средневалзайский, 45 — Колымский, 46 — Осалинский, 47 — Ярходонский, 48 — Коркодонский (Теваньинский), 49 — Омсучанский
 Полуостровная система разломов: 50 — Чондонский, 51 — Кюнь-Тасский, 52 — Депутатский, 53 — Былатский, 54 — Тирехтянский, 55 — Налчанский, 56 — Полоусинский, 57 — Улахан-Сисский, 58 — Секдекусский, 59 — Калгынский, 60 — Рассошинский, 61 — Аллаховский, 62 — Тюбеляхский, 63 — Хромский, 64 — Томмотский, 65 — Берелехский, 66 — Нижиндингирский, 67 — Куйгинский, 68 — Казачинский, 69 — Усть-Янский, 70 — Туматский
 Ново-сибирско-Чукотская система разломов: 71 — Коневанский, 72 — Яркандский (Южно-Аноийский), 73 — Нижнеколымский, 74 — Умкандинский, 75 — Хетчанский, 76 — Куринский, 77 — Олойско-Березовский, 78 — Уш-Уракчанский, 79 — Намандыканский, 80 — Омолонский, 81 — Элвадзинский, 82 — Алучинский, 83 — Усть-Колымский, 84 — Аттыквеевский, 85 — Кеппервеевский, 86 — Делоговский
 Охотско-Чукотская (Приохотская) окраинноматериковая система разломов: 87 — Челомджа-Ямский, 88 — Тайгонский, 89 — Анадырский

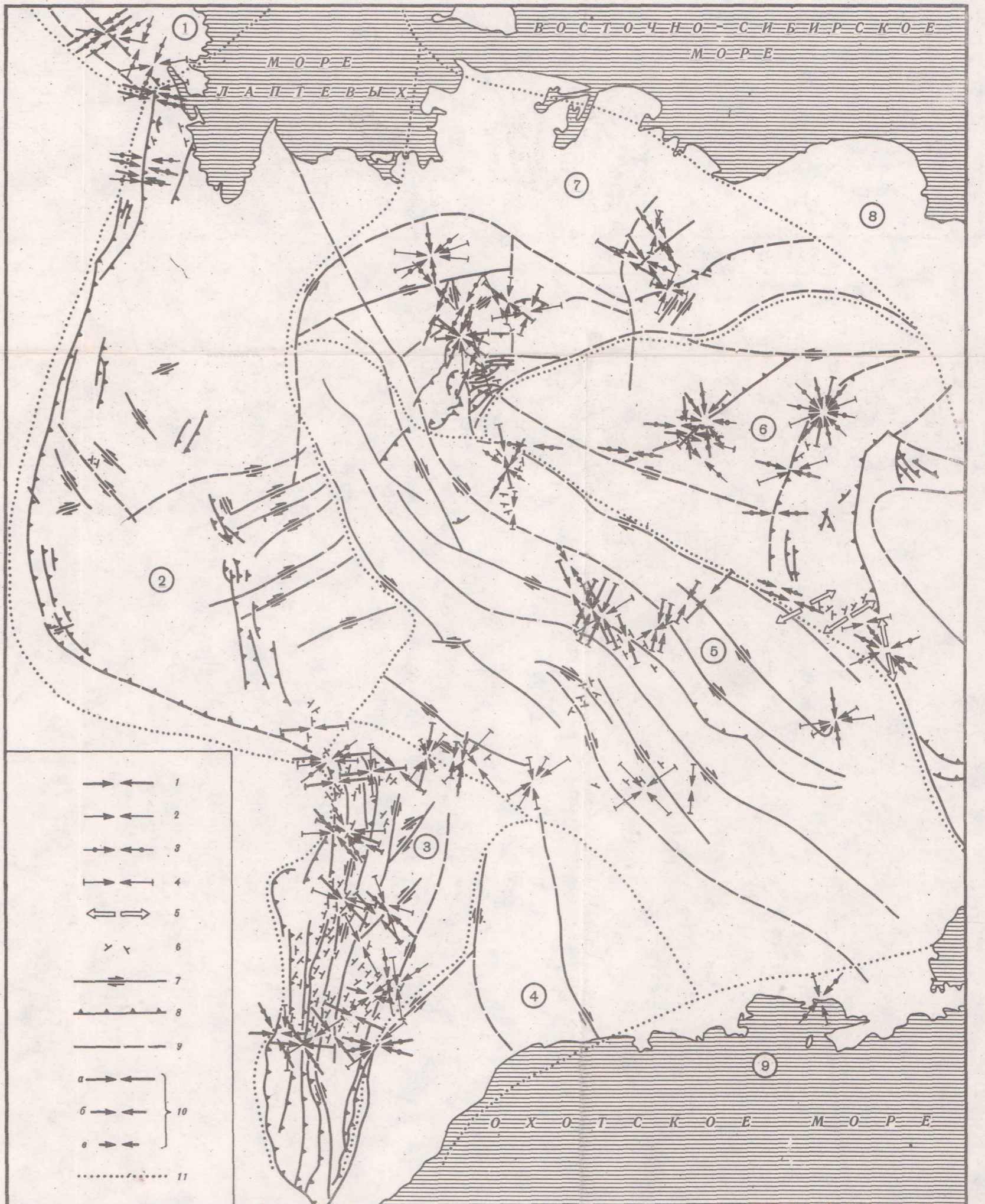


Рис. 164. Схема тектонических полей напряжений Верхояно-Колымской складчатой системы
 1-4 — векторы сжатия: 1 — главные, 2 — второстепенные, 3 — во взбросовых полях напряжений, 4 — в сдвиговых полях напряжений; 5 — векторы растяжения в сбросовых полях напряжений; 6 — элементы залегания кливажа; 7 — сдвиги; 8 — взбросы и надвиги; 9 — разломы с неустановленной кинематикой и предполагаемые; 10 — наклон векторов напряжений (см. знаки 1-5), выраженный разной длиной стрелок: 0-15° (а), 15-30° (б), более 30° (в); 11 — границы динамических районов (название районов см. рис. 139)

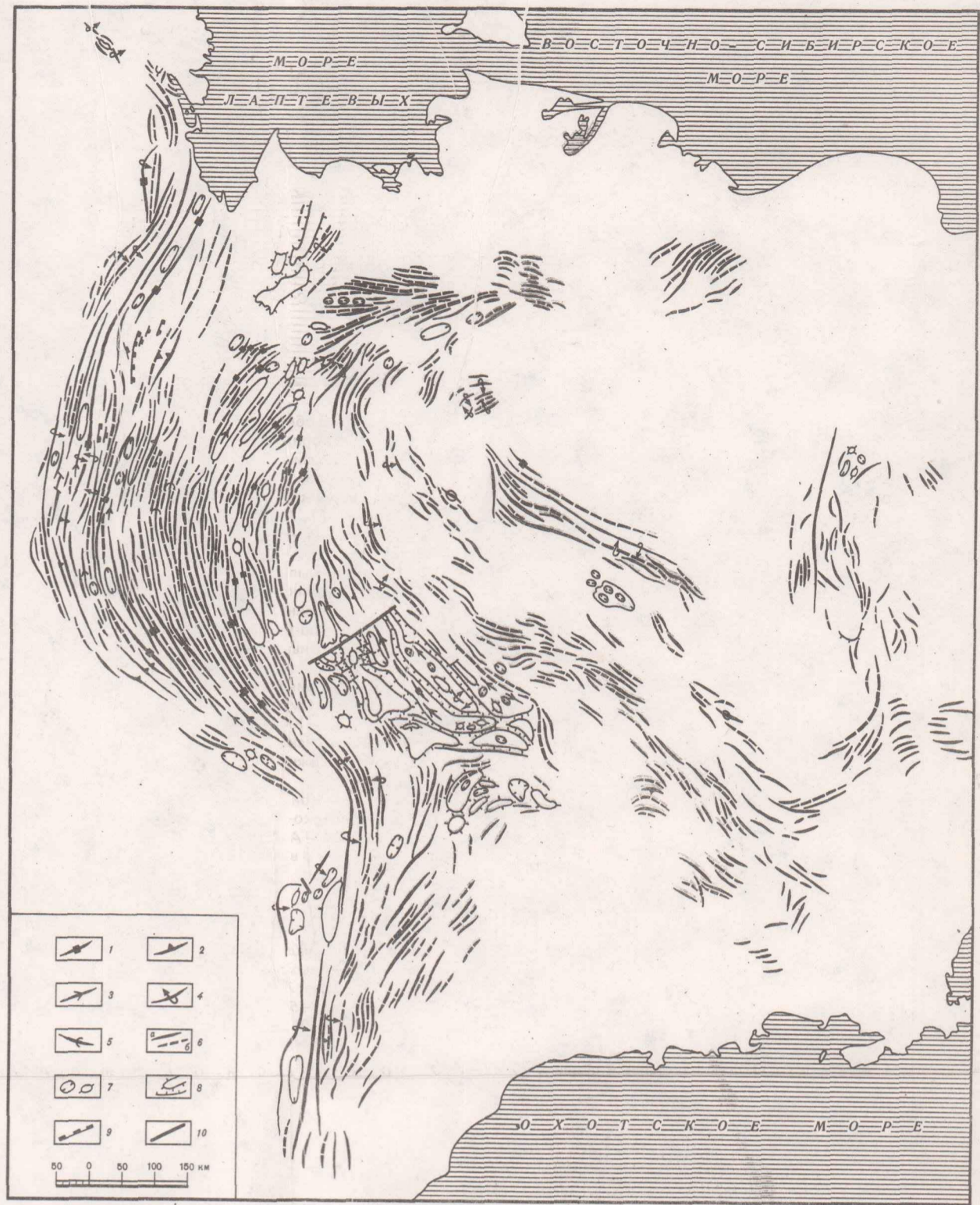
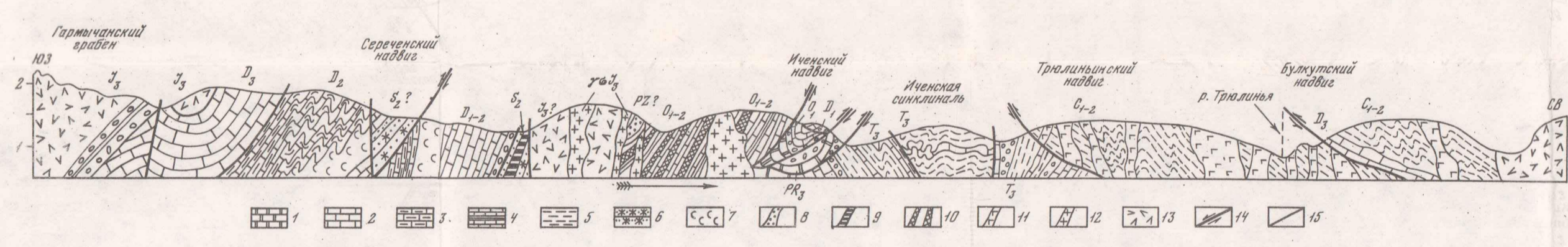


Рис. 22. Схема расположения реальных складок в структурах Верхояно-Колымской складчатой системы
 1-8 - складки: 1 - коробчатые, 2 - косые, 3 - гребневидные, 4 - опрокинутые, 5 - арочные, 6 - линейные антиклинали (а) и синклинали (б), 7 - брахиморфные, 8 - крупные сундучные антиклинали и щелевидные синклинали; 9 - флексуры; 10 - некоторые разломы

Рис. 2. Детальная схема тектонического районирования Верхояно-Колымской складчатой системы
 1, 2 - установленные границы структур: 1 - первого и второго порядков, 2 - третьего и четвертого порядков; 3, 4 - предполагаемые границы структур: 3 - первого и второго порядков, 4 - третьего и четвертого порядков

Рис. 59. Геологический профиль через Арга-Тасский блок Момского горст-антиклиналь по р. Булкут
 1 - доломиты и конгломераты; 2 - известняки; 3 - углесто-глинистые известняки; 4 - известняково-глинистые сланцы и известняки; 5 - глинистые сланцы и алевролиты; 6 - красочетные алевролиты; 7 - гитсы и ангадриты; 8 - туфы и туфопесчаники; 9 - покровы трахитов; 10 - силлы туфизитов; 11 - силлы габбро-диабазов; 12 - гранодиорит; 13 - вулканогенно-осадочная толща; 14 - надвиги и взбросы; 15 - прочие разломы



3 р. 20 к.

2975



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»