

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ГЕОТЕКТОНИКА

4

ИЗДАТЕЛЬСТВО НАУКА · МОСКВА · 1965

Редакционная коллегия:

**В. В. БЕЛОУСОВ, А. А. БОГДАНОВ, Ю. А. КОСЫГИН, Л. И. КРАСНЫЙ,
П. Н. КРОПОТКИН, М. С. МАРКОВ (ответственный секретарь),
М. В. МУРАТОВ (главный редактор), А. В. ПЕЙВЕ, Ю. М. ПУЩАРОВСКИЙ,
В. Е. ХАИН, Ю. М. ШЕЙНМАНН, Н. А. ШТРЕЙС, А. Л. ЯНШИН**

Адрес редакции:

**Москва, Ж-17, Пыжевский пер., 7, Геологический институт АН СССР
Телефон В 3-00-47, доб. 3-77**

СОДЕРЖАНИЕ

Н. А. Флоренсов. К проблеме механизма горообразования во внутренней Азии	3
И. П. Палей. Этапы развития докембрия Евразии и проблема его синхронизации	15
М. А. Семихатов, Ю. А. Трапезников. Юго-западная граница Сибирской платформы в венде и раннем кембрии	36
Е. С. Постельников. О морфологии дислокаций тасеевской серии всеверо-восточной части Енисейского кряжа	54
Д. А. Туголесов. Тектоника Южно-Туркменской впадины	66
М. А. Беэр, С. Л. Бызова, М. Г. Ломизе. Тектонический покров горы Петрос (Восточные Карпаты)	84
Л. П. Зоненшайн, И. М. Сборщиков. Петроструктурный анализ некоторых складок Западного Верхоянья	92

Краткие сообщения

Ю. М. Шейнманн. Об одной особенности Срединных Океанических хребтов	106
К. Г. Стафеев. Надвиг в Тунгирской впадине (Северо-Восточное Забайкалье)	108
А. Г. Авербух. Тектоническое строение юга Днестровско-Прутского междуречья по данным региональных сейсмических работ	110

July — August

CONTENTS

N. A. Florensov. On a problem of the mechanism of the mountain building in the Interior Asia	3
I. P. Paley. The cycles of development of the Precambrian of the Eurasia and a problem of its correlation	15
M. A. Semikhatov, Y. A. Trapeznikov. The south-western boundary of the Siberian platform in the Vendian and early Cambrian time	36
E. S. Postelnikov. The types of rocks dislocations of the Taseevsk serie in the north-eastern part of the Yeniseisk range	54
D. A. Tugolesov. The tectonic of the South-Turkmenian basin	66
M. A. Beer, C. L. Byzova, M. G. Lomize. The tectonic overthrust of the Petros mountain (East Carpathian)	84
L. P. Zonenschain, I. M. Sborshykov. A petrofabric analysis of some folds of the Western Verkhoyansk range	92

Short Notes

Y. M. Scheinman. On one special feature of Mid-Oceanic range	106
K. G. Stafeyev. The thrust in the Tunghyre basin (North-Eastern of the Trans Baicalian region)	108
A. G. Averbuch. The tectonic structure of the south part of the Dniestr-Prutian interfluve	110

УДК 551.240(5—012)

Н. А. ФЛОРЕНСОВ

К ПРОБЛЕМЕ МЕХАНИЗМА ГОРООБРАЗОВАНИЯ ВО ВНУТРЕННЕЙ АЗИИ

В статье рассматриваются с кинематической точки зрения типы четвертичного горообразовательного процесса, свойственного Внутренней Азии — южной Туве, Прибайкалью, Монголии и соседним областям. Выделены два основных типа (гобийский и байкальский), характеризующиеся разными пространственными и генетическими соотношениями пластических и разрывных деформаций, а отсюда — и различиями во внешних морфологических эффектах. Применительно к выделенным типам поднятий обсуждаются вопросы о горизонтальном расширении очагов горообразования, о структурном типе горного рельефа и его связи с дочетвертичной геологической историей.

Происхождение горного рельефа связывается с явлениями активного поднятия или же с явлениями пассивного отстаивания отдельных участков земной поверхности, происходящего на фоне окружающих (или односторонних) опусканий. Соответственно низкие плато, равнины и впадины рассматриваются как результат относительного опускания. Приподнятые и опущенные участки земной поверхности всегда кажутся сопряженными, о чем мы судим по взаимному положению участков «положительного» и «отрицательного» рельефа, по размещению фаций кластических осадков и по другим косвенным признакам, часто привлекаемая при этом идея о компенсации, которая, как известно, связана с представлениями об изостазии. В подавляющем большинстве случаев имеются в виду лишь относительные движения, подобно тому как речь идет только об относительных движениях крыльев в простейших разрывных смещениях (сброс прямой или обратный, надвиг или подвиг и т. д.), если при этом нельзя привлечь дополнительные данные об истинном характере перемещений. Так называемое абсолютное исчисление поднятий и опусканий, производимое от уровня моря, само по себе не раскрывает их механизма и не содержит информации о степени самостоятельности движений того и другого знака. В том же смысле относительны генетические связи континентальных фаций и характер распределения последних в переходной зоне от гор к межгорной впадине или равнине, так как для объяснения существующей фациальной картины в подобных случаях пригодны различные модели конседиментационных движений. Лишь метаморфизм и глубинный плутонизм древних толщ ясно указывают на то, что эти толщи в свое время испытали значительное абсолютное погружение. Горные цепи Кавказа, Альп и им подобных альпийских систем, вынесшие вверх и местами обнажившие метаморфизованные толщи, соответственно квалифицируются как области абсолютного поднятия. Гораздо труднее подобные вопросы решаются на древних щитах и в областях тектонической активизации, где метаморфизованные толщи и плутонические тела подвергаются «всплыванию» во второй, а возможно, в третий и четвертый раз.

Итак, во многих случаях бывает трудно судить о том, связаны ли непосредственно наблюдаемые контрасты гор и межгорных (предгор-

ных) понижений с активным поднятием первых или с абсолютным погружением вторых, даже если история рельефа страны запечатлена в фациях отложений, свидетельствующих о вертикальной зональности «ископаемых» климатов. Лишь при внимательном рассмотрении всего этого вопроса в историческом разрезе видно, что структура поднятий (внешняя и внутренняя), как и смежных погружений, будет различной в зависимости от того, являются ли горы «остаточными», обусловленными эффектом маргинальных или внутренних погружений, или же они представляют собой ядра активных поднятий.

В областях неоген-четвертичного горообразования мы знаем две основные формы относительного поднятия — своды и горсты (одно- и двухсторонние) и две главные формы относительного опускания — прогибы и грабены (также одно- и двухсторонние). Те или другие избираются исследователями в качестве моделей конкретных объектов рельефа в зависимости от характера тектонических деформаций — наблюдаемых или предполагаемых. При этом обычно обращают основное внимание на крылья сводов-прогибов или на разрывные ограничения горстов-грабенов, поскольку внутренние части (замки) крупных структур дают слишком мало материала для выводов. Но именно их внешние, переходные зоны обычно наиболее искажены денудацией или замаскированы отложениями.

Для гор Южной Сибири и Центральной Азии очень характерна их массивность, под которой я понимаю платообразный характер вершинной поверхности, плоскогорный тип ландшафта. Этот тип гор свойствен и древним платформам, рельеф которых оживлен неотектоническими поднятиями, и подвижным поясам, развивавшимся в течение палеозоя и мезозоя — кайнозоя. На массивные горы обратили особое внимание еще Ф. Рихтгофен, П. А. Кропоткин, И. Д. Черский и др. Своеобразный морфологический «униформизм» вершинных поверхностей гор, развивающихся как на горизонтальной структуре платформенного покрова, так и на открытой складчатой структуре подвижных поясов, с нашей точки зрения, отражает особенности кайнозойского и современного тектонических режимов. Основными причинами возникновения и длительного сохранения платообразных вершинных поверхностей была длительная континентальная подготовка Внутренней Азии к неоген-четвертичному горообразованию, резко выраженная в условиях семигумидного, семиаридного и аридного климатов вертикальная зональность ландшафтов, однородность (слабая дифференцированность) и медленность движений в предчетвертичное время, отсутствие в это же и последующее время таких палеогеографических условий, когда на первый план могло бы выдвинуться селективное выветривание и тем самым рельеф складчатого субстрата был бы сильно осложнен, и, наконец, местами консервирующая и планирующая роль трещинных излияний базальтовых лав. Следует называть массивными такие горы и горные системы (нагорья), которые обладают: платообразными гребнями; очень резкими переходами платообразных гребней во фронтальные склоны, т. е. склоны ограничений, ведущие в ближайшие межгорные или предгорные впадины; большой крутизной и резко очерченной подошвой коренных склонов, опирающихся на предгорные равнины; ясной отграниченностью переднего (нижнего) края предгорных наклонных равнин от внутривпадинных низин. Всем этим, да и другим признакам массивных гор, очевидно, не удовлетворяет понятие о «средневысотных» горах; лучше термин «остаточно-глыбовые» горы В. А. Обручева, но им подчеркивается остаточный (реликтовый) характер вершинной поверхности, что на самом деле не везде имеет место, и исключительно глыбовый тип горообразовательных движений (перемещение по разрывам массивных блоков как целого), что, как увидим ниже, также не исчерпывает сущности новейших движений, создающих рельеф рассматриваемого типа.

В. А. Обручев в Центральной Азии наблюдал и ввел в науку в качестве особого морфологического типа «пьедестальные горы» (центральноазиатский тип), характеризующиеся особенно мощным развитием предгорной косой равнины (пьедестал, бэль — у монголов), охватывающей центральные скалистые горные массивы по всей их периферии. Такие горы составляют особую разновидность массивных. И. П. Герасимов и Е. М. Лавренко (1952), В. М. Синицын (1959) и автор показали, что пьедесталы или бэли в основе представляют собой новейшие сводовые морфоструктуры, а не формы накопления типа обычных предгорных шлейфов. В самом деле, предгорный шлейф массивных гор принято трактовать как аккумулятивное образование, возникшее за счет интеграции множества конусов выноса, причем последние наложены друг на друга, смещены относительно друг друга и представлены разными генерациями. Вместе с тем нередко у тылового шва такого шлейфа мы находим относительно древние предгорные отложения, часто заметно дислоцированные и уходящие в сторону от гор под покров новых и новейших конусов выноса. В Гобийском Алтае нам приходилось видеть, что современные эрозионные врезы по выходе из коренных склонов вскрывают в своих бортах отложения предгорного шлейфа на значительную или даже на всю мощность, обнажая ее коренную постель. Это показывает, что наруженная поверхность древнего шлейфа здесь вовлечена в продолжающиеся общие поднятия, что формирование шлейфа на старом уровне прекратилось. Подобным же образом, но за счет активного опускания предгорной низины (а не поднятия хребта) высоко приподняты над современными руслами пролювиальные толщи при устьях рек, впадающих с запада в Северный Байкал. В районах интенсивных новейших движений к выходу эрозионных каналов из гор очень часто приурочены осложнения во внутренней или даже в «наружной» (неотектонической) структуре предгорий — флексуры и разрывы. Напротив, вниз по течению и в сторону подгорной низины глубина эрозионных каналов соответственно уменьшается и затем сходит до нуля, что может рассматриваться как признак внешнего края днища межгорной впадины, положение которого связано с объемом выносимого и расстилаемого обломочного материала и таким образом находится в подвижном равновесии.

Для Южной Сибири и Монголии следует выделить два главных типа механизмов активного горообразования¹ — сводовый и горстовый, имея в виду возможность, нередко, конечно, реализуемую, существования в природе и других форм поднятий, например, куполов, сложных сводов и сложных (ступенчатых) горстов. Как правило, в структуре тех и других разрывные смещения играют большую роль, но тип этих смещений, их место в истории горообразовательного акта и геоморфологические выражения в обоих главных типах существенно различны. Тем не менее оба механизма ведут к образованию морфологически очень сходных массивных гор. Сводовый тип горсообразования, рассмотренный С. С. Шульцем на примере Тянь-Шаня, В. М. Синицыным на примере многих районов Центральной Азии, мной на примерах Забайкалья и Гобийского Алтая, недавно получил новое освещение благодаря структурным исследованиям В. Н. Даниловича, выделившего и рассмотревшего механизм так называемых аркогенных надвигов (Данилович, 1960, 1963), а также благодаря специальному изучению деформаций, вызванных катастрофическим землетрясением в Гобийском Алтае «Гоби-Алтайское землетрясение», 1963). Такие поднятия, сущность которых лучше

¹ Под активным горообразованием можно понимать возникновение и развитие горных возвышенностей под влиянием местных, в них самих (или под ними самими) сконцентрированных тектонических сил, в отличие от пассивного (экзогенного) расчленения относительно равномерно поднятых крупных участков земной коры. Отсюда могут быть выведены «горы платформ» и «горы подвижных поясов».

всего отражает термин «линейное коробление», обладают сводовой (арочной) формой в поперечном профиле; это выпуклые скульптурные формы, ближе всего соответствующие структурной поверхности отпрепарированного ядра линейной антиклинали. «Рост» их очень медлен, и поэтому искажение первичной формы агентами денудации весьма значительное. Платообразные гребни иногда обнаруживают следы выпуклого вверх изгиба, но в большинстве случаев замаскированы высокогорной планацией, главным образом солифлюкцией. Сводовой характер поднятий может быть установлен как косвенным путем (синклинальное или мульдообразное строение коррелятных поднятию осадочных толщ в ближайших межгорных и предгорных прогибах), так и непосредственно — по условиям залегания новейших отложений на склонах и в верхних частях предгорных равнин и по расхождению высот (расщеплению) долинных террас. В последнем случае удается установить возраст новейших поднятий, их прерывистый характер и антецедентность поперечных долин, несущих деформированные террасы. Выявлению выпуклого изгиба в замке геоморфологического свода могут с успехом служить покровы кайнозойских лав, если они сами вовлечены в поднятия.

Почти во всех случаях сводового изгиба, морфологически соответствующего линейному телу горного хребта, и наряду с таким изгибом отмечаются более или менее многочисленные разрывы на склонах-крыльях, обычно в непосредственной близости к предгорной равнине, т. е. там, где коренное горное тело уходит под свою рыхлую наносную покрывку. В. Н. Даниловичем была показана принадлежность таких разрывов в Прибайкалье (исток р. Ангары в Приморском хребте, р. Посольская на выходе из хребта Хамар-Дабан) и Забайкалье (Гусиное озеро и окрестности Улан-Удэ) к надвигам, отличающимся пологим наклоном своих сместителей близ земной поверхности или даже обратными перегибами последних, известными, например, в Ангарском надвиге, что привело здесь к явлению небольшого шарьяжа (Тетяев, 1934; Данилович, 1949).

Надвиги по краям горных хребтов в Тянь-Шане имеют, по данным С. С. Шульца (1948) и других исследователей, крутые падения в сторону от впадин. Как В. Н. Данилович, так и С. С. Шульц рассматривают надвиги, проходящие по границе горных хребтов и межгорных впадин, не как первичные разрывы древнего заложения, а как разрывные структуры, производные от изгибания древнего складчатого фундамента. Возраст таких надвигов в Забайкалье и Прибайкалье — верхнемезозойский, в Тянь-Шане — послетретичный и местами послераннеплейстоценовый, в Южной Туве — раннеплейстоценовый, а в Гобийском Алтае и в Северо-Западной Монголии новейшие смещения по краевым надвигам имели место еще в текущем столетии при катастрофических землетрясениях 1905 и 1957 гг. Особенно хорошо, хотя и в эпизодическом проявлении (кратковременный акт сейсмической деформации), надвиги на крыльях горного свода были изучены в Гобийском Алтае, в цепи Гурбан-Богдо. Наиболее важным результатом этого изучения явилось установление преемственности надвигов от предшествовавшего вертикального неотектонического поднятия, происходившего путем напряженного сводового изгиба, причем в условиях, когда господствующей региональной деформацией вдоль 270-километрового фронта цепи Гурбан-Богдо был горизонтальный левосторонний сдвиг. Краевые надвиги, симметрично рассекавшие оба крыла горного свода, имели одинаковые наклоны сместителей и почти одинаковую амплитуду (единицы метров) и комбинировались с вертикальными гравитационными сбросами, рассекшими замковую наиболее растянутую часть свода горного массива Ихе-Богдо (рис. 1). Новейшая история движений цепи Гурбан-Богдо протекала по следующей схеме: 1 — сводовый изгиб горного массива, слагавшийся из отдельных импульсов, запечатленных в деформации до-

линных террас; 2 — перенапряжение на изгибе и образование «клина выпирания» в замковой части свода, возможно начавшееся с глубины около 30 км, близкой к глубине очага землетрясения; 3 — расползание верхней части «клина» под влиянием выпирания, использовавшего поверхности крутых надвигов, наклоненных навстречу друг другу, под горный массив; 4 — образование осевых (замковых) сбросов как прямое гравитационное следствие растяжения и расслабления замка свода при выпирании «клина».

В рассматриваемом примере ясно видны, во-первых, унаследованность сейсмотектонических явлений от предыдущего неотектонического развития гор Гурбан-Богдо и,

во-вторых, — ведущая роль надвигов в конечной стадии данного горообразовательного акта. В самом деле, именно за счет двухстороннего надвигания центрального блока на свое подножье этот блок (горный массив Ихе-Богдо) приподнялся на 1—3 м (до 5) над соседней низиной в Долине Озер, в то время как замковые сбросы вели только к распаду

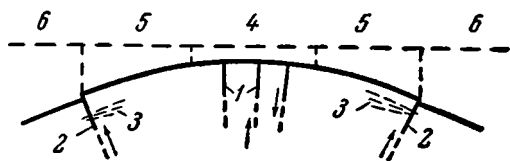


Рис. 1. Схема горообразующих движений в Гобийском Алтае:

1 — гравитационные сбросы; 2 — краевые надвиги; 3 — сдвиги террас, расщепляющихся в глубь свода; 4 — зона вершинного плато; 5 — зоны бэзлендов; 6 — горный пьедестал

относительно монолитного горного блока и, возможно, к заложению эмбриона будущей межгорной впадины на оси главного поднятия. Таким образом, наблюдаемые в Гобийском Алтае соотношения между неотектоническими, сейсмотектоническими и геоморфологическими явлениями в высшей степени поучительны. Из них следует, что далеко зашедший сводовый изгиб способен разрешаться образованием «клина выпирания», выталкиваемого вверх при помощи краевых надвигов. По-видимому, именно такой механизм горообразования порождает пьедестальные горы и родственные им образования (Центральная Азия, Тянь-Шань и др.), поскольку все они обладают поразительным морфологическим сходством, которое не может, конечно, не отражать их «кинематическую структуру», т. е. внешний ход и, так сказать, форму горообразования. К сказанному над добавить, что именно крутые краевые надвиги являются типичными для структурных пьедесталов (бэлей), и это не только хорошо объяснимо, но представляется неизбежным, поскольку «клин выпирания», превращенный в центральный скалистый массив, а точнее, остающийся таким на всех стадиях горообразования, может возникать лишь при очередном критическом напряжении земной коры в сводовом изгибе, сопряженном с соседними прогибами.

Другой путь горообразования, приводящий к возникновению массивных гор, существенно отличается от рассмотренного. Речь идет об «остаточно-горстовом» механизме развития горного рельефа, действующем как самостоятельно, так, по-видимому, и в сочетании с описанным выше сводовым механизмом. Схема этого процесса, по нашему мнению, следующая.

1. Сложное сводовое поднятие или плоская обширная антеклиза, обычно простирающиеся согласно или почти согласно со структурами субстрата, вовлеченные в движение. Известными примерами таких поднятий служат позднеогеновые — четвертичные горные сооружения Тянь-Шаня, Алтая, Восточного Саяна, Хамар-Дабана, Байкальского нагорья, хребта Хангай на севере МНР и многие другие (Корешков, 1960; Флоренсов, 1960₁). Движение продолжается в таком случае до известной критической точки и приводит к значительным нарушениям изостатического равновесия, следовательно, совершается навстречу и вопреки действию гравитационного поля. Казалось бы, это должно ис-

ключать отставание отдельных частей коры, принужденных участвовать в общем поднятии интегрированно. На самом же деле, как это явствует из геологической истории относительно хорошо изученных сводовых поднятий (Восточно-Африканского, Байкальского, Шварцвальд-Вогезы), несмотря на различные их размеры, с самого начала воздымания форма их осложняется плоскими и обычно линейно-вытянутыми прогибами, которые впоследствии деформируются, структурно видоизменяются, но продолжают играть важную роль донныне наблюдаемых стадий развития, которые еще не могут быть признаны завершающими весь



Рис. 2. Схема горообразования в области Байкальского свода. Стрелки — направление и амплитуда движений; точки — неогеновые и четвертичные отложения

цикл сводообразования. Об этом совершенно ясно говорит современное развитие структур во всех сводах неоген-четвертичного возраста и, в частности, продолжающееся развитие впадин байкальского типа.

2. Прекращение или замедление поднятий, вызванных глубинными источниками. В это время достигнут максимум растрескивания и вступают в дей-

ствие гравитационные сбросы. При плоском поднятии возникают преимущественно окраинные сбросы и образованные ими окраинные грабены; при сводовом поднятии, не разрешившемся образованием клина (или клиньев) выпирания¹, в замковой части возникают продольные гравитационные сбросы и осевые впадины (Байкальская система, Великий африканский рифт). — как своего рода компенсационные структуры (рис. 2). При этом на уровне опущенных блоков по их краям формируются более или менее выразительные горные ландшафты. Наряду с односторонними сбросами в таких условиях легко развиваются системы параллельных и ступенчатых сбросов, вероятно тем легче, чем ось свода располагается ближе к простиранию древних структур. Деформации изгиба, вогнутого во впадинах, выпуклого — по их краям, в этих условиях хотя и имеют место, но подобно рассмотренному выше первому случаю горообразования (назовем его условно гобийским), в основном предшествуют разрывным смещениям и затем как бы подавляются последними, сохраняясь в «чистом виде» обычно в некотором удалении от зон особенно интенсивного растрескивания. В Прибайкалье такими плоскими прогибами являются Мамско-Бодайбинская впадина, Витимское плоскогорье, в Центральной Азии — впадины Таримская и Цайдам, в Восточной Африке — депрессия оз. Виктория.

В рассматриваемом механизме активного горообразования (будем называть его «байкальским») главными рычагами служат гравитационные сбросы, и, следовательно, роль так называемых обратных сбросов, взбросов и горстов не может быть велика. Типичны «остаточные» горсты, образованные прямыми сбросами. В их подножьях формируются преимущественно насыпные предгорные равнины (предгорные шлейфы), генетически и морфологически не вполне сходные со структурными пьедесталами. Морфологическое несходство, помимо относительно скромных размеров (высоты) насыпных подножий, заключается в том, что при неодинаковом развитии конусов выноса из смежных долин предгорная равнина отличается в байкальском типе большой волнистостью в продольном профиле и сложностью очертаний своего тылового шва. Типичны трехугольные склоны — плоские косые срезы горных мысов, лежащие в одной плоскости и составляющие единую тектониче-

¹ Невозможность образования клина выпирания из плоского свода или свода с очень большим радиусом кривизны очевидна.

скую линию. Горные вершины отличаются более выраженным однообразием высот, чем в массивных горах сводового генезиса, что отражает крайне медленный темп подготовки их исходной поверхности.

Абсолютные и относительные высоты гор, образованные рассмотренным путем (остаточно-горстовым, байкальским), на всем земном шаре уступают высотам гор сводового генезиса, а эти последние примерно в той же мере уступают в высоте горам альпийских геосинклиналей. Все три структурных типа гор представлены во Внутренней Азии, и их смена может быть прослежена с севера на юг.

Существует, таким образом, значительная разница в видимом механизме горообразования, приводящего к сходным в общем результатам — возникновению массивных гор. В обоих рассмотренных случаях различимы подготовительная стадия — линейное коробление или плоское щитовидное воздымание, в течение которой типичные горные ландшафты еще отсутствуют, и вторая стадия — собственно горообразовательный акт, характеризующийся обязательной деятельностью разрывных смещений и созданием морфологических контрастов. Понятно, что только в самой грубой схеме можно различать одну подготовительную (предорогенную) и одну заключительную (орогенную) стадии. Горообразовательный процесс, идущий тем или иным рассмотренным выше путем, складывается несомненно из большого числа ускоренных импульсов и замедлений или остановок. Тем не менее, как показывает геологическая и геоморфологическая история любой горной области, горообразование действительно идет неравномерно и неодинаково в начале и конце цикла.

Различия в подготовительной (пластической) стадии заключаются, очевидно, в том, что линейное коробление приводит к возникновению ряда первичных элементов — линейных сводов и прогибов, т. е. комплекса перемежающихся структур с различным знаком движений. Из самой перемежаемости (дифференцированности) сводов и прогибов следует вывод о высокой специфической напряженности и неоднородности силового поля в данной области. Линейное коробление, как известно, не проявляется на древних платформах, а приурочено к самым краям последних и разделяющим их подвижным поясам. Перемена знака на небольшом расстоянии вкрест простирания системы сводов и прогибов, т. е. высокое значение тектонического градиента, свидетельствует об относительно малых радиусах их кривизны. Тем самым участие в изгибах всей толщи земной коры, по-видимому, исключено. Зато перенапряжения в узких сводах облегчают образование «клиньев выпирания», чему дополнительно благоприятствуют отрицательные изостатические аномалии и тенденция к всплыванию горных сводов, утолщенных в своих корнях. Области с новейшим и современным горообразованием подобного типа (Монголия, южная Тува, Северо-Западный Китай) отличаются наивысшей сейсмической активностью, которая известна в глубине континентов.

В отличие от рассмотренных условий, при подготовке горообразования по байкальскому или восточноафриканскому типу предварительно развиваются широкие, протяженные и морфологически сложные своды, продольное осевое растрескивание которых и создает рифтовые зоны и рифтовые горы в них. В таких очень медленно развивающихся поднятиях нет стимулов для активного выпирания клиньев или горстов, зато активно углубляются осевые впадины, под которыми (например, под байкальской) земная кора оказывается даже утолщенной. Перенапряжения в плоских широких сводах или «структурных плато» отчасти снимаются преимущественно или исключительно гравитационными сбросами, центральными или краевыми. Здесь господствует относительно слабое дифференцированное отрицательное поле силы тяжести.

Далее следует попутно коснуться сдвиговых перемещений, роль которых в создании поверхностных структур и земного рельефа вполне

очевидна, хотя, возможно, некоторые авторы и преувеличивают ее. Однако совершенно ясно, что крупные региональные сдвиги по самой своей сущности отражаются лишь в горизонтальной «структуре» рельефа, в плановых соотношениях элементов горного рельефа, возникновении специфических стыков и т. д., нежели в объемной морфологии гор¹. Поэтому участие в сдвиговых смещениях какой-либо площади само по себе не отражается в главных типических чертах массивных гор, в создании которых, как и всяких других гор, главная роль принадлежит вертикальной составляющей. Но и с такой точки зрения очень важно знать, какую геоморфологическую роль играли крупные сдвиги в историческом разрезе. Дело в том, что в отдельных отрезках или ветвях больших разломов, а также в различных исторических моменты знак и характер движений по разломам могли сильно изменяться. Это положение общеизвестно. Так, М. Биллингс и некоторые другие считают, что сдвигу Сан-Андреас в прошлом были свойственны функции прямого сброса (Billings, 1960). В Альпийском сдвиге (Новая Зеландия) с плиоцена донныне главенствует вертикальная составляющая (Suggate, 1961). Долиноозерский разлом в Монголии, как было показано нами («Гоби-Алтайское землетрясение», 1963), с мелового периода и до современности функционировал так как нормальный сброс или взброс, то как горизонтальный сдвиг. Очевидно, что при каждой трансформации воздействие Долиноозерского разлома на рельеф соответственно менялось, а современная его роль в разграничении межгорной впадины (Долины Озер) и горной цепи Гурбан-Богдо обязана главным образом сумме накопленных однозначных вертикальных смещений. Таким образом, сдвиговые смещения сами по себе не могут оказывать большого влияния на эволюцию и морфологию массивных гор и должны существенно отражаться только в их горизонтальной планировке.

Мы рассмотрели вопрос о механизме или, точнее, о кинематических моделях поднятий, ведущих к формированию массивных гор на северной окраине Внутренней Азии. Наши рассуждения касались только самой общей схемы процесса. Не менее важным представляется вопрос о дальнейшей структурной эволюции массивных гор, созданных тем или другим путем. В последние годы автору пришлось столкнуться не только с различными морфологическими типами, но и, видимо, с различными стадиями структурной эволюции массивных гор в Прибайкалье, Южно-Тувинском нагорье и в Монголии. При этом у нас сложилось определенное впечатление о том, что в некоторых районах процесс структурной эволюции гор развивается как по вертикали (возвышение, снижение, расчленение), так и, возможно, главным образом — вширь, за счет межгорных или предгорных впадин. Многое здесь остается еще неясным, но отдельные факты все же вполне убедительны. Первые сведения на этот счет принадлежат, как нам кажется, Берки и Моррису, наблюдавшим в 1920-х годах в подножье гор Гобийского Алтая низкие продольные гряды, сложенные дислоцированными отложениями древних конусов выноса тех же гор (Berkey and Morris, 1927). Эти весьма характерные образования, имеющие местное название «дзэргэлэ», позже были более подробно изучены нами («Гоби-Алтайское землетрясение», 1963) и названы форбергами. Они распространены в Гобийском Алтае и горных системах МНР. Самое интересное в форбергах — неравномерность и стадийность их развития. В современную эпоху на южном и северном бже хребта Гурбан-Богдо можно видеть еле зарождающиеся форберги в виде цепочек низких плоских холмов и холмиков, сложенных пролювиальным материалом верхнеплейстоценового (возможно, даже голоценового) возраста, затем хорошо оформленные и сравнительно высокие линейные гряды (от 10—12 до 20 км длиной), сложен-

¹ Здесь мы не касаемся возможной динамической роли сдвигов в горообразовании.

ные дислоцированными раннечетвертичными конгломерато-брекчиями, и, наконец, изолированные от основных горных массивов и связанные единством простирания и протяжения с форбергами предыдущего типа цепочки гор, сложенные породами палеозойского фундамента. Эти три типа форбергов, вне всякого сомнения, соответствуют разным стадиям их развития — от ранней до поздней в порядке приведенного перечисления. Положение форбергов на бэле, их параллельность подножию и общему протяжению горной цепи, стадийность развития, вовлечение в складчатые дислокации слоев древних предгорных отложений с образованием антиклиналей и крутых (до 40—45°) наклонов в сторону гор (рис. 3), что являет собой пример четвертичной инверсии, — все это свидетельствует о разрастании данных гор путем структурной перестройки и в конечном итоге — о расширении их пьедесталов. Следовательно, форберги являются морфологическими и тектоническими показателями расширения горных поднятий, идущего путем переработки их подножий и зон, переходных к смежным впадинам. В горах Гурбан-Богдо было отчетливо видно, что новейшие сейсмогенные надвижки отклонялись близ форбергов в сторону межгорных впадин, выступали на бэлях и в виде фестона охватывали каждый форберг по его переднему (наружному) краю. Таким образом, Гоби-Алтайское землетрясение выявило истинные структурные границы горного массива, включающие в себя форберги, и прямо показало, что бэли являются не насыщенными образованиями, пассивно прислоненными к центральному «коренному» массиву, а представляют собой структурный пьедестал, разрастающийся под влиянием эндогенных сил как вверх, так и вширь.



Рис. 3. Геологический разрез через северное подножье массива Ихе-Богдо (Гобийский Алтай):

1 — раннечетвертичные пролювиальные отложения свиты Гошу; 2 — плиоценовые молассовидные отложения свиты Хунг-кур; 3 — метаморфические и изверженные породы палеозоя; 4 — надвижки

Аналогичную картину можно видеть в Южной Туве, где южные отроги хребта Восточный Танну-Ола, обращенные к бессточной Котловине Больших Озер, отличаются не только типичным развитием бэлей и бэдлендов, но и настоящих форбергов (дзэргэлэ), которые здесь, как и в Гобийском Алтае, можно наблюдать в разных стадиях развития. Так, наиболее протяженные, высокие и скалистые форберги, сложенные породами палеозоя, обнаруживают наибольшую слитность с основной массой горного хребта, нередко связаны с ним непосредственно системой низких гряд или холмов, несут сходный мезорельеф. Менее высокие и протяженные прерывистые гряды с округлыми гребнями, если и связаны с главным горным хребтом, то лишь через посредство форбергов предыдущего типа, «затухающее» продолжение которых они иногда составляют. Наконец, совершенно изолированы от коренных склонов Танну-Ола расположенные на его бэле цепочки холмов или едва заметных выпуклостей — зарождающиеся форберги. Они состоят из пролювиального плаща и покрываемых им дислоцированных отложений эоплейстоцена. От тылового шва бэля такие форберги порой отодвинуты на 5—7 км, знаменуя этой цифрой величину разрастания вширь в современную эпоху здешних массивных гор. Геологические наблюдения в Туве, как и в Гобийском Алтае, показали, что в обоих случаях мы имеем дело с переустройством эоплейстоценовых предгорных прогибов. Последние как бы «всасываются» в поднятие главных массивов, а новые — плейстоценовые предгорные прогибы мигрируют все дальше от главных центров поднятия.

Характеристика механизма расширения сферы горного рельефа, идущего в рассмотренных примерах путем переработки предгорных про-

гибов, была бы неполной, если бы мы не коснулись главных особенностей низин, прилегающих к горным массивам Южной Тувы и Гобийского Алтая. Здесь мы видим также сходную картину: плоскодонные межгорные впадины, несущие внутренние, такие же плоские и мелкие котловины, сухие или озерные, которые вытянуты вдоль осей впадин (оз. Орог-нур в Котловине Больших озер, МНР) или изометричны (Убсу-Нур, там же). Озера лишены террас или иных признаков более высокого стояния вод в прошлом. Глубины их по сравнению с площадью ничтожны, береговые линии хорошо развиты. Ничто в них не напоминает озера так называемого байкальского типа. В первом приближении, сопоставляя эти данные с приведенным материалом и разрастанием горных пьедесталов, можно думать, что активным, ведущим началом в неотектонике и морфогенезе рассматриваемых районов являются поднятия и представляющие их массивные пьедестальные горы.

Вернемся теперь ко второму механизму горообразования. В горах Южной Сибири им образованы межгорные впадины байкальского типа, систему которых для краткости можно именовать Байкальским рифтом. Как было показано многими исследователями, основную горообразующую роль здесь играют гравитационные сбросы, обусловленные сводообразными поднятиями и наложенные на их общий «фон». Морфология межгорных впадин и новейшие движения в этой зоне показывают, что осевая поверхность сводообразного поднятия особенно активна, с ней совпадает максимум очагов землетрясений, причем ведущим динамическим фактором в этих очагах являются близгоризонтальные растягивающие и близвертикальные сжимающие усилия (Введенская, 1961; Мишарина, 1963), благоприятствующие развитию сбросовой тектоники. Исследованиями последних лет во впадинах байкальского типа обнаружены весьма юные разрывные дислокации, позволяющие понять роль горизонтальной составляющей в механизме «остаточно-горстового» типа горообразования.

На высоких плоскогорьях, на отдельных вершинах и склонах горных хребтов и, наконец, на конусах выноса горных рек в Прибайкалье обнаружены и описаны следы новейших тектонических разрывов в виде борозд, рвов, прерывистых, линейно-вытянутых ложбин, не имеющих ничего общего ни с древней структурой местных коренных пород, ни с наложенным на нее рисунком денудационной сетки (Флоренсов, 1960₂; Солоненко, 1962; Хромовских, 1963). Не только геоморфологическая позиция новейших разрывов, но также и прямые геологические наблюдения в обнажениях рыхлых толщ свидетельствуют в пользу голоценового и даже современного их возраста (сотни, тысячи лет). К таким образованиям, например, относятся новейший сброс на склоне Байкальского хребта в районе мысов Кедровых, прослеженный с перерывами на 10—12 км, зияющие трещины растяжения в Восточном Саяне, эффектные новейшие разрывы в хребте Хамар-Дабан, сбросовые рвы в основании склонов Тункинского, Баргузинского и других хребтов, наконец, серия прерывистых ветрикатльных сбросов, тянувшихся параллельно коренному северо-западному берегу северной котловины оз. Байкал, которыми перебиты конусы рек, впадающих в озеро (рис. 4).

Далее, на Байкале, на обоих его сторонах — западной и восточной — распространены уходящие на глубины до 600 м подводные каньоны, морфологически вполне подобные морским каньонам (Ладохин, 1957). Эти замечательные подводные формы в свете современных взглядов на их происхождение следует рассматривать как результат погружения и затопления прежде субаэрального прибрежного рельефа.

Таким образом, помимо фактов недавнего погружения частей прибрежной суши Байкала при землетрясениях, мы имеем ряд других свидетельств погружения дна и расширения акватории Байкала, а также доказательств активности сбросов, пересекающих даже самые молодые

отложения склонов (россыпи) и конусов выноса. Данные по соседним межгорным впадинам байкальского типа демонстрируют принципиально ту же картину новейших движений, что и во впадине Байкала. Отличия этой картины движений от рассмотренной для области пьедестальных гор заключаются в отсутствии дзэргэлэ, краевых надвигов, а местами — в тенденции расширения границ межгорных впадин. Ведущую роль в процессе горообразования по байкальскому типу играют сбросы, создающие рельефные контрасты ниже гипсометрического уровня, достигнутого предварительным сводовым поднятием. По этой причине, как мы видели выше, возникают массивные «остаточные горсты», своего рода тектонические останцы, а в качестве активных морфоструктур выступают прогибы и грабены. Горообразование идет главным образом через развиги, углубление, расширение межгорных впадин при пассивном обособлении межвпадинных массивов. Поскольку сами впадины генетически связаны с растрескиванием замков очень обширных и протяженных сводов, они группируются в протяженные линейные зоны, наиболее хорошо выраженные, как известно, в Восточной Африке. Вокруг них можно наблюдать всевозможные стадии перехода высоких плоскогорий и нагорных плато в массивные горные хребты и реже (в случае сближения окраинных параллельных сбросов) в хребты с редуцированным платообразным гребнем. Сохранение геоморфологических контрастов происходит в данном типе горообразования путем отделения и опускания сбросовых пластин по краям межгорных впадин, т. е. путем разрастания последних как вглубь, так и вширь. Сводовое поднятие при этом деформируется и разрушается изнутри.

Мы видим, таким образом, что несмотря на глубокое отличие двух рассмотренных механизмов поднятия, оба они ведут не только к горообразованию в прямом смысле этого слова, но и к последующему расширению сферы горного рельефа, распространяющегося со временем на всё новые территории, в стороны как от максимальных первоначальных поднятий (гобийский тип), так и от максимальных новейших погружений (байкальский, африканский типы).

При обсуждении общей проблемы горообразования как в советской, так и в зарубежной литературе (Chadwick, 1962; Billings, 1960; Egyed, 1960 и мн. др.) главное внимание уделяется динамике процесса и глубинным источникам энергии. Кинематический аспект той же проблемы считается второстепенным, что, на наш взгляд, совершенно неправильно, так как структурный тип горного рельефа определяется именно формой горообразовательных движений.

В этой статье мы сделали попытку осмыслить некоторые факты и связи между новейшей тектоникой и рельефом массивных гор. Мы не касались других возможных типов и механизмов горообразования, кроме рассмотренных в статье, так как старались остаться в кругу знакомых нам лично фактов. Вместе с тем мы убеждены в том, что разобранные способы образования массивных гор имеют место не только в Южной Сибири и Внутренней Азии, но и в сходной обстановке других районов земного шара.

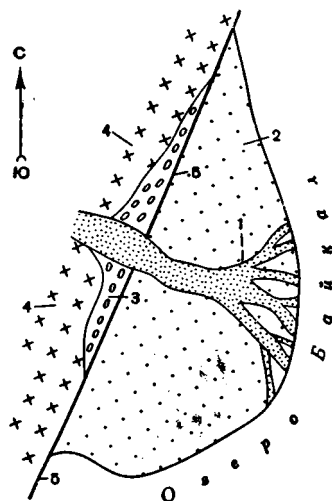


Рис. 4. Конус выноса реки на Северном Байкале, перебитый выраженным в рельефе вертикальным сбросом

Проловиальные отложения:
1 — современные; 2 — голоценовые;
3 — плейстоценовые; 4 — кристаллические породы Байкальского хребта;
5 — сброс с опущенным юго-восточным крылом

- Введенская А. В. Особенности напряженного состояния в очагах Прибайкальских землетрясений. Изв. АН СССР. Сер. геофиз., № 5, 1961.
- Герасимов И. П., Лавренко Е. М. Основные черты природы Монгольской Народной республики. Изв. АН СССР. Сер. геогр., вып. 1, 1952.
- Данилович В. Н. Новые данные об Ангарском надвиге. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1949.
- Данилович В. Н. О характере и природе главных тектонических разрывов в Юго-Западном Забайкалье. Бюл. Совета по сейсмол. АН СССР, № 10, 1960₁.
- Данилович В. Н. Некоторые закономерности дизъюнктивной тектоники Юго-Западного Забайкалья. Материалы по геол. и полезн. ископ. БурАССР, № 1. Улан-Удэ, 1960₂.
- Данилович В. Н. Аркогенный тип надвигов. Геол. и геофиз., № 2, 1963.
- Гоби-Алтайское землетрясение. Изд-во АН СССР, 1963.
- Корешков И. В. Области сводового поднятия и особенности их развития. Госгеолтехиздат, М., 1960.
- Ладохин Н. П. Подводные долины (каньоны) в юго-восточной части Байкала. Материалы по изуч. произв. сил БМАССР, вып. 3. Улан-Удэ, 1957.
- Мишарина Л. А. Исследование механизма очагов повторных толчков Среднебайкальского землетрясения 29 августа 1959 г. Бюл. Совета по сейсмол. АН СССР, № 15, 1963.
- Синицын В. М. Центральная Азия. Географиз, 1959.
- Солоненко В. П. Определение эпицентральных зон землетрясений по геологическим признакам. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 11, 1962.
- Тетяев М. М. Южная окраина Иркутского угленосного бассейна. Тр. Центр. геол.-разв. ин-та, вып. 2, 1934.
- Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1960₁.
- Флоренсов Н. А. Неотектоника Прибайкалья в связи с его сейсмичностью. Бюл. Совета по сейсмол. АН СССР, № 10, 1960₂.
- Хромовских В. С. Следы катастрофических землетрясений в Южном Прибайкалье. Геология и геофизика, 1963, № 3.
- Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. Зап. Всес. геогр. об-ва, нов. сер., т. 3, 1948.
- Berkey Ch. and Morris F. K. Geology of Mongolia. Nat. Hist. of Central Asia. Amer. Mus. Nat. Hist., v. II, 1927.
- Billings M. P. Diastrophism and Mountain-Building. Bull. Geol. Soc. Amer., v. 71, 1960.
- Chadwick P. Mountain-Building Hypotheses. Continental Drift. Ed. S. K. Buncorn. Academic Press. New York — London, 1962.
- Egyed L. On the mechanism of mountain building and folding. Geologische Rundschau, v. 50, 1960.
- Sugate R. P. The Alpine Fault, South Island, New Zealand. Geography, 1961, v. 46, № 1.

Институт земной коры
СО АН СССР

Статья поступила
4 февраля 1965 г.

УДК. 551.24 + 551.71 (4/5)

И. П. ПАЛЕЙ

ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ДОКЕМБРИЯ ЕВРАЗИИ И ПРОБЛЕМА ЕГО СИНХРОНИЗАЦИИ

Предлагается расчленение докембрия щитов Евразии на тектонические комплексы, которые формировались в течение крупных этапов развития земной коры, сопоставимых с эрами неогей. Это расчленение проводится по комплексу геохронологических, тектонических и формационных признаков.

Длительность докембрийского этапа истории Земли по самым скромным подсчетам в 5—7 раз превосходит длительность последующего этапа. По данным А. П. Виноградова (1952, стр. 135), «минимальный возраст Земли и возраст земной коры в пределах ошибок вычислений имеют величину в $(5,0 \pm 0,5) \cdot 10^9$ лет», т. е. около 5 млрд. лет. В то же время основание докембрия большинством радиогеологических лабораторий датируется в 570 млн. лет. Таким образом, подавляющая часть истории Земли скрыта под обобщающим термином «докембрий».

Слабое развитие органических форм в верхнем докембрии и крайняя редкость их находок среди более древних отложений чрезвычайно затрудняют расчленение докембрия. Эти трудности в значительной мере усиливаются наложением процессов метаморфизма, нередко полностью преобразующих первичный состав пород. Тем не менее необходимость разделения древних толщ при их описании и картировании привела к существующему в настоящее время подразделению докембрия на архей и протерозой, причем более дробное деление этих двух групп разными исследователями проводится по-разному.

В настоящее время большинство докембрийских массивов мира закартировано в том или ином масштабе и докембрий расчленен на ряд местных свит и серий. Однако следует иметь в виду, что до недавнего времени одним из основных критериев разделения древних толщ являлась степень их метаморфизма. К этому следует добавить, что к древним толщам часто нелегко бывает применить обычный геологический метод прослеживания трансгрессивных серий, угловых несогласий и прочих признаков, позволяющих с уверенностью определять относительный возраст более молодых образований. В метаморфических толщах даже существование базальных конгломератов нередко является предметом длительной дискуссии (Казаков, 1960; Шуркин, 1960).

Из вышеизложенного ясно, насколько условно выделение даже таких крупных групп, как архей и протерозой; о корреляции более мелких подразделений докембрия разных регионов вообще говорить не приходится. С развитием абсолютной геохронологии появляется все больше данных о неверном истолковании возраста того или иного докембрийского комплекса пород. Так, например, работами последних лет установлено, что «протерозойские» метаморфические породы Криворожья имеют возраст более 2500 млн. лет и по принятой терминологии должны относиться к архею.

Н. С. Шатский (1952, стр. 42) указывал, что «деление докембрия на крупные стратиграфические единицы (группы) может быть сделано

Абсолютный возраст нижней границы протерозоя в представлении разных исследователей, млн. лет

Камминг Г. Л. и др., 1955 г.	2500	Шуркин К. А., 1964 г.	1850
Вильсон Дж. Т., 1957 г.	2000—2500	Семихатов М. А., 1964 г.	2500
Советская геохронологическая шкала, 1960 г.	1800	Обручев С. В., 1964 г.	2500—2700
Виноградов А. П. и Тугаринов А. И., 1961 г.	1900	Полевая Н. И., 1964 г.	2700
Кратц К. О., 1963 г.	2000	Советская геохронологическая шкала, 1964	2600
Чернов В. М., 1964 г.	1870	Салоп Л. И., 1964 г.	2500—2800
Харитонов Л. Я., 1964 г.	2100	Виноградов А. П. и Тугаринов А. И., 1964 г.	1800

только методами геологическими (тектоническими) и методами абсолютной геохронологии».

Интенсивное развитие абсолютной геохронологии за последнее десятилетие создало базу для широкого использования цифр абсолютного возраста пород при расчленении немых толщ. Однако при использовании получаемых цифр, которые при надлежащем контроле говорят сами за себя, многие исследователи стараются истолковать эти цифры согласно привычным понятиям: «архей», «нижний протерозой», «верхний протерозой» и т. д. С установлением чрезвычайной длительности геологической истории земной коры возрастные границы (табл. 1) архея и протерозоя стали весьма неопределенными, что может привести к значительной путанице в геологической литературе.

Нам представляется, что для избежания недоразумений нужно отказаться от употребления терминов «архей» и «протерозой» и постепенно, по мере накопления достоверных определений абсолютного возраста и расширения наших знаний о геологическом строении и структурных соотношениях различных комплексов, перейти к расчленению докембрия путем выделения крупных тектонических комплексов, соответствующих определенным этапам в истории развития земной коры. Отказ от терминов «архей» и «протерозой» тем более правомерен, что эти определения уже утратили свой первоначальный смысл. В самом деле, термин «архей» (археозой) был введен в 1872 г. Дэна для обозначения всего докембрия. Вскоре после этого, в 1888 г., Эммонс выделил из состава архея протерозой (протерос — первичный, зой — жизнь) для обозначения образований, синхронных с возникновением и ранними этапами развития жизни на Земле. С тех пор под «археем» понимают эру и соответствующую ей группу пород, в которых нет и никогда не было органической жизни. Однако в настоящее время появляется все больше доказательств существования жизни в самом глубоком докембрии, в так называемом «архее». Так, например, абсолютный возраст пород Булавайской системы (Южная Африка), содержащей известняки с водорослями и графитом, составляет 2650 ± 10 млн. лет. Эта цифра получена А. Холмсом (Holmes, 1954) свинцовым методом по целому ряду изотопных отношений и не вызывает сомнений. О существовании жизни в «архее» свидетельствует также широкое развитие строматолитовых известняков, установленное Армстронгом (Armstrong, 1960) в южной части Канадского щита, в отложениях серии тимискаминг. Абсолютный возраст этой серии, по данным ряда исследователей, лежит в пределах 2600—2200 млн. лет. Приведенные примеры не исчерпывают всех находок остатков органической жизни в древнейших отложениях, но достаточно убедительно показывают, что термины «архей» и «протерозой» нельзя употреблять в их первоначальном смысле.

Нельзя считать приемлемым и вошедшее в практику геолого-съемочных работ расчленение докембрия по степени метаморфизма. В настоя-

щее время твердо установлено, что степень метаморфизма определяется не возрастом отложений, а историей их развития, их структурным положением.

При расчленении докембрия и особенно при корреляции докембрийских разрезов разных континентов наибольший эффект дают методы абсолютной геохронологии, применяемые с учетом всей суммы геологических данных о строении изучаемой территории. В этом направлении уже работали многие исследователи — У. Асватанараяна, А. П. Виноградов, Э. К. Герлинг, А. А. Полканов, Н. П. Семененко, А. И. Тугаринов, А. Холмс, Ю. М. Шейнманн и др. В их работах намечается ряд важных геохронологических рубежей докембрия, нередко имеющих планетарное значение.

При составлении тектонической карты Евразии мы пришли к выводу о необходимости расчленения докембрийских отложений щитов Евразии на шесть групп, соответствующих крупным этапам развития земной коры, в течение которых формировались определенные тектонические комплексы.

Возрастное расчленение докембрийских образований, послужившее основой для выделения таких комплексов, проводилось с использованием данных как относительной, так и абсолютной геохронологии, структурного и формационного анализов. В настоящее время опубликовано очень много цифр абсолютного возраста докембрийских образований. Эти цифры получены в ряде лабораторий различными методами и приемами, вследствие чего и достоверность их неодинакова. Наибольшее число имеющихся определений абсолютного возраста выполнено аргоновым методом по слюдам, по полевым шпатам или по породе в целом (так называемые «валовые пробы»). Среди этих определений наиболее достоверны цифры, полученные по слюдам, однако и они в лучшем случае определяют возраст последнего метаморфизма породы, а не ее истинный возраст. Истинный возраст дает лишь слюда, не претерпевшая после своего образования никаких изменений. Определения по полевым шпатам обычно дают несколько заниженные (на 20—30%) цифры возраста по сравнению со слюдами. И, наконец, валовые пробы в принципе могут дать любые (как заниженные, так и завышенные) цифры возраста, так как в них может быть примесь более древнего материала.

Для датирования времени седиментации слабо метаморфизованных осадочных пород верхнего докембрия с успехом используется аутигенный глауконит, возраст которого определяется аргоновым методом. Для метаморфических пород этот метод не пригоден из-за плохой сохранности глауконита в условиях метаморфизма.

Применение Rb/Sr метода ограничено сравнительно незначительным распространением минералов, содержащих достаточные количества рубидия. Кроме того, на точность этого метода сильно влияет количество обычного нерадиогенного стронция; для определения абсолютного возраста пригодны лишь образцы, в которых радиогенный стронций составляет не менее 10% от общего содержания стронция. Влияние геологических процессов на перераспределение рубидия и стронция изучено еще недостаточно. В отдельных случаях возможно увеличение содержания рубидия в слюдах вследствие замещения части ионов калия ионами привнесенного извне рубидия; подобные процессы приводят к занижению возраста, определенного этим методом (Герлинг и др., 1964).

Наиболее надежным является свинцово-изотопный метод определения абсолютного возраста, хотя и тут необходимо учитывать ряд обстоятельств. Истинный возраст радиоактивного минерала получается лишь при совпадении цифр возраста, полученных по всем изотопным отношениям:

206	207	207	208
238	235	206	232

При процессах метаморфизма или выветрива-

**Стратиграфо-тектоническая схема расчленения докембрия
(в пределах щитов Евразии)**

Абсолютный возраст (млн. лет) и названия тектонических комплексов, сформировавшихся в соответствующие эры	Примерный объем тектонических комплексов
900—600 (араваллиды)	Складчатый пояс Араваллийских гор (система дели, серия малани и рвущие их эринпурские граниты); арабо-нубиды Египта и Аравии (серии докхан, хаммамат, халабан, мурдама и др. с прорывающими их синорогенными гранитоидами)
1500—900 (сатпуриды) 2000—1500 (карелиды)	Сатпурский складчатый пояс Индии (серии саусарская, саколийская, агорийская и др.) Карелиды и их аналоги в пределах Балтийского щита (серии тунгудская, кейвская, феннониийская, маурлиден, бамле-консберг, ятулийская, имандра-варзугская, тампере, вакко, хорно, смоланд, омель, телемарк. и др. и прорывающие их синорогенные гранитоиды); удоканская серия Алданского щита; восточно-гатский комплекс Индии
2200—1900 (беломориды)	Беломорский комплекс Карелии, доготские гнейсы Швеции; чудново-бердичевские граниты и гнейсы, тетерево-бугская свита Украины; в остальных щитах Евразии широко развиты анорогенные гранитоиды этого времени
2800—2200 (саамиды)	Саамиды Балтийского щита (свита полмос и порос, гимольская, хаутотарская, бергаульская и парандовская (?) серии); саксаганиды Украинского щита (сланцево-амфиболитовая, криворожская и гнейсовая серии); ненгская, тимптонская и джелтулинская серии Алданского щита и соответствующие им серии Анабарской антеклизы; дарварский комплекс Индии; серии хали, бейш и комплекс лит Аравии; утайская серия Китая
более 2800 (образования нуклеарской стадии)	Плагиоблотитовые гнейсы, амфиболиты и основные гранитоиды Приднепровья; катархейские образования Кольского п-ова, большая часть гранито-гнейсов Карелии; додарварские гнейсы Индостана и доутайские гнейсы Китая

ния эти отношения изменяются вследствие миграции урана, тория и свинца. При этом отношение $\frac{207}{206}$ дает наименьшее искажение возраста, хотя и оно заметно изменяется в случае выноса свинца в отдаленные (более 2000 млн. лет назад) геологические эпохи.

Весьма перспективными являются изохронные (свинцовый и стронциевый) методы определения истинного возраста пород. Однако эти методы пока применяются лишь в единичных лабораториях (Соботович и др., 1963; Герлинг и др., 1964).

Приведенный выше краткий обзор основных методов, применяемых при определении абсолютного возраста докембрийских образований, с несомненностью показывает, что для определения истинного возраста минерала нет общего, стандартного рецепта; в каждом конкретном случае необходима критическая оценка изученного материала и применяемой методики исследования. Надежнее всего истинный возраст определяется путем применения нескольких независимых методов.

Определенный таким образом абсолютный возраст того или иного минерального образования не всегда совпадает с возрастом включающим это образование горной породы и, тем более, с возрастом складчатой системы. Чаще всего определяется абсолютный возраст гранитоидов, а они нередко имеют анорогенный характер, т. е. их возраст не всегда соответствует времени складчатости. Поэтому при выделении разновозрастных тектонических комплексов помимо геохронологических данных необходимо учитывать структурное положение этих комплексов по отношению к более древним массивам, их внутреннее строение и соотношение одного с другим, а также их формационную характери-

стику и ее изменения в зависимости от структурного положения разрезов. Возрастное расчленение древних толщ может считаться достоверным лишь при хорошей согласованности всех этих данных. Таким образом, в настоящее время расчленение докембрия лучше всего проводить по смешанному, стратиграфо-тектоническому принципу, путем выделения крупных тектонических комплексов формирующихся в течение длительных промежутков времени, сопоставимых с эрами неогей (табл. 2).

Рассмотрим последовательно выделенные нами тектонические комплексы.

1. ОБРАЗОВАНИЯ НУКЛЕАРНОЙ СТАДИИ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

(абсолютный возраст порядка 3000 млн. лет)

Выделение древнейшего докембрия связано с чрезвычайно большими трудностями. Сведения об этих ранних этапах развития земной коры весьма отрывочны и схематичны. Вследствие этого нам еще неясен сам характер этого развития. Одни исследователи (Семененко, 1960) считают, что вся история земной коры складается из ряда геосинклинальных циклов. Другие (Фролова, 1951; Wilson, 1957; Виноградов и др., 1960) подчеркивают своеобразие древнейших этапов развития земной коры, выделяя «зеленокаменные ядра» континентов. Развивая эту мысль, Е. В. Павловский (1962, 1963) предлагает выделять догеосинклинальный этап развития земной коры под названием «нуклеарной стадии». Согласно Е. В. Павловскому, эта стадия характеризуется высокой пластичностью земной коры, широким развитием спилито-кератофировой и граувакковой формаций и своеобразной складчатостью, обусловленной «гранитным диапиризмом». Системы геосинклинальной линейной складчатости в эту стадию не возникают. Характерной чертой нуклеарной стадии является также сравнительно низкая степень метаморфизма древнейших эффузивно-осадочных образований, несмотря на широкое площадное развитие процессов гранитизации.

Образования нуклеарной стадии наиболее полно сохранились в пределах Канадского щита, где они представлены отложениями серии киватин. На территории Евразии нуклеарная стадия улавливается лишь по отдельным фрагментам древнейших зеленокаменных пород, установленным в пределах Украинского и Балтийского щитов.

Древнейшие породы Украинского щита представлены плагиобиотитовыми гнейсами, амфиболитами и основными гранитоидами, сохранившимися в виде отдельных блоков среди плагиогранитов и мигматитов Преднепровья (от Кременчуга до Никополя). Абсолютный возраст этих пород определен по слюдам и достигает 2800—3000 млн. лет (Виноградов и др., 1960).

«Катархейские» образования Балтийского щита протягиваются полосами в северо-восточной части Кольского п-ова, севернее и южнее полосы свиты полмос-порос. Площадь распространения их выходов имеет 52 км в длину при наибольшей ширине 17 км. Гнейсы, мигматиты, плагиоклазовые и микроклиновые граниты этой зоны имеют (Полканов и др., 1960) возраст от 3060 до 3500 млн. лет, и, по-видимому, являются древнейшими образованиями Евразии. К древнейшему докембрию, очевидно, следует относить и большую часть гранито-гнейсов Карельского массива, подстилающих гимольскую, хаутоварскую, бергаульскую и аналогичные им серии нижнего протерозоя.

В пределах остальных щитов Евразии образования нуклеарной стадии радиологически еще не установлены. Предположительно к ним можно отнести доараваллийские и додарварские гнейсы Индостана и доутайские гнейсы Китая.

Складчатые сооружения саамской эры участвуют в строении всех щитов Евразии. Они слагают: 1 — северо-восточную часть Балтийского щита, 2 — восточную часть Украинского щита, 3 — юго-западную часть Индостана (дарварский комплекс), 4 — Алданский щит и ядро Анабарской антеклизы, 5 — отдельные щиты Китая, (утайская серия), 6 — центральную часть Арабо-Нубийского щита.

Характерной особенностью самид является широкое развитие железистых кварцитов в узких протяженных геосинклинальных прогибах; к этой группе принадлежат крупнейшие железорудные месторождения мира — такие, как Кривой Рог, КМА и Аншаньские месторождения. Как совершенно справедливо подчеркнул А. А. Полканов (1960, стр. 74), «приуроченность огромных масс железной руды к низам докембрия представляет не повторяющуюся позже особенность развития докембрия». Следует отметить, что железистые кварциты встречаются и в явно более молодых отложениях. К их числу относятся, например, рифейские железистые кварциты Центрального Казахстана, Тувы и Малого Хингана. Однако масштабы подобных железорудных концентраций несоизмеримы с масштабами железорудных концентраций раннего докембрия.

На образование железистых кварцитов существуют различные взгляды. Довольно распространено представление о терригенно-осадочном образовании железистых кварцитов, хотя в последние годы работами ряда исследователей (Точилин, 1963; Чернов, 1964; Формозова, 1965) убедительно доказано их вулканогенно-осадочное происхождение. Так, например, железистые кварциты Кривого Рога входят в естественные парагенетические ассоциации с другими породами железисто-кремнистой формации, которая в свою очередь тесно связана с эффузивно-сланцевой зеленокаменной формацией. Эти формации характеризуют начальные и средние этапы развития саамских геосинклиналей, они отчетливо выделяются в фундаменте всех древних платформ Евразии. Заключительные этапы развития этих геосинклиналей отличаются широким распространением терригенной формации.

Развитие саамских геосинклиналей в разных участках земной коры происходило по-разному. Наряду с системами узких геосинклинальных прогибов, разобренных обширными полями гранитизированной первичной коры (Канадский щит), возникают и гигантские геосинклинали, простирающиеся на расстояние свыше тысячи километров (Алданский щит — ядро Анабарской антеклизы). Подчеркивая различный характер развития геосинклиналей этого времени, Е. В. Павловский (1962) выделяет канадский и сибирский типы развития первичных геосинклиналей. Нам представляется, что эти два типа являются лишь крайними членами единого ряда. Не исключено, что дальнейшие исследования раннего докембрия приведут к установлению промежуточных форм.

Рассмотрим кратко те данные, которые позволяют нам объединить в одну группу складчатых сооружений (саамид) перечисленные выше участки развития докембрия.

1. В пределах Балтийского щита саамиды являются древнейшим тектоническим комплексом, который достаточно определенно выявляется по геологическим данным и слагает значительные площади. Впервые саамиды выделены А. А. Полкановым и Э. К. Герлингом (1936, 1958) в северо-восточной части Кольского п-ова, в тундре Полмос, где они сложены серией амфиболитов, железистых кварцитов и биотитовых гнейсов, простирающейся в северо-западном направлении. Нижняя, существенно зеленокаменная часть этой серии (свита полмос) имеет абсолютный возраст 2870—2600 млн. лет, верхняя гнейсовая часть (свита

порос) — 2560—2250 млн. лет. Эти цифры получены Э. К. Герлингом калий-аргоновым и рубидий-стронциевым методами по слюдам из породы секущих пегматитов.

Кроме железорудной полосы свиты полмос, на Кольском п-ове прослеживаются еще две полосы железистых кварцитов и биотитовых гнейсов (в зоне Кольского фьорда и в Оленегорской зоне), образование которых, очевидно, связано с саамским циклом осадконакопления. Эти породы были вторично метаморфизованы во время карельской складчатости, но по косвенным признакам имеют саамский (более 2500 млн. лет) возраст (Полканов и др., 1960).

В Карелии в отдельных вытянутых линейно прогибах, наложенных на древнее гранито-гнейсовое основание, расположены остатки эффузивно-осадочных образований, местами содержащие горизонты железистых кварцитов и залежи колчеданных руд (гимольская, бергаульская, хауговарская, ларандовская и другие серии). Эти сложноскладчатые образования несогласно перекрываются вулканогенными отложениями нижних карелид (тунгудская серия и ее аналоги) и по абсолютному возрасту оруденения (Виноградов и др., 1959) и прорывающих гранитоидов (Горохов и др., 1964) близки к саамидам. Учитывая формационный состав этих отложений и их большой (порядка 2500 млн. лет) абсолютный возраст, мы относим слагаемые ими субмеридиональные складчатые структуры к саамидам. Отсутствие в отдельных районах Восточной Карелии резкого углового несогласия между тунгудской и парандовской сериями, как нам представляется, не может служить достаточным основанием для объединения (Кратц, 1963) их в рамках нижнего протерозоя и выделения двух структурных подъярусов нижних карелид. Так называемая ребольская фаза складчатости, по-видимому, имеет самостоятельное значение, завершая тектоническое развитие структур саамской эры.

Как на Кольском п-ове, так и в Восточной Финляндии и Карелии огромные площади сложены древними, вероятно разновозрастными, гнейсо-гранитами. Судя по определению абсолютного возраста (Вяюрюнен, 1959; Полканов и др., 1961; Wetherill и др., 1962), некоторая часть этих образований относится к саамидам, так как они имеют возраст около 2500 млн. лет.

В настоящее время трудно судить о деталях структур саамид. Однако несомненно, что отложения саамской эры собраны в узкие линейные складки геосинклинального типа в основном северо-западного простирания. Несмотря на значительное количество гранитов, для саамид Балтийского щита не характерно широкое развитие кулоповидных структур. Последние встречаются главным образом в областях развития гранито-гнейсов, и, по-видимому, связаны с нуклеарной стадией развития земной коры.

Итак, складчатые сооружения саамид имеют широкое развитие в Карело-Кольском регионе; не исключено, что первоначально они были распространены и на остальной территории щита. Об этом свидетельствует древний возраст железорудных месторождений района Кируны (Харитонов, 1962) и древний, досвионийский возраст гнейсов Южно-Шведского массива.

2. Относительно истории развития Украинского щита существует целый ряд мнений, нередко взаимоисключающих. Наиболее приемлемой нам представляется схема А. П. Никольского (1960), так как она хорошо согласуется с последними данными радиологии и позволяет наметить ряд общих черт в строении различных щитов.

Согласно А. П. Никольскому, восточная половина Украинского щита в основном сложена криворожским метаморфическим комплексом, состоящим из трех серий: сланцево-амфиболитовой (внизу), криворожской и гнейсовой.

Сланцево-амфиболитовая серия слагает большую часть площади между криворожским рудным поясом и Орехово-Павлоградской

зоной. Она сложена ортоамфиболитами, разнообразными сланцами, гнейсами, железистыми кварцитами и кварцевыми плагипорфирами. Детальное изучение вещественного состава этой серии позволяет сопоставлять сланцево-амфиболитовую серию со спилито-кератофировой формацией, претерпевшей интенсивный региональный метаморфизм.

Криворожская серия прослеживается почти непрерывным поясом, вытянутым в субмеридиональном направлении на расстоянии около 200 км при максимальной ширине в 6 км. Железистые кварциты Орехово-Павлоградской зоны являются стратиграфическим аналогом криворожской серии. Последняя делится на три свиты. Нижняя представлена кварцевыми и аркозовыми песчаниками, конгломератами, филлитами и биотито-кварцевыми сланцами. Средняя свита сложена толщами железистых кварцитов, переслаивающихся со сланцами. Господствующими породами верхней свиты являются графито-биотито-кварцевые сланцы, в подчиненном количестве встречаются кварциты, песчаники, конгломераты и мраморы.

Гнейсовая серия представлена монотонными толщами биотитовых и амфиболо-биотитовых гнейсов, развитых к западу от Криворожского пояса и к востоку от области распространения сланцево-амфиболитовой серии. Возможно, что большая часть супракрустальных образований западной части Украинского щита является стратиграфическим аналогом гнейсовой серии.

Формирование трех серий криворожского метаморфического комплекса происходило без больших перерывов во времени. Незначительный перерыв в отложении установлен только на границе средней и верхней свит криворожской серии. Основная складчатость произошла после отложения песчано-сланцевых пород гнейсовой серии. Верхний предел возраста этой складчатости определяется секущими интрузиями, имеющими возраст 2100 млн. лет (Виноградов и др., 1961). В то же время основание криворожской серии надежно датируется в 2700 млн. лет. Таким образом, криворожский метаморфический комплекс как по составу, так и по абсолютному возрасту пород несомненно относится к образованиям саамской эры.

Субмеридиональные складчатые сооружения этого комплекса протягиваются далеко на север, слагая так называемый Днепровско-Курский антиклинорий.

С построениями А. П. Никольского хорошо согласуются данные определений абсолютного возраста пород фундамента в ряде опорных скважин, пробуренных в районе КМА: на основе этих определений А. П. Виноградов (1960) выделяет в составе фундамента Русской платформы древнейшую Курско-Воронежскую плиту, очертания которой близки к контуру нижнего протерозоя на схеме Л. А. Варданянца (1960). Последний, как известно, протягивает нижнепротерозойские отложения Криворожья и КМА вплоть до Великих Лук.

Итак, складчатые сооружения саамид прослеживаются от южной окраины Украинского щита примерно до широты Москвы, т. е. на расстояние почти в 1000 км.

3. На территории Индостана саамиды отчетливо выделяются как по структурно-формационным признакам, так и по абсолютному возрасту. Так, в штате Майсур, в юго-западной Индии, среди обширных полей разнообразных гнейсов протягивается ряд длинных и сравнительно узких полос вулканогенно-осадочных образований, выделяемых индийскими геологами под названием дарварского комплекса. Длина отдельных полос доходит до 450 км при ширине до 40 км. Кристаллические сланцы дарварского комплекса смяты в линейные складки северо-северо-западного простирания; метаморфизм пород усиливается от фации зеленых сланцев на севере до гранулитовой фации на юге. В средней части дарварского комплекса широко развиты железистые кварциты.

Основание дарварского комплекса не вскрыто; о подстилающих его породах можно судить лишь по галькам кварцитов и гнейсов, содержащимся в конгломератах среднедарварской (хосурской) серии.

Выше дарварского комплекса, согласно Б. Рама Рао (Rama Rao, 1940), залегают так называемые «гнейсы полуострова», представляющие собой смесь различных гранитов, интрузивных в сланцеватые породы после того, как они были собраны в складки, сдавлены и метаморфизованы. Полосчатые гнейсы состоят из белых кварц-полевошпатовых полос, переслаивающихся с черными полосами, содержащими роговую обманку, биотит и акцессорные минералы.

Абсолютный возраст дарварских структур определен Холмсом (Holmes, 1955) урано-свинцово-ториевым методом с изотопным анализом. Возраст послесреднедарварских пегматитов определяется им в 2450 млн. лет; верхнедарварские пегматиты дают 2300 млн. лет. Эти определения подтверждают отнесение дарварских структур к сааидам. Саамиды Индостана по формационному составу, времени основной складчатости, магматизму и характеру складчатых структур хорошо сопоставляются с сааидами Украинского щита (табл. 3). Действительно, в основании разреза здесь залегает нижнедарварская вулканогенная серия, отвечающая сланцево-амфиболитовой серии Украины. Терригенная серия среднего дарвара, в верхней части которой прослеживается ряд горизонтов железистых кварцитов, соответствует двум нижним свитам криворожской серии. Верхнедарварская осадочная серия по составу близка верхней свите криворожской серии. И, наконец, «гнейсы полуострова» по стратиграфическому положению и составу можно сопоставить с гнейсовой серией Украинского щита. Гранитизация этих серий, по-видимому, связана с более поздней эпохой интенсивной магматической деятельности, отвечающей времени складчатости беломорид. На территории Украины вследствие ее лучшей изученности эта эпоха выделяется достаточно четко и отвечает времени становления Кировоград-Житомирского интрузивного комплекса — 1950 млн. лет (Виноградов и др., 1960).

4. Огромный массив Алданского щита сложен мощными геосинклинальными толщами, претерпевшими целый ряд метаморфических преобразований — от ультраметаморфизма в саамское время до юрского диафтореза, приведшего к образованию узких зон зеленых сланцев.

Детальное изучение алданского докембрия привело Н. В. Фролову (1958) к выводу, что первоначально все эти метаморфические породы представляли собой три непрерывно следующие друг за другом осадочные серии, общей мощностью до 15—20 км. В настоящее время нижняя серия называется иенгрской, средняя — тимптонской и верхняя — желтулинской. Помимо геологических соотношений, о непрерывности отложения этих серий свидетельствует также и закономерная смена их минералогического состава: в иенгрской серии наблюдается преобладание кремнезема и глинозема, в тимптонской большее значение получают железо-магнезиальные силикаты, в желтулинской серии — главным образом карбонатные соединения.

К средней части иенгрской серии приурочено значительное количество железистых кварцитов. Все три серии смяты в крупные, сравнительно простые складки северо-западного простирания.

Возраст алданских метаморфических толщ определяется по радиоактивным минералам из мигматитов и гранитов иенгрской и желтулинской серий; древнейшие мигматиты имеют возраст 2640 млн. лет, граниты желтулинской серии — 2340 млн. лет. Наиболее распространенная интрузивная деятельность начинается с 2300 млн. лет и завершается 1900 млн. лет назад.

Как мы видим, саамиды Алданского щита обладают некоторыми специфическими чертами, отличающими их от саамид Балтийского и Украинского щитов и особенно от саамид Канадского щита (от серии

Схема сопоставления саамид Украины и Индии

Восточная часть Украинского щита		Юго-западная часть Индийского щита	
Интенсивная гранитизация беломорской эпохи, формирование Кировоград-Житомирского интрузивного комплекса Основная складчатость (древнее 2100 млн. лет) — образование узких линейных складок субмеридионального простираения Гнейсовая серия — биотитовые и амфиболо-биотитовые гнейсы, реже мраморы, кварциты и железистые кварциты		Клоссептские и другие граниты, мигматизация «гнейсов полуострова» Основная складчатость (древнее 2360 млн. лет) — образование узких линейных складок субмеридионального простираения Гнейсы полуострова — полосчатые гнейсы, состоящие из белых кварц-полевошпатовых полос, чередующихся с черными полосами, содержащими роговую обманку, биотит и акцессорные минералы	
Криворожская серия	Графито-биотито-кварцевые сланцы, кварциты, песчаники, конгломераты и мраморы (1500 м)	Дарварский комплекс	Верхнедарварская серия — аргиллиты, известковистые алевролиты, песчаники, кварциты, конгломераты, известняки и железистые кварциты
	Железистые кварциты с прослойками сланцев (1200 м)		Среднедарварская серия — полосчатые железистые кварциты, глинистые сланцы, филлиты и кристаллические сланцы, известняки, кварциты, гравелиты и конгломераты
	Филлиты, биотито-кварцевые сланцы, песчаники, конгломераты (200 м)		Нижнедарварская серия — основные спилитовые лавы (хлоритовые и роговообманковые кристаллические сланцы), риолиты, кератофиры, туфы, фельзиты и их рассланцованные эквиваленты
Сланцево-амфиболитовая серия — ортоамфиболиты, разнообразные сланцы, гнейсы, железистые кварциты, кварцевые плагнопорфиры (метаморфизованная спилито-кератоприровая формация)			

тимискаминг). Эти отличия проявляются прежде всего в огромной мощности алданских толщ и в колоссальном размере геосинклинального бассейна, простиравшегося от Байкала и Охотского моря до Анабара.

Ядро Анабарской антеклизы изучено менее детально, но его также следует относить к складчатым сооружениям саамид, так как разрез его в общем сопоставляется с разрезом Алданского щита, а складчатые структуры последнего хорошо прослеживаются (по аэромагнитным данным) в северо-западном направлении через Вилуюскую впадину и согласуются с северо-западным простираением анабарских структур.

5. Кристаллический фундамент Китайских платформ в основном состоит из двух комплексов, отличающихся друг от друга по степени метаморфизма и в меньшей мере по составу (Региональная стратиграфия Китая, 1960). Верхний, «протерозойский», комплекс в большинстве районов Китая выделяется под названием утайской серии. В составе этой серии преобладают амфиболиты, различные кварциты и кристаллические сланцы; в подчиненном количестве встречаются гнейсы, кристаллические известняки и мраморы, хлоритовые сланцы и филлиты. В Северном Китае к нижней части утайской серии приурочены мощные пласты железистых кварцитов; в южной части Дунбея и северном Хэбэе среди кварцитов и слюдястых сланцев встречаются обширные пластовые залежи железной руды. Породы утайской серии претерпели довольно интенсивную складчатость геосинклинального типа.

По данным Ли Пу, А. И. Тугаринова и др. (1960), ортит из пегматитов, секущих утайскую серию в районе Аншаня, имеет возраст 2560 млн. лет; близкие значения (2240 млн. лет) получены и для мусковита этих пегматитов. По своему литологическому составу и возрасту, как пишет А. И. Тугаринов, эти комплексы весьма напоминают породы Криворожской толщи Украинской ССР (1960, стр. 571).

Следует отметить, что в отдельных районах строение «архейского» комплекса (комплекс сангань) также напоминает строение криворожского метаморфического комплекса. Так, например, санганьский комп-

лекс в районе Пекинского Сишаня и хребта Сяоутайшань имеет трехчленное строение, причем к средней его части приурочена железорудная зона мощностью до 450 м. Содержащие руду биотитовые гнейсы залегают между кварцевыми гнейсами и гранато-биотитовыми гнейсами. Кроме гнейсов, в составе санганьского комплекса присутствуют амфиболовые, слюдяные и кварцево-амфиболитовые сланцы, кварциты и мраморы.

Приведенный материал свидетельствует о значительной роли складчатых сооружений саамид в строении фундамента Китайских платформ; к саамидам относятся «протерозойские» структуры (серия утай) и, возможно, некоторая часть более сильно метаморфизированных отложений, в настоящее время причисляемая к санганьскому комплексу.

6. Центральная часть Арабо-Нубийского щита сложена мощными геосинклинальными сериями пород, которые рядом авторов (Hume, 1934—1935; Picard, 1941; Kargroff, 1955; Furon, 1958) сопоставляют с дарварской серией Индостана и столь же древними сериями Юго-Восточной Африки. В Аравии к ним относятся древнейшие метаморфические породы серии хали, зеленокаменные породы вади Бейш и сопоставляемый с ними комплекс лит (Браун и др., 1963). Ранее эти серии входили в состав «серии медины» (Kargroff, 1955). Серия хали представлена хлорито-серицитовыми, амфиболитовыми, графитовыми и аспидными сланцами, кварцитами, мраморами, джеспилитами и конгломератами с прослоями зеленокаменных пород. Мощность серии хали не менее 9000 м. Комплекс лит сложен еще более мощной (12000 м) толщей зеленокаменных пород типа спилитов с подчиненным количеством кремнистых сланцев. Эти древнейшие серии образуют сравнительно простые складки (типа апалачских) северо-восточного и субмеридионального простирания.

Нубийская часть щита изучена еще совершенно недостаточно; тем не менее и там намечаются сходные серии древних пород, имеющие те же субмеридиональные простирания и аналогичный состав. Истинный абсолютный возраст древнейших образований Арабо-Нубийского щита неизвестен, гранитоиды, прорывающие их и более молодые комплексы, по немногочисленным данным имеют возраст от 530 до 1000 млн. лет. Таким образом, эти складчатые сооружения можно относить к саамидам лишь условно. Однако сходство формационного состава и структурного положения этих серий с хорошо датированными сериями Индостана делает подобное сопоставление весьма вероятным.

III. БЕЛОМОРИДЫ

(абсолютный возраст 2200—1900 млн. лет)

Складчатые сооружения беломорской эры (беломориды) на территории Евразии распространены несравненно менее саамид. Супракрустальные образования этого времени известны лишь в пределах Балтийского и Украинского щитов. В то же время это была эпоха необычайно интенсивного и широко развитого магматизма, проявившегося на всех континентах мира как в виде интрузивной деятельности, так и в виде интенсивной гранитизации более древних серий.

В пределах Балтийского щита образования беломорской группы слагают сложно построенный складчатый пояс северо-западного простирания, протягивающийся от берегов Белого моря до Финмаркена. Кроме того, к беломорской группе, по-видимому, нужно относить «преготские» гнейсы Южно-Шведского массива, которые будут рассмотрены ниже.

Беломорский комплекс, слагающий собственно Беломорский складчатый пояс, включает беломорскую серию, часть кольской серии¹ и ряд

¹ По радиологическим данным (Полканов и др., 1961), так называемая «кольская серия» содержит разновозрастные толщи гнейсов.

массивов гранитоидов и основных пород. Стратиграфия беломорской серии изучена еще недостаточно: одни геологи (Судовиков, 1939) рассматривают распределение типов гнейсов как метаморфическую зональность, связанную с проявлением процессов гранитизации; другие видят в нем отражение первичного состава толщи осадочных пород и выделяют ряд свит (Кратц и др., 1960). К. А. Шуркин (1960₁) разделяет беломорскую серию на четыре свиты (снизу вверх): керетскую, хетоламбинскую, лоухскую и енскую. Керетская свита сложена главным образом биотитовыми гранито-гнейсами и эпидото-битотитовыми гнейсами с подчиненным количеством амфиболитов. Основания свиты не видно вследствие интенсивной гранитизации, которая здесь проявилась особенно сильно. В хетоламбинской свите преобладают ортоамфиболиты, амфиболовые и биотито-амфиболовые гнейсы, которые нередко переслаиваются с биотитовыми гнейсами. Встречаются прослой мраморов. В лежащей выше лоухской свите главное значение приобретают биотитовые гнейсы, среди которых появляются высокоглиноземистые кианитсодержащие гнейсы. Значительное развитие имеют также пара- и ортоамфиболиты. В верхних горизонтах беломорской серии (енская свита) особенно возрастает роль высокоглиноземистых кианитовых и силлиманитовых гнейсов. Общая мощность беломорской серии оценивается в 7—8 км. В целом это несомненно геосинклинальная серия с закономерно изменяющимся составом: аркозовые породы в нижней части разреза, вулканогенно-карбонатные в средней и аркозово-глинистые и глинистые в верхней. В раннеорогенный этап развития беломорской геосинклинали вся эта серия подвергалась интенсивной складчатости и метаморфизму в условиях эпидото-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. В это время происходило внедрение интрузий ультраосновного состава, тяготеющих к поверхностям напластования и, таким образом, подчиненных общей складчатой структуре беломорского комплекса.

Основные черты современной структуры беломорид сформировались в следующий этап, включающий главную эпоху складчатости, ультраметаморфизм беломорской серии и образование значительных масс синорогенных гранитоидов. Их анхиэвтектический состав и постепенные переходы во вмещающие породы свидетельствуют о палингенном характере большей части этих гранитоидов.

Интенсивная мигматизация и гранитизация беломорской серии по времени 2100—1900 млн. лет (Полканов и др., 1961) совпадает с эпохой максимального развития магматизма в земной коре, о которой неоднократно писали А. И. Тугаринов (1956), А. П. Виноградов и др. (1960₁, 1960₂, 1961). Надо полагать, что благодаря мощному развитию процессов гранитизации, частичному расплавлению пород и насыщению их флюидами земная кора приобрела ту высокую пластичность, благодаря которой образовалось все многообразие складчатых структур беломорид. «Специфический характер общей тектонической структуры беломорского комплекса,— пишет К. А. Шуркин (1960₁, стр. 84),— заключается, с одной стороны, в широком развитии куполовидных структур, а с другой стороны, в сочетании северо-западной ориентировки главных структур (1 порядка) с поперечной северо-восточной и субширотной ориентировкой складок 2—4 порядков». Возникновение этих более мелких складок объясняется дифференциальным перемещением пластических масс нижних, наиболее мигматизированных, горизонтов беломорской серии по отношению к ее верхним горизонтам. Неоднородностью механических свойств и пластичными деформациями объясняются и второстепенные детали структур—образование складок течения, явления диапиризма, будинаж-структуры и т. п.

В заключительный этап развития беломорид образовались взаимопересекающиеся дайки, жилы и штоки габбро-диабазов, гранитов и пегматитов. Для этих образований имеется ряд определений абсолютного

возраста (Полканов и др., 1961), в том числе вполне надежное определение возраста пегматита (1950 млн. лет), выполненное тремя методами (K/Ar, Rb/Sr и Pb/U). Таким образом, и специфические черты геологического строения, и геохронологические данные говорят о самостоятельном значении беломорского тектонического комплекса — комплекса более древнего, чем карелиды, и более молодого, чем описанные выше саамиды. Этот комплекс образовался в результате завершения беломорского этапа развития земной коры, в результате развития беломорской геосинклинали, заложившейся на складчатом основании саамид и древнейшего докембрия.

Первоначальное распространение беломорского комплекса в пределах Балтийского щита, вероятно, было значительно большим, чем в настоящее время. Об этом свидетельствует существование Южно-Шведского массива, а также единичные определения (Magnusson, 1960₂) абсолютного возраста пород из антиклинорий сооружений нижних карелид (нижние горизонты зоны Шеллефтео дают, по аргоновому методу, 2140 млн. лет). Южно-Шведский массив сложен серыми и красными биотитовыми гнейсами, очковыми гнейсами, амфиболитами и чарнокитами. Эти метаморфические породы относятся Магнуссоном (Magnusson, 1960) к преготидам. Гнейсы секутся гранитами и дайками основных пород — гиперитов. Кристаллические породы Южно-Шведского массива, согласно нескольким полевым наблюдениям Магнуссона, погружаются под нижнесвионийские (нижнекарельские, — И. П.) лептиты и амфиболиты. Это обстоятельство дает нам право условно относить преготиды Швеции к беломоридам, хотя они могут быть и более древними.

В западной половине Украинского щита наряду с большим количеством гранитоидов наблюдаются и сильно метаморфизованные осадочные породы, слагающие несколько синклинориев и антиклинорий северо-западного простираения. Эти породы представлены гранато-биотито-кордиеритовыми гнейсами и мигматитами «чудново-бердичевской формации» и пироксен-плагиоклазовыми гнейсами и чарнокитами «чарнокитовой формации». Все эти породы, так же как и рвущие их гранитоиды, характеризуются региональной монацитонностью. Абсолютный возраст чудново-бердичевских монацитов определен изотопно-свинцовым методом для ряда проб и однозначно датируется цифрой 2100 ± 100 млн. лет. Возраст монацитов чарнокитовой формации определен по отношению Rb^{208}/Th^{232} и в среднем составляет 1950 млн. лет (Виноградов и др., 1960). Таким образом, верхний возрастной предел складчатости этих образований находится где-то около 2000 млн. лет, и они условно могут быть отнесены к беломоридам. Однако есть указания (Никольский и др., 1960), что гнейсы западной части Украинского щита, по-видимому, могут быть сопоставлены с гнейсовой серией криворожского метаморфического комплекса, который, как было показано выше, относится к более древним образованиям.

Последние этапы развития беломорид на Украинском щите, так же как и на Балтийском щите, характеризуются интенсивным проявлением магматизма, выразившегося в образовании Кировоград-Житомирского интрузивного комплекса. Абсолютный возраст этого комплекса надежно определяется (Виноградов и др., 1960) свинцово-изотопным и аргоновым методами в интервале 1900 — 2000 млн. лет, при среднем значении 1950 ± 50 млн. лет.

Интенсивный гранитный магматизм проявляется в этот период почти на всех щитах Евразии: на Алданском щите он установлен радиологически, в Индостане ему, очевидно, соответствуют граниты, мигматизирующие так называемые «гнейсы полуострова»; в Китае существование гранитоидов этого возраста еще не выявлено, но весьма вероятно.

Складчатые сооружения карелид участвуют в строении Балтийского, Алданского и Индийского щитов Евразии. Характерной особенностью карельских геосинклиналей является заложение их преимущественно на древнем кристаллическом фундаменте, сложенном складчатыми сооружениями саамид, включающими блоки древнейшего докембрия. При этом расколы древнего фундамента и заложение карельских геосинклиналей, вероятно, началось одновременно с завершением магматической деятельности беломорского цикла или даже несколько ранее. В связи со значительной жесткостью древнего фундамента проявляется и вторая особенность карелид: в них уже отчетливо намечается дифференциация на геосинклинальные и субплатформенные области. Наличие последних привело Е. В. Павловского (1962) к мысли о существовании в это время сравнительно неустойчивых протоплатформ, которые впоследствии были вовлечены в процессы геосинклинального прогибания и складчатости.

На территории Балтийского щита карелиды слагают обширные площади и являются одними из наиболее изученных образований докембрия. В предыдущей работе (Палей, 1963) нами было показано, что карелиды восточной части щита следует сопоставлять со свекофеннидами и готидами его западной части; все эти складчатые структуры, по-видимому, являются одновозрастными образованиями различных структурно-фациальных зон единой геосинклинальной области карелид. В этой области отчетливо выделяются два структурных яруса — нижние и верхние карелиды. Нижние карелиды представлены сложноскладчатыми эффузивно-осадочными сериями (тунгудская, большеозерская, кейвская и др.), нередко имеющими базальные конгломераты в основании. В восточной части щита эти образования выполняют длинные узкие прогибы (троги), приуроченные к разломам древнего фундамента. В центральной и западной частях Балтийского щита нижним карелидам соответствуют глубокометаморфизованные эффузивно-осадочные серии нижних свекофеннид (феннонийская серия, серия кируна-арвидсъяур, серии груюттют и маурлиден, серии стура ле марстранд и бамле-консберг). Эти серии представлены лептитами, кинцигитами, халифлинтами, слюдяными гнейсами, параамфиболитами, кварцитами, углистыми и графитовыми сланцами, известняками, граувакками и конгломератами. Все породы сильно дислоцированы и прорваны синорогенными сериями гранитоидов. В общей структуре карельской геосинклинальной области районы развития перечисленных серий выделяются в виде поднятий типа сложно построенных антиклинориев.

Разделяющие их синклинорные области сложены мощными геосинклинальными сериями, несогласно перекрывающими складчатые структуры нижних карелид и более древний кристаллический фундамент. В последнем случае отложения верхнего карелия (ятулия и калевия) отличаются сокращенным разрезом и своеобразными, близкими к платформенным, формациями. Платформенный характер имеют главным образом нижние горизонты верхнего карелия, залегающие на остатках древней коры выветривания и представленные хорошо отсортированными продуктами конечных стадий осадочной дифференциации — кварцевыми песчаниками и серицитовыми кварцитами, а также известняками. Выше по разрезу (в калевии) появляются флишoidные толщи и вулканогенные породы, свидетельствующие о возрождении геосинклинального режима. Тем не менее верхнекарельские структуры восточной части Балтийского щита представлены главным образом наложенными мульдами и грабен-синклиналями, приуроченными к разломам фундамента; слагающие их породы отличаются сравнительно невысокой степенью мета-

морфизма. По мере приближения к внутренним зонам карельской геосинклинальной области мощность отложений верхнего карелия, степень метаморфизма пород и сложность их дислокаций сильно возрастают, обуславливая переход карельских филлитов в «свекофеннские» кристаллические сланцы и гнейсы. Завершающие этапы развития карельской геосинклинальной области характеризуются очень сильным магматизмом, проявившимся в необычайно интенсивном развитии процессов гранитизации. Абсолютный возраст карелид Балтийского щита определяется по возрасту этих магматических проявлений, установленному аргоновым, стронциевым и свинцовым методами в 1760—1860 млн. лет (Полканов и др., 1961, 2). Эти цифры определяют возраст синорогенных интрузий верхних карелид. Естественно, что заложение карельских геосинклинальных прогибов, т. е. начало карельского этапа развития земной коры, относится к еще более отдаленным временам. Учитывая преимущественное развитие карелид на древнем (саамском) основании, мы пока условно определяем время заложения карельских прогибов в 2000 млн. лет, хотя не исключено, что эти прогибы возникли еще раньше.

В строении Алданского щита карелиды также играют существенную роль, которая отчетливо выявляется при рассмотрении Алданского щита как дорифейской структуры. Карелиды образуют складчатый пояс, окаймляющий древнейшие структуры щита с юга и запада. Этот пояс включает Становой хребет, Олекминскую зону и Чарскую глыбу с Кодаро-Удоканским прогибом. Вопрос о возрасте складчатых структур Станового хребта является еще в значительной степени дискуссионным. Однако детальные петрологические исследования (Коржинский, 1939; Павловский, 1956; Фролова, 1958; Лейтес, 1962) и данные абсолютной геохронологии (Виноградов и др., 1960) свидетельствуют о древнем возрасте пород станового комплекса. Известно, что гранато-биотитовые, биотитовые и биотито-амфиболовые сланцы станового комплекса образовались в процессе высокотемпературного диафтореза пород алданского типа, а наиболее молодые образования этого комплекса — богатые торием легматиты — имеют абсолютный возраст 1900 млн. лет. На основании этих данных мы рассматриваем Становой хребет и структурно тесно связанную с ним Олекминскую зону как древний фундамент, переработанный карельскими складкообразовательными движениями. Эти движения привели к образованию субширотных структур Станового хребта, отделяющихся от северо-западных структур центральной части Алданского щита глубинным разломом. Остатки отложений карельского возраста сохранились в Кодаро-Удоканском прогибе и в отдельных grabenax Олекминской зоны и зоны Станового хребта. Метаморфизованные пестроцветные песчано-сланцевые отложения удоканской серии, очевидно, представляют собой отложения межгорных впадин верхних карелид. Они прорываются и мигматизируются синорогенными гранитоидами куандинского комплекса с абсолютным возрастом 1650 млн. лет. Западнее удоканская серия сменяется эффузивно-осадочными породами витимо-муйской серии, которая, по-видимому, относится к эвгеосинклинальной зоне карелид, срезающей по глубинному разлому байкальскими структурами. Складчатые структуры Кодаро-Удоканского прогиба весьма просты: крупные открытые синклинали восток-северо-восточного и восток-юго-восточного простирания разделены узкими седловинами и осложнены мелкими складками с углами падения крыльев 25—35°; в приразломных участках углы падения нередко достигают 50—70° (Лейтес, 1962). Простота складок и сравнительно небольшая мощность (4—7 км) отложений удоканской серии объясняются значительной жесткостью гранито-гнейсового основания, на котором заложился этот прогиб. Подчеркивая своеобразие подобных прогибов, А. М. Лейтес (1964) предлагает выделять их под названием «эндопротоплатформенных» структур.

На территории Индийского п-ова карелидам по возрасту соответствуют структуры Восточно-Гатского складчатого пояса, сложенного биотитовыми гнейсами, гранитами, чарнокитами и кондалитами (гранато-силлиманитовыми сланцами). Местами (Неллур) в этом поясе обнажаются железистые породы и сланцы, сходные с дарварскими железорудными отложениями. Восточно-Гатские структуры под прямым углом срезают дарварские складки и в свою очередь срезаются более молодыми структурами Сатпурского складчатого пояса. Верхний предел возраста Восточно-Гатских структур датируется серией определений абсолютного возраста прорывающих их пегматитов. Эти определения выполнены урано-свинцово-ториевым методом и в среднем дают 1625 ± 75 млн. лет, свидетельствуя о карельском возрасте Восточно-Гатских пегматитов. Возраст самих горных пород Восточных Гат еще не известен; не исключено, что Восточно-Гатские структуры сформировались при наложении карельских складкообразовательных движений на более древнее (саамское) основание.

Последние этапы докембрийского развития земной коры относятся к рифейской эре, которая охватывает более 1000 млн. лет и характеризуется довольно сложной историей. Возрастные границы и пространственное распределение различных складчатых систем рифея изучены еще недостаточно. Однако несомненно, что в разных частях Евразии и, тем более, на разных континентах развитие земной коры в рифее имело свои специфические особенности. Подробное рассмотрение этих особенностей возможно лишь в отдельной работе; в настоящей статье мы только отметим участие рифейских складчатых систем в строении щитов Евразии.

Складчатые комплексы рифейского возраста участвуют в строении Индийского и Арабо-Нубийского щитов и не входят в состав фундамента древних платформ северного ряда. Эта особенность распределения рифейских складчатых комплексов является одним из следствий асимметричного развития земной коры, отмеченного Н. А. Штрейсом (1964). Рифейские складчатые структуры платформ южного ряда (Индия, Аравия) относятся, по всей вероятности, к двум тектоническим комплексам — сатпурскому и араваллийскому, к рассмотрению которых мы и переходим.

V. САТПУРСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ КОМПЛЕКС

(сатпуриды — 1500—900 млн. лет)

Этот комплекс выделяется в Индии. Он протягивается в субширотном направлении от низовьев Ганга до Камбейского залива. О времени седиментации отложений этого комплекса еще не имеется достоверных данных. Судя по формационному составу отложений, развитых в восточной части Сатпурского складчатого пояса (железистые кварциты, эпозэффузивные сланцы), они, по-видимому, могут сопоставляться с дарварской системой. В то же время в центральных провинциях этот пояс сложен своеобразной саусарской серией, представленной метаморфизованными кварцево-глинисто-карбонатными отложениями, резко отличающимися от эвгеосинклинальных образований дарварского комплекса. И те и другие претерпели интенсивную складчатость, в результате которой возникли субширотные структуры сатпурского складчатого пояса. Эти структуры, несомненно, образовались в сатпурский период, так как они секут Восточно-Гатский складчатый пояс, имеющий возраст около 1600 млн. лет, и в свою очередь прорываются пегматитами с возрастом 1000 — 900 млн. лет, определенным по ураниниту (Holmes, 1950). Судя по абсолютному возрасту, сатпуриды представляют собой складчатые структуры, созданные в результате проявления наиболее ранних тектонических движений рифея. По своим простираниям, формацион-

ному составу слагающих их пород и абсолютному возрасту эти структуры значительно отличаются от верхнедокембрийских складчатых сооружений Араваллийских гор и верхнедокембрийских структур Аравии.

Следует отметить, что складчатые комплексы близкого возраста известны и на других континентах. В экваториальной Африке к ним относится складчатый пояс Кибара-Урунди (1000 ± 50 млн. лет), в Канаде — Гренвилльский пояс, в Австралии — широтный пояс хребта Масгрейв. На территории Евразии складчатость этого возраста наблюдается на сравнительно небольшой площади — в Сатпурских горах, по имени которых и назван данный тектонический комплекс.

VI. АРАВАЛЛИЙСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ КОМПЛЕКС

(араваллиды 900—600 млн. лет)

Данный комплекс выделяется в северо-западной Индии, где он слагает Араваллийский хребет. Он сформировался в результате верхнедокембрийского этапа развития земной коры и по времени завершения основной складчатости весьма близок к байкалидам. Однако, учитывая своеобразие развития байкалид в пределах платформ южного ряда (Штрейс, 1964), нам представляется более правильным выделять этот тектонический комплекс под местным названием.

В состав комплекса входят мощные (4500 м) терригенные серии системы Дели с прорывающими их эринпурскими гранитами и лежащая выше вулканогенная серия малани. Значительная мощность отложений, сложная складчатость и гранитный магматизм свидетельствуют о геосинклинальной природе араваллийского комплекса. В то же время обращает на себя внимание отсутствие вулканогенных пород в большей по мощности дельийской части разреза. Подобный «миogeосинклинальный» характер отложений нередко наблюдается (Павловский, 1956; Лейтес, 1964) в прогибах, развивающихся на более или менее жестком, «протоплатформенном» основании. Нам представляется, что своеобразие араваллийского геосинклинального прогиба также можно объяснить заложением его на протоплатформенном основании. В пользу такого допущения свидетельствует широкое развитие известняков и доломитов серии райяло, несогласно подстилающей дельийские терригенные толщи. Серия райяло резко несогласно перекрывает древние толщи — банделькандские гнейсы и араваллийские кристаллические сланцы. В ее основании местами наблюдается маломощный слой базальных кварцевых песчаников и конгломератов с галькой кварцитов и выветрелых гранитов. Известняки часто покоятся прямо на более древних породах, без промежуточного слоя базальных песчаников, и встречены во многих местах на широкой площади от Джодпура до южного Мевара. В удалении от складчатого пояса Араваллийских гор известняки серии райяло залегают горизонтально или полого-волнисто, с углами падения $10-30^\circ$; лишь в приразломных участках встречается крутое, до вертикального, залегание пород (Heron, 1953; Heron, 1936). Незначительная мощность (600 м), фациальная выдержанность и покровный характер отложений этой серии позволяют предположительно рассматривать ее как остатки протоплатформенного чехла. Так или иначе, серия райяло относится к додельийскому этапу развития земной коры; она отделяется от дельийских отложений крупным несогласием с изменением плана структур и резко отличается по формационному составу.

Верхнедокембрийский возраст араваллийского тектонического комплекса определяется по абсолютному возрасту пегматитов, прорывающих дельийские толщи. Этот возраст определен Холмсом (Holmes, 1949) по ураниниту урано-свинцовым методом с изотопным анализом и составляет 735 ± 5 млн. лет.

Складчатый пояс аналогичного возраста участвует в строении Арабо-Нубийского щита. Впервые о нем упоминает Л. Пикар (Picard, 1941), выделивший альгонский складчатый пояс Арабо-Нубид на территории Северного Египта. В настоящее время подобные структуры прослежены (Schürmann, 1961) от Средиземного моря до Аденоского залива. Верхнедокембрийский складчатый комплекс имеет мощность более 10 000 м и трехчленное строение. Нижняя серия сложена диабазами, диабазовыми, андезитовыми и дацитовыми порфиридами и фельзитами с прослоями туфов, кремнистых сланцев и конгломератов. Средняя серия состоит из граувакк, сланцев, филлитов и кварцитов. Разрез венчается красноцветной орогенной серией мощностью около 750 м, состоящей из глинистых сланцев, песчаников, аркозов и конгломератов с прослоями известняков, содержащих примитивные строматолиты. Две нижние серии прорваны гранитами с абсолютным возрастом 700—750 млн. лет, а верхняя серия прорывается гранитами с возрастом 600—640 млн. лет, определенным свинцовым и стронций-рубидиевым методами (Браун и др., 1963). Таким образом, в Аравии четко выделяется складчатый пояс северо-западного простираения, органически входящий в состав фундамента Аравийской платформы. По мощности отложений, формационному составу, магматизму и структурам данный комплекс представляет собой образование верхнедокембрийского геосинклинального цикла, близкого байкалидам.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Добембрийские складчатые структуры, слагающие фундамент древних платформ Евразии, естественно разделяются на шесть крупных тектонических комплексов, кратко охарактеризованных выше. Выделение этих комплексов основано на использовании возможно большего числа признаков; сюда относятся: абсолютный возраст основной складчатости, время заложения геосинклинальных прогибов, формационная характеристика выполняющих их отложений, особенности магматических проявлений и их абсолютный возраст и, наконец, типы структур и структурные соотношения разновозрастных тектонических комплексов. Лишь такое широкое, разностороннее изучение докембрийских образований позволяет достаточно надежно различать в сложной истории докембрия отдельные крупные этапы, отвечающие времени формирования того или иного тектонического комплекса. Совершенно недопустимо, с нашей точки зрения, выделение докембрийских складчатых поясков по какому-то одному, отдельно взятому признаку, например, по абсолютному возрасту гранитоидов или по времени «последнего метаморфизма».

Изучение распределения описанных выше тектонических комплексов по площади Евразии, их особенностей и соотношений друг с другом позволяют наметить некоторые общие закономерности строения и развития земной коры в докембрии.

Основу фундамента всех древних платформ слагают складчатые комплексы саамид, включающие отдельные блоки древнейшего докембрия. В пределах точности измерений абсолютного возраста (± 100 млн. лет), саамская складчатость завершилась примерно в одно время во всех щитах Евразии — не позднее 2200 млн. лет назад. Достаточно четко датируется также начало развития саамских геосинклинальных прогибов — 2800—2700 млн. лет назад. Следует подчеркнуть, что саамиды легко выделяются в различных частях Евразии (и на других континентах) по геологическому положению и характерному формационному составу слагающих их отложений; данные абсолютной геохронологии лишь подтверждают правильность выделения древнейших железорудных толщ и вмещающих их отложений в единый комплекс.

В противоположность сааидам, беломорский тектонический комплекс имеет резко подчиненное развитие на территории Евразии. Беломориды (2200—1900 млн. лет) участвуют только в строении Балтийского и Украинского щитов, т. е. не выходят за пределы Русской платформы. В то же время беломорская эпоха тектонического развития явилась периодом наиболее интенсивного проявления магматической деятельности, выразившейся в гранитизации древних серий и внедрении постороженных гранитов в складчатые структуры саамид.

Складчатые комплексы карелид (2000—1500 млн. лет) наблюдаются на обширных пространствах Евразии — от Балтийского щита до Индостана. В древних платформах северного ряда карелиды завершили формирование дорифейского фундамента платформ. Карельские геосинклинальные прогибы закладывались преимущественно на древнем (саамском) фундаменте, причем это заложение, по-видимому, происходило одновременно с завершением магматической деятельности беломорской эпохи или даже несколько ранее. Несомненно одновременное завершение карельской складчатости в разных частях Евразии. Наиболее древний возраст (1800—1700 млн. лет) имеют карелиды Балтийского щита, наиболее молодой — карельские структуры Восточно-Гатского пояса Индии (1600—1500 млн. лет).

В рифейскую эру сформировалось по крайней мере два тектонических комплекса — сатпурский и араваллийский (байкальский). Распределение их по территории Евразии обнаруживает принципиальные отличия строения платформ северного и южного рядов. В то же время как в платформах южного ряда эти комплексы завершают формирование фундамента, на платформах северного ряда разновозрастные отложения слагают платформенный чехол, а в окружающих эти платформы складчатых областях аналогичные комплексы представляют начало нового мегацкла — неогей.

Соотношения перечисленных комплексов убедительно говорят о том, что в формировании общей структуры земной коры в докембрии ведущую роль играли процессы наложения более молодых геосинклинальных систем на древнее основание.

Предлагаемый метод расчленения докембрийских складчатых областей находится в полном соответствии с тезисом Н. С. Шатского о возможности разделения докембрия тектоническими методами и методами абсолютной геохронологии. Именно в сочетании этих методов кроется возможность выделения в докембрии крупных тектонических комплексов. Эти комплексы сохраняют свои основные черты на разных континентах и, несмотря на асинхронность развития отдельных участков земной коры, достаточно определенно распознаются на огромных расстояниях.

Литература

- Афанасьев Г. Д. и др. Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР на 1960 г. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 10, 1960.
- Афанасьев Г. Д. и др. Геохронологическая шкала в абсолютном исчислении по данным лабораторий СССР на апрель 1964 г. с учетом зарубежных данных. В кн. «Междунар. геол. конгр. XXII сес., 1964 г. Докл. сов. геологов. Проблема 3 — абсолютный возраст геол. формаций». Изд-во АН СССР, М., 1964.
- Браун Г. Ф. и Джексон Р. О. Аравийский щит. В кн. «Тр. XXI Междунар. геол. конгр.», вып. 1. Изд. иностр. лит., 1963.
- Варданянц Л. А. Докембрийский кристаллический фундамент Русской платформы. В кн. «Стратиграфия и корреляция докембрия». Изд-во АН СССР, 1960.
- Виноградов А. П., Задорожный И. К., Зыков С. И. Возраст Земли по изотопному составу свинцов. Тр. I сес. Комис. по опред. абсолютного возраста геол. формаций. Изд-во АН СССР, 1952.
- Виноградов А. П., Тарасов Л. С., Зыков С. И. Изотопный состав рудных свинцов Балтийского щита. Геохимия, № 7, 1959.
- Виноградов А. П., Комлев Л. В., Данилевич С. И., Савоненков В. Г., Тугаринов А. И., Филиппов М. С. Абсолютная геохронология Украинского

- декембрия. В кн. «Междунар. геол. конгр. XXI сес. 1960 г. Докл. сес. геологов. Проблема 3 — определение абсолютного возраста дочетвертичных геол. формаций». Изд-во АН СССР, М., 1960.
- Виноградов А. П., Тугаринов А. И., Зыков С. И., Ступникова Н. И. О возрасте горных пород Алданского щита. Геохимия, № 7, 1960.
- Виноградов А. П., Тугаринов А. И., Кнорре К. Г. и др. О возрасте кристаллического основания Русской платформы. В кн. «Определение абсолютного возраста дочетвертичных геологических формаций». Изд-во АН СССР, 1960.
- Виноградов А. П., Тугаринов А. И. Геохронология декембрия. Геохимия, № 9, 1961.
- Виноградов А. П. и Тугаринов А. И. Проблемы геохронологии декембрия Восточной Азии. В кн. «Междунар. геол. конгр., XXII сес., 1964 г. Докл. сов. геологов. Проблема 3 — абсолютный возраст геол. формаций». Изд-во АН СССР, 1964.
- Вярюнен Х. Кристаллический фундамент Финляндии. Изд. иностр. лит., 1959.
- Герлинг Э. К. и Полканов А. А. Проблема абсолютного возраста декембрия Балтийского щита. Геохимия, № 8, 1958.
- Герлинг Э. К., Ященко М. Л. и Горохов И. М. О разработке и применении рубидиево-стронциевого метода определения возраста геологических образований. В кн. «Междунар. геол. конгр., XXII сес., 1964 г. Докл. сов. геологов. Проблема 3 — абсолютный возраст геол. формаций». Изд-во АН СССР, 1964.
- Горохов И. М., Лобач-Жученко С. Б. Определение возраста гранитов карелид Юго-Западной Карелии при помощи Rb—Sr изохронного метода. Геохимия, № 10, 1964.
- Казakov А. Н. Псевдоконгломераты мамского комплекса (Северо-Байкальское нагорье). Тр. Лабор. геол. декембрия АН СССР, вып. 9, 1960.
- Коржинский Д. С. Стратиграфия Алданской плиты и хребта Станового. В кн. «Стратиграфия СССР», т. 1, Изд-во АН СССР, М.—Л., 1939.
- Кратц К. О. и Шуркин К. А. Геология декембрия восточной части Балтийского щита. В кн. «Междунар. геол. конгр. XXI сес. 1960 г. Докл. сов. геологов. Проблема 9». Изд-во АН СССР, 1960.
- Кратц К. О. Геология карелид Карелии. Тр. Лабор. геол. декембрия, вып. 16, 1963.
- Лейтес А. М. Декембрийский кристаллический комплекс междуречья Сюльбана и Конды (Олекмо-Витимская горная страна). Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та, сер. геол., вып. 5, 1962.
- Лейтес А. М. Геологическое строение и геологическая история Станового нагорья. В кн. «Природные условия освоения севера Читинской области». Изд-во АН СССР, 1962.
- Лейтес А. М. Нижний протерозой северо-востока Олекмо-Витимской горной страны. Тр. ГИН АН СССР, вып. 122, 1964.
- Ли Пу, Чен Ю-чи, Ту Гон-чи, Тугаринов А. И., Зыков С. И., Ступникова Н. И., Кнорре К. Г., Полевая Н. И., Брандт С. Б. Об абсолютном возрасте горных пород Китайской Народной Республики. Геохимия, № 7, 1960.
- Никольский А. П. и Ефимов А. Н. Геолого-металлогенический очерк восточной части Украинского щита. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 37, 1960.
- Обручев С. В. Основные подразделения протерозоя в СССР. В кн. «Междунар. геол. конгр., XXII сес. 1964 г. Докл. сов. геологов. Проблема 10 — геология декембрия». Изд-во АН СССР, 1964.
- Павловский Е. В. Тектоника Саяно-Байкальского нагорья. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 10, 1956.
- Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем декембрии. Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та, сер. геол., вып. 5, 1962.
- Павловский Е. В., Марков М. С. Некоторые общие вопросы геотектоники (о необратимости развития земной коры). Тр. ГИН АН СССР, вып. 93, 1963.
- Палей И. П. Основные черты тектоники Балтийского щита. Тр. ГИН АН СССР, вып. 92, 1963.
- Полканов А. А. Геологический очерк Кольского полуострова. Тр. Арктического ин-та, т. 53, 1936.
- Полканов А. А. и Герлинг Э. К. Применение K/Ar и Rb/Sr методов для определения возраста пород декембрия Балтийского щита. Тр. Лабор. геол. декембрия АН СССР, вып. 9, 1960.
- Полканов А. А., Герлинг Э. К. Геохронология декембрия Балтийского щита. В кн. «Междунар. геол. конгр., XXI сес., 1960 г. Докл. сов. геологов. Проблема 3 — определение абсолютного возраста дочетвертичных геол. формаций». Изд-во АН СССР, 1960.
- Полканов А. А. и Герлинг Э. К. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления. Тр. Лабор. геол. декембрия АН СССР, вып. 12, 1961.
- Региональная стратиграфия Китая. Изд. иностр. лит., 1960.
- Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Автореферат докт. дис. Л., 1964.
- Салоп Л. И. Геохронология декембрия и некоторые особенности раннего этапа геологического развития Земли. В кн. «Междунар. геол. конгр. XXII сес. 1964 г. Докл. сов. геологов. Проблема 10 — геология декембрия».

- Семенов Н. П. Геохронология в абсолютном летоисчислении и вопросы геологической истории докембрия. Тр. VII сес. Комис. по абсолютному возрасту геол. формаций, 1958. М., 1960.
- Семихатов М. А. К проблеме протерозоя. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1964.
- Соболев Э. В., Гращенко С. М., Александров В. М., Щац М. М. Определение возраста древнейших пород свинцово-изохронным и изотопно-спектральным стронциевым методами. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 10, 1963.
- Судовиков Н. Г. Материалы по петрологии западного Беломорья (гранитизация пород Беломорья). Тр. Ленингр. геол. упр., вып. 19, 1939.
- Тоцилин М. С. Происхождение железистых кварцитов. Госгеолтехиздат, 1963.
- Тугарнов А. И. Эпохи минералообразования в докембрии. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 9, 1956.
- Формозов Л. Н. Генезис и формационный характер докембрийских магнетитовых руд в Северной Швеции. В сб. «Вулканогенно-осадочные рудоносные формации». Изд-во «Наука», 1965.
- Фролова Н. В. Об условиях осадконакопления в архейской эре. Тр. Иркутск. ун-та, т. 5, вып. 2, сер. геол., 1951.
- Фролова Н. В. Стратиграфия архея юго-восточной части Восточной Сибири. Тр. Междувед. совещ. по разраб. унифицир. стратигр. схем Сибири, 1956. Изд-во АН СССР, 1958.
- Харитонов Л. Я. Основные черты геологического строения Балтийского щита. В сб. «Вопр. геол. Кольского п-ова». Изд-во АН СССР, 1962.
- Харитонов Л. Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. Автореферат докт. дис., 1964.
- Чернов В. М. Стратиграфия и условия осадконакопления вулканогенных (лептитовых) железисто-кремнистых формаций Карелии. Изд-во «Наука», 1964.
- Шатский Н. С. О границе между палеозоем и протерозоем и о рифейских отложениях Русской платформы. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1952.
- Штрейф Н. А. О происхождении Гондваны. В кн. «Международ. геол. конгр. XXII сес. Докл. сов. геологов. Проблема 9». Изд-во АН СССР, 1964.
- Шуркин К. А. Главные черты геологического развития архея северо-западного Беломорья. Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 9, 1960.
- Шуркин К. А. О «конгломератах» Кандалакшских островов и Турьего мыса. Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 9, 1960.
- Шуркин К. А. Беломориды (геология, петрология, история развития). Автореферат докт. дис., М., 1964.
- Armstrong H. S. Marbles in the «Archean» of the southern Canadian Shield. Internat. geol. congr., Rep. 21, sess. Norden, pt. 9, 1960.
- Cumming G. L., Wilson J. T., Farquhar R. M., Russell R. D. Some dates and subdivisions of the Canadian Shield. Proc. Geol. Assoc. Canada, v. 7, pt. 2, 1955.
- Furon R. Esquisse structurale provisoire de l'Afrique, Au 10.000.000. Congr. geol. internat. Assoc. geol. Africains. Paris, 1958.
- Heron A. M. The geology of south-eastern Mewar, Rajputana. Mem. Geol. Surv. India, v. 68, pt. 1, 1936.
- Heron A. M. The geology of Central Rajputana. Mem. Geol. Surv. India, v. 79, 1953.
- Holmes A. The age of uraninite and monazite from the post-Delhi pegmatites of Rajputana. Geol. Mag., v. 86, 1949.
- Holmes A. Age of uraninite from a pegmatite near Singar, Gaya district, India. Amer. Mineralogist, v. 35, 1950.
- Holmes A. The oldest dated minerals of the Rhodesian Shield. Nature, v. 173, No. 4405, 1954.
- Holmes A. Dating the precambrian of Peninsular India and Ceylon. Proc. Geol. Assoc. Canada, No. 7, 1955.
- Hume W. F. Geology of Egypt, v. 2, pt 1—2, 1934—1935.
- Karpoff R. Observations preliminaires sur le socle ancien de l'Arabie. Compt. rend. sommaire séances Soc. géol. France, No. 5/6, 1955.
- Magnusson N. H. The Swedish Pre-Cambrian outside the Caledonian mountain chain. Sver. geol. undersökn. Ser. Ba, No. 16, 1960.
- Magnusson N. H. Age determinations of Swedish Precambrian rocks. Geol. fören. i Stockholm förhandl., Bd. 82, H. 4, 1960.
- Picard L. The Precambrian of the North Arabian-Nubian Massif. Bull. Geol. dept. Hebrew univ., Jerusalem, v. 3, No 3/4, 1941.
- Rama Rao B. The Archaean complex of Mysore. Bull. Mysore Geol. Dept., v. 17, 1940.
- Schürmann H. M. E. The Riphean of the Red Sea Area. Geol. fören. i Stockholm förhandl., No. 505. B. 83, H. 2, 1961.
- Wetherill G. W., Kouvo O., Tilton G. R. a. Gast P. W. Age measurements of rocks from the Finnish Precambrian. J. Geol., v. 70, No. 1, 1962.
- Wilson T. J. Discussion of Proterozoic in Canada. The Proterozoic in Canada. Trans. Roy. Soc. Canada. Spec. publ., No. 2, 1957.

УДК 551.24 (235.223)

М. А. СЕМИХАТОВ, Ю. А. ТРАПЕЗНИКОВ

ЮГО-ЗАПАДНАЯ ГРАНИЦА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В ВЕНДЕ И РАННЕМ КЕМБРИИ

Разбирается вопрос о положении юго-западной границы Сибирской платформы в венде и раннем кембрии и устанавливается, что эта граница проходила по краевым швам. Отмечается крупная перестройка структурного плана описываемой территории, предшествовавшая накоплению соленосно-карбонатных толщ нижнего кембрия.

Вопрос о границах Сибирской платформы тесно переплетается с такими вопросами, как выделение крупных палеоструктурных элементов, существовавших по периферии платформы и в смежных частях обрамлявших ее геосинклиналей на разных этапах их развития, установление тектонической природы этих структур и смены их во времени. Эти вопросы применительно к юго-западной окраине Сибирской платформы и ее складчатому обрамлению в последние годы широко обсуждаются в геологической литературе, но однозначного решения до сих пор не получили. В настоящее время общепринято, что как в венде, так и в раннем кембрии¹ вдоль юго-западной границы платформы существовал глубокий, развившийся по единому плану прогиб, однако единого мнения о его конфигурации и тектонической природе нет. Большинство геологов вслед за А. С. Хоментовским (1945), выделившим этот прогиб под названием Ангаро-Канского, считают, что он гигантской дугой протягивался от Присянья на северо-запад и на север к подножьям Южно-Енисейского кряжа, а далее поворачивал к северо-востоку, обрамляя с юга Иркинеевский выступ Енисейского кряжа (Васильев и др., 1957; Спизарский, 1958; Благовещенская, 1960; Жарков, Замараев, 1964; Жарков, 1963; Замараев, 1962 и др.).

Другие исследователи (В. В. Хоментовский, 1957, 1959; Семихатов, 1959, 1962), резко расширяя границы прогиба к юго-западу, доказывают, что в пределах современного Енисейского кряжа он имел выдержанные юго-юго-восточные простирания и протягивался от бассейна рек Теи и Чапы на севере до р. Кан на юге, а далее, отклоняясь к юго-востоку, прослеживался вдоль северного склона Восточного Саяна. Одни геологи всю территорию Ангаро-Канского прогиба включают в состав Сибирской платформы (Шатский, 1932; А. С. Хоментовский, 1945, Зайцев, 1954; Кириченко, 1956; Васильев и др., 1957 и др.), другие рассматривают его в качестве краевого прогиба (Спизарский, 1958; Яншин, 1962; Жарков, Замараев, 1964; Красильников, 1963; Жарков, 1963; Замараев, 1964 и др.) или краевого прогиба особого типа — развивавшегося одновременно с геосинклиналью (Мусатов, Волобуев, 1964), третьи включают Ангаро-Канский прогиб в состав зоны перикратонных опусканий (Косыгин, 1961; Косыгин и др., 1962), чет-

¹ Трактовка возраста наша. До недавнего времени все толщи, выполняющие этот прогиб, относили к нижнему кембрию или считали их синийско-нижнекембрийскими.

вертые считают его многогеосинклиналью (В. В. Хоментовский, 1957, 1959; Семихатов, 1959, 1962), а пятые — часть прогиба относят к платформе, а часть — к многогеосинклинали (Коников, Маньковский, 1963).

Все геологи, изучавшие вендские и нижнекембрийские отложения юго-западной части Сибирской платформы и ее обрамления (внутреннее поле Иркутского амфитеатра, Присаянье, Енисейский кряж, Чадобецкое поднятие), сходятся на том, что эти отложения образуют единую серию, в пределах которой угловые несогласия либо отсутствуют, либо проявляются локально, на крыльях конседиментационных положительных структур. Упомянутая серия залегает несогласно на более древних отложениях и в самом общем виде подразделяется на две толщи — преимущественно терригенную внизу и карбонатную, в ряде районов соленосную, вверху. Описание и взаимная увязка конкретных разрезов этих толщ опубликованы (Карасев, 1959; Цахновский, 1959; В. В. Хоментовский и др., 1960; Семихатов, 1962; Мусатов, Волобуев, 1964; В. В. Хоментовский, Жарков, 1965 и др.), что позволяет на этом не останавливаться. Отметим лишь, что границу венда и кембрия в пределах упомянутой серии различные исследователи проводят по-разному: либо в верхней части терригенной толщи, по основанию мотской свиты и ее аналогов, либо несколько выше, по кровле мотской и соответствующих ей свит. В настоящей работе принимается вторая точка зрения. Однако не исключено, что рассматриваемая граница в действительности проходит несколько ниже.

Принятое в данной работе положение границы венда и кембрия удобно в практическом отношении, так как указанный уровень хорошо устанавливается не только в обнажениях в различных районах описываемой области, но и четко отбивается по геофизическим данным на закрытых территориях. Как будет видно из дальнейшего изложения, возможная ошибка в определении этой границы (порядка ста — двухсот метров по мощности) не меняет существа дела и уточнение границы приведет лишь к выявлению более частных закономерностей, оставляя основные выводы неизменными.

Так как сам факт отсутствия видимых в обнажении угловых несогласий внутри вендско-нижнекембрийской серии еще не является доказательством неизменности тектонического плана разбираемой территории за время отложения этой серии, ниже мы отдельно рассмотрим палеоструктурный план региона на вендском и на раннекембрийском этапах его развития.

ВЕНДСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ

На описываемой территории четко выделяются два типа разрезов вендских отложений, которые отличаются один от другого величинами мощностей и градиентами их изменения, а в ряде случаев и формационным составом. Переход от одного типа разреза к другому лучше всего можно наблюдать в Нижнем Приангарье, где размещение этих типов, как показал М. А. Семихатов (1962), контролировалось активно развивавшейся уже в рифее Ишимбинской шовной зоной, которая в современной структуре протягивается вдоль восточного края Енисейского кряжа в субмеридиональном направлении (рис. 1). К востоку от нее располагается обширная область, в которой вендские отложения (ковальская, алешинская и шалыгинская свиты тасеевской серии) отличаются малыми, очень постепенно меняющимися мощностями. У прилежащего к Ишимбинской зоне края упомянутой области (р. Ангара выше устья р. Пай, верховья рек Удоронга и Удерей) мощность тасеевской серии составляет 350—450 м; к востоку она очень плавно (2—3 м/км) сокращается до 250—300 м на р. Иркинеевой (Семихатов, 1962) и 350 м на Чадобецком поднятии (Скляр, 1962). На этой территории в составе вендских отложений выделяется три формации:

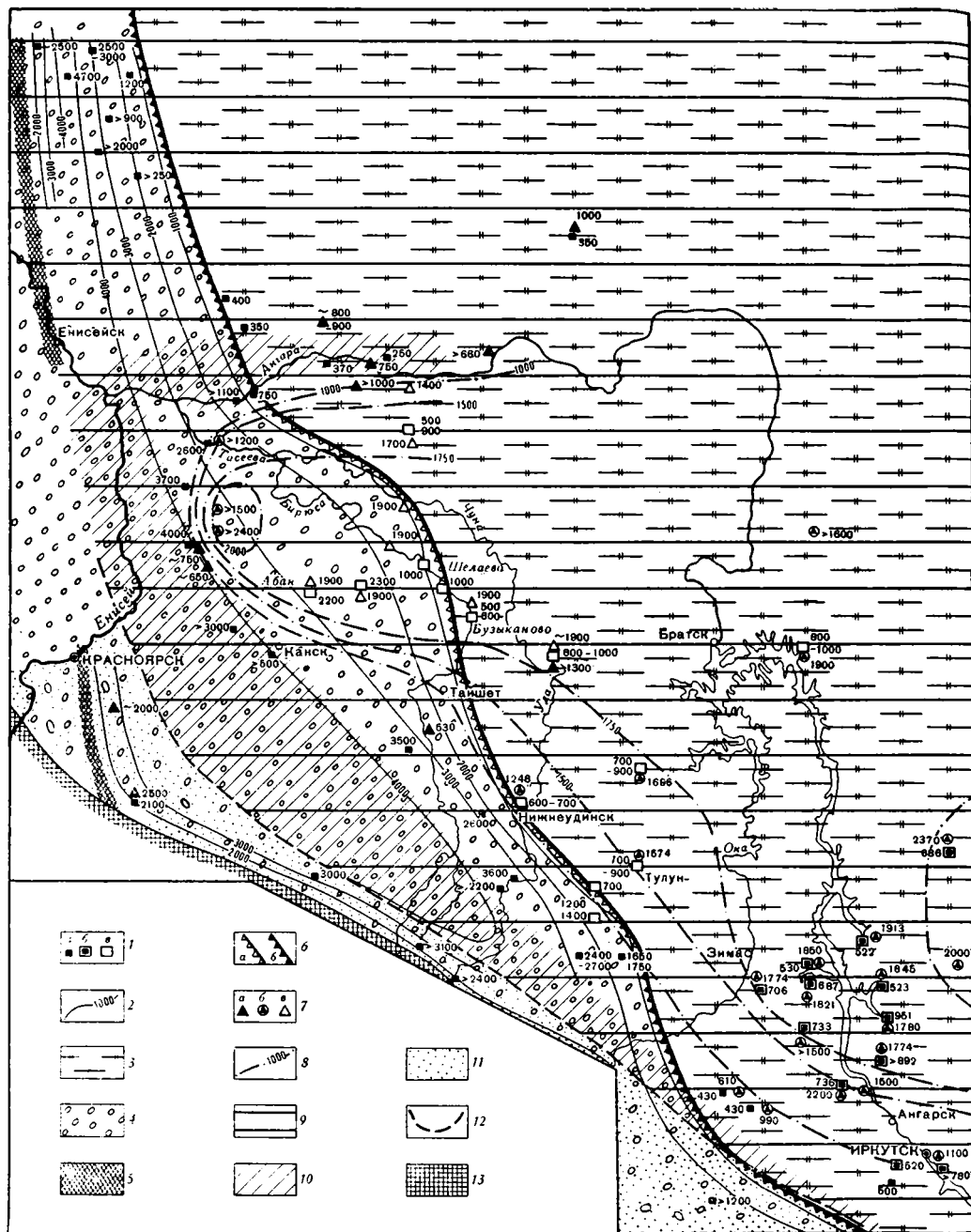


Рис. 1. Схема палеоструктурного районирования юго-запада Сибирской платформы и ее обрамления в венде и раннем кембрии

1 — мощности вендских отложений: а — в обнажениях, б — в буровых скважинах, в — по геофизическим данным; 2 — изопакеты вендских отложений; 3 — вендская платформа; 4 — вендская миогеосинклиналь; 5 — Лебяжинско-Беретское внутригеосинклинальное поднятие; 6 — вендский краевой шов Сибирской платформы: а — под чехлом более молодых отложений, б — на поверхности; 7 — мощности раннекембрийских отложений; 8 — в буровых скважинах, в — по геофизическим данным; 9 — раннекембрийская платформа; 10 — относительно приподнятая часть раннекембрийской платформы; 11 — раннекембрийская миогеосинклиналь; 12 — предполагаемая граница раннекембрийской платформы; 13 — граница миогеосинклинали и эвгеосинклинали в венде и раннем кембрии

нижняя молассовидная, вышележащая глауконитовая песчано-аргиллитовая (автохтонные) и верхняя молассовидная (аллохтонная), постепенно сменяющаяся эвапоритовой соленосно-карбонатной (Григорьев, Семихатов, 1961).

В пределах Ишимбинской зоны градиенты мощностей вендских отложений резко увеличиваются (до 50—80 м/км), а сами мощности к юго-западу и западу от нее быстро возрастают, достигая в районе скалы Гребень на Ангаре и р. Кокуй 1200—1300 м, по р. Тасеевой — 2600 м и еще больших значений в Южно-Енисейском кряже, причем это возрастание не сопровождается появлением в разрезах каких-либо новых стратиграфических горизонтов, отсутствующих на востоке. В этих разрезах выделяются те же три формации, что и в более восточных, но молассовидные формации представлены полимиктовыми песчано-конгломератовыми своими градациями¹.

К югу от р. Тасеевой, в центральных районах Тасеевской впадины, вендские отложения перекрыты мощной толщей более молодых образований и бурением пока не вскрыты. Сведения о характере изменения их мощностей в этих районах основываются на данных электроразведки и сейсморазведки (Савинский, Поспеев и др. 1962; Максин и др., 1964). Методом отраженных волн (МОВ) в центральных районах Тасеевской впадины (Долгий Мост—Чунояр) удается проследить отражающий горизонт «Б», который по своим кинематическим и динамическим признакам аналогичен одноименному горизонту, прослеженному в Тулунском Присянье и в более восточных районах амфитеатра, где доказано, что он приурочен к доломитам верхнемотской подсвиты. Местами над горизонтом «Б» прослеживается горизонт «А», отождествляемый с осинским пластом доломитов, который залегает вблизи основания уральской свиты, перекрывающей мотскую. Эти данные совместно с данными электроразведки позволяют проследить принимаемую нами верхнюю границу вендских отложений в центральных районах Тасеевской впадины на глубинах 4—5,5 км.

В связи с особенностями применяемой методики опорными электрическими горизонтами для метода магнитного становления $ЗС_{B_2}$ могут быть различные поверхности раздела. Выяснено, что на тех участках, где глубина залегания фундамента менее 5 км, опорным горизонтом для $ЗС_{B_2}$ является поверхность фундамента, в противном случае — какая-то более высокая граница раздела. Из сопоставления с данными МОВ установлено, что последней является горизонт «Б» в верхах мотской свиты (кроме участков, где «Б» залегает глубже 5 км). Метод магнито-теллурического профилирования (МТП) при применяемых частотах характеризует проводимость всей осадочной толщи вплоть до фундамента (фундамент предполагается рифейский), следовательно, совпадение величин продольной проводимости S_T (метод МТП) и S_{B_2} (метод $ЗС_{B_2}$) указывает на то, что опорным горизонтом для метода на данном участке также является фундамент. В этом случае нижекембрийские и вендские отложения проявляют себя как единая толща (участок Тайшет-Бузыканоно, рис. 2). Случай, когда $S_T > S_{B_2}$ свидетельствует о появлении мощной толщи вендских отложений, при этом S_T отражает поведение поверхности фундамента, а S_{B_2} — поверхности вендских толщ (рис. 2).

Количественные данные, полученные при анализе материалов МОВ, $ЗС_{B_2}$ и МТП показывают, что в центральной части Тасеевской впадины четко выделяются две обширные области, различающиеся мощностями вендских отложений (рис. 1). В северо-восточной, охватывающей правобережье Чуни и Чуно-Бирюсинское междуречье к востоку от с. Шелаево, эти мощности не превышают 1000 м, тогда как в юго-западной, в бассейне нижнего течения р. Бирюсы и в бассейне р. Усолки

¹ Термин «градация» применяется в понимании И. В. Хворовой.

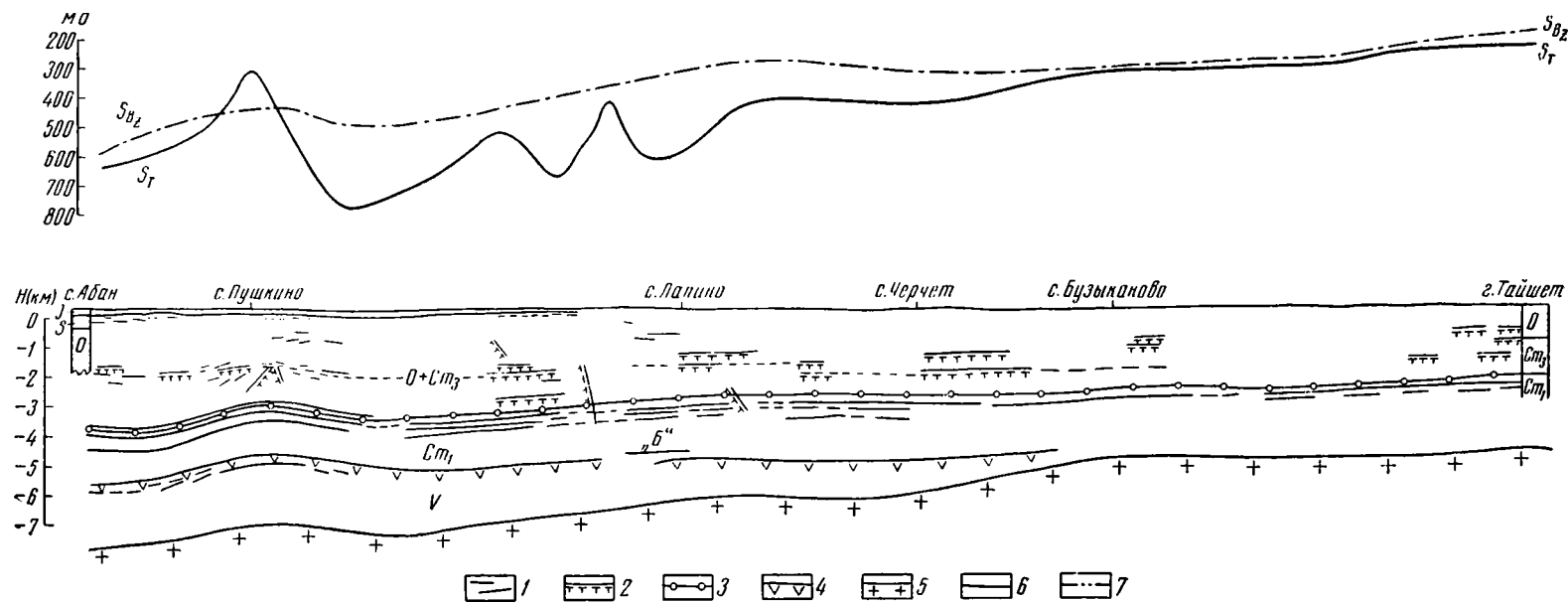


Рис. 2. Геолого-геофизический разрез по маршруту с. Абан — г. Тайшет (по данным В. И. Поспеева с изменениями возрастной индексации отдельных горизонтов)

1 — отражающие площадки по данным МОВ; 2 — отражающие площадки от траппов; 3 — геоэлектрическая граница, соответствующая кровле нижнего кембрия; 4 — геоэлектрическая граница в кровле венда; 5 — поверхность кристаллического фундамента; 6 — график S_T проводимости МТП; 7 — график S_{B2} проводимости ZCB_2

они достигают 2500 м и, судя по косвенным данным электроразведки, еще более возрастают по направлению к Южно-Енисейскому кряжу. Здесь в естественных выходах вендские отложения достигают 3500—4000 м мощности. Граница рассматриваемых областей, отвечающая зоне резкого возрастания мощностей, устанавливается несколько северо-восточнее г. Тайшета, откуда протягивается на северо-запад к с. Шелаево на Бирюсе и далее и в том же направлении к низовьям р. Чуни (рис. 1). Эта зона на вендском этапе развития аналогична Ишимбинской шовной зоне и располагается в общем на простирании последней и, несомненно, является ее юго-восточным продолжением.

Сходная картина изменения мощностей вендских отложений наблюдается в северной части Енисейского кряжа, где по мере удаления к западу от Ишимбинской шовной зоны мощности увеличиваются от 1000—1200 до 4000—4500 м и затем сокращаются по направлению к Лебяжинско-Беретскому поднятию (рис. 1), по другую сторону которого вновь резко возрастают (Семихатов, 1959, 1962). В этом же направлении усложняется формационный состав отложений (появление флишевой формации, формации тиллитоподобных конгломератов и аспидной).

На всей рассмотренной выше территории венд подстилается различными горизонтами рифея, рифейскими интрузиями, а в Южно-Енисейском кряже и дорифейскими образованиями.

В северо-западном Присаянье вендские толщи обычно залегают на нижнепротерозойских, а местами на рифейских породах и подразделяются на три свиты — карагасскую, оселочную и устьагульскую, налегающие одна на другую с признаками размыва. По своей формационной характеристике эти свиты близки к тасеевской серии в ее юго-западных разрезах, отличаясь от нее в основном тем, что в нижней молассовидной формации (карагасская свита) в Присаянье обособляется своеобразная доломитовая формация, а песчано-аргиллитовая, теряя свои характерные черты, сливается с нижней частью верхней молассовидной в ее ритмично-слоистую, флишеподобную градацию, слагающую оселочную свиту.

Формационный состав вендских отложений северо-западного Присаянья хорошо выдерживается на площади, тогда как их мощности обнаруживают существенные изменения. На северо-западе этого района, в низовьях р. Тагул и по р. Бирюсе у устья последнего, мощность вендских отложений, по данным В. М. Комаровского и нашим, достигает 3300—3500 м, из которых на долю карагасской и оселочной свит приходится соответственно 1300—1600 и 1600—1800 м. Примерно такую же мощность (до 3600 м) имеют интересующие нас толщи по р. Уде в районе дер. Богатырь.

Далее вглубь Восточного Саяна полные разрезы вендского комплекса не сохранились, однако, учитывая значительную мощность карагасской свиты по р. Бирюсе в районе д. Патриха (до 1500 м) и в приустьевой части М. Бирюсы, можно думать, что и более высокие горизонты венда, отсутствующие ныне в этих районах, не испытывали здесь выклинивания. Весьма значительные мощности вендских толщ (верхняя, преимущественно терригенная подсвита киченской свиты) отмечаются и в верховьях рек Агула, М. Тагула, М. Бирюсы и Уды, непосредственно к северу от Восточно-Саянского антиклинория, по другую сторону которого эти толщи представлены эффузивно-осадочными образованиями.

К северо-востоку и востоку от рассмотренных разрезов, в бассейне рек Уват и Изан (междуречье Бирюсы и Уды) и по р. Ие у пос. Аршан, вендские отложения значительно сокращаются в мощностях. В первом из этих участков они, по данным Н. В. Сухановой, достигают 2300—2700 м, а во втором, по наблюдениям А. П. Таксина и нашим,

2400—2600 м, причем мощность карагасской свиты здесь не превышает 700—800 м (рис. 1).

Описанные изменения вендских отложений Присаянья происходят в пределах области распространения одного типа их разреза, а к востоку от р. Ии можно наблюдать быструю смену этого типа разреза другим. На правобережье р. Ии, в бассейне р. Кирей и в междуречье Кирей-Зима мощность вендских толщ сокращается до 1600—1700 м, причем карагасская свита здесь достигает всего 300—400 м и прослеживается лишь на несколько километров к востоку от р. Кирей. Восточнее, вплоть до р. Б. Белой, различные горизонты венда и нижнего кембрия граничат с разнообразными довендскими образованиями по разломам. В Иркутском Присаянье от р. Белой до р. Иркут к вендскому комплексу относится 450—500-метровая толща, в нижней своей части представленная красноцветными песчаниками, гравелитами и более редкими алевролитами (песчано-гравелитовая градация молассовидной формации), а в верхней — переслаиванием таких же песчаников и алевролитов с доломитами вышележащей соленосно-карбонатной эвапоритовой формации. Эта толща залегает прямо на шарыжалгайской серии архея и обычно описывается под названием мотской свиты, хотя отдельные геологи незначительную нижнюю часть ее обособляют в качестве самостоятельной свиты, которую сопоставляют с ушаковской свитой Прибайкалья и низами оселочной свиты северо-западного Присаянья (Жарков, В. В. Хоментовский, 1965 и др.).

К северу от естественных выходов в Иркутском Присаянье вендские отложения, как показывают разрезы глубоких скважин, испытывают существенные изменения. Следует отметить, что сопоставление этих разрезов между собой разными геологами проводится несколько различно, однако эти различия не столь велики, чтобы как-то повлиять на общую картину распределения фаций и мощностей венда во внутреннем поле Иркутского амфитеатра. Нами принимается схема сопоставления, предложенная Я. К. Писарчик (1963).

В разрезах буровых скважин под красноцветами мотской свиты залегает согласно пластующаяся толща, сложенная преимущественно сероцветными, полимиктовыми песчаниками вверху и серыми песчаниками, часто переслаивающимися с алевролитами и аргиллитами внизу, которую мы вслед за Я. К. Писарчик (1963), И. П. Карасевым (1960) и другими рассматриваем как единую ушаковскую свиту. Она весьма постепенно (градиент 3—5 м/км) увеличивается в мощности на север и северо-восток от полосы естественных выходов венда в Иркутском Присаянье до 291 м в Бельске, 317 м в Кутулике, 328 м в Тырети, более 415 м в Бохане, 500 м в Осе, а затем вновь сокращается до 313 м в Нукутах и 113 м в Атово. Эти изменения сопровождаются замещением мелкозернистых песчаников более тонкими их разновидностями и алевролитами. Судя по описаниям рассматриваемой толщи, она очень близка к песчано-аргиллитовой формации Нижнего Приангарья, отличаясь от нее отсутствием глауконита.

Мощность вышележащих мотских отложений на описываемой территории колеблется в очень узких пределах и чрезвычайно постепенно (градиенты менее 1 м/км) убывает от р. Иркут, где она достигает 500 м на север (Бельск — 447 м, Бохан — 478 м, Оса — 451 м, Атово — 409 м, Нукуты — 374 м) и северо-запад (реки Онон, Урик — 430 м, Кутулик — 416 м, Нукуты — 374 м, Тыреть — 378 м, Тулун — 306 м). Параллельно с этим песчано-гравеллитовая градация молассовидной формации, слагающая мотскую свиту в Присаянье, быстро замещается песчаной, а потом аргиллито-алевролитовой ее градацией, тогда как граница молассовидной и эвапоритовой формаций в направлении с юга на север смещается во все более низкие горизонты свиты (Королук, 1962; Писарчик, 1963).

Таким образом, вендские образования описываемой части Верхнего Приангарья (к западу от меридиана г. Иркутска) представлены тремя формациями снизу вверх — песчано-аргиллитовой, молассовидной и эвапоритовой. Мощность этих образований меняется в общем в довольно узких пределах (рис. 1), обрисовывая очень пологий, открывающийся к западу прогиб, вытянутый примерно вдоль линии Кутулик — Оса.

При сопоставлении описанных отложений Верхнего Приангарья и северо-западного Присяня все исследователи в настоящее время сходятся на том, что мотская и ушаковская свиты буровых скважин в общем соответствуют усть-тугальской и оселочной свитам, а карагаская свита не имеет своих аналогов в разрезах Верхнего Приангарья. Следовательно, вендские отложения рассматриваемой части Верхнего Приангарья отличаются от вендских толщ северо-западного Присяня не только по величинам мощностей, их градиентам и формационному составу, но и по стратиграфическому объему. Если подтвердится мнение о том, что породы, относимые в разрезах буровых скважин к нижнеушаковской подсвите, отделены от вышележащих пород разрывом и отвечают рифейским толщам Прибайкалья, то различия в строении вендских отложений северо-западного Присяня и Верхнего Приангарья проявятся еще более ярко.

Приведенные выше данные показывают, что смена одного типа разреза венда другим происходит достаточно быстро при переходе через сложную зону разломов, которая протягивается от верховьев рек Зимы и Кирея в юго-восточном направлении к среднему течению Урика и Онота и далее к низовьям р. Иркут и юго-западной оконечности Байкала; она может быть названа Иркут-Зиминской. К северо-востоку от нее в пределах рассматриваемого района среди довендских образований преимущественным развитием пользуются породы шарыжалгайской серии архея, а также гранитоиды нижнепротерозойского Онотского комплекса и зажатые в отдельных грабенах нижнепротерозойские толщи (свиты камчадальская и Соснового Байца) (Никитина и др., 1964₁), тогда как к югу и юго-западу от упомянутой зоны обнажаются более молодые докембрийские толщи и прорывающие их рифейские и нижнепалеозойские граниты.

Абсолютный возраст шарыжалгайской серии, судя по единичным датировкам амфиболов и пироксенов (К-Аг-метод), превышает 2300—2500 млн. лет, однако большинство калий-аргоновых и рубидий-стронциевых определений из этих пород показали значения в 1830—1765 млн. лет, фиксирующие время регрессивного метаморфизма. Возраст метаморфизма свит камчадальской и Соснового Байца — 1880—1790 млн. лет (биотит, К-Аг-метод), а возраст Онотских гранитоидов — 1780—1750 млн. лет (биотит, амфибол, К-Аг-метод) (Никитина и др., 1964_{1, 2}).

Более молодых довендских магматических и метаморфических образований в широкой полосе, примыкающей с северо-востока к Иркут-Зиминской зоне, нет¹, а на значительной территории здесь отсутствуют и осадочные нижнепротерозойские и рифейские толщи. Более того, процессы «омоложения» возраста пород к северо-востоку от упомянутой зоны (за исключением узких приразломных участков) не проявлялись, тогда как к югу и юго-западу от нее не только широко развиты нижнепротерозойские и рифейские супракрустальные и интрузивные образования, но и ярко проявились разновозрастные (в том числе палеозойские) процессы «омоложения» возраста пород, что недавно было

¹ Выводы некоторых исследователей о рифейском возрасте гранитов верховьев р. М. Белой и среднего течения Урика в свете новых данных (Никитина и др., 1964_{1, 2}) не могут быть приняты.

разобрано Л. П. Никитиной с соавторами (1964₂). Подчеркнем, что рифейские гранитоиды (Саянский комплекс) появляются непосредственно западнее Иркут-Зиминской зоны разломов на смежном с ней борту Урикско-Ийского грабена и очень широко распространены в более западных участках Восточного Саяна, а к самой зоне в верховьях рек Зимы и Кирея приурочены линейно вытянутые тела докарагасских основных интрузивных пород. Мощные довендские тектонические движения, которые привели к формированию сложных структур в метаморфических толщах упомянутого грабена, проявились в пределах шарыжалгайской серии лишь в образовании отдельных разломов, сопровождаемых узкими зонами диафоритов (Бузиков и др., 1964). К этому следует добавить, что резкое изменение мощности и формационного состава вендских толщ при переходе через Иркут-Зиминскую зону наблюдается не только на северо-западном, но и на юго-восточном ее отрезке. В верховьях Китоа, в 20—25 км к югу от этой зоны, развита ранневендская песчано-конгломератовая градация молассовидной формации видимой мощностью более 1000 м, которая далее к западу (Боксон-Сархойский синклиниорий) в значительной своей части постепенно замещается кислыми, вероятно, наземными вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями (Арсентьев, 1960; Семихатов, В. В. Хоментовский, 1964).

Приведенные данные выявляют существенные различия рифейской и вендской геологической истории участков, лежащих по разные стороны от Иркут-Зиминской зоны разломов, и позволяют рассматривать эту зону как отражение глубинного разлома, контролировавшего размещение структурно-фациальных зон в рифее и венде. В отношении юго-восточного отрезка интересующей нас зоны разломов, лежащего между р. Онот и Байкалом, этот вывод не нов и ныне разделяется всеми геологами. Что же касается ее северо-западного отрезка (между р. Онот и верховьями рек Зима и Кирей), то подобный вывод в применении к нему обосновывается впервые. Обычно считается, что важнейший структурный шов в бассейне Онота отходит к югу от упомянутой выше зоны и прослеживается к слиянию рек Хойто-Оки и Урдо-Оки и далее, по мнению одних геологов, через верховья р. Ии идет на соединение с глубинным разломом, ограничивающим с северо-востока Восточно-Саянский антиклинорий, а по мнению других,— по разломам, идущим от устья Хойто-Оки к приустьевым частям Б. и М. Бирюсы и к верховьям Туманшета. Согласно наиболее распространенной точке зрения, вся область, лежащая к северо-востоку от протрассированной таким образом зоны разлома, уже в среднем и верхнем протерозое (рифее и венде) представляла собой единую структурно-фациальную зону. Изложенные данные не позволяют согласиться с последним выводом и показывают активную роль как юго-восточного, так и северо-западного отрезков Иркут-Зиминского разлома в разграничении областей, отличавшихся в рифее и венде различным тектоническим режимом.

Данные о времени заложения рассматриваемой зоны ограничены. Анализируя геомагнитные карты Южной Сибири и ориентировку осей складок архейских пород, изгибы которых, по мнению Е. В. Павловского (1956), «относятся к категории первичных явлений, происходящих именно в архее», С. М. Замараев (1962) пришел к выводу, что в Иркутском Присяянье, несколько севернее интересующей нас зоны разломов, уже в архее существовал краевой шов Сибирской платформы. Учитывая те же данные и размещение на площади различно метаморфизованных пород, Ю. З. Елизарьев (1964) доказывает, что в позднем архее (после накопления и метаморфизма шарыжалгайской серии) возник структурный шов (Главный Саянский, по Ю. З. Елизарьеву), который отделил область устойчивого поднятия от расположенной

южнее и юг-западнее обширной зоны прогиба. Пространственно этот шов совпадает с рассмотренной выше Иркут-Зиминской зоной разломов.

Все сказанное позволяет утверждать, что размещение различных типов разреза вендских отложений в Иркутском и Северо-Западном Присаянье контролировались Иркут-Зиминским швом, заложившимся по крайней мере уже в рифее, а возможно, и ранее.

Имеющиеся материалы позволяют проследить зону сочленения различных типов разреза вендских отложений и к северу от полосы их выходов в Окинско-Бирюсинском междуречье. На этой территории полные разрезы венда буровыми скважинами еще не вскрыты, но о его мощностях можно судить, сопоставив вычисленные по геофизическим данным (электроразведка) глубины залегания кристаллического фундамента с глубинами залегания кровли мотской свиты, вскрытой Тулунской, Тангуйской, Нижне-Удинской, Заярской и Мироновской глубокими скважинами. По подобным подсчетам, мощность вендского комплекса (в отдельных районах, возможно, суммарно с рифейским) в районе Заярск-Мироново составляет 800—1000 м, а юго-западнее, на расстоянии 150 км, сокращается до 700—900 м в районе Тангуй-Тулун и 600—700 м в Нижнеудинске. В то же время в 25—30 км к юго-западу от Нижнеудинска, в бассейне рек Изан и Уват, они достигают 2600 м (см. выше). Подобное же возрастание мощности вендского комплекса устанавливается из сопоставления данных электроразведки и сейсморазведки в междуречье Икея (левый приток р. Ии) и р. Уды. По направлению с севера на юг эта мощность здесь возрастает от 700 до 1200—1400 м и далее до 2400—2600 м в естественных выходах по р. Ие (рис. 1).

Все сказанное позволяет проследить зону быстрого увеличения мощностей вендских отложений от верховьев рек Кирей и Зима к г. Нижнеудинску и далее по направлению к Тайшету на соединение с юго-восточным продолжением Ишимбинской шовой зоны. Другими словами, на всем протяжении от Иркутского Присаянья до северной оконечности Енисейского кряжа (более 1200 км) прослеживается узкая зона резкого перепада мощностей вендского комплекса, которая, как это установлено для обнаженной ее части в Присаянье и на Енисейском кряже, совпадает с глубинными разломами, существовавшими, по крайней мере, уже в рифее. Все это позволяет рассматривать данную зону как важнейший структурный шов, который на вендском этапе развития отделял стабильную, относительно приподнятую область Сибирской платформы от обрамлявшего ее активно развивавшегося прогиба. Внешним по отношению к платформе ограничением упомянутого прогиба в центральной и западной частях Восточного Саяна служило шовное поднятие на месте Восточно-Саянского антиклинория (В. В. Хоментовский, 1957; Зайцев, 1960; Коников, Маньковский, 1963 и др.), а на юго-востоке региона, вероятно, система глубинных разломов, предопределивших возникновение Восточно-Тувинского гранитного пояса (Зоненшайн, Кудрявцев, 1960; Семихатов, В. В. Хоментовский, 1964). Упомянутые структуры отделяли вендский Ангаро-Канский прогиб от Алтае-Саянской эвгеосинклинали.

В Приенисейской, наиболее изученной части Ангаро-Канского прогиба, устанавливается продольное шовное поднятие (Лебяжинско-Беретское), разделявшее его на две ванны (Семихатов, 1959, 1962). Вероятно, подобное же поднятие в конце венда возникло (или активизировалось) и в юго-восточной части Ангаро-Канского прогиба и отделило область распространения преимущественно терригенных отложений в верхних горизонтах венда в Присаянье от области развития главным образом карбонатных толщ в бассейне Маны и верховьях Оки (Боксон-Сархойский синклинорий).

Иной план распределения мощностей и типов разреза устанавливается на рассматриваемой территории в раннем кембрии. В нижнекембрийских отложениях этой территории в самом общем виде можно выделить два типа разреза — доломито-соленосный и известняково-доломитовый, которые типичны для различных градаций единой эвапоритовой формации (Григорьев, Семихатов, 1961). В разрезах первого, наиболее широко распространенного типа как в обнажениях, так и в буровых скважинах достаточно уверенно выделяются четыре свиты (снизу вверх) — усольская, бельская, булайская и ангарская, которые существенно меняют свой состав от места к месту, но границы между которыми в конкретных разрезах различные исследователи проводят более или менее однозначно. Описания этих свит в буровых скважинах произведены В. С. Аносовым, А. И. Горячевым, А. И. Золотовым, В. С. Карпышевым, Н. Ф. Коробовым, Л. И. Овченковым, Б. Б. Осташевским, Я. К. Писарчик, Б. А. Фуксом и другими исследователями.

Максимальные мощности нижнекембрийских отложений — более 2000 м — на рассматриваемой территории устанавливаются на левобережье р. Тасеевой, в среднем течение р. Усолки, где эти отложения представлены соленосной градацией эвапоритовой формации, содержащей значительное количество чужеродных для нее прослоев терригенных пород. В Тасеевской скважине суммарная мощность только бельской, булайской и ангарской свит превышает 1100 м, а Тынысская скважина более 1900 м прошла по усольской соленосной толще. Вероятно, ее столь значительная мощность в какой-то мере связана с соляной тектоникой. В пользу этого говорят данные сейсморазведки МОВ, проведенные в районе Тынысского антиклинального поднятия, зафиксировавшие резкое увеличение мощности каменной соли в присводовой части структуры и значительное уменьшение ее на крыльях. Нижнекембрийские породы, залегающие выше соленосных отложений под углом 20—25°, ниже каменной соли резко выполаживаются и образуют структурную террасу незначительной амплитуды (Максин и др., 1964).

К западу от упомянутых скважин мощность нижнего кембрия быстро сокращается до 800—1000 м в обнажениях по окраине Южно-Енисейского кряжа, что сопровождается выклиниванием соли, почти полным исчезновением из разреза гипсов и ангидридов и возрастанием количества красноватых песчаников, аргиллитов и алевролитов. Более плавное сокращение мощностей нижнего кембрия устанавливается к северу от упомянутых скважин. На р. Тасеевой суммарная мощность бельской, булайской и ангарской свит не превышает 600—700 м, а далее к северо-востоку на реках Енде и Иркинеевой общая мощность нижнего кембрия составляет соответственно 800—900 и 750 м. Эти изменения сопровождаются выклиниванием соли, которая по скважинам прослеживается лишь до р. Тасеевой, и исчезновением из разреза терригенных пород (Семихатов, 1962). Далее к востоку, в районе устья р. Чадобец, мощность нижнего кембрия, судя по сравнению отдельных разновозрастных частей разреза, несколько возрастает (Григорьев, Репина, 1956), а в бассейне среднего течения упомянутой реки увеличивается до 1000 м (Скляров, 1962).

Указанные изменения нижнекембрийских толщ дали возможность ряду исследователей (в том числе одному из авторов настоящей статьи) полагать, что во время накопления соленосных толщ в Нижнем Приангарье располагался глубокий прогиб, по своим контурам более или менее совпадавший с вендским. Теперь этот вывод должен быть оставлен. Имеющиеся данные показывают, что на левобережье Ангары мощность нижнего кембрия быстро растет к югу и уже в разрезах нижнего течения р. Маньзи, по наблюдениям В. С. Скундина,

В. Л. Фишера, превышает 1000 м. Электроразведочный профиль, пройденный по линии Богучаны — Чунояр — Тенчет — Долгий Мост — Абан, показал, что в низовьях р. Карабулы мощность карбонатной толщи возрастает до 1400 м, в среднем ее течении достигает 1700 м, а в более южной части профиля — 1900 м. Сейсморазведочный профиль по тому же маршруту показывает, что эти изменения являются результатом не срезания нижекембрийских отложений в северном направлении, а равномерного изменения мощности как верхних (ангарской свиты), так и нижних их горизонтов.

К югу от района Абана и Долгого Моста, где мощности нижнего кембрия, как мы видим, соизмеримы с наблюдаемыми в Тасеевской и Тынысской скважинах, описываемые отложения, судя по поведению отдельных свит, вскрытых колонковыми скважинами, сокращаются в мощности, а каменная соль постепенно выклинивается, что намечает переход от прогиба к зоне относительного поднятия.

Существенные изменения мощностей и литологического состава нижнего кембрия можно наблюдать при движении от его выходов в Присаянье к востоку и юго-востоку. По р. Бирюсе, у устья р. Тагул усольская, бельская, булайская и ангарская свиты представлены 550-метровой толщей доломитов, тогда как в скважине в г. Тайшете только лишь ангарские отложения (доломиты и каменная соль) имеют видимую мощность 375 м, а в Миронове вскрытая мощность каменной соли, ангидритов и доломитов ангарской, булайской и бельской свит 1296 м (соответственно 494, 135 и 398 м).

Аналогичные изменения устанавливаются в более южных пересечениях — от р. Ишидей (левый приток р. Ии) к Нижнеудинску, Тулуну и Тунгую и от Урика, Онота и Иркуты к Верхнему Приангарью. В первом из этих пересечений нижний кембрий меняется в мощности от нескольких сотен метров по р. Ишидей (Мордовский, 1956) до 1248 м — в Нижнеудинске, 1574 м — в Тулуне и 1696 м — в Тангуде. Во втором пересечении его мощность меняется от 600—900 м в обнажениях до 1200 м — в Бельске, 1500 м — в Половине, 1774 м — в Тырети и Бохане, 1780 м — в Осе и 1913 м — в Атове (Карасев, 1960; Цахновский, 1960; Писарчик, 1963 и др.). Эти изменения в обоих пересечениях сопровождаются появлением в усольской, бельской и ангарской свитах мощных горизонтов каменной соли, составляющих до 50—70% разреза этих свит.

Максимальные мощности нижнего кембрия в Верхнем Приангарье (более 2000 м) наблюдаются в районе Тыпта-Жигалово, что связано с соляной тектоникой, а затем вновь несколько сокращаются на север. На фоне такой общей изменчивости нижнего кембрия отдельные его горизонты местами обнаруживают значительные изменения мощностей, которые не согласуются с общей тенденцией и отражают неравномерность прогибания отдельных участков. Представление о них дают карты изопакет усольских и бельско-ангарских отложений всей рассматриваемой территории, недавно составленные М. А. Жарковым (Яншин, 1964). Вместе с тем на отдельных локальных положительных структурах бурением выявлены мелкие изменения мощностей и коэффициента соленасыщения пород, что свидетельствует о конседиментационном росте таких структур (Васильев и др., 1957; Яншин, 1962, 1964 и др.). Рассмотрение подобных изменений выходит за рамки данной статьи.

Приведенные данные показывают, что в Приангарье в раннем кембрии сформировалась гигантская открывавшаяся на северо-восток впадина, выполненная во внутренней своей части мощной соленосной градацией эвапоритовой формации, а в узкой периферической зоне — относительно маломощной доломитовой градацией. Эта впадина на юго-западе была ограничена сравнительно узкой зоной поднятий, от-

делявшей ее от прогибов, выполненных известняково-доломитовыми толщами нижнего кембрия. Разрезы этого типа ныне сохранились только в пределах Манского и Боксон-Сархойского синклинориев (Семихатов, В. В. Хоментовский, 1964). В них наблюдаются карбонатные толщи, которые наряду с местными изменениями обнаруживают одну общую особенность: по мере приближения к Сибирской платформе чисто известняковые археоциатовые их фации (бирюсинская и торгашинская свита Манского синклинория, западные разрезы хужиртайской свиты Боксон-Сархойского синклинория) замещаются известняково-доломитовыми (колбинская серия, восточные разрезы хужиртайской свиты). В том же направлении мощность хужиртайской свиты сокращается от 1000—1200 до 600—700 м. План распределения мощностей нижнего кембрия Манского синклинория более сложен и обусловлен влиянием отдельных конседиментационных разломов (В. В. Хоментовский, 1957).

Зона поднятий, ограничивающая с юга солеродный бассейн, судя по изменениям фаций и мощностей нижнего кембрия, может быть намечена от устья Ангары на юг вдоль правобережья Енисея к низовьям р. Кан, как это показано на палеогеографических схемах М. А. Жаркова (Яншин, 1964), и далее на юго-восток к верховьям рек Агул, М. Бирюсы, Ин, среднему течению р. Китой и низовьям р. Иркут (рис. 1). Эта зона лишь в Приенисейской своей части испытывала активные восходящие движения и поставляла в прогиб значительное количество терригенного материала. Южнее же она, вероятно, представляла собой цепь низменных островов, которая не разделяла сплошным барьером нормально-морской и солеродный бассейны, а лишь затрудняла миграцию их вод. Однако подобная взаимная миграция, по-видимому, все же имела место, что нашло свое выражение в появлении в краевых частях первого из этих бассейнов доломитовых фаций и в фациальном замещении соли ангидритами, а затем и доломитами по окраинам второго.

Северо-западным ограничением Приангарской впадины служила дугообразная зона поднятий, в какой-то мере совпадающая с Иркиневым выступом Енисейского кряжа и с системой разломов, обрамляющих в Ангаро-Тасеевском междуречье Тасеевскую впадину с северо-запада. Подобная конфигурация этой зоны подтверждается дугообразным изгибом Троицко-Михайловского и некоторых других конседиментационно развивавшихся валов в бассейне р. Тасеевой (Савинский и др., 1962).

К северу от упомянутой дугообразной зоны поднятий, в междуречье Ангары и Подкаменной Тунгуски, в раннем кембрии, по-видимому, также развивалась обширная плоская впадина, выполненная соленосно-доломитовой градацией эвапоритовой формации (лебяжинская свита), однако имеющиеся данные не позволяют с уверенностью судить о конфигурации этой структуры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Из приведенных выше данных следует, что в венде, с одной стороны, и в раннем кембрии, с другой, на описываемой территории существовали разнородные отрицательные структуры, которые лишь в узкой полосе пространственно совмещались одна с другой. Ранее это обстоятельство не было выяснено, что и приводило к столь разноречивым выводам о конфигурации и тектонической природе упомянутых структур.

Рассмотрим тектоническую природу описанных выше крупных структурных элементов, существовавших на вендском и раннекембрийском этапах развития.

В вендское время область, лежащая к северо-востоку от прослеженного нами структурного шва, характеризовалась платформенным режимом. В отношении Прииркутской части данной области этот вывод очевиден, а в отношении части, прилежащей к Нижнему Приангарью, он был обоснован ранее (Семихатов, 1959, 1962; В. В. Хоментовский, 1959) и подтверждается приведенными выше данными о том, что Иркут-Зиминская зона разломов, ограничивающая вендскую платформу на юго-востоке, на северо-западе находит свое продолжение в Ишимбинской шовной зоне, ограничивающей ту часть области малых, плавно меняющихся мощностей, которая прилегает к низовьям Ангары. Следует, однако, отметить, что платформенные вендские отложения в Верхнем Приангарье залегают на архейском кристаллическом фундаменте, а в Нижнем Приангарье — на рифейских платформенных (Чадобецкое поднятие) и миогеосинклинальных отложениях. По-видимому, с этим различием в фундаменте можно связывать разную степень дислоцированности вендских толщ на северо-западе и на юго-востоке рассматриваемой области.

В отличие от этого, Ангаро-Канский вендский прогиб заложился и развивался на месте внутренней, наиболее удаленной от платформы зоны рифейской миогеосинклинали (Семихатов, 1962; Мусатов, Волобуев, 1964 и др.). Относительно тектонической природы упомянутого прогиба, как уже говорилось, у исследователей нет единого мнения. В последнее время большинство геологов рассматривают его в качестве краевого прогиба либо включают в зону перикратонных опусканий, т. е. относят к платформенным структурам. С представлениями о платформенной природе этого прогиба, однако, не вяжутся величины и градиенты мощностей венда, наличие в нем таких «запрещенных» для платформ формаций, как флишевая, граувакковая, аспидная, появление кислых и основных эффузивных, а у внутреннего края и интрузивных образований; складчатость вендских толщ, нарастающая по мере удаления от платформы, и т. д. Основным возражением против отнесения Ангаро-Канского прогиба к категории краевых является одновременность его развития со смежной эвгеосинклиалью, отсутствие признаков миграции на платформу, сочленение с последней по тектоническому шву и расположение данного прогиба целиком на месте рифейской миогеосинклинали. Анализируя характер основания краевых прогибов, Ю. М. Пущаровский (1959) приходит к выводу, что «краевых прогибов, лежащих только на складчатом (геосинклинальном) основании, не существует и не может существовать, поскольку эта категория тектонических структур образуется в результате тектонического воздействия складчатой области на окраину платформы» (стр. 136).

Анализ расположения и особенностей развития вендского Ангаро-Канского прогиба, а также характера его сочленения с платформой и формационного состава выполняющих его толщ заставляет нас подтвердить вывод В. В. Хоментовского (1957, 1959 и др.) и М. А. Семихатова (1959, 1962 и др.) о миогеосинклинальной природе всего упомянутого прогиба. Слабая дислоцированность вендских отложений на приплатформенном его борту не может рассматриваться в качестве аргумента против сделанного вывода, так как подобная особенность является характерной чертой всех байкальских геосинклинальных систем (Херасков, 1963). Из сказанного выше следует, что структурный шов, отделявший в венде платформенную область от Ангаро-Канского прогиба, является краевым швом Сибирской платформы на вендском этапе ее развития.

Рассмотрение этого шва в плане показывает, что он состоит из более или менее прямолинейных, несколько различно ориентированных отрезков, которые на рис. 1 объединены в единую плавно изогнутую

линию. Представляется вероятным, что в действительности этот шов состоит из отдельных кулисных отрезков, подобно тому, как это имеет место у краевых швов Русской платформы (Журавлев, 1964). В пользу такого вывода говорит наблюдаемое в Заангарской части Енисейского кряжа в пределах Ишимбинской шовной зоны кулисное сочленение цепочки шовных синклиналей и антиклиналей с крупным субмеридиональным разломом, пересекающим Ангару выше пос. Матыгино. Однако имеющиеся ныне данные не позволяют с уверенностью графически изобразить подобные кулисы на всем протяжении краевого шва.

Раннекембрийская Приангарская впадина по всей сумме признаков относится к платформенным структурам; ее развитие можно рассматривать как один из этапов формирования синеклизы Иркутского амфитеатра. Основание этой впадины гетерогенно. Она наложилась как на внешнюю часть вендской Ангаро-Канской миогеосинклинали так и на южную часть вендской платформы, перекрыв собою краевой шов последней. Подобное перекрытие наиболее рельефно выступает в Нижнем Приангарье, где изопакеты нижнего кембрия ортогонально пересекают зону вендского краевого шва и протягиваются параллельно Иркинеевскому выступу Енисейского кряжа (рис. 1). Многие исследователи полагают, что этот выступ и лежащие на его продолжении Ангарские складки являются выражением зоны субширотного глубокого разлома, существовавшего уже в рифее (Благовещенская, 1960; Косыгин и др., 1962; Спизарский, 1958, 1961 и др.). Приведенный материал показывает, что по крайней мере на вендском этапе развития эта зона не контролировала размещение структурно-фациальных областей и существенно не сказывалась на распределении фаций и мощностей. Определяющей структурой в вендское время является субмеридиональный краевой шов, а с влиянием субширотной структуры в это время можно, по-видимому, связывать лишь некоторое сокращение мощностей вендских отложений в платформенной части территории, в районе Иркинеевского выступа (250—350 м против 500—900 м в прилегающей с юга части вендской платформы (рис. 1).

На раннекембрийском этапе развития субмеридиональный краевой шов утратил свою определяющую роль, однако та часть Приангарской впадины, которая располагается к западу от него в Канско-Ангарском междуречье и пространственно совпадает с Канско-Ангарским прогибом, отличается наибольшими мощностями нижнего кембрия.

Как уже говорилось выше, имеющиеся данные не позволяют с уверенностью восстановить раннекембрийскую историю территории к северу от Ангары, однако залегание карбонатной толщи нижнего кембрия в северной части Енисейского кряжа прямо на рифее в своде Кийско-Лебяжинского поднятия, активно развивавшегося в венде и, по-видимому, в рифее, позволила В. Н. Григорьеву и М. А. Семихатову (1961) говорить о том, что времени накопления этой толщи предшествовала нивелировка тектонических особенностей более ранних структурно-фациальных зон. Подобная нивелировка, охватившая разнородные по своей природе тектонические зоны, на этом же стратиграфическом уровне отмечается в Прибайкалье (Замараев, 1962) и в ряде других районов Сибири (Салоп, 1954 и др.). Именно поэтому в раннем кембрии Сибири чрезвычайно широкое распространение получила в общем однообразная эвапоритовая соленосно-карбонатная формация. Это составляет при структурно-фациальном районировании Сибири в раннем кембрии опираться главным образом не на формационные признаки, а на особенности последующего развития региона (проявление складчатости, магматизм и т. д.). Учитывая эти особенности, можно с уверенностью утверждать, что область Манского и Боксон-Сархойского прогибов не входила в состав Сибирской платформы и, вероятно, относи-

лась к миогеосинклинальной области (В. В. Хоментовский, 1957, 1959; Семихатов, В. В. Хоментовский, 1964; Коников, Маньковский, 1963). Граница платформы и миогеосинклинали в раннем кембрии точно не может быть намечена. Возможно, она совпадала с внешним краем полосы поднятий, которая ограничивала с юга Приангарскую впадину. В современной структуре с намечаемой таким образом границей раннекембрийской платформы в Восточном Саяне совпадает крупная зона разломов, которая ограничивает с юга Бирюсинскую глыбу и отделяет ее от Канской глыбы, а в более восточных районах прослеживается к среднему течению р. Ии и далее на соединение с юго-восточным отрезком Иркут-Зиминского разлома. В Южно-Енисейском краже кулисообразно по отношению к рассматриваемой зоне располагается выдержанная полоса милонитов.

Приведенные данные показывают, что накоплению соленосно-карбонатной толщи нижнего кембрия на всей рассматриваемой территории предшествовала существенная перестройка структурного плана, как это ранее отмечалось Я. К. Писарчик (1963) для Верхнего Приангарья. Эта перестройка выразилась в прекращении движений по вендскому краевому шву и по разломам Лебяжинско-Беретской зоны, в замыкании значительной части Ангаро-Канской миогеосинклинали и в образовании Приангарской платформенной впадины, наложившейся на различные структурно-фациальные области вендского времени.

Краевых прогибов, равно как и зон перикратонных опусканий, на описанной территории в венде и раннем кембрии не существовало и сочленение Сибирской платформы и обрамлявшей ее миогеосинклинали как на вендском, так, по-видимому, и на раннекембрийском этапе развития происходило по краевому шву. В последующие этапы движения по рассмотренным выше и смежным с ними зонам разломов неоднократно возобновлялись и обусловили относительно высокую дислоцированность вендских и кембрийских отложений в отдельных зонах и общую структуру региона, в которой на обширных участках выведены на поверхность довендские образования, служившие фундаментом вендским и раннекембрийским прогибам.

Литература

- Арсентьев В. П. Краткий очерк тектоники юго-восточной части Восточного Саяна. Тр. Бурят. комплексного научно-исследовательского ин-та. Сер. геол. и геогр., вып. 2, 1960.
- Благовещенская М. Н. Тектоническое строение Иркийского выступа Енисейского кража и зоны Ангарских складок. Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири, нов. сер., вып. 32, 1960.
- Бузиков И. П., Крылов И. Н., Митрофанов Ф. П., Никитина Л. П., Хильтова В. Я. Основные черты развития Восточно-Саянской подвижной области. В кн. «Геология и геохронология докембрия». Тр. Лабор. геол. докембрия, вып. 19, 1964.
- Васильев В. Г., Каленов Е. Н., Карасев И. П., Кравченко Е. В., Мандельбаум М. М. Геологическое строение юга Сибирской платформы и нефтеносность кембрия. Гостоптехиздат, 1957.
- Григорьев В. И., Репина Л. Н. Стратиграфия кембрийских отложений западной окраины Сибирской платформы. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 7, 1956.
- Григорьев В. Н., Семихатов М. А. Основные типы осадочных формаций нижнего кембрия юго-западной окраины Сибирской платформы и ее обрамления. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 11, 1961.
- Елизарьев Ю. З. Особенности раннего докембрия Прибайкалья и Восточного Саяна. Геология и геофизика, № 3, 1964.
- Жарков М. А. История тектонического развития юго-западной части Сибирской платформы и Рыбинской впадины. В кн. «Тектоника Сибири», т. 2, Изд-во СО АН СССР, Новосибирск, 1963.
- Жарков М. А., Замараев С. М. История тектонического развития юга Сибирской платформы. В кн. «Вопросы сравнительной тектоники древних платформ», Изд-во АН СССР, 1964.

- Жарков М. А., Хоментовский В. В. Вопросы стратиграфии нижнекембрийских отложений Сибирской платформы в связи с их калиеисотопностью. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы, отд. геол., № 1, 1965.
- Журавлев В. С. Сравнительная тектоника экзогенальных впадин Русской платформы. Междунар. геол. конгр. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 4. Деформ. пород и тект. Изд-во «Наука», 1964.
- Зайцев Н. С. О тектонике южной части Сибирской платформы. Вопросы геологии Азии, т. I, Изд-во АН СССР, 1954.
- Зайцев Н. С. Сравнительная тектоника Восточного Саяна и нагорий Шотландии. В кн. «Каледонская орогения», Изд-во АН СССР, 1960.
- Замараев С. М. Тектоническое строение и история геологического развития юго-восточной части Сибирской платформы. В кн. «Геофизические исследования и проблемы нефтегазоносности юга Сибирской платформы». Гостоптехиздат, 1962.
- Замараев С. М. Типы складчатых структур и некоторые вопросы геологической истории Иркутского амфитеатра. В кн. «Новые данные по геологии нефтеносности и полезным ископаемым Иркутской области». Изд-во «Недра», 1964.
- Зоненшайн Л. П., Кудрявцев Г. А. Место главнейших гранитоидных интрузий в тектонической структуре Саяно-Тувинской горной области. Сб. «Каледонская орогения», Изд-во АН СССР, 1960.
- Карасев И. П. Литолого-стратиграфическая и геохимическая характеристика пород южной части Сибирской платформы. В кн. «Геология и нефтегазоносность Восточной Сибири», Гостоптехиздат, 1959.
- Карасев И. П. Тектоническое строение Иркутского амфитеатра. Сб. «Геологическое строение и нефтегазоносность Иркутского амфитеатра». Гостоптехиздат, 1960.
- Кириченко Г. И. О тектонической структуре Енисейского кряжа и о положении ее в общей структуре региона. Информ. сб. Всес. н.-и. геол. ин-та, № 4, 1956.
- Конников А. З., Маньковский В. К. Основные черты геологического развития Восточного Саяна в докембрии и нижнем кембрии. Геология и геофизика, № 10, 1963.
- Корольук И. К. Сравнительная характеристика формаций рифея и кембрия Прибайкалья. Изд-во АН СССР, 1962.
- Косыгин Ю. А. Типы основных структурных элементов земной коры в позднем докембрии. Геология и геофизика, № 1, 1961.
- Косыгин Ю. А., Башарин А. К., Берзин Н. А., Вотах О. А., Красильников Б. Н., Парфенов Л. М. Основные структурные элементы Сибири в позднем докембрии. Геология и геофизика, № 10, 1962.
- Красильников Б. Н. О докембрийских краевых прогибах Сибири. Геология и геофизика, № 5, 1963.
- Максин Ю. Е., Поспеев В. И., Холин Б. И. Геологическое строение юго-запада Сибирской платформы по данным геофизических исследований. В кн. «Геофиз. иссл. при решении геол. задач в Вост. Сиб.», вып. 3, Изд-во «Недра», 1964.
- Мордовский В. Г. К вопросу о стратиграфии древних осадочных образований районов среднего течения р. Уда (Присянье). Тр. Ин-та нефти, АН СССР, т. 7, 1956.
- Мусатов Д. И., Волобуев М. И. Некоторые вопросы геологического развития Енисейского кряжа. В кн. «Геология юго-западного обрамления Сибирской платформы». Тр. Красноярского геол. управл. Изд-во «Недра», М., 1964.
- Никитина Л. П., Митрофанов Ф. П., Бузиков И. П., Дав В. Н., Авдонцев Н. А. Докембрий юго-восточной части Восточного Саяна и западной части хребта Хамар-Дабана. В кн. «Докембрий Восточного Саяна». Тр. Лабор. геол. докембрия, вып. 18, 1964.
- Никитина Л. П., Хильтова В. Я., Митрофанов Ф. П., Крылов И. Н. Разновозрастные процессы омоложения в докембрийских породах Восточного Саяна. В кн. «Геология и геохронология докембрия». Тр. Лабор. геол. докембрия, вып. 19, 1964.
- Павловский Е. В. Тектоника Саяно-Байкальского нагорья. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 10, 1956.
- Писарчик Я. К. Литология и фации кембрийских отложений Иркутского амфитеатра в связи с нефтегазоносностью и соленостью. Гостоптехиздат, Л., 1963.
- Пушаровский Ю. М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 28, 1959.
- Савинский К. А., Поспеев В. И., Помпик В. И., Гусак М. Т. Тектоника и перспективы нефтегазоносности Чуно-Бирюсинского поднятия. В кн. «Геофизические исследования и проблемы нефтегазоносности юга Сибирской платформы». Гостоптехиздат, 1962.
- Салоп Л. И. Нижний палеозой Средне-Витимской горной страны. Тр. Всес. н.-и. геол. ин-та, 1, 1954.
- Семихатов М. А. Стратиграфия и геологическая история нижнего кембрия северной части Енисейского кряжа. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 7, 1959.
- Семихатов М. А. Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 68, 1962.

- Семихатов М. А., Хоментовский В. В. Геологические предпосылки бокситоносности отложений вендского комплекса Манского синклинория (Восточный Саян). Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 39, вып. 3, 1964.
- Скляров Р. Я. Некоторые черты геологического строения Чадобецкого антиклинального поднятия. Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Тр. Красноярского геол. упр. вып. 3, Красноярское книжн. изд-во, 1962.
- Спижарский Т. Н. Сибирская платформа. Геологическое строение СССР, т. 3, Тектоника. Госгеолтехиздат, М., 1958.
- Спижарский Т. Н. Краткий очерк тектоники Сибирской платформы. Доклады на ежегодных чтениях памяти В. А. Обручева, т. 1—5, Изд-во АН СССР, 1961.
- Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры Земной коры. Тр. Геол. ин-та, АН СССР, вып. 91, 1963.
- Хоментовский А. С. Структура и тектоника юго-западной части Сибирской платформы. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 20, вып. 5—6, 1945.
- Хоментовский В. В. К тектонике Восточного Саяна. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 7, 1957.
- Хоментовский В. В. Структурно-фациальные зоны нижнего кембрия и рифея юго-западного обрамления Сибирской платформы. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 10, 1959.
- Цахновский М. А. Сопоставление древних толщ южного обрамления Сибирской платформы. В кн. «Геология и нефтегазоносность Восточной Сибири». Гостоптехиздат, 1959.
- Цахновский М. А. Корреляция разрезов и обоснование возраста синийских и ранненижнекембрийских отложений Иркутского амфитеатра. Гостоптехиздат, 1960.
- Шатский Н. С. Основные черты тектоники Сибирской платформы. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 10, вып. 3—4, 1932.
- Яншин А. Л. Перспективы открытия месторождений калийных солей на территории Сибири. Геология и геофизика, № 10, 1962.
- Яншин А. Л. Перспективы и научные проблемы поисков калийного и фосфатного сырья в Сибири. Бюлл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 39, вып. 5, 1964.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
27 января 1965 г.

УДК 551.24(571.51)

Е. С. ПОСТЕЛЬНИКОВ

О МОРФОЛОГИИ ДИСЛОКАЦИЙ ТАСЕЕВСКОЙ СЕРИИ
В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

В статье описаны структурные формы, образованные породами тасеевской серии (венд — нижний кембрий) в приплатформенной части Енисейского кряжа. Отсутствие линейной складчатости и морфология наиболее распространенных в районе структур — сбросов, флексур, коробчатых складок, моноклиналей — свидетельствуют о главенствующей роли вертикальных блоковых перемещений в их формировании.

ВВЕДЕНИЕ

Территория Енисейского кряжа к северу от 60° с. ш. имеет сложное строение, образуя «антиклинорий хребта Карпинского» (Семихатов, 1962). Ее поверхность почти целиком сложена образованиями двух литолого-стратиграфических комплексов: рифейского и трансгрессивно залегающего на нем вендско-нижнекембрийского, или тасеевской серии. Восточное приплатформенное крыло антиклинория хребта Карпинского построено относительно просто. Приводимые ниже сведения дают представление об общей структуре восточного крыла и характеризуют морфологию дислокаций тасеевской серии в его пределах.

На северо-востоке Енисейского кряжа рифейские метаморфизованные породы целиком занимают бассейн верхнего течения р. Иочимо, образуя поднятие. При продвижении на северо-запад, вдоль простирания восточного крыла антиклинория хребта Карпинского, рифейские породы рассечены протяженными согласными разломами, вдоль которых в приразломных участках сохраняются отложения тасеевской серии. В междуречье Теи — Чапы происходит дальнейшее погружение отдельных выступов рифея под тасеевский осадочный комплекс, слагающий северо-западнее Теи обширные сплошные поля¹.

Большая часть отложений тасеевской серии фаунистически нема и весьма приближенно датируется редкими определениями абсолютного возраста и находками строматолитов. Только в верхах ее стратиграфического разреза обнаружены трилобиты ленского яруса нижнего кембрия. Решением Совещания по стратиграфии отложений верхнего докембрия Сибири и Дальнего Востока (1962) для древних осадочных образо-

Серия	Возраст	Свита
тасеевская	нижний кембрий	лебяжинская немчанская чивидинская
	венд	лопатинская

¹ Этот участок восточного крыла антиклинория хребта Карпинского известен в литературе (Семихатов, 1962, и др.) под названием «Кордо-Лебяжинский синклинорий», которое в терминологическом отношении не является строгим.

ваний северной части Енисейского края утверждена следующая стратиграфическая схема¹

В работе М. И. Волобуева и др. (1964) стратиграфические подразделения тасеевской серии — венд и нижний кембрий — охарактеризованы цифрами абсолютного возраста соответственно в 850—620 млн. лет и 620—530 млн. лет. Отметим, однако, что эти цифры заметно отличаются от общепринятых (650 ± 50 и 570 млн. лет для нижних границ венда и кембрия; Гаррис и др., 1964; Казаков и Тугаринов, 1963). Поэтому выделение вендского комплекса на территории Енисейского края в указанном выше объеме еще очень условно. До недавнего времени возраст всей тасеевской серии считался нижнекембрийским.

Рифейские образования в бассейнах рек Теи и Чапы представлены главным образом мощной толщей филлитизированных сланцев и кварцитов сухопитской серии, относящейся к среднему рифею (Семихатов, 1962). На них налегают отложения тасеевской серии. Лопатинская и немчанская свиты этой серии сложены преимущественно красноцветными обломочными породами; средняя, чивидинская свита венда — сероцветная карбонатно-терригенная. Нижнекембрийская лебяжинская свита образована однообразной толщей доломитов и известняков с прослоями пестроцветных мергелей в верхней части.

Морфологию и соотношения тектонических структур рифейских и тасеевских пород рассматриваемого района лучше всего можно видеть в местах погружения выступов рифея под тасеевские отложения, в пересечении восточного крыла антиклинория по р. Тее (рис. 1). Такое пересечение сделано автором в 1963 г.

Впервые подробное геологическое описание бассейна р. Теи дано Я. Д. Шенкманом и Н. М. Смирновой в 1951 г. Позднее интересные литолого-стратиграфические работы были выполнены В. Н. Григорьевым и М. А. Семихатовым. За последние годы бассейн р. Теи усиленно изучался геологами Е. В. Покровским, Р. Б. Карпинским, А. Я. Курилиным, С. Д. Хоруновым, Г. И. Кириченко, Н. С. Подгорной, А. Г. Гурьевым, Н. С. Маличем, В. Н. Кристиным, А. Б. Хисамутдиновым, А. И. Вызу и другими, проводившими здесь геологические съемки среднего и крупного масштаба и тематические исследования. Однако почти все перечисленные исследователи главное внимание уделяли или общей геологии района, или специальным стратиграфическим и литологическим вопросам; описания морфологии конкретных структурных форм в литературе редки и обычно имеют общий характер.

Давая характеристику структур древнего осадочного комплекса всей территории Енисейского края, Г. И. Кириченко указывает, что «отложения верхнесинийского — нижнекембрийского структурного яруса собраны в пологие и простые складки...» (Кириченко, 1963, стр. 78) и что на территории края по разрывным нарушениям «произошло ступенчатое опускание ряда блоков — грабенов, в пределах которых сохранились от размытия чингасанские (вендские — *Е. П.*), ниже- и верхнекембрийские отложения...» (там же, стр. 81). М. А. Семихатов в своей обстоятельной сводке так описывает внутреннюю структуру «Кордо-Лебяжинского синклинория»: «В северной части Енисейского края, в Кордо-Лебяжинском синклинории, рифейские и нижнекембрийские отложения расчленены серией разломов северо-западного направления на ряд ступенчатых блоков шириной 5—20 км и длиной 50—80 км... В пределах упомянутых блоков в нижнем кембрии наблюдаются пологие синклинальные и реже антиклинальные складки, на крыльях которых углы падения в целом возрастают от юго-восточной части Кордо-Лебяжинского синкли-

¹ Геологи Красноярского геологического управления для северной части Енисейского края часто употребляют названия свит, первоначально принятые для его Приангарской части. Лопатинской свите примерно соответствует алешинская, чивидинской — чистяковская, немчанской — мошаковская.

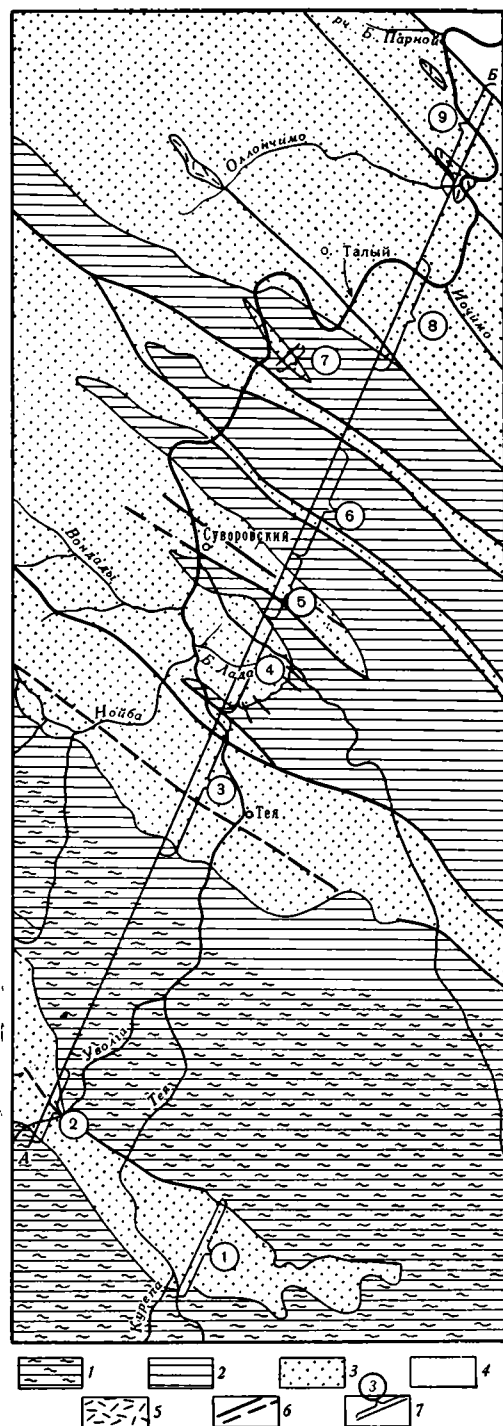
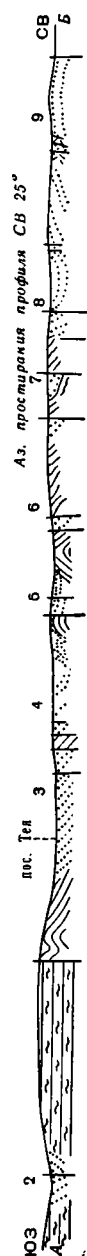


Рис. 1. Схематическая геологическая карта бассейна р. Тей (по Г. И. Кириченко и др., с изменениями автора) и профиль по рекам Тее и Уволге (обнажения вынесены на линию А—Б)

1 — перемятые метаморфические породы и граниты рифея; 2 — метаморфизованные рифейские породы приплатформенной зоны; 3 — вендские и нижнекембрийские отложения; 4 — эвенкийские и более молодые отложения; 5 — траппы; 6 — крупные разломы; 7 — участки и номера детальных геологических разрезов



Рис. 2. Геологические разрезы восточного склона Енисейского кряжа по рекам Тее, Уволге (1—9) и Чапе (10), последний — по материалам М. А. Семихатова. Положение разрезов показано на рис. 1.

1 — рифейские породы; 2 — конгломераты; 3 — гравелиты; 4 — песчаники; 5 — алевролиты; 6 — глинистые сланцы и аргиллиты; 7 — известковистые песчаники; 8 — известняки; 9 — доломиты и доломитизированные известняки, стяжения и прослои кремней; 10 — флишюиды (чередование известковистых песчаников, алевролитов и аргиллитов); 11 — траппы (преимущественно долериты); 12 — разломы; 13 — осыпи; 14 — номера пакетов тасеевской серии (см. рис. 3)

нория к западной (в среднем 15—30°, против 30—50°). Более крутые (до 60—70°) залегания пород в восточной части синклинория наблюдаются лишь в низовьях Теи на северном продолжении Ишимбинской шовной зоны (зона пересекается южной половиной разреза 8, рис 1 и 2.— *Е. П.*). Но непосредственно восточнее степень дислоцированности нижнего кембрия резко уменьшается, и углы падения здесь лишь вблизи разломов превышают 10—12°» (Семихатов, 1962, стр. 161).

Из сказанного видно, что как Г. И. Кириченко, так и М. А. Семихатов, отмечая складчатое строение тасеевской серии, подчеркивают также важную роль разрывов в формировании ее дислокаций.

Н. С. Малич приводит следующее описание тектоники нижнепалеозойских образований бассейна р. Теи ниже одноименного поселка: «Среди поля синийских сланцев прослеживаются неширокие полосы пространства алданского яруса, представляющие собой небольшие части (ядра) пережатых складок (разрядка наша.— *Е. П.*) северо-западного простираения с углами падения крыльев от 8 до 60°. Все образования алданского яруса в виде отдельных полос приурочены к синклинальным прогибам внутри поля развития удерейской свиты» (Малич, 1961, стр. 40). Он считает, что синийский и нижнекембрийский (рифейский и тасеевский, по современной терминологии.— *Е. П.*) комплексы образуют здесь единый структурный ярус и одновременно смяты в складки «в эпоху геосинклинального развития байкальской складчатости». Различную интенсивность дислокаций синия и нижнего кембрия в бассейне р. Теи этот исследователь объясняет литологическими различиями пород. Он пишет: «...в условиях сжатия при складкообразовательном процессе (разрядка наша.— *Е. П.*) гетерогенность состава синийских и нижнекембрийских отложений резко отразилась на характере их залегания. Естественно, что более мягкие породы синия оказались в условиях сжатия более пластичными и образовали дополнительные изгибы, раздувы, а местами и мелкую гофрировку, в то время как кварцито-песчаники нижнего кембрия, не обладая этим свойством пластичных пород, оказались более устойчивыми и неподатливыми к образованию дополнительных изгибов» (там же, стр. 41).

Таким образом, по мнению Н. С. Малича, древние осадочные отложения в бассейне р. Теи характеризуются складчатой структурой, возникшей в результате сжатия.

Для выяснения особенностей морфологии тектонических структур рассматриваемого района автором статьи были составлены детальные (преимущественно 1:1000) и сводные (1:25000 и 1:50000) геологические разрезы по р. Тее и ее притокам. Часть из них помещена на рис. 2. Прделанная работа позволила прийти к существенно иным выводам относительно морфологии и происхождения дислокаций пород тасеевской серии в данном районе.

МОРФОЛОГИЯ СТРУКТУР

Как видно из схематической геологической карты (рис. 1), большую часть района среднего и нижнего течения р. Теи занимают выступы рифея, разделенные узкими, шириной от 800 м до 10 км, приразломными впадинами, заполненными породами тасеевской серии. На протяжении 80 км р. Тея пересекает вкрест простираения шесть таких структур (рис. 1 и 2).

Наиболее крупной и хорошо обнаженной является полоса тасеевских пород в районе пос. Тея. В пересечении рекой она представляет собой односторонний грабен шириной 10 км. На севере грабен ограничен сбросом, на юге базальная лопатинская свита трансгрессивно и несогласно перекрывает рифейские образования. В восточном направлении, за р. Енашимо, грабен переходит в двухсторонний, известный под назва-

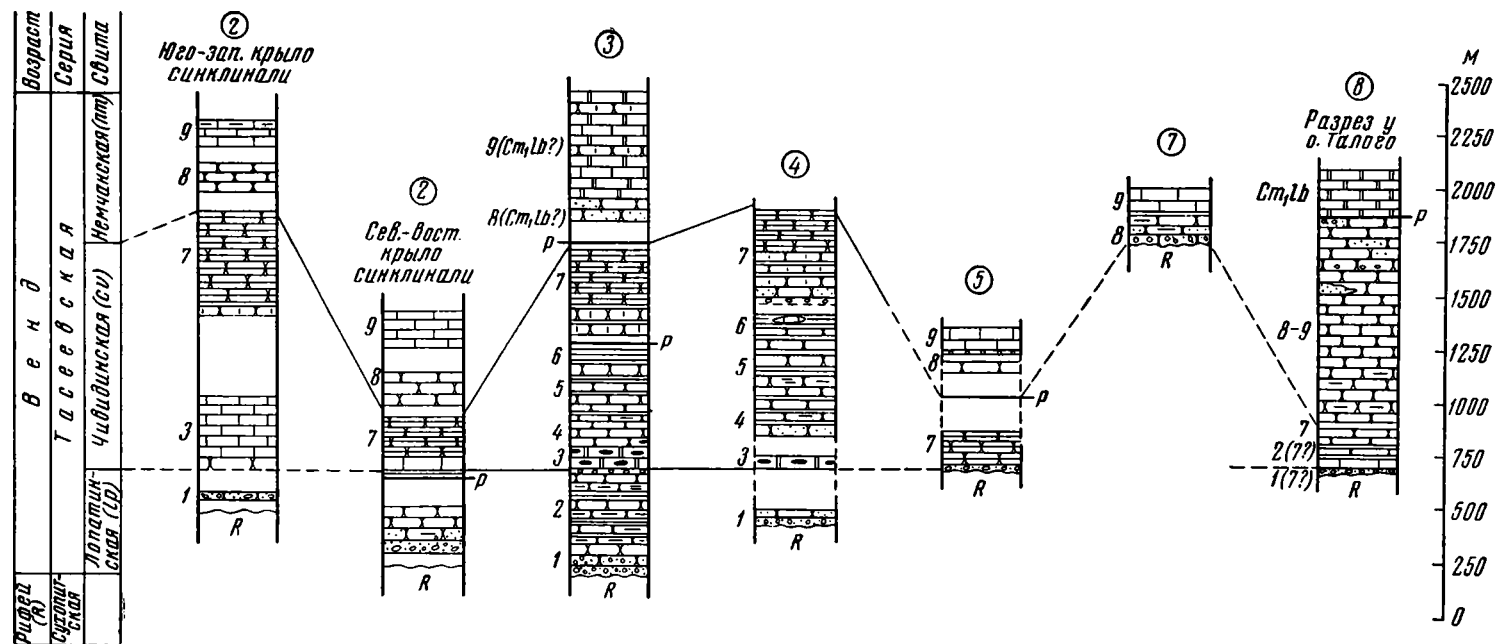


Рис. 3. Стратиграфические колонки отложений тасеевской серии, развитых по рекам Тее и Уволге. Номера колонок соответствуют номерам геологических разрезов на рис. 1 и 2. Пачки тасеевской серии

1 — грубообломочная красноцветная (красно-бурые базальные конгломераты с плохо окатанной галькой преимущественно из подстилающих рифейских пород; гравелиты и разнозернистые аркозовые песчаники); 2 — песчаниково-аргиллитовая красноцветная (переслаивание полимиктовых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев; знаки ряби, косая слоистость; цемент песчаный, гематитовый; вверх по разрезу количество кварцевых зерен возрастает); 3 — доломитовая (серые доломиты и известняки, иногда с прослоями и стяжениями черных кремней); 4 — песчаниковая (светлые кварцевые песчаники с глинистыми примазками); 5 — кварцито-аргиллитовая (светлые кварцевые песчаники, периодически переслаивающиеся с темными аргиллитами); 6 — пестроцветная сланцевая (аргиллиты и алевролиты, часто карбонатные; иногда (колонка 4) с пластинами тонкозернистых известняков, содержащих прослои лав и строматолитов); 7 — флишодная (полимиктовые известковистые песчаники, переслаивающиеся с пакетами чередования песчаников, алевролитов и сланцев; на севере района в основании часты конгломераты (колонки 4, 5 и 8?); по р. Чапе в низах разреза иногда-несортированные валунно-галечные образования); 8 — грубообломочная красноцветная (базальные несортированные конгломераты и гравелиты; красноцветные полимиктовые песчаники, алевролиты и сланцы); 9 — карбонатно-терригенная (светлые доломитизированные известняки, красно-бурые полимиктовые и кварцевые песчаники, глинистые известняки, аргиллиты). Условные обозначения см. рис. 2

нием Дюбошского. Западнее р. Нойбы контуры грабена становятся более расплывчатыми. Его северная граница прослеживается там по распространению нижних свит тасеевской серии и по протяженному разлому.

Внутреннее строение Тейского грабена видно на разрезе 3 (рис. 2). Заполняющие грабен породы имеют мощность свыше 2000 м; пласты их падают на северо-восток. В этом направлении обнажаются все более молодые члены стратиграфического разреза, от базальной лопатинской свиты до карбонатов нижнего кембрия. Выдержанное северо-восточное падение пластов осложнено разломами и флексурными перегибами (незначительные размеры последних в большинстве случаев не позволяют изобразить их на разрезах). По-видимому, крупный разрыв, закартиро-

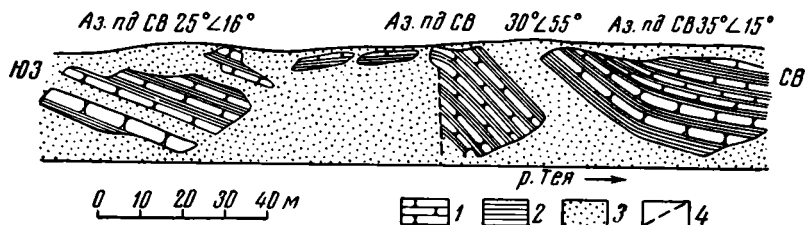


Рис. 4. Флексурный перегиб в породах флишоидной пачки чивидинской свиты:

1 — серые известковистые песчаники; 2 — мелкое переслаивание песчаников, алевролитов и глинистых сланцев; 3 — осыпь; 4 — зона предполагаемого разрыва

ванный геологами Красноярского управления, пересекает р. Тею южнее одноименного поселка (рис. 1). Он отделяет северную часть Тейского грабена от его поднятого южного края, вдоль которого распространены красноцветы лопатинской свиты, а также известняковая, сланцево-песчаниковая и пестроцветная аргиллитовая пачки чивидинской свиты (рис. 3, пачки 3—6, колонка 3). Другой разлом северо-западного простираения проходит в середине грабена. Он отделяет породы чивидинской свиты от лебяжинских доломитов и пересекается р. Теей близ устья ручья Ледяного.

Крутая флексура во флишоидной пачке, состоящей из переслаивания известковистых песчаников, алевролитов и аргиллитов верхов чивидинской свиты, хорошо видна в борту долины р. Теи напротив Тейской электростанции (рис. 4). Вероятно, она также является поверхностным выражением разрыва. Разломы ограничивают узкую полосу красноцветных гравелитов, песчаников и глинистых сланцев лопатинской (?) свиты, протягивающуюся по северной границе грабена, вдоль выступа рифейских филлитов.

Все перечисленные разломы параллельны северо-западному простираению структур кряжа и являются согласными. Однако стратиграфические границы выделенных свит как в Тейском грабене, так и в других перечисленных ниже структурах зачастую не совпадают с общим простираением тасеевских пород и пересекаются разломами. Ограниченные разрывами участки описанного геологического разреза Тейского грабена несколько отличаются между собой величинами углов и азимутами падения пород в их пределах. Это видно уже при рассмотрении геологического разреза (рис. 2, разрез 3) и зарисовки флексуры (рис. 4). Вероятно, простираения таких пограничных разрывов и движения по ним в основном и определили величины углов наклона и направления падения пластов в пределах расположенных между разрывами участков моноклинали. Поэтому естественно объяснять отмеченные различия в элементах залегания разной амплитудой подвижек по разломам и тем, что сами разломы не строго параллельны друг другу в пространстве.

Лежащий севернее участок распространения пород тасеевской серии имеет синклинальное строение и достигает ширины 8 км вкост прости- рания (рис. 2, разрез 4). Эта структура известна под названием «Ной- бинская грабен-синклиналь» (Семихатов, 1962). По сравнению с Тейским грабеном она построена сложнее и хуже обнажена.

В пересечении Нойбинской синклинали р. Теей на поверхность выхо- дят главным образом отложения чивидинской свиты, хорошо сопостав- ляющиеся с аналогичными породами Тейского грабена. Границами син- клинали также служат рифейские выступы. По материалам геологов Красноярского управления В. Н. Кристина и А. Б. Хисамутдинова можно судить о строении Нойбинской синклинали в плане. На ее юго-восточном окончании рифейское основание быстро погружается под тасеевские отложения по серии кулисообразно расположенных сколов. В северо-за- падном направлении происходит дальнейшее более постепенное погру- жение, что фиксируется на поверхности появлением все более молодых образований, до пород немчанской свиты включительно. Контакт тасе- евских и рифейских пород на юге не обнажен. Севернее, в отложениях сероцветной кварцито-аргиллитовой и пестроцветной сланцевой пачек чивидинской свиты (пачки 5 и 6) на расстоянии 1 км вниз по реке углы падения пластов возрастают от 10—15° до 50—60°. В северном конце этого участка пестроцветные глинистые сланцы сильно перемяты, ви- димо, вблизи разлома. Центральная часть синклинали сложена поро- дами флишовой пачки чивидинской свиты, которые, вероятно, обра- зуют простую складку с пологим (10—20°) южным и крутым (50—55°) северным крыльями. Северо-восточное крыло Нойбинской синклинали интенсивно радроблено разрывами. Пласты пород в зонах разрывов, имеющих ширину в несколько десятков метров, сильно перемяты, постав- лены на голову, иногда разорваны. В промежутках между разрывами залегание относительно пологое.

Севернее, после небольшого задернованного участка, в основании тасеевского комплекса обнажаются лопатинские обломочные красно- цветы, трансгрессивно залегающие на рифейских породах. По данным А. Я. Курилина и С. Д. Хорунова, лопатинские красноцветы, с размы- вом перекрывающие рифей и окремненные известняки низов чивидинской свиты вскрыты шурфами также в верховьях р. Большая Лада.

В ядре Нойбинской структуры на протяжении около 3 км осыпи сло- жены исключительно породами флишовой пачки чивидинской свиты. Это позволяет предположить выдержанное пологое залегание пород в центральной части синклинали и отнести всю структуру к складкам ко- робчатого типа.

Рассмотрим залегание тасеевских пород на участке у пос. Суворов- ского (рис. 5 и разрез 5 на рис. 2). Роль глыбовых перемещений по сбросам видна на этом участке очень отчетливо. На юге рифейский выступ отделен крупным сбросом от полосы распространения отложений фли- шовой пачки чивидинской свиты. В обнажениях по р. Тее сразу выше устья р. Енашино зона сброса выражена раздробленными рифейскими и тасеевскими породами, сильно перемятыми и прорванными кварце- выми жилами. Ширина зоны более 300 м. Ниже по р. Тее, в непосред- ственной близости от разлома, пласты флишовой пачки стоят почти на голо- вах; затем они быстро выполаживаются, образуя крутой коленообраз- ный изгиб. Севернее этого сброса флишовой пачки чивидинской свиты полого погружаются в северо-западном направлении под немчанские отложе- ния. В современном эрозионном срезе сбросовой характер подвижки по разлому выражен также разрывом границ подстил немчанской свиты.

Другой сброс разграничивает участок преимущественного распрост- ранения флишовой пачки чивидинской свиты и терригенно-карбонат- ных существенно красноцветных пород немчанской свиты, разделяя по- лосу тасеевских пород на две примерно равные половины, из которых

южная относительно поднята. В обрыве по левобережью р. Теи у пос. Суворовского (рис. 6) признаками зоны сброса являются брекчированные песчано-глинистые красноцветные породы, содержащие мелкие обломки

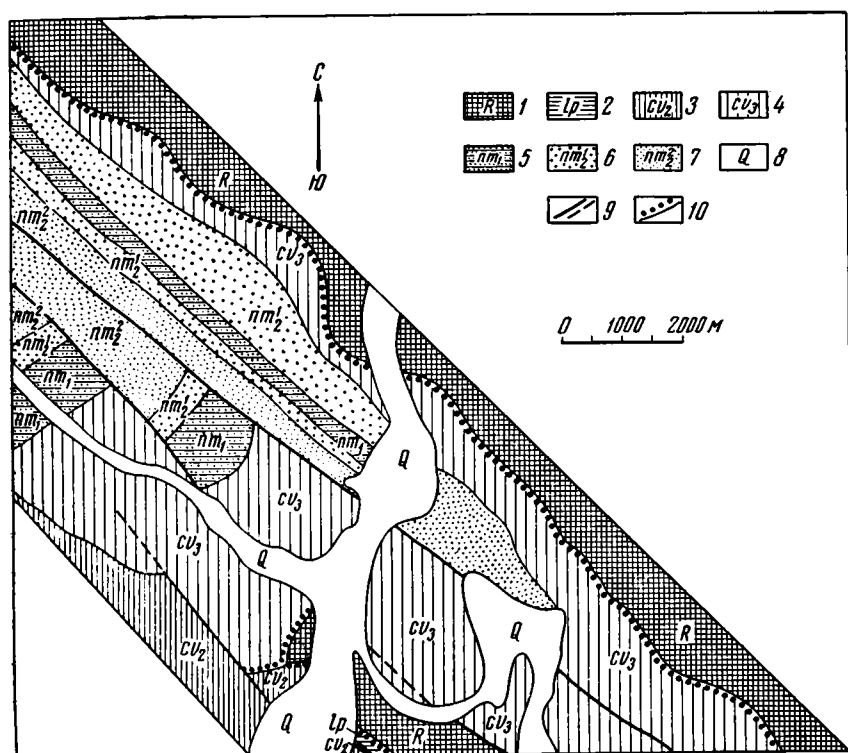


Рис. 5. Схематическая геологическая карта окрестностей пос. Суворовского (по А. Я. Курилину и С. Д. Хорунову):

1 — рифей (филлитизированные слюдистые сланцы и кварциты); 2 — допагинская свита (красноцветные обломочные породы); 3 — средняя подсвита чивидинской свиты (песчаники, алевролиты, аргиллиты); 4 — верхняя подсвита чивидинской свиты (карбонатные песчаники, алевролиты, аргиллиты); 5 — нижняя подсвита немчанской свиты (красноцветные, песчаники, конгломераты, алевролиты, глинистые сланцы); 6 — средняя подсвита немчанской свиты (доломитизированные известняки); 7 — средняя подсвита немчанской свиты (песчаники и алевролиты); 8 — четвертичный аллювий; 9 — разломы; 10 — базальные конгломераты

серых известковистых песчаников. Видимая ширина выхода брекчированных пород 15—20 м.

Вверх по реке, вблизи от сброса, флишоиды верхней части чивидинской свиты круто падают в его сторону. При дальнейшем продвижении

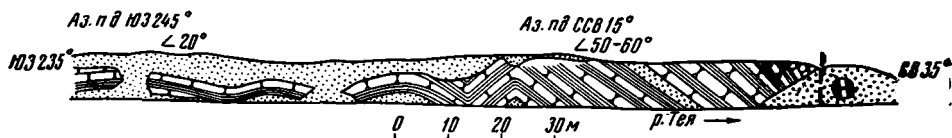


Рис. 6. Залегание пород флишоидной пачки чивидинской свиты вблизи разлома напротив пос. Суворовский. Условные обозначения см. рис. 4

в этом направлении образованные ими складки быстро выполаживаются, а их запад-северо-западное простирание, близкое к простиранию сброса, меняется на юго-западное. Вероятно, при движениях по сбросу возникали дополнительные тангенциальные напряжения, создавшие эти локальные складки.

В северной части рассматриваемой полосы тасеевских пород на поверхности вновь обнажаются флишоиды чивдинской свиты. Они трансгрессивно, с маломощными базальными конгломератами в основании залегают на филлитовидных слюдистых сланцах сухопитской серии рифея.

Узкий протяженный грабен, пересеченный широтным отрезком р. Теи, заполнен красноцветными песчаниками немчанской свиты (рис. 2, разрез 6). Пласты песчаников имеют выдержанное падение на СВ $40-50^\circ$ под углами $35-45^\circ$. Наклон их несколько увеличивается в восточной части грабена.

По правобережью р. Теи выше устья ручья Глубокого тасеевские пестроцветные отложения (по-видимому, низы немчанской свиты, или «подъемская толща» Р. Б. Карпинского) сохранились в небольшом одностороннем грабене, пересеченном р. Теей на расстоянии 800 м (рис. 2, разрез 7). Мощность тасеевских пород здесь 150—200 м. Южная часть грабена поднята над уровнем реки; соотношения тасеевских и рифейских образований, а также внутренняя структура грабена прекрасно видны в высоких береговых обрывах. В основании осадочной толщи на неровной, размытой поверхности рифейских пород залегают конгломераты (мощность 1,5—2,0 м) и крупнозернистые песчаники, вверх по разрезу постепенно переходящие в более мелкообломочные и карбонатные отложения. Пласты этих пород образуют выдержанную моноклиаль с азимутом падения СВ $30-35^\circ$ под углами $20-25^\circ$ (до 30° у северного края грабена). Ограничивающая грабен с северо-востока зона разлома видна в обнажении сразу ниже ручья Глубокого, по левому берегу р. Теи. Здесь светлосерые песчанистые известняки верхней части разреза грабена вплотную примыкают к рифейским филлитизированным сланцам. В обрыве высотой около 10 м вертикальный контакт между ними проходит по расщелине и закрыт осыпью шириной 1—2 м. Как известняки, так и рифейские породы сильно трещиноваты, бесструктурны. В шлифах известняки неравномерно перекристаллизованы, брекчированы. Отчетливая плитчатость в рифейских филлитах появляется лишь ниже по реке, в 100 м от описанного тектонического контакта.

Далее к северу, на участке большой петли р. Теи происходит крутое ступенчатое погружение древних свит в направлении к Сибирской платформе. Этой ступени соответствует разлом, протягивающийся в верховья р. Оллончимо (рис. 1). Вероятно, он входит в систему разломов Ишимбинской шовной зоны (Семихатов, 1962). Северо-восточнее этой линии широко распространена лебяжинская карбонатная свита. Тея пересекает поосу этих полого залегающих нижнекембрийских карбонатов вкрест простирания на протяжении 20 км, до устья ручья Большого Парного. К северо-востоку от этого ручья карбонаты лебяжинской свиты так же круто погружаются под пестроцветные отложения эвенкийской свиты. Границы структурных ступеней, подчеркнутые резкими уменьшениями высот современного рельефа восточного склона кряжа, соответствуют зонам крупных разломов. Разрывы северо-западного простирания проходят также в центральной части полосы нижнекембрийских пород и пересекаются р. Теей у устьев рек Иочимо и Оллончимо. Перечисленным четырем приразломным зонам соответствуют наиболее хорошие береговые обнажения в низовьях Теи.

По правому берегу Теи, в 2,0—3,0 км выше о. Талого, темные слоистые филлиты и алевролиты сухопитской серии рифея моноклиально падают на северо—северо-восток в среднем под углом 30° (рис. 2, разрез 8). Вниз по реке углы падения филлитов увеличиваются до 40° (азимут падения ССВ 15°). В центральной части обнажения на рифейские породы налегают базальные слои тасеевской серии. Контакт между рифеем и тасеевскими породами скрыт осыпью шириной 5—10 м, состоящей из обломков красноцветных песчаников, глинистых сланцев и конгломератов с плохо окатанной галькой из красноцветов и филлитов.

Севернее осыпи пласты базальных красноцветов, доломитов и пород песчаниково-сланцевой пачки чивидинской свиты на расстоянии около 250 м вкост простирания падают на ССВ 10—20° под углами 70—80°. Ниже по реке, в береговом обрыве, среди протяженной осыпи прослеживаются редкие выходы красноцветных алевролитов и песчаников немчанской свиты, падающих в том же направлении, но под более пологими углами. Эта же полоса немчанских красноцветов хорошо обнажена в петле р. Теи ниже устья ручья Подъем, где они на протяжении 1,5 км падают на северо-восток под углами 30—40°. У южной оконечности о. Талого описанные красноцветы немчанской свиты по разлому граничат с нижнекембрийскими доломитами. Пласты последних вблизи от разрыва на участке протяженностью более 300 м вниз по реке стоят вертикально, с простиранием СЗ 310°.

Таким образом, между рифейским, вендским и нижнекембрийским комплексами выше о. Талого азимутальные несогласия, во всяком случае резкие, отсутствуют; залегание их значительно отличается лишь по углам падения, скачкообразно изменяющимся у разрывов.

Ниже о. Талого пласты нижнекембрийских доломитов и известняков образуют пологую синклинальную структуру, напоминающую в пересечении по р. Тее плоское широкое (5—6 км) корыто с крутыми бортами. Юго-западный борт образован стаящими на головах пластами доломитов у о. Талого, северо-восточный — дислоцированными породами в районе устья р. Иочимо (рис. 2, разрез 8). В центральной части этой структуры, к западу от ручья Куропатка, распространены весьма полого залегающие пестроцветные отложения эвенкийской (?) свиты верхнего кембрия. Пласты нижнекембрийских доломитов, образующих дно описываемой корытообразной синклинали, также залегают полого, с углами падения от нуля до 5—8°. Характерна невыдержанность азимутов падения пластов при преобладании северных и северо-восточных направлений.

Строение северного борта синклинальной структуры видно в обнажениях по р. Тее ниже устья р. Иочимо на расстоянии 1,2 км вкост простирания. Крутые падения пластов нижнекембрийских доломитов и известняков на юго-запад осложнены здесь мелким, шириной около 100 м, грабеном. В нем уцелели полого залегающие пестроцветы эвенкийской (?) свиты, аналогичные развитым в центре синклинали, к западу от ручья Куропатка. К юго-западу от этого грабена светлые доломиты падают на ЮЗ 210° под углами 70—75°. В северо-восточном направлении, ниже по стратиграфическому разрезу, углы падения пластов уменьшаются до 35° при сохранении азимута падения. Здесь, в 2,5 км ниже устья р. Иочимо, в серых известняках В. Н. Григорьевым найдены трилобиты *Bulaiaspis prima* Legt., характерные для ленского яруса (Григорьев, Репина, 1956).

Следствием разрывов и глыбовых подвижек, вероятно, являются дислокации в районе устья р. Оллончимо (рис. 2, разрез 9). Нижнекембрийские карбонатные породы образуют на этом участке сложное поднятие с узким угловатым сводом. Строение поднятия (главным образом его юго-западного крыла) видно в обнажениях по берегам р. Теи на протяжении 2,5 км вкост простирания. Юго-западное крыло поднятия прорвано двумя крупными дайками траппов пермского — триасового возраста. Общее падение пород на ЮЗ 220—240° осложнено здесь флексурными перегибами (углы до 60°) и пологой волнистостью. Преобладающие углы падения пластов доломитов на этом крыле при продвижении от траппов к своду поднятия уменьшаются от 35—40° до 10°. На северо-восточном более пологом крыле описываемого поднятия пласты образуют резкую флексуру с обратными падениями (азимут падения ЮЗ 215°, угол 70°).

Ниже дислокаций у р. Оллончимо пологое залегание доломитов проявляется в отдельных обнажениях по р. Тее на 4—5 км вкост прости-

рания. В километре выше устья ручья Большого Парного пологие залегающие сменяются резким флексурным перегибом с углами падения 40—60° на СВ 30° (рис. 2, разрез 9). По-видимому, эта флексура — поверхностное выражение крупного сброса, отчетливо проявившегося в современном рельефе. Этот сброс является юго-западной границей обширного поля условно вехнекембрийских (эвенкийская свита) пестроцветов, залегающих очень полого и весьма плохо обнаженных.

Представление о тектоническом строении пород тасеевской серии, залегающих на рифейских метаморфических образованиях в присводовой части антиклинория хребта Карпинского, можно получить, анализируя морфологию Уволжской структуры. В пересечении по р. Уволге она представляет собой синклинали шириной 5,5 км (рис. 2, разрез 2). Основание разреза юго-западного крыла синклинали видно в приустьевой части р. Нароты (левый приток Уволги). Здесь на слюдистых гранито-гнейсах и кварцитах нижнего рифея с размывом залегают конгломераты и песчаники лопатинской свиты мощностью 5—10 м. Состав обломков в них целиком определяется составом подстилающих кристаллических пород. По северо-восточной периферии синклинали базальная пачка осадочного разреза образована красноцветными песчаниками, гравелитами и конгломератами лопатинской (?) свиты. Галька представлена рифейскими породами и красноцветами. Мощность базальной пачки по р. Уволге — 150—200 м. Однако наличие базальных конгломератов отнюдь не исключает возможности крупного разрывного нарушения по контакту рифея и тасеевской серии. Об этом свидетельствуют материалы статьи Ф. П. Кренделева и А. Д. Ножкина (1961) и наши наблюдения в приконтактной зоне. Ф. П. Кренделев и А. Д. Ножкин отмечают интенсивные постседиментационные гидротермальные и метасоматические процессы вблизи контакта, выраженные образованием плотных розоватых микрокристаллических тел кварц-полевошпатового состава, окруженных ореолами вторичного окварцевания. Характерно появление среди красноцветов участков осветленных серых и зеленовато-серых пород, возникших при выносе окислов железа. Такая повышенная проницаемость зоны контакта, вероятно, свидетельствует о существовании здесь дизъюнктивных нарушений. О том же говорят и мелкие разрывы вблизи контакта. К сожалению, плохая обнаженность этой зоны по Уволге не позволила сделать полноценные наблюдения. Северо-западнее по простиранию контакта крупный протяженный разлом между тасеевскими породами и рифеем закартирован Е. В. Покровским.

Одной из отличительных черт внутренней структуры Уволжской синклинали являются более крутые углы падения на ее крыльях по сравнению с рассмотренными выше структурами. В центральной части синклинали и на ее северном крыле они составляют 40—60°. Другая характерная черта — резкая разница в видимых мощностях осадочного разреза тасеевской серии на юго-западном (более 2200 м) и северо-восточном (1250 м) крыльях синклинали. Возможно, что эта разница связана не столько с особенностями накопления древнего осадочного комплекса, сколько с последующими блоковыми поднятиями, приведшими к размыву части осадочной толщи. Постседиментационные движения по разломам, по-видимому, в значительной мере определили всю современную форму Уволжской структуры, обусловив резкие локальные морфологические различия отдельных ее участков. Например, в 15 км к юго-востоку от р. Уволги, в пересечении по р. Тее эта структура уже не является синклинальной (рис. 2, разрез 1).

ВЫВОДЫ

В пределах приплатформенного крыла антиклинория хребта Карпинского на рифейском (в основном среднерифейском) метаморфизованном комплексе трансгрессивно залегают породы тасеевской серии. По р. Тее

в направлении от свода антиклинория к древней Сибирской платформе наблюдается общее ступенчатое погружение структур крыла антиклинория к северо-востоку и появление на поверхности все более молодых свит осадочного разреза (лопатинская — немчанская свиты — лебяжинская свита — эвенкийская свита). Породы тасеевской серии в большинстве случаев также моноклинально падают на северо-восток. Протяженные выступы рифея и частные структуры тасеевских пород осложняют строение крыла антиклинория. В северо-восточном направлении несколько уменьшается интенсивность тектонических дислокаций древнего осадочного комплекса.

Из приведенного описания структурных форм, образованных породами тасеевской серии на восточном крыле антиклинория хребта Карпинского, ясно видно, что участки пологого залегания чередуются здесь с зонами более сильных нарушений вблизи разрывов. Подчеркнем отсутствие нормальной линейной складчатости (чередование сопряженных антиклиналей и синклиналей) в породах тасеевской серии на этой территории. Широкое развитие имеют простые моноклинали. Нет сколько-нибудь значительных надвигов и сдвигов, большинство разломов представлено сбросами. В зонах интенсивных дислокаций вблизи разломов основными структурными элементами являются крутые волнистые моноклинали, флексуры и мелкие приразломные складки.

Описанные формы тектонических структур распространены не только в бассейне р. Теи. Они характерны для всей приплатформенной зоны Енисейского кряжа, в чем убеждают нас знакомство с литературой и собственные наблюдения (Клитин и др., 1963). Обширные участки моноклинального строения, разделенные разрывами, были отмечены еще Я. Д. Шенкманом для северо-западной периферии сплошного поля тасеевских пород, вдоль р. Чапы. Об этом же свидетельствует геологический разрез вдоль Чапы, составленный по материалам М. А. Семихатова (рис. 2, разрез 10).

Все перечисленные факты говорят об отсутствии сколько-нибудь значительного тангенциального сжатия и явном преобладании вертикальных блоковых перемещений при формировании описанных структурных форм.

Литература

- Волобуев М. И., Зыков С. И., Мусатов Д. И., Ступникова Н. И. Стратиграфия и магматические комплексы Енисейского кряжа по геологическим и радиологическим данным. В кн. «Геология юго-западного обрамления Сибирской платформы». Недра, 1964.
- Гаррис М. А. и др. Геохронологическая шкала верхнего протерозоя (рифей и венд). В кн. «Абсолютный возраст геологических формаций». Межд. геол. конгр., XXII сессия. Докл. сов. геологов. М., 1964.
- Григорьев В. Н., Репина Л. Н. Стратиграфия кембрийских отложений западной окраины Сибирской платформы. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 7, 1956.
- Казаков Г. А. и Тугаринов А. И. Абсолютный возраст верхнего докембрия. В кн. «Стратиграфия СССР. Верхний докембрий». М., 1963.
- Кириченко Г. И. Тектоника Енисейского кряжа. В кн. «Тектоника Сибири», т. II, Новосибирск, 1963.
- Клитин К. А., Палей И. П., Постельников Е. С. Особенности морфологии структур восточной окраины Енисейского кряжа. Докл. АН СССР, т. 152, № 5, 1963.
- Кренделев Ф. П., Ножкин А. Д. О послекембрийском магматизме в Енисейском кряже. Геология и геофизика, № 9, 1961.
- Малич Н. С. Геологическое строение северо-восточной части Енисейского кряжа (бассейн р. Теи). Мат. по геол. Вост. Сибири. Тр. ВСЕГЕИ. Нов. серия, т. 66, 1961.
- Решение Совещания по стратиграфии отложений верхнего докембрия Сибири и Дальнего Востока, Новосибирск, 1962.
- Семихатов М. А. Стратиграфия и геологическая история нижнего кембрия северной части Енисейского кряжа. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 7, 1959.
- Семихатов М. А. Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 68, 1962.

УДК 551.24(575.4)

Д. А. ТУГОЛЕСОВ

ТЕКТОНИКА ЮЖНО-ТУРКМЕНСКОЙ ВПАДИНЫ¹

Южно-Туркменская впадина, выполненная мощной толщей отложений от юрского до четвертичного возраста, ограничена с севера и юга областями сокращенных или нулевых мощностей этих пород. Она построена несимметрично: северное крыло ее очень пологое, южное — более крутое и осложнено складками, надвинутым в направлении к оси впадины. Граница между платформой и геосинклинальной областью до сих пор проводилась внутри этой единой структуры, по внешнему краю зоны складок ее южного крыла. Новые факты заставляют пересмотреть это представление и переоценить роль складчатости в структуре области.

Под Южно-Туркменской впадиной (Туголесов, 1960) здесь понимается обширная область прогибания в мезозое и кайнозое, занимающая почти половину территории Туркмении и прилежащую часть Северо-Восточного Ирана. В настоящее время достаточно отчетливо вырисовываются ее северное и южное ограничения.

На севере в результате многочисленных съемочных, буровых и геологических работ последних 10—15 лет установлено неглубокое залегание кровли палеозойских пород на Красноводском п-ове, в Туаркыре и Заунгузье. Соответственно мезозойские и кайнозойские осадки отличаются здесь малой мощностью и отсутствием многих горизонтов. Отсюда в направлении на юг мощность их непрерывно возрастает и разрез становится все более полным, причем это нарастание прослеживается вплоть до подножий Копет-Дага. Большие мощности меловых и палеогеновых пород, слагающих Копет-Даг, известны давно (а в Большом Балхане вскрыты также огромной мощности юрские отложения).

К югу от Копет-Дага, в восточной части Эльбурса и в хребтах Кухе-Алладаг и Кухе-Биналуд, на больших площадях обнажаются палеозойские породы. Они перекрываются относительно маломощными юрскими отложениями, причем иногда нижняя и средняя юра полностью выклинивается и на палеозой налегают непосредственно карбонатные породы верхней юры. Этими выходами палеозоя и резко сокращенной мощностью мезозойских осадков определяется южное ограничение Южно-Туркменской впадины.

На западе эта широкая впадина погружается в пределы Южно-Каспийской морской котловины, а на востоке не очень отчетливо отделяется от лежащей восточнее, по-видимому, столь же глубокой впадины валообразным перегибом, вытянутым вдоль течения р. Мургаб.

Вся эта территория по традиционно установившимся воззрениям разделяется на резко различные тектонические области. Копет-Даг и Закаспийскую впадину относят к альпийской геосинклинальной области (альпийской складчатости), Низменные Каракумы — к краевому ее прогибу, а северные их части — к эпипалеозойской платформе. Такое отчетливое расчленение было допустимым 10—12 лет назад, когда геологическое строение равнинной Туркмении было известно весьма приблизительно.

¹ Объединение Копет-Дага и Низменных Каракумов в единую Южно-Туркменскую впадину, не является общепринятым. — *Ред.*

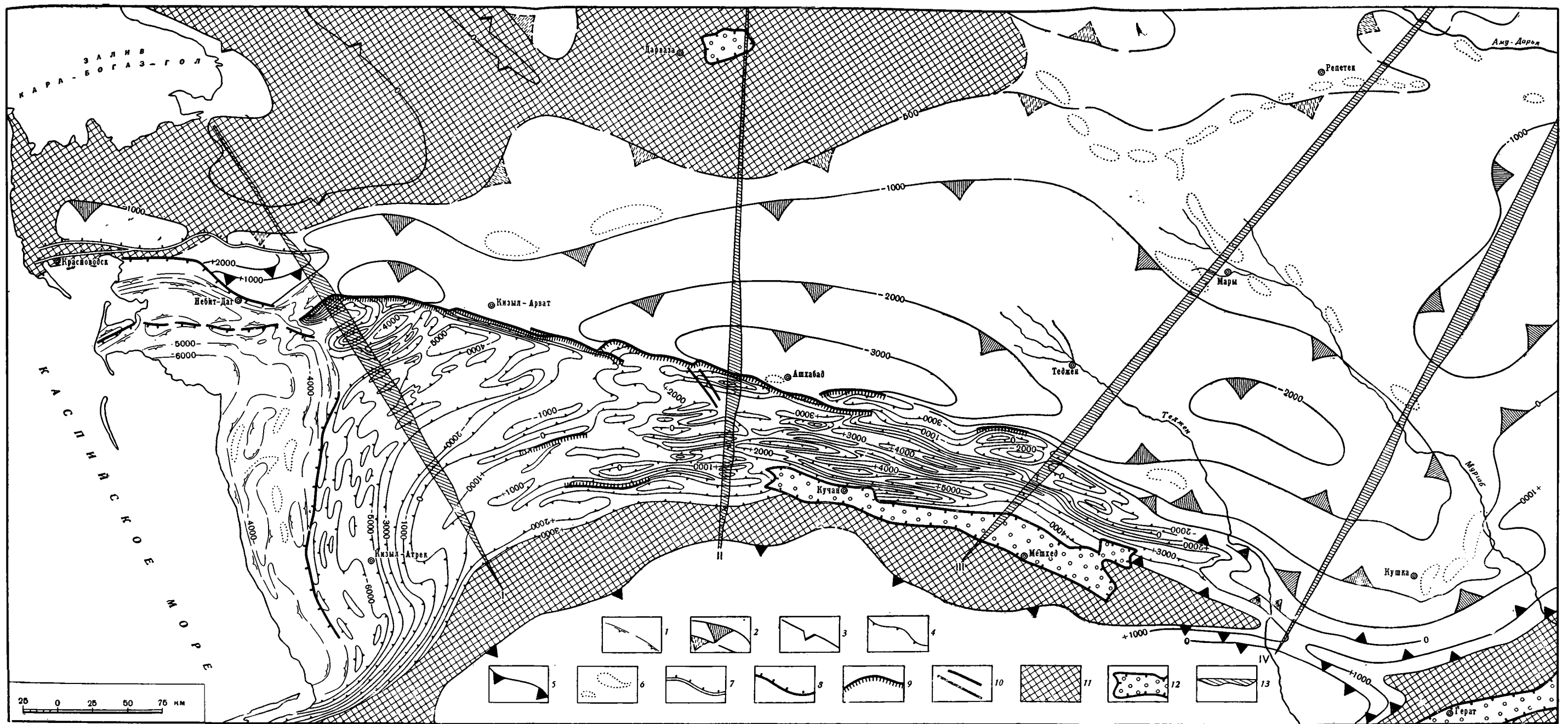


Рис. 1. Тектоническая карта Южно-Туркменской впадины

1—5 — изолинии, проведенные через 1000 м: 1 — по подошве плиоцена; 2 — по кровле меловых отложений (пунктиром — дополнительная изолиния — 500 м); 3 — по кровле туронского яруса верхнего мела; 4 — по кровле барремского яруса нижнего мела; 5 — по кровле юрских отложений; 6 — купола и брахиантиклинали, не вырисовывающиеся изолиниями принятого сечения; 7 — флексуры (бергштрихи направлены в сторону опущенного крыла); 8 — сбросы (бергштрихи направлены в сторону опущенного крыла); 9 — надвиги (штрихи указывают направление падения надвиговой поверхности); 10 — наиболее крупные сдвиги; 11 — борта впадины — области сокращенных и нулевых мощностей юрских, меловых и третичных отложений; 12 — неогеновые грабены, осложняющие борта впадины; 13 — линии профилей (см. рис. 2) с отложенными на них в масштабе карты мощностями осадочных пород от подошвы юрских отложений до земной поверхности

Результаты разнообразных исследований, проведенных в последнее десятилетие, заставляют считать это разделение весьма условным. Сейчас граница между платформой и альпийской складчатой областью проводится здесь все с большим трудом.

Рассмотрим подробнее относящиеся к этому вопросу данные.

1

В районе Красноводска, на п-овах Шах-Адам и Уфра известны выходы порфиритов, гранитов и других магматических пород, палеозойский возраст которых и по абсолютному возрасту, и по структурному их положению в настоящее время не вызывает сомнений (Худобина, 1961). Скважины, пробуренные в последние годы вблизи южного берега залива Кара-Богаз-Гол, вскрыли под меловыми отложениями на глубинах около 1000 м граниты, сходные по составу и абсолютному возрасту с красноводскими.

Граниты и порфириты, обнажающиеся в западной части Большого Балхана, также достаточно точно сопоставляются с красноводскими (Худобина, 1961). Эти выходы палеозойских магматических пород намечают собой верхнее колено флексуообразного края глубокой юрской впадины, мощное осадочное выполнение которой обнажается лишь в горстообразной структуре Большого Балхана, а на остальной площади впадины (за исключением ее южного края) перекрыто более молодыми осадками.

Таким образом, в пределах Красноводского п-ова кровля палеозойских пород залегает неглубоко от земной поверхности (на глубинах 1—1,5 км), несколько опускаясь в наложенных прогибах, вроде Красноводской впадины, и поднимаясь к самой поверхности у флексуообразного перегиба к югу, намечающего здесь северный борт Южно-Туркменской впадины (рис. 1 и рис. 2, профиль I). Погружение кровли палеозоя на юг приблизительно от линии Красноводск — Огланлы происходит быстро, и впадина сразу становится глубокой. Об этом можно судить по огромной мощности юрских отложений в Большом Балхане, по значительной и нарастающей к югу мощности нижнемеловых, неокомских отложений, наконец, по большим и быстро растущим в направлении на юг мощностям плиоценовых и четвертичных осадков.

К северу от этой линии относительно маломощные и плоско лежащие юрские, меловые и палеогеновые слои перекрывают неглубоко залегающую кровлю палеозоя. Восточнее, в пределах Туаркыра, мощность юрских отложений возрастает, оцениваясь величиной 800—1000 м (Геология СССР, 1957), но кровля палеозоя и здесь лежит на небольшой глубине, так как ни меловых, ни палеогеновых пород в Туаркыре нет. Юрские отложения, слагающие ядро Туаркырской коробчатой антиклинали, залегают в ней очень спокойно, образуя плоский широкий свод этой антиклинали (Туголесов, 1960, стр. 143, рис. 4). Таким образом, здесь вырисовывается обширная и в общем простая сводообразная структура, которой вполне подходит предложенное ранее название Карабогазской (менее удачно — Туаркырской) антеклизы (Кузнецов, и др., 1963; Туголесов, 1960).

Далее на восток, в пределах Заунгузского плато, располагается вторая обширная область малых мощностей мезозойско-кайнозойских отложений. Здесь крайне невелики мощности неогена и палеогена, лежащие в пределах 100—150 м, заметно уменьшена мощность мела (1000—1200 м) и очень мала мощность юрских отложений (не более 300 м). Соответственно кровля палеозойских пород залегает неглубоко. Многочисленные скважины в районе Дарвазы и Серного Завода на глубинах около 1,5 км вскрыли граниты палеозойского возраста. На них местами залегают маломощные грубые пестроцветные конгломераты, предположительно пермотриасового возраста (Тектоника и нефтегазоносность...,

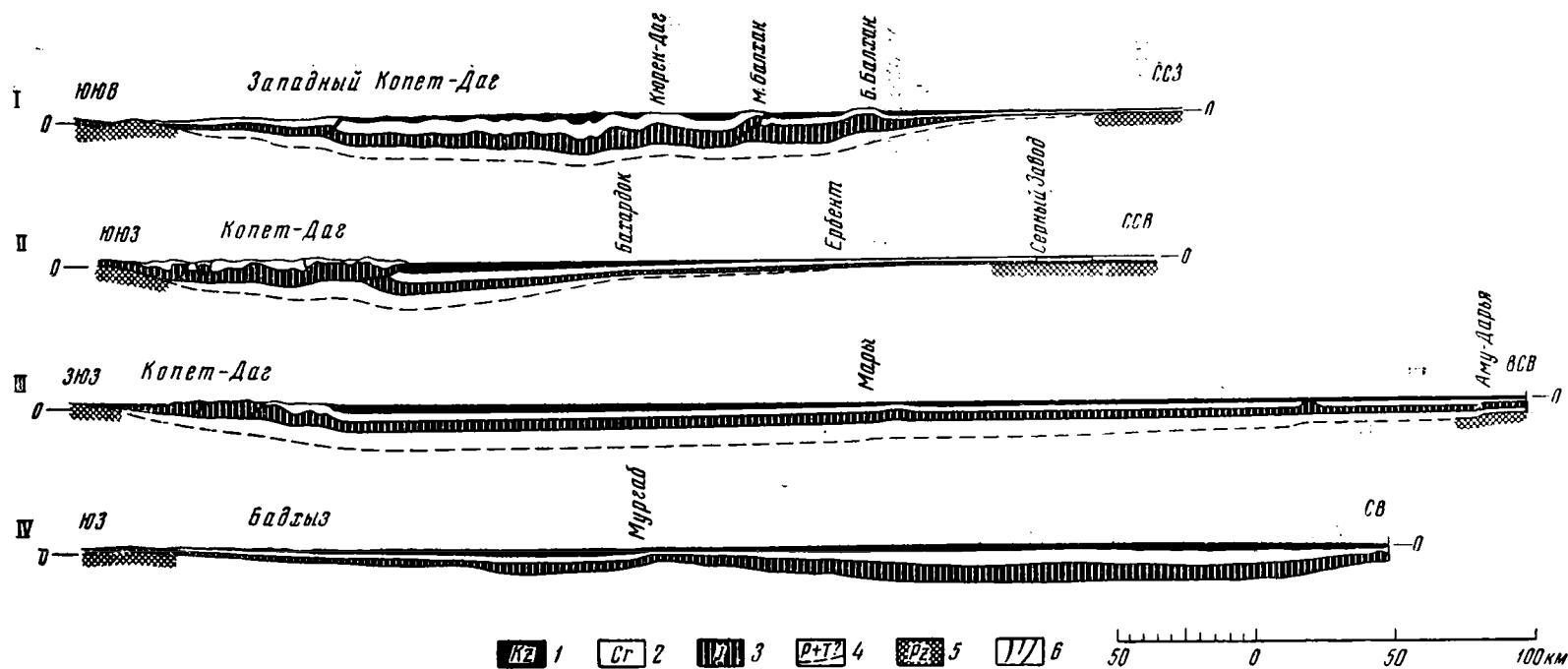


Рис. 2. Геологические профили через Южно-Туркменскую впадину (вертикальный и горизонтальный масштабы одинаковы)
 1 — кайнозойские отложения; 2 — меловые отложения; 3 — юрские отложения; 4 — предполагаемая нижняя граница пермотриасовых толщ; 5 — палеозойские (допермские) отложения; 6 — линии надвигов и сбросов

1963). Эта область, наиболее известная в литературе под именем Центрально-Каракумского свода, отделяется от Карабогазской антеклизы Верхнеузбойским и Учтаганским прогибами, по характеру своему, вероятно, подобными Порсекупской и Красноводской впадинам, осложнившим свод Карабогазской антеклизы, но не изменившим ее существа. Кровля палеозоя на всей этой площади лежит относительно неглубоко и ровно, как можно судить по редким сейсмическим профилям (Вольковский и др., 1961). Таким образом, вся эта область, от залива Кара-Богаз-Гол на западе до середины Заунгузского плато на востоке, оказывается областью малого прогибания в мезозое (во всяком случае, начиная с юры) и кайнозое, т. е. антеклизой. В задачу данной статьи не входит рассмотрение всех особенностей этой тектонической формы, осложняющих ее прогибов, последовательности их образования и соотношения с раздельными их антиклиналеподобными структурами. Здесь важно лишь подчеркнуть, что вся эта область в течение всего времени от начала юры до современности была территорией относительно малого прогибания и, таким образом, представляет собой естественный борт Южно-Туркменской впадины.

От района Дарвазы и Серного Завода в направлении на юг мощность всех горизонтов мезозоя и кайнозоя постепенно нарастает (рис. 1 и рис. 2, профиль II), сначала очень медленно, затем от Ербента наклоны слоев становятся несколько круче; здесь устанавливается слабый флексурообразный перегиб, к которому западнее линии профиля II, в районе Казы и на так называемом Кызыл-Арватском выступе приурочены пологие, но большие по площади купола. Южнее, в районе Бахардока, намечается второй флексурообразный перегиб, и отсюда нарастание мощностей юрских, меловых и кайнозойских пород происходит быстрее (Тектоника и нефтегазоносность..., 1963). В глубине Предкопетдагского прогиба, вблизи северного края Копет-Дага, мощности юрских и меловых отложений, судя по данным сейсморазведки, приближаются к мощностям тех же систем в Копет-Даге.

Таким образом, в отличие от района Большого Балхана, где северный борт Южно-Туркменской впадины представляет собой относительно крутую флексуру и максимальные мощности выполняющих впадину пород располагаются в непосредственной близости от наиболее поднятых участков Карабогазской антеклизы, в рассматриваемом сечении (рис. 2, профиль II) погружение кровли палеозоя и наращивание мощностей мезозойско-кайнозойских отложений идет весьма постепенно.

Очень характерны для северного крыла впадины изменения мощностей и состава отложений неокомского надъяруса нижнего мела. В пределах Карабогазской антеклизы и Центрально-Каракумского свода неомом представлен маломощной толщей преимущественно красноцветных, континентальных пород. В районе Туаркыра к югу и юго-западу они начинают сменяться морскими известняками (Прозоровский и др., 1961), а в Большом Балхане имеют уже мощность, измеряемую сотнями метров, и сложены нацело известняками. В Копет-Даге, как известно (Геология СССР, 1957), мощность морских карбонатных отложений неокома превышает уже километр. В северном же крыле впадины между профилями I и II вплоть до купола Казы распространен еще маломощный континентальный неомом (Семенович, 1962).

Восточные линии профиля II северный борт Южно-Туркменской впадины выражен менее отчетливо. Восточная часть Заунгузского плато и прилегающая площадь Низменных Каракумов остаются, пожалуй, наименее изученной территорией в пределах Туранской равнины. Но из имеющихся данных следует, что вся эта территория погружалась в юрское, меловое и палеогеновое время существенно сильнее, чем выше-рассмотренные Карабогазская и Центрально-Каракумская антеклизы. Здесь к Южно-Туркменской впадине примыкают две другие: с севера

Хорезмская, а с востока очень глубокая (судя по сейсморазведочным данным) Мургабская впадина.

Подробнее характер восточного замыкания Южно-Туркменской впадины и ее соотношение с упомянутыми выше соседними впадинами мы рассмотрим ниже (см. раздел 4), а сейчас отметим лишь, что несмотря на значительную погруженность северо-восточного борта впадины в этом районе, крыло ее намечается и здесь по некоторому перегибу кровли меловых отложений и по общему, хотя и очень пологому погружению всех толщ мезозоя и кайнозоя от г. Мары по направлению к Копет-Дагу (рис. 1 и 2, профиль III).

Таким образом, мы проследили северное, или точнее северо-восточное, крыло Южно-Туркменской впадины на всем протяжении от Красноводска до Мары и установили, что здесь повсеместно наблюдается погружение мезозойско-кайнозойских толщ к югу с одновременным значительным увеличением их мощности. Это погружение и возрастание мощности на западе впадины происходит быстро, по относительно крутому флексуобразному перегибу, а по мере продвижения к востоку становится все более постепенным.

2

Южное крыло Южно-Туркменской впадины определяется, прежде всего, многочисленными выходами палеозойских пород в восточной части Эльбурса и в хребтах Кухе-Алладаг и Кухе-Биналуд (Geological map of Iran, 1957). Палеозойские породы слагают здесь большие площади. Следующее важное обстоятельство, также указывающее на положение борта Южно-Туркменской впадины вдоль перечисленных хребтов,— это налегание верхнеюрских известняков на породы палеозоя с выпадением из разреза угленосных отложений нижней и средней юры (Богданович, 1890; Либрович, 1921). По наблюдениям К. И. Богдановича (1890), в пределах Кухе-Алладага и Кухе-Биналуда нижняя и средняя юра отсутствуют на всем их протяжении. На современной геологической карте Ирана (Geological map of Iran, 1957) область этих хребтов закрашена цветом верхней юры, среди сплошного поля которой выходят отдельные крупные пятна палеозойских отложений. Это можно прочесть лишь как налегание верхнеюрских известняков на палеозой. Таким образом, современная карта подтверждает данные К. И. Богдановича и Л. С. Либровича.

Восточнее, в районе Мешхеда, к северу и востоку от него, на больших пространствах обнажаются ниже- и среднеюрские угленосные толщи, имеющие здесь, по-видимому, большую мощность (Мирошниченко, 1947). Вероятно, они выклиниваются в направлении к Кухе-Биналуду, Кухе-Алладагу и Эльбурсу на всем протяжении от Мешхеда до верховьев Горгана (у южного конца линии профиля I на рис. 1) и поэтому на поверхность не выходят, будучи трансгрессивно перекрыты верхнеюрскими известняками.

К северу от упомянутых хребтов, сложенных на указанном отрезке преимущественно известняками верхней юры и в наиболее поднятых участках палеозойскими породами, расстилается область гор Копет-Дага. Если мы посмотрим на геологическую карту, то увидим, что на значительной площади здесь развиты нижнемеловые отложения. Породы верхнего мела сохранились лишь в отдельных синклиналях, а сплошным чехлом залегают только в Западном Копет-Даге и по северной окраине Восточного Копет-Дага, причем в обоих случаях они перекрыты палеогеновыми толщами. Таким образом, уже из чтения геологической карты можно видеть, что от Эльбурса и Кухе-Биналуда к северному краю Копет-Дага происходит постепенное погружение осадочных толщ.

По всей территории Копет-Дага образующие его породы смяты в линейные складки разной степени интенсивности. На прилагаемой тектонической карте (рис. 1) эти складки со всей возможной для данного масштаба точностью изображены в изолиниях по кровле барремского яруса нижнего мела. Из карты видно, что в Центральном Копет-Даге складки расположены тесно и относительно сжаты, в то время как в Западном Копет-Даге складки расположены более просторно, имеют более пологие крылья, антиклинали отличаются широкими, почти плоскими сводами. Бронированные прочными песчаниками, пачки которых встречаются в породах апта, альба и сеномана, и расположенные на почти одинаковых высотах эти своды создают общий равнинный, столовый ландшафт восточной части Западного Копет-Дага.

Распространение верхнемеловых и палеогеновых пород в Копет-Даге оконтуривается на прилагаемой карте примерно изолинией — 2000 м, а в отдельных синклиналях Центрального Копет-Дага изолинией — 1000 м. Мощность верхнего мела в пределах советской части Копет-Дага, как известно, весьма значительна. Округленно ее можно принять равной 1,5 км. Она несколько уменьшается в направлении с запада на восток, и в наиболее восточных частях Копет-Дага, в Бадхызе, не превышает 1150 м (Калугин и Дмитриев, 1962). Но во всяком случае, вдоль всего северного края Копет-Дага, а в Западном Копет-Даге вплоть до советско-иранской границы мощность верхнего мела велика. В то же время в иранской части Копет-Дага, по данным П. И. Калугина, наблюдаются резко сокращенные его мощности. Так, в синклинальном хребте Сиз-Пянджа-Даг вся мощность отложений верхнего мела не превышает 450 м, хотя здесь представлен полный его разрез от кровли альба до подошвы палеогеновых отложений, увенчивающих хребет. Западнее, в хребте Шелами, прямо на барреме залегают известняки и песчаники верхнего сенона и датского яруса общей мощностью не более 200 м. В основании они содержат пласт конгломерата, состоящего из прекрасно окатанных галек верхнеюрских известняков (по-видимому, результат размыва области хребта Кухе-Алладаг). Верхнемеловые породы хребта Шелами перекрыты также относительно маломощными известняками палеогена.

Таким образом, в направлении к югу верхнемеловые отложения не только подверглись позднему размыву, но и первоначальная мощность их была значительно меньше; наблюдаются также длительные перерывы в осадконакоплении. Эти факты указывают на конседиментационное выклинивание меловых отложений к югу, в направлении Эльбурса и Кухе-Алладага. Подобное уменьшение мощности верхнемеловых отложений к югу наблюдается и в самой восточной части Южно-Туркменской впадины, в верховьях Мургаба в Северном Афганистане (Стратиграфический справочник, 1963; Чепов, 1964).

Упомянутые уже отложения палеогена, сохранившиеся от размыва в хребтах Сиз-Пянджа-Даг и Шелами, а также в некоторых других синклиналях Центрального Копет-Дага, свидетельствуют о том, что и палеоген уменьшается в мощности в южном направлении. Отложения олигоцена в глубине Центрального Копет-Дага вообще отсутствуют, а по его северному краю и в Восточном Копет-Даге они представлены грубообломочными породами континентального облика. Очевидно, что область Копет-Дага в олигоцене прекратила прогибание и началось формирование горной страны. Вероятно, к этому времени относится и начало образования складок, хотя прямые указания на формирование и рост складок имеются только для конца миоцена и плиоценового времени (Калугин, 1956; Геология СССР, 1957).

Таким образом, строение южного крыла Южно-Туркменской впадины вырисовывается достаточно отчетливо: вдоль хребтов Эльбурс Кухе-Алладаг и Кухе-Биналуд и далее на восток устанавливается край впа-

дины, определяемый выходами палеозоя. К северу отсюда постепенно увеличиваются в мощности юрские, меловые, а затем и палеогеновые толщи, многие из которых в южном направлении, наоборот, нацело выклиниваются или сильно сокращаются в мощности. Это увеличение к северу мощностей мезозойских и кайнозойских отложений достигает своего максимума, вероятно, в пределах советской части Копет-Дага; а поскольку, как мы видели, в северном крыле нарастание мощностей от северного борта впадины происходит вплоть до подножий Копет-Дага, то южное крыло оказывается значительно уже, а следовательно, и круче северного.

Можно думать, что отложения перми и триаса также уменьшаются в мощности к южному борту впадины, где они обнажаются лишь кое-где и имеют незначительную толщину. В то же время в пределах Низменных Каракумов сейсморазведочные работы предположительно устанавливают очень большую мощность пермотриасовых пород. Предполагаемое положение подошвы пермотриасовой толщи показано на рис. 2 (профили I—II). Оно делает еще более выразительными очертания впадины, еще более определенным положение ее бортов.

Если двигаться вдоль южного крыла впадины на восток, то в Копет-Даге замечается постепенное уменьшение в этом направлении мощности меловых отложений. То же, по-видимому, происходит и с юрой, так как в северном Афганистане и мел, и юра имеют весьма небольшую мощность, залегая очень спокойно и образуя лишь широкие с плоскими сводами куполообразные складки (Широков, 1962; Стратиграфический справочник, 1963; Чепов, 1964). К северу, в Бадхызе и Карабиле мощность их, судя по сейсморазведочным данным, значительно возрастает. Таким образом, южное крыло впадины очерчивается очень определенно на всем протяжении от Афганистана до Каспийского моря. При этом вполне закономерно располагаются в нем и складки. На востоке, в Афганистане, там, где мощность отложений мала и крыло очень полого, настоящих складок нет; там развиты лишь куполовидные брахиантиклинали, как правило, приуроченные к флексурам, осложняющим моноклинали крыла. По мере увеличения мощности юрских, меловых и палеогеновых пород и соответственно крутизны крыла появляются линейные складки, особенно тесно расположенные, сжатые, веерообразные, опрокинутые и нередко разорванные надвигами в Центральном Копет-Даге, где ширина южного крыла наименьшая, а градиент возрастания мощности, пожалуй, наибольший. Далее к западу складки постепенно «раздвигаются», становятся более редкими, не такими крутыми, более широкими, антиклинали разделяются широкими плоскими мульдами. Простираение их меняется: с северо-западного переходит в широтное и далее в юго-западное, почти параллельное большому сбросу, ограничивающему молодое оседание Закаспийской (Южно-Каспийской) впадины. Но складки юго-западного простираения расположены уже под покровом молодых отложений Закаспийской равнины, установлены сейсморазведочными работами, и подробнее о них будет идти речь в следующем разделе.

3

Очерченная таким образом с севера и юга Южно-Туркменская впадина на запад погружается, сменяясь очень глубокой молодой Южно-Каспийской впадиной. Эта впадина сложена мощнейшими отложениями четвертичной системы и плиоцена; например, скважина на северном окончании о-ва Огурчинский прошла 1200 м четвертичных отложений, более 1500 м апшеронских слоев, до 450 м акчагыла и остановлена в челекенской свите (красноцветной толще) плиоцена, которая на ближайшей к острову антиклинали Челекена, т. е., вероятно, в относительно сокращенном разрезе, достигает мощности 2400 м (Ханов, 1963). Сле-

довательно, общая мощность плиоцена и четвертичных отложений на о-ве Огурчинском не менее 5,5 км, а скорее всего много больше, так как суммарная толщина четвертичных, апшеронских и акчагыльских осадков на Огурчинском больше соответствующей части разреза Челекена в 4,5 раза. Можно думать, что и мощность челекенских отложений, если и не в такой пропорции, то все же возрастает по мере движения от антиклинали во впадину. Если она увеличивается всего в 1,5—2 раза, то и в этом случае подошва плиоцена на о-ве Огурчинском окажется на глубине 7—8 км.

Это предположение согласуется с данными глубинного сейсмического зондирования в Каспийском море (Гальперин и др., 1962). Зондирование показало, что осадочные породы с малой скоростью прохождения сейсмических волн, которые, на мой взгляд, можно в первом приближении сопоставить с плиоценово-четвертичной толщей, прослеживаются до глубин 10—12 км. Нижележащие «уплотненные», по выражению указанных авторов, осадочные породы в глубине прогиба также достигают большой толщины, в наиболее прогнутой части даже много более 10 км. Поскольку поверхность так называемого «гранитного слоя», подстилающего толщу уплотненных осадочных пород, совпадает с поверхностью доюрских магматических пород Красноводского п-ова, можно думать, что «уплотненные осадочные породы» соответствуют мезозойским и палеогеновым (а может быть, и миоценовым) отложениям. Отсюда можно заключить, что область Южно-Каспийской впадины и в мезозое и палеогене испытывала значительное прогибание.

В этом случае она как бы продолжала к западу Южно-Туркменскую впадину и соединяла ее с глубоким юрским прогибом Большого Кавказа. В пользу этого представления говорят и результаты сейсморазведочных работ во впадине Среднего Каспия. Ими, как известно, выявлен резкий и крупный уступ поверхности гранитного слоя, быстро погружающийся к юго-западу от почти нулевых отметок до больших глубин. Этот уступ лежит непосредственно на продолжении той флексуры, которая установлена прямыми наблюдениями в районе Большого Балхана и ограничивает с севера Южно-Туркменскую впадину. Таким образом, наиболее отчетливо выраженный край Южно-Туркменской впадины является таким же краем и для Южно-Каспийской впадины, и для прогиба Большого Кавказа.

Обратимся теперь к ограничениям Южно-Каспийской впадины в пределах Туркмении и прилегающей части Ирана. В Туркмении к Южно-Каспийской впадине относится область Закаспийской равнины. На севере граница ее очень определенно видна уже в современном рельефе — низменная равнина прислоняется к подножью гор Большой Балхан и Куба-Даг. Эти горы представляют собой остатки более крупного по площади горста (Туголесов, 1960), значительная часть которого опущена по сбросам и перекрыта плиоценовыми и четвертичными осадками Закаспийской равнины. По данным бурения и сейсморазведки, в 1—2 км от последних обнажений юрских пород Большого Балхана мощность плиоценово-четвертичных отложений уже превышает километр. Несомненно, что они прислоняются к мезозою по довольно крупному сбросу, который в плане имеет, видимо, дугообразную форму (рис. 1). Южнее устанавливается второй, довольно крутой перегиб поверхности мезозоя, и она быстро погружается до глубины 4—5 км и более. Этот перегиб, возможно, также осложнен сбросами. Он образует южный, внешний край погруженной ступени, которая в части, расположенной к востоку от Небит-Дага, получила в литературе наименование Бала-Ишемской, а на западе занимает территорию бывшего п-ова Дарджа и может быть названа Дарджинской. На этой ступени челекенская свита имеет относительно весьма небольшую мощность и ложится прямо на нижнемеловые породы. Так, скважина на побережье п-ова Дарджа в средней

его части вскрыла породы неокома на глубине всего 800 м (Тектоника и нефтегазоносность..., 1963). Значительное увеличение мощности челекенской свиты начинается лишь ниже перегиба, ограничивающего с юга Дарджинскую ступень. Там же появляются отложения понта, миоцена и палеогена. Таким образом, этот флексурообразный перегиб отделяет более прогнутую и более длительно развивавшуюся впадину от менее прогнутой Дарджинской ступени, являющейся, видимо, частью Большебалханского горста, опущенной по сбросам лишь во второй половине плиоцена.

К югу от Дарджинской ступени при внимательном изучении всех имеющихся материалов можно выделить еще одну ступень, значительно более погруженную, чем Дарджинская, но менее глубокую, чем середина впадины. По южному краю этой ступени, которую для краткости назовем Келькорской (по имени солончака Кель-кор), тянется цепочка относительно высоко поднятых брахиантиклиналей так называемой Прибалханской зоны — Челекенской, Котуртепинской, Барсакельмесской, Небитдагской, Монжуклинской, Кумдагской, к четырем из которых приурочены известные нефтяные месторождения. Эти куполовидные складки разбиты рядом продольных сбросов, по мнению многих авторов объединяющихся в одну зону разломов от Челекена до Кум-Дага (Чемоданов, 1958; Бескровный и др., 1963; Тектоника и нефтегазоносность..., 1963).

В каждом куполе сбросы очень многочисленны и образуют сложную сеть, разбивая свод купола на клинья, различно смещенные друг по отношению к другу, но в целом обычно образующие многоступенчатый грабен, осложняющий свод купола (Чемоданов, 1958). Купола формировались в процессе общего непрерывного прогибания впадины и сами все время погружались, что видно хотя бы из 3—4-километровой толщи слагающих их плиоценовых пород. Их подъем был лишь относительным по отношению к быстрее погружавшимся смежным участкам. Детальные геологические разрезы, опубликованные во многих работах (Бескровный и др., 1963), показывают, что сбросы возникли как результат более интенсивного погружения смежных с куполами мульд. В конечном итоге во всех куполах в результате суммирования смещений по отдельным сбросам более опущенными оказываются южные крылья. Это соответствует расположению куполов на флексурообразном перегибе слоев от Келькорской ступени к значительно более глубокой средней части Южно-Каспийской впадины.

Таким образом, мы видим, что северное крыло Южно-Каспийской впадины в пределах суши образовано тремя сбросовыми или флексурными уступами, по которым ложе впадины ступенчато опускалось одновременно с накоплением мощной толщи молодых пород.

Сходно устроено восточное крыло впадины, изученное гораздо менее подробно, преимущественно сейсморазведочными работами (Геология СССР, 1957; Бескровный и др., 1963). Здесь, приблизительно на меридиане Кызыл-Атрека, довольно быстро погружаются меловые и палеогеновые породы, слагающие западный Колет-Даг. Далее к западу они на широком пространстве перекрыты четвертичными и верхнеплиоценовыми отложениями, имеющими повсеместно довольно выдержанную суммарную мощность около 2 км. Сейсморазведкой в меловых и палеогеновых слоях обнаружены довольно крутые брахиантиклинали, простирющиеся в юго-юго-восточном направлении, параллельно крупному сбросу, который ограничивает с запада эту широкую ступень. Ее удобно назвать Миассерской. Челекенская свита на этой ступени, по-видимому, не отлагалась, так как в Миассерском районе на размытую поверхность миоцена, палеогена и мела ложится непосредственно акчагыл (Бескровный и др., 1963). Складки меловых и палеогеновых пород в весьма ослабленном виде повторяются в верхнеплиоценовых слоях. В первом

приближении Миассерскую ступень можно сопоставить с Дарджинской. На прилагаемой карте она отчетливо выделяется между сгущением изолиний по кровле баррема у Кызыл-Атрека на востоке и сбросовой линией на западе.

К западу от этой сбросовой линии мощность плиоценовых отложений резко увеличивается, появляется челекенская свита и подошва плиоцена погружается до 4—5 км. На этой глубине она располагается вплоть до крупных, вытянутых почти в долготном направлении куполов Кеймир-Окаремской зоны. Таким образом, и здесь наблюдается как бы погруженная ступень, до известной степени подобная Келькорской. Сходство усиливается тем обстоятельством, что по внешнему ее краю, параллельно берегу Каспийского моря, на перегибе к более погруженной средней части впадины располагается цепочка относительно поднятых куполов Камышлджа, Окарем, Кеймир и Адам-Кудук. Любопытно отметить, что, подобно куполам Прибалханской зоны, к большинству из них приурочены нефтяные месторождения.

На территории Ирана ограничения Южно-Каспийской впадины изучены гораздо слабее, чем в Туркмении. Здесь южной границей впадины является высокий хребет Эльбурс. В восточной части он сложен палеозойскими породами, к которым непосредственно прислоняются четвертичные осадки, выполняющие впадину. Здесь можно предполагать быстрое, крутое погружение кровли палеозоя и всех перекрывающих его пород, или существование сбросов большой амплитуды. Западнее, за рамками приложенной карты, северный склон Эльбурса сложен юрскими, меловыми, палеогеновыми и миоценовыми породами, которые, судя по описанию Д. В. Голубятникова (1921) и по современной геологической карте Ирана (*Geological map of Iran, 1957*), смяты в складки, параллельные краю впадины, нередко опрокинутые к северу и разорванные надвигами в том же направлении.

Итак, Южно-Каспийская впадина представляет собой область молодого, очень интенсивного опускания, по краям которого в пределах Туркмении наблюдаются структуры, характерные для явлений проседания: сбросы, параллельные краям впадины, ступенеобразно погружающиеся участки, складки, параллельные бортам впадины, разбитые сбросами и зачастую осложненные на сводах грабенами, флексурообразные перегибы и т. д. При этом в районе Большого Балхана отчетливо установлены явления расширения впадины, захвата ею соседних структур, ранее не прогибавшихся. На южной окраине сбросы и ступенеобразные погружения пока не установлены, но по крутому южному борту впадины породы мезозоя, палеогена и миоцена смяты в крутые складки, опрокинутые и нередко надвинутые в сторону впадины.

Доплиоценовая история Южно-Каспийской впадины почти неизвестна, и лишь по косвенным данным, как мы видели выше, можно думать, что она прогибалась в мезозое и палеогене и, таким образом, продолжала к западу Южно-Туркменскую впадину. Но в плиоцене и в четвертичном периоде она опускалась необычайно интенсивно, резко отлична от Южно-Туркменской впадины, наибольшее опускание которой за это время в Предкопетдагской части составило максимум 2 км, а южное крыло (Копет-Даг) вовсе не опускалось, а, напротив, превратилось в горную страну. Таким образом, западное продолжение Южно-Туркменской впадины скрыто под огромной плиоценово-четвертичной толщей и о более ранней структуре ее можно высказывать лишь в той или иной мере обоснованные соображения.

4

Рассмотрим теперь восточное замыкание Южно-Туркменской впадины. Территория Юго-Восточной Туркмении до последнего времени была наименее изученной в геологическом отношении областью, да и

сейчас строение ее еще далеко не выяснено. Дело заключается в том, что на всей этой площади лежит мощный чехол континентальных верхнеплиоценовых отложений, сильно затрудняющий выяснение тектоники более глубоких горизонтов. Кроме того, из-за почти повсеместного распространения грядовых песков территория эта весьма трудно доступна. Возможно, именно вследствие недостаточной изученности тектоника ее рисуется особенно сложно (Амурский и др., 1961; Гарецкий и др., 1963; Смирнов, 1962; Старобинец, 1963; Тектоника и нефтегазоносность..., 1963).

На структурных картах Туранской плиты, составленных сотрудниками А. Л. Яншина в изолиниях по поверхности доюрских пород (Вольвовский, Гарецкий и др. 1964) и по кровле мела (Гарецкий и др., 1963), в южной части Туркмении вырисовывается глубокая, почти широтно вытянутая впадина, охватывающая как территорию северного крыла Южно-Туркменской впадины (в принятом здесь понимании), так и область Юго-Восточных Каракумов. Северный борт этой обширной впадины к востоку от меридиана Теджена читается не вполне отчетливо, так как с севера в нее открывается менее глубокая Хорезмская впадина. Но все же и по подошве юры, и по кровле мела на этих картах намечается перегиб, расположенный несколько южнее Репетекской зоны солянокупольных структур. Должен заметить, что, на мой взгляд, эти карты изображают данный район с необоснованной детальностью. Тем не менее, если рассмотреть их в общих чертах, то видна не только упомянутая широтно вытянутая впадина, но и седловина в ней, намечающаяся примерно в Теджен-Мургабском междуречье.

Наиболее подробно изучены в этом районе пологие купола вблизи г. Мары, которые тянутся вдоль нижнего течения р. Мургаб и получили название Байрамалийского вала. Этот вал естественнее всего рассматривать как границу между Южно-Туркменской впадиной и расположенной восточнее глубокой впадиной, которой не совсем удачно присвоено название Мургабской (Тектоника и нефтегазоносность..., 1963). Многие исследователи считают, что в недалеком расстоянии к югу от г. Мары Байрамалийский вал затухает, погружаясь в Мургабскую впадину (Амурский и др., 1964, Гарецкий и др., 1963; Тектоника и нефтегазоносность..., 1963). Однако есть основания полагать, что он продолжается и далее к югу вдоль течения р. Мургаб. Он обнаружен здесь сейсморазведочными профилями, проведенными от Бадхыза в сторону Аму-Дарьи (Старобинец, 1963). По одному из них составлен прилагаемый профиль IV (рис. 1 и 2). На нем очень четко выделяется валообразное поднятие, причем оно особенно резко рисуется по подошве юрских отложений. Мощности юры, мела и палеогена сокращаются по направлению от смежных впадин к валу. Если эти сейсморазведочные данные верны, то можно заключить, что вал формировался в течение длительного времени, одновременно с прогибанием Южно-Туркменской впадины и, следовательно, отделял ее от следующей к востоку крупной Мургабской впадины.

Как уже сказано, название это употребляется сейчас не совсем удачно. Л. Н. Смирнов (1957), применивший его впервые, имел в виду существенно иную структуру, чем та, которая вырисовывается сейчас. По его тогдашним представлениям, Предкопетдагский прогиб на восток от Теджена сменяется более широкой Мургабской впадиной, занимающей все междуречье Теджена и Мургаба и частично правобережье Мургаба. Далее на восток Мургабская впадина, вновь сужаясь, переходит в Северо-Афганский прогиб. Все эти прогибы, по мнению Л. Н. Смирнова, составляют систему краевых впадин, отделяющую область альпийской складчатости от эпипалеозойской платформы.

Описанные А. Е. Старобинцем сейсморазведочные профили указывают на существование валообразной структуры вдоль Мургаба, занимающей

в основном его правобережье. Ее уместно называть Мургабским валом (термин «поперечное поднятие», предложенный А. Е. Старобинцем, недостаточно точен). При этом к западу от Мургабского вала располагается восточная центриклиналь Южно-Туркменской впадины, а на восток от вала простирается та впадина, за которой сохранилось название Мургабской, но которая оказывается лежащей вдали от Мургаба. Именно поэтому название это теперь становится не совсем оправданным. Оно неудобно также и потому, что не совпадает с первоначальным своим значением.

По существу рассматриваемая впадина представляет собой западную центриклиналь обширной и сложно построенной Афгано-Таджикской впадины. Вследствие сложности устройства этой огромной впадины ее западной части удобно присвоить свое название. Может быть, вместо принятого сейчас имени Мургабская целесообразнее назвать ее Южно-Каракумской впадиной. Можно было бы предложить и другие названия: Обручевская, Карабильская, Келифская; но все соответствующие этим именам географические районы не охватывают и десятой части площади впадины, в то время как южные, точнее юго-восточные Каракумы занимают всю северную ее половину. Средняя часть впадины, судя по сейсмическим профилям, прогнута очень сильно, и подошва юры погружена здесь на такую же глубину, как в наиболее опущенных участках Южно-Туркменской впадины (рис. 2, профиль IV). По направлению к югу мощности юрских и меловых отложений постепенно уменьшаются, а в районе Карабиля это уменьшение происходит быстро, скачком. Далее на юг, в горах Северного Афганистана мощности юры и мела уже очень невелики по сравнению с прогнутой частью впадины. Юрские и меловые породы слагают здесь очень пологую моноклиналь, осложненную рядом флексур и куполов с широкими плоскими сводами. Эта моноклиналь по существу образует общее южное крыло Южно-Каракумской и Южно-Туркменской впадины. Оно, начиная по крайней мере с юры, было областью устойчивого относительного поднятия и соответственно резко сокращенных и нулевых мощностей осадков¹.

Существенно иной структурой является рассмотренный выше Мургабский вал, разделяющий две эти впадины. Он сам входит в область интенсивного погружения, мощности юры, мела и палеогена на его своде достаточно велики. Он резко выделяется на юге, в соседстве с наиболее прогнутыми участками впадин, и существенно менее резок в общих своих очертаниях на севере, в пределах северных крыльев впадин. Здесь, как мы видели, не так определенно вырисовывается и северное крыло Южно-Туркменской впадины. Дело в том, что этот район в течение мезозоя и кайнозоя испытывал неуклонное прогибание. Он расположен в месте сочленения трех впадин: Южно-Туркменской, Южно-Каракумской и Хорезмской. Разделяющие их валообразные структуры приподняты относительно впадин очень незначительно, намечаясь по существу лишь цепочками пологих куполов.

Надо заметить, что недавно Р. Г. Гарецкий и А. Л. Юревич (1964) высказали заслуживающее внимания предположение о том, что образование этих куполов вызвано не тектоникой, а подъемом соли под глубоко врезанными плиоценовыми долинами Палео-Аму-Дарьи и Палео-Мургаба, к которым приурочены цепочки куполов. Но купола южной части Мургабского вала, как они рисуются на профилях А. Е. Старобинца (1963), этим явлением объяснены быть не могут.

Таким образом, на востоке Южно-Туркменская впадина ограничивается Мургабским валом, который сам в течение рассмотренного отрезка

¹ Общее моноклиналиное строение и малая мощность мезозойских пород южного крыла Афгано-Таджикской впадины очень отчетливо были показаны в докладе М. В. Муратова о поездке в Афганистан, прочитанном на Тектоническом коллоквиуме ГИН АН СССР 24 ноября 1962 г.

геологического времени испытывал существенные прогибания и поэтому не представляет собой столь четко выраженного края впадины, как северный и южный ее борта. Тем не менее он является значительно более определенной границей впадины, чем так называемая Серахская перемычка, которую иногда считают восточным окончанием Предкопетдагского прогиба (Вальбе и Смирнов, 1961). Серахская перемычка представляет, видимо, лишь незначительный пережим прогиба, подобный пережиму у Кизыл-Арвата. Мургабский же вал — это структура иного характера, гораздо заметнее выраженная по глубоким горизонтам и несущая на себе ряд куполов. Можно думать, что по мере дальнейших исследований он приобретает еще более определенные очертания.

5

Итак, Южно-Туркменская впадина представляет собой крупный, глубокий, вытянутый в широтном направлении прогиб, история которого более или менее известна с начала юрского времени. Он построен несимметрично: южное крыло его почти на всем протяжении значительно круче северного. Время прогибания отдельных частей впадины неодинаково; особенно заметно это различие проявится в кайнозойскую эру.

В плиоцене и четвертичном периоде возникло резкое морфологическое различие между продолжавшей опускаться частью Южно-Туркменской впадины — Низменными Каракумами, и ее южным крылом — Копет-Дагом, целиком превратившимся в горную страну с расчлененным эрозийным рельефом. В это время образовались и складки, слагающие Копет-Даг. Особенно эффектны передовые антиклинали Копет-Дага, сложенные прочными известняками неокома и образующие фронт Главного надвига. Они стеной нависают над плоской Предкопетдагской равниной, и этот контраст производит большое впечатление на каждого геолога, попадающего в эту страну.

Естественен поэтому делаемый многими вывод, что этот надвиг является существенной границей между двумя принципиально различными по своей геологической истории участками земной коры — геосинклиналью Копет-Дага и платформой Турана. Такое заключение как будто подтверждается различием между большими мощностями отложений юры, мела и палеогена в Копет-Даге и весьма незначительной мощностью этих же пород по другую сторону Низменных Каракумов, за Узбоем. Однако сейсмические профили, пересекающие Каракумы, показали, что мощности всех этих отложений от Узбоя и Унгуза к югу постепенно растут и в глубине Предкопетдагского прогиба вполне соизмеримы с копетдагскими. При этом сходны, насколько можно судить по некоторым данным, и литологические комплексы слагающих эти свиты пород. Таким образом, резкая с поверхности ступень между Копет-Дагом и Низменными Каракумами с глубиной не усиливается (как следовало бы ожидать, если бы Главный надвиг был длительно существующей тектонической границей между принципиально различными структурами), а наоборот, сглаживается, исчезает.

Отсюда возникает вывод о сравнительной молодости Главного надвига Копет-Дага. Этот вывод, собственно, был сделан давно в результате обработки данных крупномасштабных съемок Копет-Дага (Геология СССР, 1957). Тогда же было установлено и время заметного формирования складок Копет-Дага. Но эти выводы сопровождалась предположением, что Копет-Даг и в глубине резко отличается от прилегающих к нему равнин, и что Главный надвиг является глубинным разломом, разделяющим эти резко отличные области.

Подобные представления о глубинных разломах особенно широко распространились в последние годы, и во множестве работ на территории Туркмении выделяется целая сеть глубинных разломов, намечаю-

щихся главным образом по геофизическим данным. Для примера можно сослаться на недавнюю работу В. В. Семеновича (1964). На составленной им карте наиболее крупный глубинный разлом расположен вдоль северного края Копет-Дага, совпадая здесь с Главным надвигом. Отсюда он протягивается на запад до Каспия вдоль южных склонов Большого Балхана, а на восток доходит до Бадхыза, где почти сливается с другим, менее крупным глубинным разломом, расположенным под острым углом к первому и протянувшимся сюда наискось через все Низменные Каракумы от Гокленкуюсинской антиклинали. Еще один глубинный разлом меньшего масштаба указывается В. В. Семеновичем (1964) по западному борту Туаркырской антиклинали от северного берега Кара-Богаз-Гола до Узбоя. Далее он в виде разлома менее высокого порядка — раскола фундамента — протягивается через Низменные Каракумы к району Ашхабада. Такого же ранга разломы показаны вдоль Репетекской зоны куполов и вдоль Мургабского вала.

Глубинный разлом, проходящий по краю Копет-Дага, по мнению В. В. Семеновича (1964), отделяет геосинклинальную область от платформы или от ее краевой системы. Этот автор считает, что глубинные разломы, представляющие собой тектонические разрывные нарушения первого порядка, проникают глубже подошвы земной коры и обуславливают глубинные внедрения магмы, вызывающие аномалии геофизических полей. Глубинные разломы создают в земной коре сложные разнообразные структуры, и движения по ним могут изменяться во времени и быть различными в разных участках. Так, у Большого Балхана по глубинному разлому опущен южный блок, а восточнее, в зоне сочленения Копет-Дага и Предкопетдагской равнины, по тому же разлому имеет место обратное соотношение.

В. В. Семенович почти не приводит аргументов, обосновывающих существование столь глубинной структуры на месте Главного надвига Копет-Дага, за исключением двух:

- 1) на западе, вдоль подножий Большого Балхана наблюдается зона резких градиентов силы тяжести и линейная зона магнитных аномалий, совпадающие со сбросами южного края Большого Балхана;

- 2) передовые антиклинали Западного Копет-Дага, связанные с Главным надвигом, отличаются своим северо-западным простираем и значительной приподнятостью от остальных складок этой части хребта, дугообразно отгибавшихся к юго-западу и югу.

Надо подчеркнуть, что и другие исследователи, выделяющие здесь глубинный разлом, также не приводят иных доказательств. Наличие разлома большой амплитуды, очевидное резкое различие в поверхностном устройстве Копет-Дага и прилегающей равнины, геофизические аномалии, приуроченные к Балханской зоне, кажущиеся прямым продолжением Копетдагского надвига, наконец, несоответствие простираения этого надвига в Западном Копет-Даге простираению южнее расположенных складок, — вот основания, по которым проводят от Бадхыза до Каспийского моря глубинный разлом, пересекающий земную кору.

Как мы уже видели, большая амплитуда Главного надвига и резкое различие обоих его крыльев на поверхности с глубиной не усиливаются, а скорее сглаживаются. Это не говорит в пользу глубинности разлома и длительности его существования. Скорее, наоборот, можно сделать заключение, что это структура относительно поверхностная и молодая. Далее несомненно, что Главный надвиг причинно связан со складками — он развивается по краю складчатой зоны Копет-Дага. Там, где складки затухают, затухает и надвиг, распадаясь на отдельные отрезки и вовсе исчезая. К востоку от меридиана Теджена никаких признаков надвига уже нет, а в Бадхызе кончаются и настоящие линейные складки.

Мы легко замечаем и другую закономерность: складки возникают на крутом крыле Южно-Туркменской впадины. В Центральном Копет-

Даге, там, где оно круче, там и складки интенсивнее, более тесно расположены, сильнее сжаты, нередко опрокинуты и разорваны надвигами. В этом участке крыла наблюдаются также диагонально расположенные сдвиги и сдвиговые смещения вдоль фронтального надвига, соответствующие дугообразному расположению складок. К западу и востоку складки становятся менее крутыми, но ведут себя различно. На востоке, где южное крыло впадины сильно выполаживается и мощности слагающих его отложений невелики, складчатая зона быстро суживается, складки становятся положе, погружаются одна за другой под молодые отложения и затухают, сменяясь куполовидными брахиантиклиналями и флексурами. На западе, в Западном Копет-Даге, складчатая зона, наоборот, сильно расширяется, заполняя постепенно почти весь поперечник впадины, но складки как бы раздвигаются, становятся шире, положе, антиклинали разделяются широкими плоскими мульдами. Этому расположению складок соответствует углубление впадины и значительное расширение ее глубокой части (ср. профили I и II). Наконец, на северном пологом крыле Южно-Туркменской впадины складок нет, развиваются только очень пологие плоские купола, лежащие на верхних коленях некрутых флексуриобразных перегибов крыла.

Такая приуроченность складок к сильно прогнутым и относительно крутым участкам крыла впадины естественно наводит на мысль, что складчатость в Южно-Туркменской впадине есть функция ее прогиба. Это обстоятельство, а также относительно недавнее время формирования складок приводят к следующему выводу, отвечающему всем накопленным до сих пор геологическим данным, а именно, что складки Копет-Дага есть явление относительно поверхностное.

Исходя из этого вывода построены и прилагаемые профили (рис. 2). При их построении я предположил, что глинистая в значительной своей части толща нижней и средней юры была той относительно пластичной толщей, по которой происходило основное смещение смятых в складки масс горных пород; глубже подошвы юры деформации мезозойско-кайнозойского времени имеют значительно более простой вид. Главный надвиг Копет-Дага является в этом случае фронтальной структурой смещавшихся по крутому крылу впадины к ее осевой части складчатых масс. Это согласуется с относительно пологим залеганием его поверхности, установленным в последнее время бурением в районе Ашхабада.

Построенные таким образом глубокие части профилей, конечно, в известной степени гипотетичны, но они согласуются со всем имеющимся фактическим материалом. В то же время общепринятое представление о складчатой структуре, уходящей на большую глубину и с глубиной усложняющейся, встречается здесь с целым рядом противоречащих ему фактов. Прежде всего, это соизмеримость мощностей в нескладчатой и складчатой областях, отсутствие того перепада мощностей, который отделял бы традиционно предполагаемую «геосинклинальную ванну» Копет-Дага от лежащей севернее платформ и который является необходимой предпосылкой к предположению о геосинклинальной складчатости. Параллельно с этим отсутствует и сколько-нибудь существенное различие в характере пород. Далее, при таком построении становится непонятно, почему складчатость Копет-Дага затухает на востоке. Не случайно геологи, считавшие складчатость явлением глубинным, порожденным особым геосинклинальным режимом развития данной области, настойчиво искали продолжения складок Копет-Дага под Бадхызом и Юго-Восточными Каракумами, или предполагали их отгибание к югу, в Северный Афганистан.

Наконец, принимая такое «глубинное» происхождение складчатости, следовало бы ожидать ее усложнения к югу, где выходят более глубокие горизонты, где располагается, как принято было считать, внутренняя часть альпийской геосинклинальной области. Но все имеющиеся

описания, как старые, так и более новые, указывают скорее, наоборот, на меньшую интенсивность деформаций в южном борту Южно-Туркменской впадины. Более того, палеозойские отложения, подстилающие здесь юру, оказываются относительно маломощными, согласно залегающими друг на друге от кембрия и вплоть до перми, несмотря на большие перерывы в осадконакоплении, и относительно просто деформированными (Stöcklin a. oth., 1964). Таким образом, с глубиной складчатые деформации здесь не усиливаются.

Точно так же не усиливаются они и вглубь альпийской геосинклинальной области. Восточный Эльбрус, Кухе-Алладаг и Кухе-Биналуд являются не ядром антиклинория, а краем какого-то обширного свода, сложенного просто устроенными палеозойскими толщами. На нем в разное время, преимущественно в кайнозое, возникли разнообразные впадины, северный край одной из которых намечен на приведенной карте (см. рис. 1). Но это уже другая тема. Для нас важно лишь установить, что указанные хребты представляют собой южный борт рассмотренной здесь Южно-Туркменской впадины и что складчатость ее южного крыла не продолжается в пределы слагающего эти хребты палеозоя.

Таким образом, принятая на приложенных профилях трактовка глубинного строения впадины согласуется со всеми имеющимися геологическими данными. Может оказаться, что поверхность смещения выбрана неточно или их несколько, но в принципе это решение представляется сейчас единственно отвечающим накопленному и продолжающему поступать фактическому материалу.

Главный надвиг Копет-Дага не является, следовательно, глубинным разломом, уходящим вглубь земной коры и даже за ее пределы и существующим в течение нескольких геологических периодов, а относительно поверхностной структурой, возникшей сравнительно недавно, вероятно в неогене (или в конце палеогена), по внешнему краю складчатой зоны, смещающейся в сторону осевой части Южно-Туркменской впадины.

Существенно иной характер имеет сбросовая зона южного склона Большого Балхана, которую многие исследователи объединяют в один глубинный разлом с Копетдагским надвигом. Эта зона составной частью входит в систему крупных сбросов, полукольцом опоясывающую в пределах Туркмении и Северного Ирана область глубочайшего молодого (плиоцен-четвертичного) оседания Южно-Каспийской впадины. Эти разломы совершенно иного геологического смысла, чем Главный надвиг Копет-Дага. Это ступенчатые сбросы большой амплитуды, развивающиеся по краям быстро оседающей впадины, нередко переходящие во флексуры по простиранию или вверх по разрезу. Вдоль этих флексур и сбросовых уступов параллельно краям впадины тянутся цепочки куполовидных брахиантиклиналей. Вследствие быстрого и интенсивного оседания впадины своды куполов, в свою очередь, разбиты многочисленными сбросами, по которым участки сводов грабенообразно опущены, что еще усложняет общий облик структуры.

Что же касается геофизических исследований, которые в зоне Большого Балхана — Красноводска обнаруживают резкие линейные аномалии геофизических полей и перегибы к югу поверхностей с разной граничной скоростью сейсмических волн, то надо иметь в виду, что в этой зоне сближены и почти совпадают по простиранию два крупных перегиба различного возраста и характера. Один — это описанный в начале статьи флексурообразный борт глубокого юрского и нижнемелового прогиба, другими словами, северный борт Южно-Туркменской впадины. Другой крупный перегиб — это сбросовые ступени северного края плиоценово-четвертичной Южно-Каспийской впадины. Далее к востоку эти уступы быстро расходятся — более древний продолжается на вос-

ток, где-то под Низменными Каракумами, и там сглаживается, а край молодой плиоценовой впадины круто отгибается на юг. Отсюда видно, что геофизические данные, полученные в районе Большого Балхана, нельзя относить к Копетдагскому надвигу.

Вообще стандартное толкование геофизических материалов, не опирающееся на геологический анализ структуры, может привести к чисто формальным решениям. Таково, например, проведение глубинного разлома под цепью широких (20—25 км) плоских куполов Мургабского вала, едва заметно возвышающихся над смежными впадинами (разность превышения по кровле юры — первые сотни метров).

Подведем некоторые итоги.

В Южной Туркмении и прилегающей части Ирана по крайней мере с начала юрского периода развивалась единая, огромная по площади, глубокая, несимметричная и неравномерно прогибавшаяся Южно-Туркменская впадина. По крутому ее крылу в неогене возникли линейные складки, надвинутые в сторону ее оси. Южный борт этой впадины был областью малого погружения в течение всего этого времени. Принципиальная тектоническая граница между платформой и геосинклинальной областью проводилась обычно внутри этой единой крупной впадины по структуре, хотя и эффектной, но по существу своему подчиненной, второстепенной.

На западном погружении Южно-Туркменской впадины в плиоцене (насколько можно пока судить) возникла примерно такого же размера, но существенно иного типа Южно-Каспийская впадина, очень быстро и очень интенсивно проседавшая, ограниченная по краям серией ступенчатых сбросов и флексур большой амплитуды.

Характер этих впадин, их соотношение с южнее расположенными мало прогибавшимися в мезозое и кайнозое участками приводят к выводу о необходимости пересмотра сложившихся у нас представлений о структуре альпийской геосинклинальной области, о ее разделении, о границах ее с платформой, а также о роли складчатости в ее формировании.

Литература

- Амурский Г. И., Мильштейн Д. М., Смирнов Л. Н. Современная структура и основные черты тектонического развития Юго-Восточного Туркменистана. Изд. АН ТуркмССР, Ашхабад, 1961.
- Амурский Г. И., Соколов В. Я., Семенов А. Ф., Воловик В. Т. Новые данные по тектонике и перспективам нефтегазоносности приразломных зон юго-востока Туркмении. Нефтегаз. геол. и геофиз., № 8, 1964.
- Бескровный Н. С., Гемп С. Д., Шварц Т. В. Глубинные разломы Западной Туркмении и их роль в формировании нефтяных залежей. Тр. ВНИГРИ, вып. 210, 1963.
- Богданович К. И. К геологии Средней Азии. Зап. Минералог. о-ва, 2-я сер., ч. 26, 1890.
- Вальбе С. П., Смирнов Л. Н. Тектоника района восточного замыкания Предкопетдагского прогиба. В кн. «Новые данные по геологии и нефтегазоносности Средней Азии». Тр. ВНИГНИ, вып. XXXV, 1961.
- Вольвовский Б. С., Вольвовский И. С., Ишутин В. В. Результаты региональных сейсмических исследований в Центральных Каракумах. В кн. «Новые данные по геологии и нефтегазоносности Средней Азии». Тр. ВНИГНИ, вып. XXXV, 1961.
- Вольвовский И. С., Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Шрайбман В. И. Структура поверхности фундамента Туранской плиты. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 39, вып. 6, 1964.
- Гальперин Е. И., Косминская И. П., Кракшина Р. М. Основные характеристики глубинных волн, зарегистрированных при глубинном сейсмическом зондировании в центральной части Каспийского моря. В сб. «Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР». Гостехиздат, Л., 1962.
- Гарецкий Р. Г., Самодуров В. И., Шлезингер А. Е., Яншин А. Л. Тектоника платформенного чехла Туранской плиты (анализ строения поверхности меловых отложений). В кн. «Проблемы региональной тектоники Евразии». Тр. ГИН АН СССР, вып. 92, 1963.

- Гареевский Р. Г., Юревич Л. А. К вопросу о происхождении Репетекской и Байрамалийской зон соляных антиклиналей в Юго-Восточной Туркмении. Докл. АН СССР, т. 158, № 3, 1964.
- Геология СССР, т. XXII. Туркм. ССР, ч. I, Геологическое описание. Госгеолтехиздат, М., 1957.
- Голубятников Д. В. Нефтяные месторождения в Северной Персии. Нефт. и сланц. х-во, № 9—12, 1921.
- Калугин П. И. Основные черты тектоники Копет-Даг. Тр. Ин-та геол. АН Туркм. ССР, т. I, 1956.
- Калугин П. И. и Дмитриев А. В. Верхний мел Горного Бадхыза. Тр. Ин-та геол. АН Туркм. ССР, т. IV, 1962.
- Кузнецов Ю. Я., Прусов В. В., Туголесов Д. А. Тектоника и перспективы нефтегазоносности Устюрта. Сов. геология, № 10, 1963.
- Либрович Л. С. К геологии Северной Персии. Геол. вестник, т. IV, 1921.
- Мирошниченко В. П. Геологическое строение северо-восточного Хорасана. Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1947.
- Прозоровский В. А., Коротков В. А., Мамонтова Е. В., Порецкая Е. С., Прозоровская Е. Л. Неоком Западной Туркмении. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 51. Проблема нефтегазоносности Средней Азии, вып. 6, 1961.
- Резанов И. А., Тектоника и сейсмичность Туркмено-Хорасанских гор. Изд-во АН СССР, М., 1959.
- Семенович В. В. Некоторые результаты и задачи геологических исследований в Туркмении в связи с оценкой перспектив нефтегазоносности. В кн. «Новые данные по геологии Туркм. ССР», вып. I. Гостоптехиздат, М., 1963.
- Семенович В. В. Разрывные нарушения Каракумской платформы и смежных тектонических районов. Сов. геология, № 5, 1964.
- Смирнов Л. Н. Мургабская впадина — перспективный нефтегазоносный бассейн. Геол. нефти, № 10, 1957.
- Смирнов Л. Н. Основные закономерности строения Мургабской впадины и их отражение в неогеновом покрове. Тр. Ин-та геол. АН Туркм. ССР, т. IV, 1962.
- Старобинец А. Е. К вопросу о существовании Мургабского поперечного поднятия. Нефтегаз. геол. и геофиз., № 8, 1963.
- Стратиграфический справочник. Афганистан. Изд. иностр. лит., М., 1963.
- Тектоника и нефтегазоносность западных районов Средней Азии. Под ред. Г. Х. Дикенштейна. (ВНИГНИ). Гостоптехиздат, М., 1963.
- Туголесов Д. А., Тектоника Большебалханского горста. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 35, вып. 3, 1960.
- Туголесов Д. А. О методике составления тектонических карт (на примере Устюрта). В кн. «Проблемы региональной тектоники Евразии». Тр. ГИН АН СССР, вып. 92, 1963.
- Ханов С. Геологическое строение острова Огурчинский. В кн. «Вопросы геологии Туркмении». Изд-во АН Туркм. ССР, Ашхабад, 1963.
- Худобина Е. А. Магматические породы Западной Туркмении. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 45. Проблема нефтегазоносности Средней Азии, вып. 4, 1961.
- Чемоданов В. С. Происхождение куполовидных складок Прибалханской депрессии (Западная Туркмения). В кн. «Вопросы геологии нефтяных месторождений». Тр. Всес. нефтегаз. н.-и. ин-та, вып. XXIII, 1960.
- Чепов Ю. П. Геологическое строение южной части Теджен-Мургабского междуречья. Изв. Высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 6, 1964.
- Широков В. Я. Тектоническое строение южной окраины Таджикской депрессии. Тр. Моск. ин-та нефтехим. и газ. пром-сти, вып. 36, 1962.
- Geological map of Iran. Sc. 1:2 500 000. Compiled by the Geological Staff of the Iran Oil Company, 1957.
(Прил.: Explanatory notes on the stratigraphical units used for the map).
- Stöcklin J., Rüttner A., Nabavi M. New data on the Lower Paleozoic and Pre-Cambrian of North Iran. Rep. Geol. Surv. Iran, N. 1, 1964.

Геологический институт
АН СССР

Статья поступила
17 февраля 1965 г.

УДК 551.243.4(234.421)

М. А. БЕЭР, С. Л. БЫЗОВА, М. Г. ЛОМИЗЕ

ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ПОКРОВ ГОРЫ ПЕТРОС (ВОСТОЧНЫЕ КАРПАТЫ)

Доказывается существование полого залегающего тектонического покрова в районе горы Петрос (внутренние флишевые Карпаты). Минимальная амплитуда горизонтального перемещения 8—11 км. К поверхности смещения приурочены тектонические отторженцы подстилающих флиш вулканических пород и рифогенных известняков верхней юры. Покров рассматривается как местное, приуроченное к поперечной депрессии осложнение регионального Шибенского надвига, возникшего вдоль длительно развивавшегося разлома на границе структурно-фациальных зон.

Уже более полувека, со времени опубликования известных работ М. Лимановского, вопрос о роли тектонических покровов в формировании складчатого сооружения Карпат остается в центре внимания. Для внутренних флишевых зон Восточных Карпат (на советской территории)¹ одним из ключевых в этом отношении является район горы Петрос (в междуречье Черной и Белой Тисы), специально изучавшийся авторами в последние годы. Проведенные исследования показали существование четкой тектонической границы между слагающими эту территорию флишевыми образованиями Шипотской (Черногорской) и Раховской структурно-фациальных зон. Граница выражена региональным Шибенским надвигом, который на участке горы Петрос резко выполаживается, переходя в почти горизонтальный покров с минимальной амплитудой перемещения 8—11 км (рис. 1 и 2).

Еще в 1914 г. Я. Новак (Nowak, 1914), анализируя материалы более ранних геологических съемок Г. Запаловича (Zapalowicz, 1886), пришел к выводу о существовании тектонической «плащевины Петроса», сложенной флишем «мармарошской фации» и надвинутой в северо-восточном направлении на флиш «магурско-черногорской фации». Дальнейшее развитие эти представления нашли у Б. Свидерского (Swiderski, 1925), и Г. Свидзинского (Swidzinski, 1948), которые уточнили характер разделенных надвигом структурно-фациальных зон, положив начало современному их пониманию.

Иную трактовку структуры дали А. Матейка, Л. Зеленка и Д. Андрусов (Matejka, Zelenka, 1932; Andrusov, 1936): песчаники Петросского аллохтона, ранее датировавшиеся верхним мелом, были ими по аналогии с черногорскими отнесены к палеогену, резкое несогласие по отношению к подстилающим складкам шипотской серии сочтено стратиграфическим. Эта точка зрения впоследствии была принята советскими исследователями: на геологических картах изображается наложенная мульда, образованная палеоценом и приуроченная к сводовой части «Петросской антиклинали»; структурно-фациальная зональность в ряде работ игнорируется.

¹ Согласно широко известной тектонической схеме А. А. Богданова (1949), указанные зоны могут рассматриваться как часть Внутренней антиклинальной зоны Восточных Карпат.

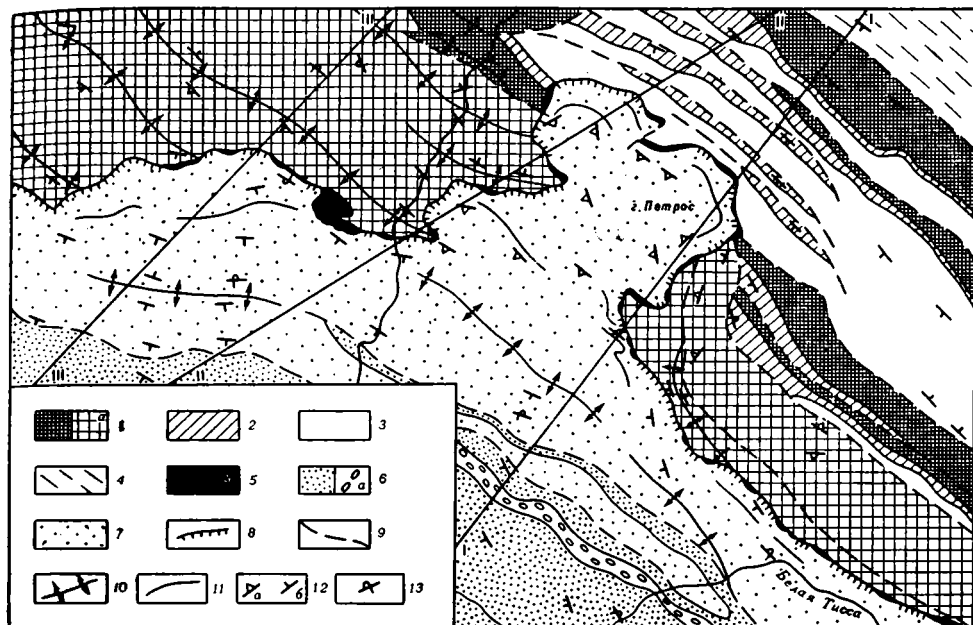


Рис. 1. Схема геологического строения района горы Петрос.

Шипотская (Черногорская) тектоническая зона: 1 — шипотская свита (баррем? — сеноман); 1а — шипотская свита в переходных фациях; 2 — яловецкая свита (турон — сантон); 3 — черногорская свита (кампан — маастрихт); 4 — палеоген Скуповской скибы. Раховская тектоническая зона: 5 — вулканические породы Тростенейской толщи (верхняя юра); 6 — белотиссенская свита (баррем — альб); 6а — богданские конгломераты; 7 — буркутская свита (альб — сеноман); 8 — региональный Шибенский надвиг; 9 — мелкие надвиги и взбросо-надвиги (границы скиб); 10 — линейные антиклинали; 11 — линии простираения слоев; 12 — наклон слоев при нормальном залегании; а — пологое залегание; б — крутое залегание; 13 — наклон слоев при опрокинутом залегании

Разработка детальной стратиграфии карпатского флиша способствовала изучению структуры Петроса. Результаты позволяют, как нам кажется, однозначно решить спор в пользу существования тектонического покрова. Покров откартирован, окаймляющие его выходы тектонитов с включениями отторженцев домелового субстрата прослежены на всем протяжении.

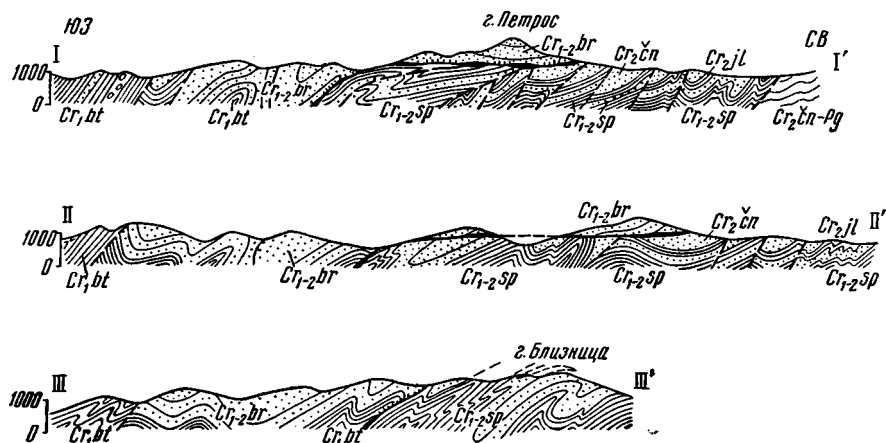


Рис. 2. Геологические профили через тектонический покров горы Петрос по линиям I—I', II—II', III—III' (см. рис. 1)

СТРОЕНИЕ ПОДСТИЛАЮЩЕГО КОМПЛЕКСА

(флиш Шипотской зоны)

Подстилающий комплекс представлен сильно дислоцированными флишевыми образованиями Шипотской структурно-фациальной зоны, среди которых различаются (снизу вверх) шипотская, яловецкая и чернотгорская свиты мела. На крайнем северо-востоке в Скуповской скибе присутствует палеоген.

Возраст перечисленных свит в последние годы уточнен изучением микрофауны (Маслакова, 1965). Шипотская свита (баррем?— сеноман, 300—350 м) сложена аргиллитами и ритмичным переслаиванием их с кварцитовидными песчаниками. Близ юго-западного края зоны свита представлена в фациях, переходных к фациям смежной Раховской зоны: мощности возрастают почти до 1000 м, песчаников становится больше и кварцитовидные их разности почти полностью замещаются полимиктовыми. Яловецкая свита (турон — сантон, 90—110 м) характеризуется преимущественно глинистым составом и наличием в ее низах пестроцветной пачки. Переход к грубому терригенному флишу вышележащей чернотгорской свиты (кампан — маастрихт, до 1000 м) осуществляется постепенно.

В структурном отношении подстилающий комплекс распадается на ряд разделенных разрывами чешуй шириной 0,5—3 км, надвинутых одна на другую в северо-восточном направлении. Каждая тектоническая чешуя обычно характеризуется моноклинальным залеганием слоев, осложненным мелкой складчатостью; преобладают юго-западные падения под углами 40—50°. Наибольшая дислоцированность наблюдается на участке перед фронтом Петросского покрова. Вдоль Шипотской зоны к юго-востоку часть разрывов затухает, серия чешуй сливается в единую сложную синклинальную складку, в ядре которой залегают песчаники кампана — маастрихта, образующие водораздельный Черногорский хребет.

Юго-западная краевая часть тектонической зоны, сложенная флишем шипотской свиты в переходных фациях, отделена надвигами. Здесь развиты крупные опрокинутые на северо-восток складки, в том числе изоклинальные. Заметное усиление разрывных и складчатых нарушений наблюдается близ ограничивающего тектоническую зону Шибенского надвига. В основании горы Петрос (в бассейне р. Гарманескуль) происходит дальнейшее опрокидывание на северо-восток вплоть до появления лежащих складок.

Проследивая структуры подстилающего комплекса по простиранию, можно уловить общее погружение их на меридиане горы Петрос, между реками Лозещина и Черная Тиса. К юго-востоку от этого участка (к Черногорскому хребту) и к северо-западу (на правобережье Черной Тисы) шарниры складок и тектонические чешуи испытывают значительное воздымание.

СТРОЕНИЕ НАДВИНУТОГО КОМПЛЕКСА

(флиш Раховской зоны)

Надвинутый комплекс сложен флишем в фациях Раховской тектонической зоны. Различаются белотиссенская (баррем — низы альба) и буркутская (верхи альба — сеноман) свиты. Белотиссенская свита мощностью около 500 м представлена преимущественно аргиллитами и тонкоритмичным глинисто-алевритовым флишем с пачками массивных слюдистых песчаников. В поле развития этих пород прослеживается полоса так называемых богданских конгломератов, соотношение которых с окружающими породами не совсем еще ясно. Буркутская свита сложена внизу груборитмичным песчаным флишем, а выше — массивными слю-

дистыми песчаниками, пласты которых мощностью 5—10 м разделены пачками песчаного флиша. Видимая мощность свиты 1000—1200 м.

Песчаники буркутской свиты полностью слагают тектонический покров горы Петрос, надвинутый на северо-восток в пределы Шипотской зоны. Однако аллохтонная природа песчаников Петросса неоднократно подвергалась сомнению, поскольку по внешнему облику они сходны с черногорскими песчаниками смежных районов Шипотской зоны (Matejka, Zelenka, 1932; Andrusov, 1936; Максимов, 1950). Сравнительное изучение в шлифах песчаников буркутской и черногорской свит позволило нам наметить некоторые различия между ними как по структуре, так и по составу. Буркутские песчаники характеризуются плохой сортированностью по размеру, в любой разности присутствует много алевроитового материала. Преобладают зерна угловатые и остроугольные. Несколько лучшей сортировкой и окатанностью отличаются черногорские песчаники, в которых больше угловатых и полуокатанных зерен. По составу и одни, и другие песчаники являются полимиктовыми, но в буркутских значительно выше содержание обломков пород: кварцитов, кварцево-серицито-хлоритовых сланцев, известняков. Напротив, в черногорских песчаниках преобладает кварц, много калиевого полевого шпата, а среди обломков пород, наряду с прочим материалом, появляются гранитоиды. Цементация в песчаниках обеих свит осуществляется обычно по типу заполнения пор или пленочному, однако, в отличие от карбонатного цемента черногорских песчаников, в буркутских цемент является карбонатно-глинистым, местами наблюдается его серицитизация и хлоритизация; вторичный кальцитовый цемент появляется лишь около обломков известняка.

Структура рассматриваемой части Раховской зоны определяется наличием системы крупных линейных складок, нормальных или опрокинутых на северо-восток. В этом же направлении погружается зеркало складчатости, в результате чего белотиссенская свита скрывается под буркутской. В связи с опрокидыванием господствует юго-западный наклон слоев под углом 30—60°. Близ Шибенского надвига протягивается одна из антиклинальных складок, пересекающая долины Черной и Белой Тисы ниже впадения в них соответственно р. Тростенец и р. Говерля. К западу от Черной Тисы антиклиналь прижата к надвику, восточнее отделена от него асимметричной синклиналью с крутым (до 60°) юго-западным и более пологим северо-восточным крылом. Однако и на этом крыле по мере приближения к Шибенскому надвику наклон слоев возрастает, появляются дополнительная складчатость и разрывы. Исключение составляет район, непосредственно прилегающий к горе Петрос, где северо-восточное крыло синклинали выполаживается (5—25°), а слагающие его буркутские песчаники надвинуты далеко в пределы смежной Шипотской зоны, образуя тектонический покров горы Петрос. Моноклиальное залегание песчаников тектонического покрова осложняется подъемом слоев близ его юго-восточной и северо-западной границ, в результате чего аллохтон приобретает в этом сечении синклинальное строение.

ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОНТАКТ

(Шибенский надвиг)

Охарактеризованные выше флишевые комплексы Шипотской и Раховской структурно-фациальных зон четко разобщены пространственно и контактируют тектонически. Разделяющие их разрывные нарушения, главным образом взбросо-надвики и надвики, принадлежат, как уже отмечалось выше, системе регионального Шибенского надвига. Надвиг назван по р. Шибене в бассейне Черного Черемоша, где он четко выражен и был нами ранее описан.

При общем запад-северо-западном простирании конфигурация выходов тектонического контакта сложна. На восточном отрезке контакт вертикален и следует почти прямолинейно вдоль правого склона долины р. Белой Тисы. При пересечении долины р. Говерля, на левобережье р. Богдан и далее вдоль р. Рогнескуль поверхность контакта обнаруживает все более заметный наклон на юго-запад, а затем, в верховьях Рогнескуля, резко выполаживается; выходы ее поворачивают на восток и

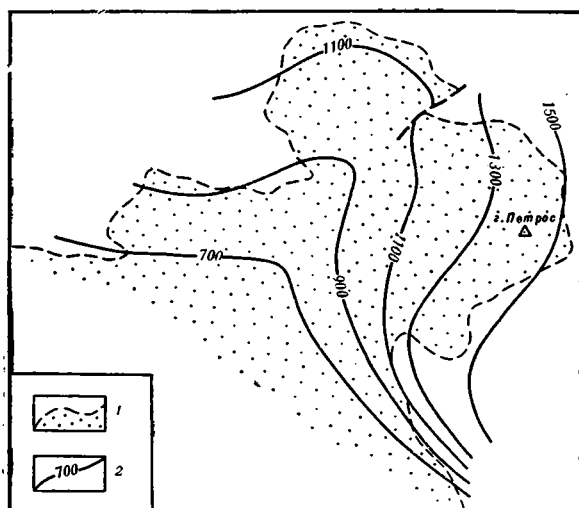


Рис. 3. Рельеф подошвы тектонического покрова горы Петрос (в стратонизогипсах).

1 — современные контуры покрова, 2 — стратонизогипсы

подымаются вдоль левого склона долины к полоницам. На этом участке осуществляется переход к Петросскому покрову, тектонический контакт при дальнейшем прослеживании огибаает с севера горный массив Петроса, прихотливо изгибаясь в соответствии с рельефом.

Стратонизогипсы по подошве покрова, построенные по естественным ее выходам (в том числе в тектонических полуокнах долин рек Рогнескуль и Кевеле), показывают, что аллохтон ложится на пологую вогнутую поверхность с углами наклона около 5° на северо-западном крыле и 7° на восточном крыле (рис. 3). Наи-

меньший уклон устанавливается в районе вершины Какараза, где поверхность эта почти горизонтальна, в юго-западном направлении, напротив, контакт погружается все круче (25° в верховьях р. Рогнескуль). Прослеживая надвиг вдоль левобережья р. Черная Тиса вниз по течению, можно наблюдать, как постепенное возрастание его крутизны до 8° сменяется ниже устья р. Тростенец резким погружением. Тектонический контакт пересекает здесь долину р. Черная Тиса, протягиваясь через бассейн р. Тростенец в долины рек Косовская, Средняя Шопурка, Малая Шопурка и далее. Наклон поверхности надвига в среднем течении Тростенца — около 30° , западнее (в пределах рассматриваемой территории) — около 60° .

Структурное выражение тектонического контакта почти на всем протяжении четкое. В ручьях и промоинах вскрывается широкая (от первых десятков до 100 и более метров) полоса «тектонитов» — раздробленных и разлинзованных пород главным образом подстилающего комплекса. Черная масса интенсивно перетертого и милонитизированного материала, переходящего местами в голубовато-серую тектоническую глину, содержит включения песчаника неправильной, чаще всего уплощенной формы, вытянутые в направлении расщепления. Такие включения песчаников (в том числе характерных кварцитовидных песчаников шипотской свиты), ограниченные обычно зеркалами скольжения или бугристой сглаженной поверхностью, при раскалывании обнаруживают признаки более раннего тектонического брекчирования, пронизаны многочисленными прожилками кварца и кальцита. Местами тектониты образуют несколько полос, между которыми зажаты сравнительно слабо нарушенные и сохраняющие слоистость отложения шипотской свиты. В основании Петросского покрова, где надвиговая поверхность выполаживается,

мощность тектонитов становится изменчивой и колеблется от максимальных величин (в верховьях рек Гарманескуль, Лопушанка) до почти полного выклинивания (в районе Полонины Рогнеска).

В рельефе границе распространения существенно глинистой шипотской серии и массивных песчаников Раховской зоны отвечает уступ. Вдоль тектонического контакта нередко выработаны долины ручьев и промоины, в случае пересечения контакта наблюдается локальное расширение долин. Весьма характерно бывает выражена полоса тектонитов: развальцованный и перетертый материал, обводняясь, образует оплывины и оползни, подпруживающие долины малых рек; на склонах возникает оползневой рельеф.

Большой интерес представляет приуроченность к тектоническому контакту выходов пород домелового основания флишевых зон. «Утесы» юрских известняков и вулканических пород известны в районе Петроса издавна (Hauer, Richthofen, 1859; Zapalowicz, 1886), относительно их геологической природы существуют разнообразные предположения. М. Лимановский (Limanowski, 1905) и Я. Новак (Nowak, 1914) считали их останцами «тектонической морены» в основании надвинутого с юго-запада покрова. А. Матейка и Л. Зеленка (Matejka, Zelenka, 1932) по впечатлениям экскурсии на Петрос в июне 1932 г. высказали мнение, что юрские известняки включены в вулканические породы, а последние прорывают предположительно палеогеновые песчаники Петроса. Наконец, по В. И. Славину (1947) и А. А. Максиму (1950), скалы известняков и вулканических пород представляют собой коренные выходы юры в ядре «Петросской антиклинали».

В районе Петроса и на прилежащих территориях было обследовано несколько десятков местонахождений вулканических пород, посещавшихся ранее или вновь выявленных. Все они оказались расположенными в зоне тектонического контакта, прослеживаясь прерывисто на всем протяжении независимо от его ориентировки и крутизны наклона. Исключение составляют лишь выходы юрских вулканических пород и известняков в бассейне Черного Черемоша, где они протягиваются южнее — вдоль дополнительной системы тектонических нарушений среди поля развития буркутской свиты.

Форма нахождения вулканических пород разнообразна. Наряду с отдельными обломками и глыбами, затертыми в зоне тектонического контакта, среди тектонитов залегают крупные линзы рассланцованного и милонитизированного вулканического материала протяженностью до нескольких сотен метров. Лишь в нескольких пунктах: на ручьях Вылчинка и Гропенец (в бассейне р. Шибены), на ручье Лемском (правом притоке р. Белая Тиса), на Полонине Рогнеска (южные склоны горы Петрос), а также на р. Тростенец (правом притоке Черной Тисы)¹ эффузивные образования дают крупные выходы, выдвигая мощность их достигает 100—300 м. Вулканические породы перечисленных местонахождений однотипны и представлены базальтовыми и андезитовыми порфиритами (в том числе шаровыми лавами), туфобрекчиями, туфами. От поля развития шипотской свиты они отделены полосой тектонитов, контакт с перекрывающими их песчаниками буркутской свиты, возможно, является стратиграфическим.

Юрские известняки — массивные, главным образом рифогенные, тесно ассоциируют с эффузивными образованиями и, как это можно наблюдать на восточном и северном склонах Петроса, бывают включены в туфобрекчии и туфогенные конгломераты в виде обломков и валунов, поверхность которых нередко обнаруживает признаки обжига. Наряду с вулканическими породами, известняки встречаются и среди описанных

¹ На р. Тростенец вулканические породы были описаны ранее С. С. Кругловым (1961), на Полонине Рогнеска — М. Гольшлагом (Goldschlag, 1914), на ручье Лемском — О. С. Вяловым (1950), отметившим, что они слагают там обособленную тектоническую чешую среди поля развития флиша.

выше тектонитов. В двух пунктах — на восточном склоне горы Петрос (близ седла, отделяющего ее от горы Говерла) и на ручье Керничном — к поверхности разрыва приурочены также тектонические линзы известняка в виде грубослоистых плит протяженностью до 30 м. Возраст известняков обычно признается титон-валанжинским на основании определенных аммонитов, сделанных В. И. Славиным (1953). Аммониты верхнеюрского комплекса обнаружены нами и непосредственно в туфогенных гравелитах и туфах на ручье Выпчинка (в бассейне р. Шибены).

Приуроченность к тектоническому контакту вулканических пород и известняков, так же как и геоморфологические признаки, помогает проследивать его на плохо обнаженных участках. При движении вверх по ручьям, пересекающим надвиг, нередко можно наблюдать в аллювии, наряду с тектонитами, обломки этих пород, которые становятся особенно многочисленными близ тектонического контакта и полностью исчезают выше по течению.

* * *

Резкое фациальное различие разновозрастных флишевых отложений, разделенных описанным выше тектоническим контактом, позволяет предполагать, что региональный Шибенский надвиг наследует более ранние (конседиментационные) шовные структуры на границе Шипотской и Раховской зон. Весьма вероятно существование длительно развивавшегося разлома, определившего в конце поздней юры линейное расположение центров основного вулканизма и барьерных рифов, а впоследствии выраженного батиметрической ступенью или кордильерой, которые регулировали осадконакопление в смежных зонах флишевого бассейна, служили барьером для поступающего с юго-запада (из Мармарошской зоны) терригенного материала¹. В свою очередь литологические различия, вероятно, предопределяли в послеолигоценовое время разный стиль складчатости Раховской и Шипотской зон. В последней смятию слоев в узкие опрокинутые на северо-восток складки сопутствовали перемещения по разрывам, что привело к формированию чешуйчатой структуры. Шибенский надвиг, который сечет и перекрывает складки и тектонические чешуи Шипотской зоны, является более молодым образованием, связанным с крупными перемещениями масс с юго-запада. О времени этих перемещений можно судить лишь предположительно, по аналогии с Внешней антиклинальной зоной Восточных Карпат, где движения по надвигам достигли максимума и, по-видимому, завершились в позднем миоцене (Михайлов, 1951). Однако следует учесть, что еще в раннем миоцене в тылу надвигов внутренних флишевых зон заложились Закарпатские впадины, и, следовательно, с этого времени перемещение покровов на северо-восток могло здесь осуществляться гипсометрически лишь снизу вверх. В сводовые поднятия плиоцена-антропогена покровные структуры, по-видимому, были вовлечены сформировавшимися; не исключено, что с вертикальными движениями этого времени связаны вторичные деформации надвиговых поверхностей, возрастание их крутизны и даже местами обратное (юго-западное) опрокидывание.

Как показывает тектоническая схема (рис. 1), минимальная горизонтальная амплитуда перемещения Петросского покрова равна 8 км. Учитывая, что к западу от Черной Тисы из-под надвига появляется еще несколько складок подстилающего комплекса, указанную цифру можно увеличить до 11 км. Протяженность покрова по простиранию не превышает 10 км, в прошлом она была несколько больше: покров протягивался на запад по крайней мере до района горы Близница, где подстилающий флиш шипотской свиты смят в сильно опрокинутые и лежащие складки

¹ Этот разлом В. И. Славин и В. Е. Хаин предлагают именовать Раховским — по названию тектонической зоны, расположенной к югу от него.

(рис. 2, профиль III—III'), подобно тому, как это наблюдается непосредственно под Петросским аллохтоном. Однако былое распространение тектонического покрова далее на северо-запад и юго-восток представляется маловероятным. Как отметил еще Я. Новак (Nowak, 1914), Петрос расположен в пределах поперечной депрессии, что, по нашим данным, подтверждается локальным погружением зеркала складчатости в подстилающем комплексе, наличием на севере Ясинской котловины. В свою очередь внутренняя структура покрова выражена, как указывалось выше, пологой гемисинклиналью; подошва аллохтона подымается как на северо-запад, так и на юго-восток.

Таким образом, тектонический покров горы Петрос, вероятно, следует рассматривать как местное, приуроченное к поперечной депрессии осложнение регионального Шибенского надвига. Вместо дополнительных разрывов и приразломной складчатости, характерных для фронтальной части надвинутого блока, здесь наблюдается сравнительно простое строение и пологое залегание выступающего далеко вперед аллохтонного комплекса. Можно предположить, что лишь в пределах поперечной депрессии существовали условия для свободного перемещения материала из Раховской зоны на северо-восток, в результате чего на этом участке и сформировался тектонический покров горы Петрос.

Литература

- Богданов А. А. Основные черты тектоники Восточных Карпат. Сов. геология, сб. 42, 1949.
- Вялов О. С. Час утворення флішевого Трога Карпат і характер порід його фундаменту. Доп. АН УРСР, № 6, 1950.
- Круглов С. С. Новые данные о меловом вулканизме Восточных Карпат. Докл. АН СССР, т. 140, № 11, 1961.
- Максимов А. А. Основные черты строения районов Тиссы и Прута. Тр. Моск. геол.-разв. ин-та, т. 25, 1950.
- Маслакова Н. И. Новые данные по стратиграфии верхнемеловых отложений Черногогорской зоны Восточных Карпат. Вестн. Моск. ун-та, сер. IV (геология), № 2, 1965.
- Михайлов А. Е. Основные этапы развития Предкарпатского краевого прогиба. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 26, вып. 3, 1951.
- Славин В. И. Новые данные по стратиграфии и тектонике юрских отложений так называемой «Клиппеновой зоны» Карпат. Материалы по геол. и гидрогеол. Укр. геол. упр., № 4, 1947.
- Славин В. И. Титон-валанжинские аммониты Карпат. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 194, сер. геол. (№ 62), 1953.
- Andrusov D. Geologické vyzkumy v Podkarpatske Rusi v letech 1932—1934. Carpatia I. Praha, 1936.
- Goldschlag M. O występowaniu skały wybuchowej w poloninie Rohonieskiej na Czarnohorze. Kosmos, r. 39, z. 1—3, Lwow, 1914.
- Hauer F., Richthofen F. Bericht über die geologische Übersichtsaufnahme im nordöstlichen Ungarn Jahrb. Kaiserlich-Königlichen Geol. Reichsanstalt, Bd. 10. Wien, 1859.
- Limanowski M. Rzut oka na architekturę Karpat. Kosmos, 30. Lwow, 1905.
- Matějka A., Zelenka L. Příspěvek ku geologii okolí Jasině v Podkarpatské Rusi. Věst. Státního geol. ústavu Českosl. Republ., 8, č. 4—5, Praha, 1932.
- Nowak J. Jednostki tektoniczne Polskich Karpat Wschodnich. Arch. naukowe, dz. 2, t. 2, z. 2, Lwow, 1914.
- Swiderski B. Budowa geologiczna Karpat Pokuckich. Stacja Geol. Boryslaw, Biul. 7, 1925.
- Swidzinski H. Słownik stratygraficzny Północnych Karpat fliszowych. Państwowy Inst. Geol., Biul. 37. Warszawa, 1948.
- Zapalowicz H. Eine Geologische Skizze des östlichen Theiles der Pokutisch-Marmaroscher Grenz-Karpathen. Jahrb. Kaiserlich-Königlichen Geol. Reichsanstalt, Bd. 36. Wien, 1886.

Московский государственный университет
им. М. В. Ломоносова,
геологический факультет

Статья поступила
23 февраля 1965 г.

УДК 551.243 (235.32)

Л. П. ЗОНЕНШАЙН, И. М. СБОРЩИКОВ

ПЕТРОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ НЕКОТОРЫХ СКЛАДОВ ЗАПАДНОГО ВЕРХОЯНЬЯ

В статье показывается возможность применения петроструктурного анализа для выяснения механизма образования конкретных складок и для выявления общего поля напряжений. При помощи петроструктурного анализа устанавливается, что компетентные складки Верхоянья возникали в результате деформации продольного изгиба, а некомпетентные — в две стадии: скалывания и последующего изгиба. На широтном отрезке Верхоянья действовали сдвиговые напряжения, вызвавшие своеобразные узлы петроструктурных диаграмм.

Возможность применения петроструктурного анализа для исследования отдельных складок и складчатых структур была продемонстрирована Б. Зандером (Sander, 1930). Подробное изложение этого метода содержится в работах Э. Нопфа (Nopf, 1938), Х. Ферберна (1949), И. А. Елисеева (1953) и др. В последние годы петроструктурным анализом складок занимались И. Ладурнер (Ladurner, 1954), К. Джонс (Jones, 1959), Т. Болл (Ball, 1960).

Методика, разработанная указанными исследователями, была использована авторами при изучении ряда складок мезозойской складчатой области Западного Верхоянья. Складки располагаются в пределах Западно-Верхоянского антиклинория. Они образованы в верхнепалеозойских отложениях, характеризующихся частой перемежаемостью компетентных (песчаниковых) и некомпетентных (алевролитовых) пород.

Исследованию подвергалась ориентировка оптических осей обломочного кварца в песчаниках. Специальным изучением недеформированных пород (в сводах антиклиналей) было установлено, что первично, до деформации, преобладающая ориентировка оптических осей кварца отсутствовала или была проявлена крайне слабо. Тем самым только последующие напряжения могли вызвать преобладающую ориентировку, и, следовательно, по ней можно судить о свойствах этих напряжений.

Ориентированные шлифы повсюду привязывались к поверхностям напластования, которые в связи с явными следами скольжения вдоль них принимались за плоскости движения — S . В качестве оси b принималась ось складки, большей частью совпадающая с простираем слоем; ось a , отвечающая направлению движения, располагалась по падению или восстанию слоя. Ось c , как обычно, перпендикулярна плоскости S .

Результаты петроструктурного анализа складок Западного Верхоянья показывают возможность его использования в двух направлениях: во-первых, для выяснения некоторых аспектов механизма образования конкретных складок — это по существу хотя и интересный, но частный случай, и, во-вторых, — для выявления на широких площадях поля напряжений, вызывающих преобладающую ориентировку.

ПЕТРОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ ЧАСТНЫХ СКЛАДОВ

Компетентная складка. Изучался свод антиклинали. Разрез складки и ее часть, подвергнутая петроструктурному анализу, изображены на рис. 2.

Мощность песчаникового пласта повсюду выдержана, т. е. он смят по концентрическому закону. Кливаж, в частности кливаж, параллельный осевой плоскости, в песчаниках отсутствует. Тонкие (10—20 см) пропластки алевролитов внутри песчаника обнаруживают лишь интенсивный слоевой кливаж, возникший в результате скольжения отдельных слоев песчаникового пласта друг относительно друга. В подстилающей некомпетентной пачке алевролитов развит интенсивный кливаж, параллельный осевой поверхности. Песчаники разбиты многочисленными трещинами. В кровле слоя наблюдаются трещины, наклоненные в сторону осевой поверхности. Они, как правило, выполнены тонкими прожилками кварца, т. е. представляют собой трещины растяжения. В подошве слоя присутствуют разнонаправленные мелкие взбросы и надвиги, по которым происходит смещение отдельных частей слоя в поперечном направлении. Обстановка сжатия здесь очевидна. В целом пласт песчаника приподнят над алевролитами в виде арки и отделен от алевролитов линзообразной кварц-кальцитовая брекчией.

Эти данные свидетельствуют скорее всего о продольном изгибе слоя с растяжением на своде и сжатием в замке. Данный вывод, основыва-

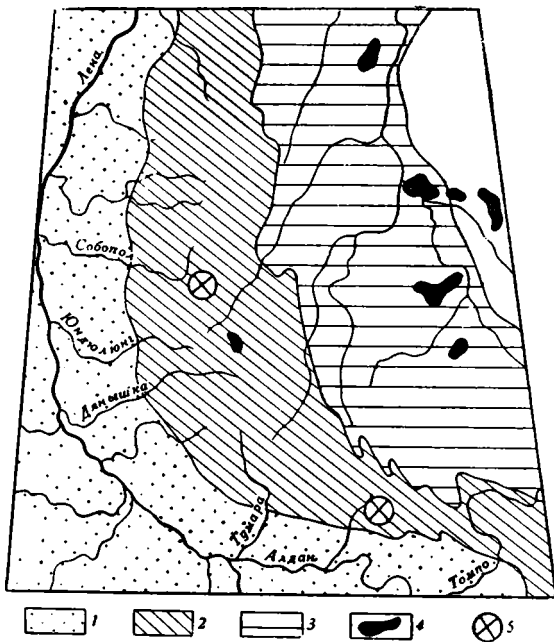


Рис. 1. Схема структур Западного Верхоянья с пунктами отбора образцов на петроструктурный анализ;

1 — Приверхоянский краевой прогиб, 2 — Верхоянский антиклинорий, 3 — Яно-Индигирский синклинорий, 4 — интрузии гранитоидов, 5 — пункты отбора образцов на петроструктурный анализ

вающийся лишь на чисто внешнем изучении морфологических особенностей складки, подтверждается и петроструктурным анализом.

Была отобрана серия ориентированных образцов как с кровли пласта (со свода антиклинали), так и с его подошвы (замка антиклинали). (Пункты отбора образцов см. на рис. 2). Замерялись оптические оси обломочного кварца. В качестве поверхности движения — S была выбрана поверхность напластования, по которой (судя по слоевому кливажу прослоев алевролитов) происходило скольжение; ось b совпадает с осью складки.

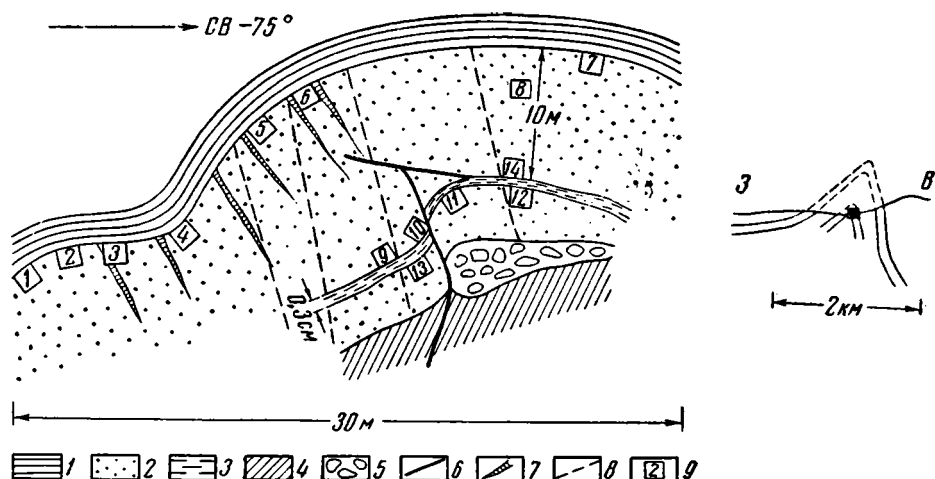


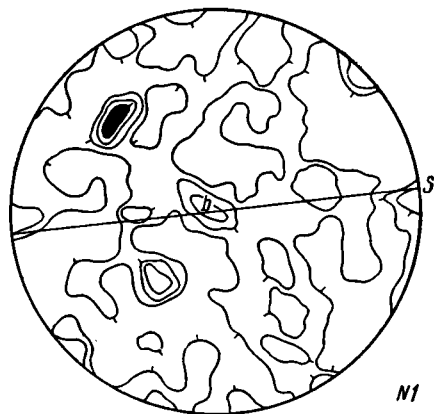
Рис. 2. Замок Учагин-Барбачинской антиклинали (компетентная складка):

1 — алевро-песчаники с развитием слоевого кливажа, 2 — компетентные песчаники, 3 — прослои алевролитов среди песчаников, 4 — некомпетентные алевролиты с развитием крутопадающего кливажа скальвания, 5 — кварцево-кальцитовая брекчия, 6 — разрывы, 7 — открытые трещины, заполненные кварцем, 8 — закрытые трещины, 9 — места отбора ориентированных образцов

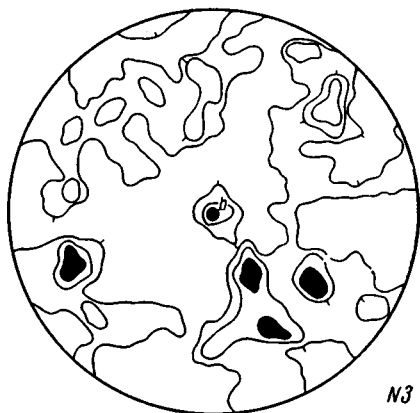
Все диаграммы оптических осей (рис. 3) на своде антиклинали и в одном образце из центра пласта (№ 8 на рис. 3) не обнаруживают какой-либо преобладающей ориентировки или закономерного узора. По существу, они характеризуются изотропностью. Отдельные максимумы оптических осей, по всей видимости, случайны. Случайность ориентировки подтверждает статистическая проверка, проведенная по методу, предложенному Г. Винчеллом (Winchell, 1937). Величина « P », которая, по Винчеллу, для закономерной ориентировки не должна превышать 0,05, для кварцевых диаграмм со свода складки значительно превышает эту величину, достигая 0,3. На диаграммах ориентировки оптических осей кварца из образцов, отобранных с подошвы слоя, с замка антиклинали, напротив, наблюдается определенная закономерная ориентировка (рис. 4). Степень ориентированности, правда, невелика, узоры петроструктурных диаграмм расплывчаты, а проверка по методу Винчелла определила величину « P » равной 0,04, т. е. близкой к критической, но все же на всех диаграммах обнаруживается несколько одинаковых максимумов величиной от 3 до 5%. Наиболее повторяющийся максимум совпадает с напластованием (осью движения a), иногда этот максимум двойной и образован двумя сближенными максимумами¹. Нередко на диаграммах присутствует нечеткий пояс вокруг оси b .

Интересен сам факт различия диаграмм в кровле и подошве пласта. Этот факт свидетельствует о различиях в деформации в разных частях

¹ Образование таких сближенных двойных максимумов Е. А. Кузнецов (1958) объясняет трансляцией кристаллической решетки кварца одновременно по призме и ромбоэдру.



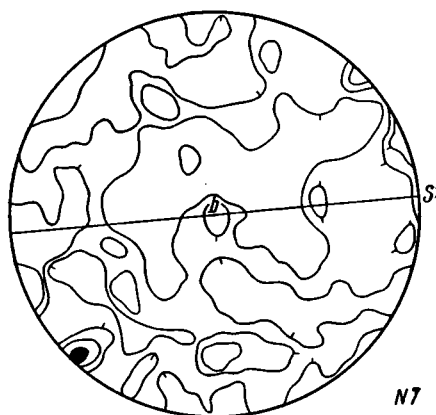
N1



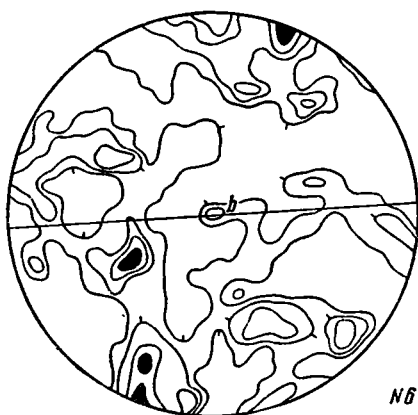
N3



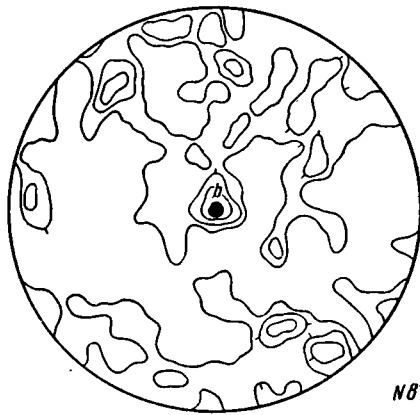
N2



N7



N6



N8

Рис. 3. Диаграммы ориентировки оптических осей кварца со свода антиклинали, изображенной на рис. 2. (Во всех случаях по 300 осей):

№ 1 — 0—1—2—3—4—5%. № 2 — 0—1—2—3—4%, № 3 — 0—1—2—3%, № 6 — 0—1—2—3—4% № 7 — 0—1—2—3—4%. № 8 — 0—1—2—3—4%

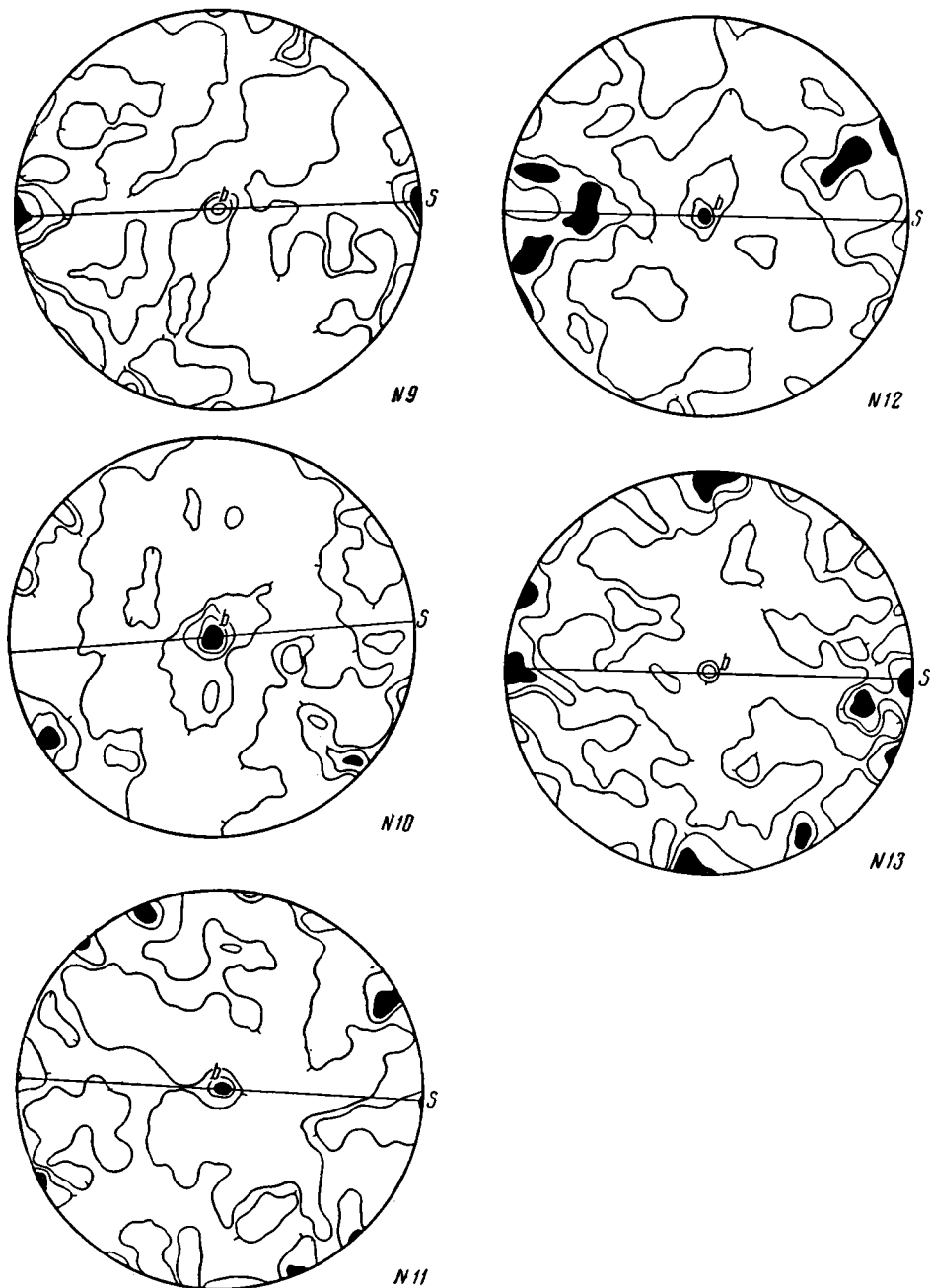


Рис. 4. Диаграммы ориентировки оптических осей кварца с замка антиклинали, изображенной на рис. 2. (Во всех случаях по 300 осей):

№ 9 — 0—1—2—3—5%, № 10 — 0—1—2—3—4—7%, № 11 — 0—1—2—3—6%, № 12 — 0—1—2—3—4%, № 13 — 0—1—2—3—4%

складки. Несомненно, что в замке исследованный пласт испытал большую деформацию, чем на своде, причем такую, которая смогла вызвать одинаковую ориентировку оптических осей. Деформация всего пласта таким образом негетогенная. Действительно, и данные полевого изучения показывают следы растяжения на своде и сжатия в замке антиклинали. Петроструктурный анализ самым убедительным образом подтверждает это. В этом свете представляются необоснованными утверж-

дения некоторых исследователей (Белоусов, 1947), что в природе нет никаких следов того, что изгибание слоев в складки происходит в условиях растяжения на кровле и сжатия в подошве.

На вопрос, чем обусловлено появление тех или иных максимумов на диаграммах, трудно дать определенный ответ. Максимум, совпадающий с осью *a* (перпендикулярно оси складок), связан, по всей видимости, со скалывающими напряжениями, возникающими при скольжении пласта вдоль поверхности напластования. Последнюю можно

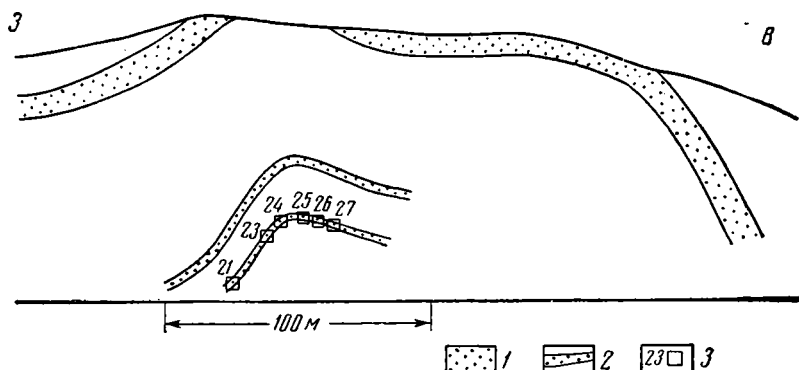


Рис. 5. Антиклинальная складка, образованная в некомпетентной толще (некомпетентная складка):

1 — компетентный пласт песчаника, 2 — маломощные компонентные прослои песчаников внутри пачки некомпетентных алевролитов, 3 — места отбора ориентированных образцов

рассматривать как своеобразную поверхность скалывания. Учитывая постоянное совпадение с ней максимума в разных частях складки, можно полагать, что в процессе образования складки, несмотря на изменение положения этой плоскости в пространстве, она продолжала оставаться основной плоскостью скольжения. Образование других максимумов не совсем ясно. Петроструктурные диаграммы не дают каких-либо указаний о наличии различных движений; скорее всего, складка является моногенетической, по Т. Боллу (Ball, 1960).

Некомпетентная складка. Так же, как и в первом случае, изучался свод антиклинали (рис. 5). Антиклиналь образована в мощной (до 80 м) некомпетентной существенно алевролитовой пачке, перекрытой компетентным 25-метровым песчаниковым пластом. По этому пласту очерчивается относительно пологая складка. В замке, сложенном некомпетентными алевролитами, складка становится острее, что на первый взгляд связано только с обычным заострением складок в замках антиклиналей при простом концентрическом изгибе слоистой толщи. Петроструктурный анализ позволяет установить, что процесс смятия некомпетентной пачки был более сложным.

Детальному структурному изучению была подвергнута пачка, состоящая из частого чередования 10—20 см прослоев мелкозернистых песчаников и алевролитов. Все породы затронуты кливажем скалывания, в котором распознаются трещины двух систем: простирания их обоих параллельны простиранию осевой плоскости, а падения направлены в разные стороны под углом 60—80°. Тем самым возникает перекрещивающаяся под острыми углами сеть трещин, разбивающих породы на ромбическую щбенку.

На антиклинальном перегибе из тонкого (0,1 м) пропластка мелкозернистого песчаника было отобрано шесть ориентированных образцов, по три с каждого крыла. Диаграммы ориентировки оптических осей кварца показывают, что породы превращены в тектониты (рис. 6).

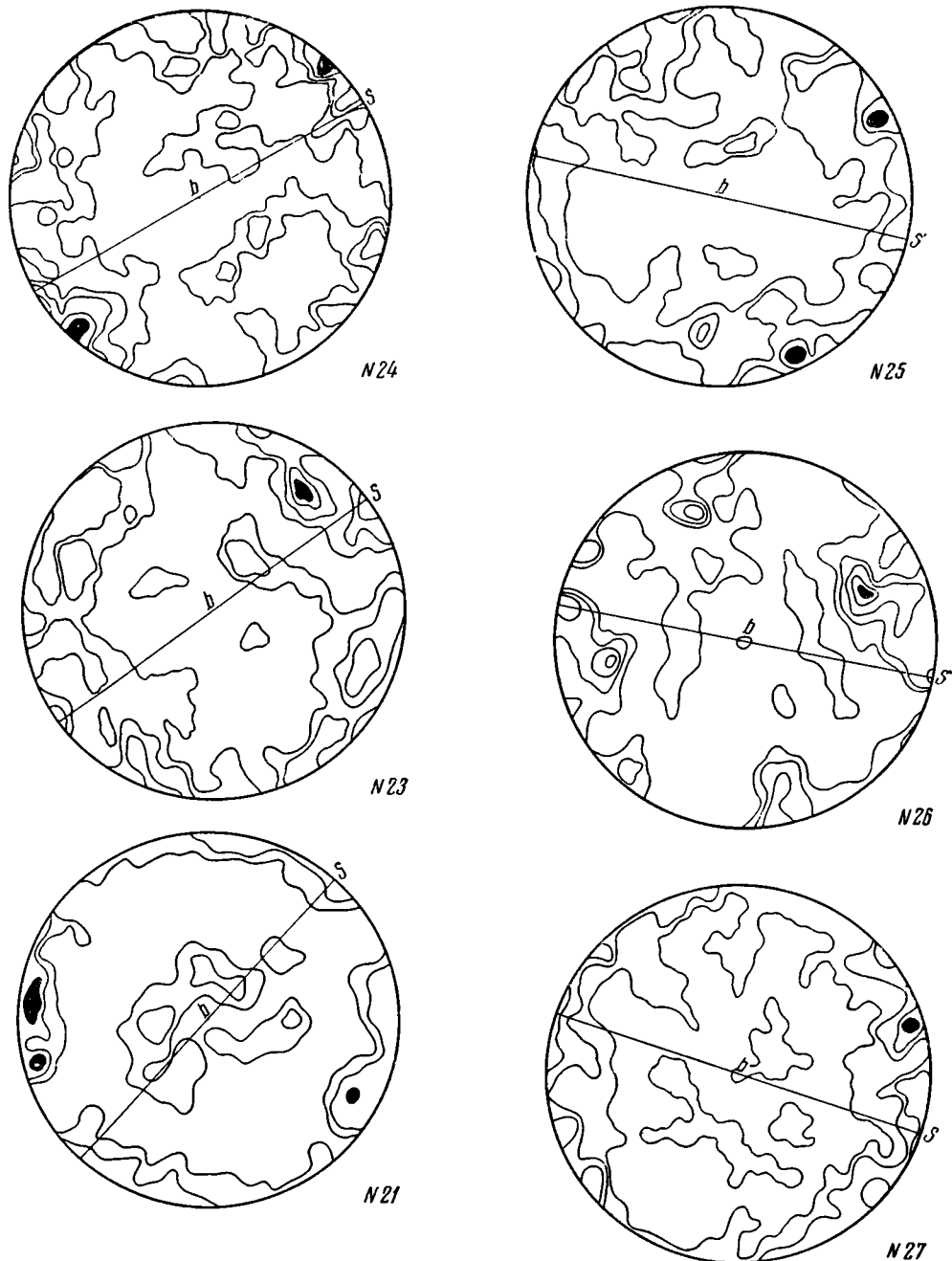


Рис. 6. Диаграммы ориентировки оптических осей кварца из антиклинали, изображенной на рис. 5. (Во всех случаях по 300 осей):

Западное крыло: № 21—0—1—2—3—4%, № 23—0—1—2—3—4—5%, № 24—0—1—2—3—4—5—7%. Восточное крыло: № 25—0—1—2—3—4—5%, № 26—0—1—2—3—4—6%, № 27—0—1—2—3—4—5%.

На всех диаграммах обнаруживается примерно одинаковая картина. На них наблюдается пояс вокруг оси b и внутри этого пояса в плоскости ac (перпендикулярной напластованию — поверхности S) — два, редко три, четыре максимума (плотностью 3—5%). Один из них состоит иногда из двух сближенных. Максимумы располагаются симметрично относительно оси b и симметрично же относительно плоскости,

образующей некоторый угол с поверхностью S . Степень ориентированности высокая. Величина « P », подсчитанная по методу Винчелла, не превышает 0,01. Различия между диаграммами состоят лишь в разной величине угла между плоскостью симметрии и поверхностью S . В данном случае можно произвести развертывание складки, как это предложено Зандером (Sander, 1930), Нопфом (Knopf, 1938), Ферберном (1949) и разработано Ладурнером (Ladurner, 1954), а в дальнейшем Джонсом (Jones, 1959) и Боллом (Ball, 1960).

Б. Зандер показал, что для так называемых складок скалывания, т. е. складок, возникших в результате скольжения тонких пластин пород по многочисленным сильно сближенным поверхностям, характерна гомогенность деформации. Она выявляется петроструктурным анализом по одинаковой и параллельно направленной деформации отдельных слагающих складку элементов, в частности оптические оси таких минералов, как кварц или кальцит, обнаруживают во всех частях складки параллельную ориентировку. Складки изгиба, или флексурные складки, обладают гетерогенной деформацией, неодинаковой в различных своих участках. Б. Зандер привел пример развертывания складки изгиба, основываясь на изучении ориентировки оптических осей кварца в прослое кварцита среди филлита. Он установил, что до изгиба породы испытали скалывающую деформацию, отразившуюся в субпараллельной ориентировке оптических осей кварца. При последующем изгибе слоев направление этих осей в разных частях складки оказалось в точном соответствии с углом изгиба.

Петроструктурный анализ позволил Ладурнеру и Боллу установить, что в образовании некоторых складок участвовало два следовавших один за другим процесса: 1) вначале скалывание с относительно небольшим искривлением слоев, эти скалывающие дислокации запечатлены в субпараллельной во всех частях складки ориентировке оптических осей кварца, и 2) затем деформация изгиба, нарушившая существовавшую параллельность ориентировки. Приведя путем вращения диаграммы оптических осей вновь в параллельное положение, можно судить о величине изгиба, испытанной слоев после скалывания.

В рассматриваемом нами случае поступаем аналогичным образом. Для простоты операции проводим через максимумы на диаграммах линии направления оптических осей кварца — так называемые *q-rich-tungen* или *q-направления* (по Ладурнеру). Затем вращением приводим диаграммы в такое положение, в котором *q-направления* на всех диаграммах будут параллельны друг другу (рис. 7). В результате получилась складка, значительно более пологая по сравнению с существующей сейчас. Судя по сходству диаграмм она гомогенна; *q-направления* во всех частях складки наклонены примерно под углом 45° к горизонту. Можно полагать, что образование этого изгиба произошло в результате скалывания по двум пересекающимся плоскостям (S_1 и S_2), отвечающим *q-направлениям* на диаграммах. В этом состоит первая стадия образования складки. Наблюдаемая сейчас неомогенность деформации, обнаруживаемая по непараллельности *q-направлений*, в особенности на разных крыльях складки, может быть объяснена лишь последующим изгибом первичной складки скалывания. Видимо с изгибом, а следовательно, и с вращением первичных плоскостей скалывания (S_1 и S_2) связано образование пояса оптических осей вокруг b . Тем самым устанавливается, что некомпетентная складка является полигенетической и возникает в результате наложения двух сменявшихся во времени процессов — скалывания и изгиба. Об этом же косвенно свидетельствуют и приведенные выше данные о перекрещивающейся сети кливажных трещин. Острый угол между ними, составляющий сейчас $20-40^\circ$, скорее всего возник в результате вращения при продольном изгибе первичных трещин скалывания, пересекавшихся под углом 45° .

Таким образом, компетентный и некомпетентный пласты ведут себя при складкообразовании различно. Этот вывод не новый, хотя иногда и оспариваемый, но петроструктурный анализ открывает сущность упомянутого различия. Если компетентный пласт испытывает однородную

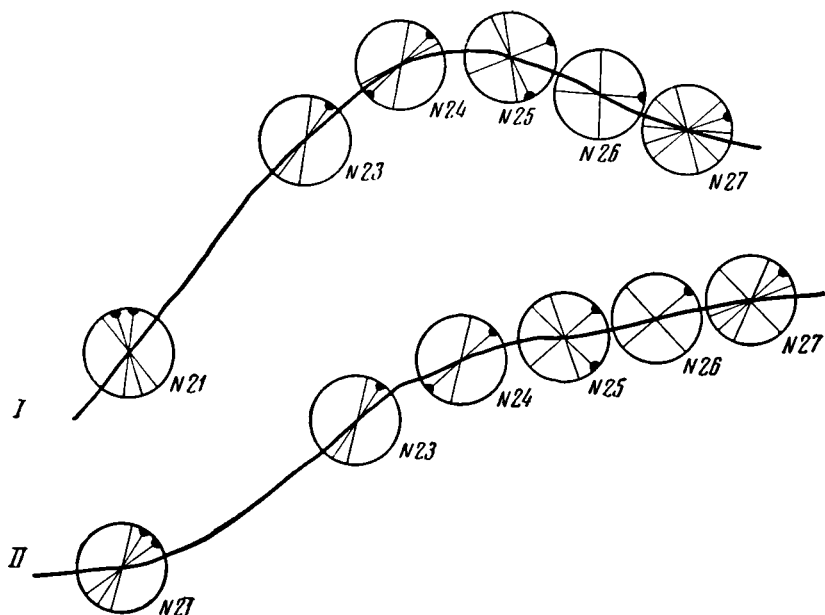


Рис. 7. Развертывание некомпетентной складки:
I — современное положение, II — складка после развертывания. Тонкие линии — q -направления. Черное — основные максимумы

деформацию изгиба (причем продольного), то некомпетентные пласты вначале подвергаются скалыванию, а затем уже вовлекаются в общий процесс изгиба. Очевидна в этом случае внутренняя дисгармония складчатости.

ВЫЯВЛЕНИЕ ПЕТРОСТРУКТУРНЫМ АНАЛИЗОМ ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ

Преобладающая ориентировка оптических осей кварца оказывается различной не только внутри отдельных складок или их частей, она значительно меняется на площади Западного Верхоянья. Как известно, складчатые структуры Западного Верхоянья образуют дугу, обращенную выпуклостью на юго-запад. Эта дуга распадается на два отрезка: меридиональный, в котором структуры имеют выдержанные меридиональные простирания, и широтный, характеризующийся северо-западной ориентировкой складок, косой по отношению к простиранию всей складчатой области.

Каждому из отрезков Западного Верхоянья свойствен свой тип ориентировки оптических осей кварца. Ориентировка на меридиональном отрезке описана в предыдущем разделе. О ее выдержанности на площади свидетельствует поразительное сходство диаграмм, рассмотренных выше, с диаграммами кварцевых осей, приводимыми Ю. П. Ивенсенем и Е. Г. Прошенко (Вихерт, Возин и др., 1961) с того же меридионального отрезка из района Эндыбала. Для этого типа ориентировки свойственно B -поясовое строение с отсутствием или слабым развитием максимумов вдоль оси b .

Характер ориентировки на широтном отрезке Западного Верхоянья иной. Ниже дается подробное его описание.

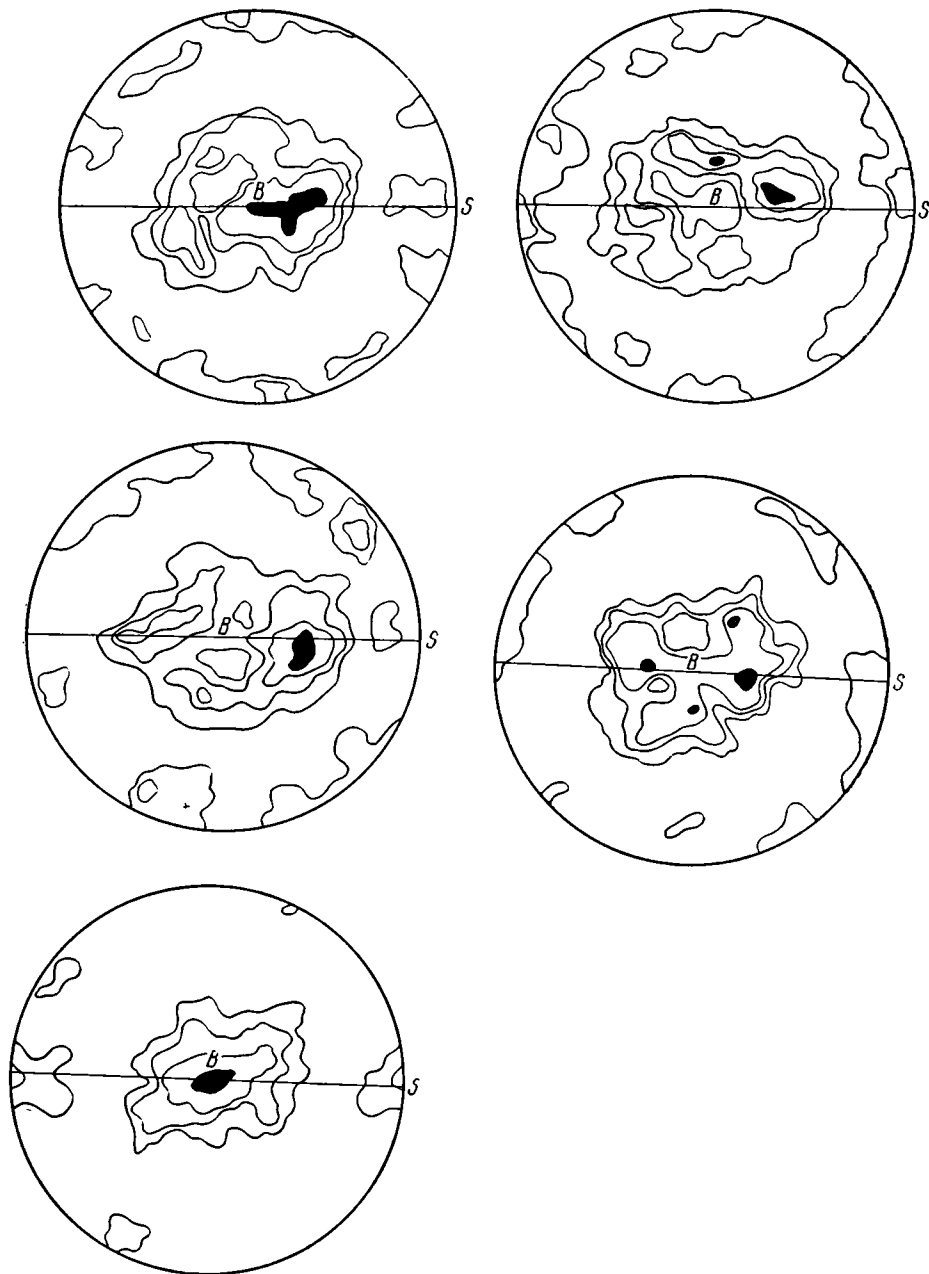


Рис. 8. Диаграммы ориентировки оптических осей кварца из интенсивно дислоцированной зоны развития узких линейных складок. (Во всех случаях по 300 осей):

№ 1 — 0—2—2—3—4—5%, № 2 — 0—1—2—3—5%, № 3 — 0—1—2—3—5%, № 4 — 0—1—2—3—5%,
 № 5 — 0—1—2—5—15%. S — плоскости напластования

Петроструктурному анализу был подвергнут ряд складок в бассейне правого притока Алдана, р. Западная Градыга (см. фиг. 1). Ориентированные образцы отбирались в различных тектонических зонах. Все образцы со всей этой достаточно обширной площади показали примерно одинаковую ориентировку оптических осей кварца (рис. 8, 9).

На всех диаграммах присутствует четкий один или группа максимумов в центре, которые указывают на ориентировку оптических осей

вдоль оси складки. Прежде всего этим они отличаются от диаграмм меридионального отрезка.

Движения, вызвавшие образование указанных максимумов, совершались в направлении оси складки. В этом случае она является не b -осью, как предполагалось при полевом отборе образцов, а главной осью движения — a .

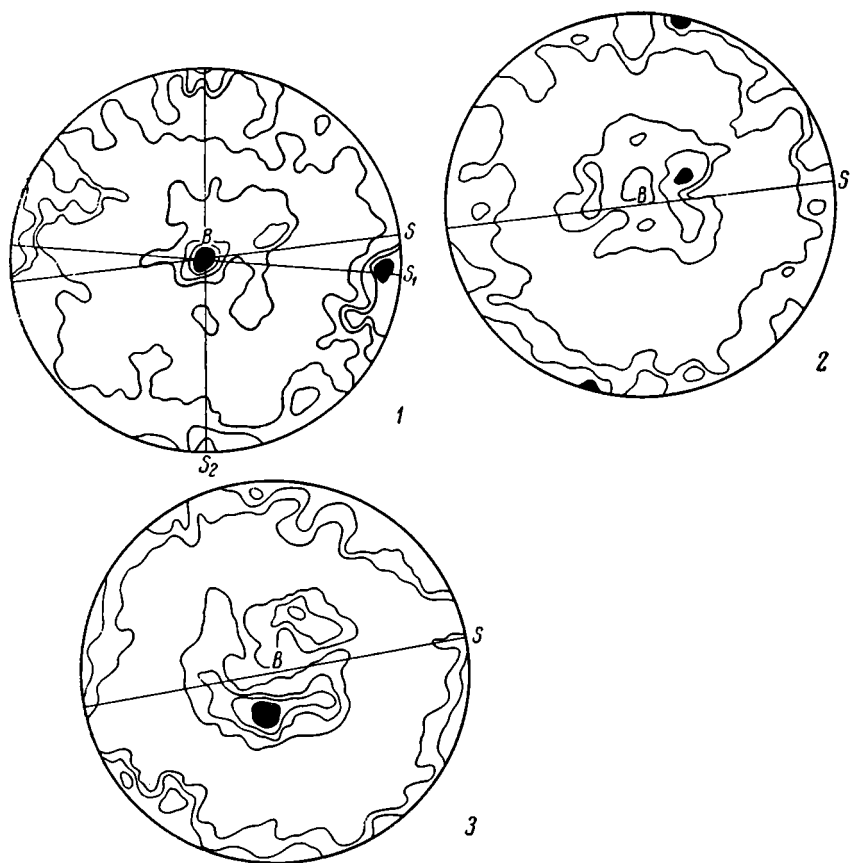


Рис. 9. Диаграммы ориентировки оптических осей кварца из зоны пологих дислокаций. (Во всех случаях по 300 осей):

№ 1 — 0—1—2—3—5%, № 2 — 0—1—2—3—5%, № 3 — 0—1—2—3—5%, S — плоскости напластования

Постоянное появление максимумов вдоль осей складок в различных участках тектонической структуры свидетельствует о выдержанности поля напряжений на широких площадях, указывает на его региональный характер, свойственный широтному отрезку Верхоянья. Эти силы, действовавшие в горизонтальной плоскости по направлению осей складок, имели несомненно сдвиговую природу.

Основные максимумы располагаются на диаграммах или непосредственно в центре, или же образуют довольно четкий и закономерный узор в центральных частях диаграмм.

Этот закономерный узор отмечается на четырех диаграммах, составленных для одной из антиклиналей в южной части площади (№ 1—4 на рис. 8). Основные максимумы величиной 3—5% в грубой схеме распределены в виде эллипсов с длинной осью, вытянутой по напластованию (S — на диаграммах). Такой своеобразный узор может быть

объяснен, если предположить, что деформация была трехосной. Как известно, при двухосной деформации поверхности скалывания совпадают с двумя круговыми сечениями эллипсоида деформации. При трехосной же деформации, более сложной и совершающейся в трех направлениях, поверхность максимальных скалывающих напряжений имеет форму двойного эллиптического конуса с осью c , отвечающей структурной оси a . В сечении эллипсоида по AB (совпадающей с плоскостью диаграмм) след такой поверхности является эллипсом, совпадая с узором оптических осей на петроструктурных диаграммах.

В других случаях обнаруживается один четкий максимум вдоль оси складки, достигающий местами 15% (№ 5 на рис. 8). Вполне возможно, что скалывающие напряжения здесь были более интенсивными.

Несомненно, что все образцы с преобладающей ориентировкой оптических осей кварца в одном направлении представляют собой S -тектониты.

Некоторые тектониты являются более сложными. На диаграммах № 1, 2, 3 (рис. 9) видно, что в них, наряду с максимумом в центре, появляется то более четкий, то расплывчатый круговой пояс вокруг оси складки. По отношению к этому поясу ось складки является уже осью b , а пояс расположен в плоскости ac . Тем самым эти тектониты являются комплексными B - и S -тектонитами.

В пределах круговых поясов иногда обнаруживаются самостоятельные максимумы. Так, на диаграмме № 1 (рис. 9) отмечается два максимума, один из которых почти совпадает с плоскостью напластования S , а другой ориентирован почти перпендикулярно к ней. Возможно, что эти максимумы отвечают появлению плоскостей скалывания (S_1 и S_2) в других взаимноперпендикулярных направлениях.

Сами же круговые пояса в плоскости ac связаны, как это показано Б. Зандером (Sander, 1930), с образованием складок и возникли в результате вращения при изгибании слоя.

Комплексный характер диаграмм широтного отрезка Верхоянья обусловлен, таким образом, действием двух процессов — скалывания в направлении осей складок (простираения складчатых структур) и изгибания слоев в складки под воздействием сил, приложенных перпендикулярно к осям складок. Трудно сказать, совпадало ли полностью проявление обоих процессов во времени. По-видимому, они протекали почти одновременно, поскольку сохранились следы их обоих.

Оба эти процесса могли возникнуть в результате разложения одной силы, ориентированной косо по отношению к складчатой зоне (субширотному отрезку Верхоянья). Одна составляющая действовала перпендикулярно к простираению современных складчатых структур и вызывала непосредственно сами складчатые дислокации — образование складок изгиба. Другая составляющая была ориентирована вдоль простираения зоны и приводила к напряжениям сдвигового характера.

Направление основного напряжения было, как нетрудно убедиться из рис. 10, субширотным.

На меридиональном отрезке Западного Верхоянья, где отсутствует максимум оптических осей вдоль простираения складок и проявлено B -поясовое их расположение, деформирующая сила была, видимо, нормальна по отношению к фронту складчатости, т. е. также субширотной. Отсюда следует вывод, что в целом для всего Западного Верхоянья напряжения, приведшие к складчатости, были однонаправленными (близкими к широтным).

Эти заключения о характере поля напряжения, существовавшего в Западном Верхоянье при складкообразовании, со всей определенностью намечаются и при рассмотрении структурного рисунка территории. На самом деле фронт линейных складок, ориентированных строго

в долготном направлении на меридиональном отрезке Верхоянья при переходе на широтный отрезок сменяется эшелонированной системой складок. Эта система образована кулисно подставляющими друг друга складками, имеющими северо-западные простирания, косые по отношению к широтному протяжению складчатой зоны в данном месте. В целом здесь наблюдается система левостороннего эшелона. Специальные исследования, предпринятые Кемпбэллом (Campbell, 1958), показали,

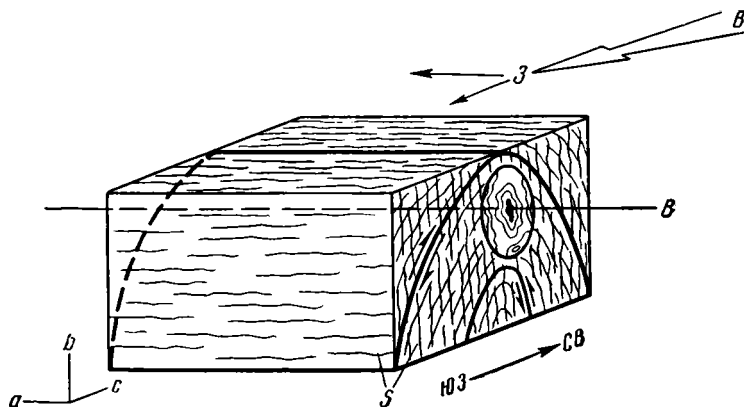


Рис. 10. Блок-диаграмма тектонита с направлением действовавших сил и основными плоскостями скалывания (S).

что возникновение таких эшелонированных, кулисных складчатых систем может быть объяснено только сдвиговыми дислокациями. В конкретном приложении к левосторонней эшелонированной системе широтного отрезка Западного Верхоянья направление главной действующей силы, определяемое характером структурного рисунка, оказывается субширотным, т. е. таким же, какое обнаруживается петроструктурным анализом.

В настоящее время петроструктурный анализ не дает количественной оценки напряжений, возникающих на отдельных участках. Однако характер узора и интенсивность максимумов на вышеприведенных диаграммах позволяют сделать некоторые выводы качественного характера. В самом деле, все рассмотренные тектониты можно разделить на две группы. К одной группе относятся образцы с четким рисунком S -тектонитов на диаграммах (см. рис. 8), а ко второй — те породы, в которых ориентировка менее четкая и максимумы располагаются как в центральных частях диаграмм, так и в поясе вокруг B (см. рис. 9). Такое разделение диаграмм находится в полном соответствии с положением тектонитов в тектонических зонах, характеризующихся различной интенсивностью и морфологическими типами складчатости. Первая группа, характеризующаяся большей степенью ориентированности, взята из зоны интенсивных дислокаций, в которой развиты преимущественно узкие, линейно вытянутые складки значительной амплитуды. Вторая группа, с меньшей степенью ориентированности, свойственна зоне развития очень пологих и широких складок небольшой амплитуды. Эта зона является, несомненно, менее подвижной, менее тектонически активной, чем первая.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Некоторые выводы, которые можно было сделать на основании петроструктурного изучения складок, очевидны и при анализе чисто морфологических особенностей структур, как, например, в случае анализа

компетентной складки. Однако петроструктурный метод позволяет открыть существо деформации и служит важным критерием для проверки тех или иных представлений, сложившихся при изучении морфологических особенностей структур. При помощи этого метода выявилось принципиальное отличие в деформации компетентных и некомпетентных пластов. Петроструктурный анализ позволил открыть, что на широтном отрезке Западного Верхоянья действовали сдвиговые напряжения, что подтверждается и упоминавшимися выше чисто геологическими данными, в частности эшелонированным рисунком структур. Но микроструктурным изучением выявляется непосредственно сама деформация внутреннего вещества пород под воздействием этих сдвиговых дислокаций.

Думается, изложенный материал показывает, что петроструктурный анализ является хотя и дополнительным, но очень важным методом тектонических исследований. Безусловно, наиболее эффективное его использование возможно лишь в совокупности с другими распространенными приемами изучения тектонических структур.

Литература

- Белоусов В. В. Основные вопросы механизма складкообразования. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., т. 22, № 3, 1947.
- Вихерт А. В., Возин В. Р., Ивенсен Ю. П., Каширцев А. С., Прощенко Е. Г. Геологическое строение и рудоносность Западного Верхоянья. Тр. Якутского филиала СО АН СССР. Сер. геол., сб. 5, 1961.
- Елисеев Н. А. Структурная петрология. Госгеолтехиздат, 1953.
- Кузнецов Е. А. Значение максимумов петроструктурных диаграмм кварца. Сов. геология, № 6, 1958.
- Ферберн Х. Ч. Структурная петрология деформированных горных пород. Изд-во иностр. лит., 1949.
- Ball T. H. A petrofabric analysis of a fold. Amer. J. Sci., v. 258, No. 5, 1960.
- Campbell I. D. An echelon folding. Econ. Geol., v. 53, 1958.
- Jones K. A petrofabrik method of the fold analysis. Amer. J. Sci., v. 257, No. 2, 1959.
- Knopf E. B., Ingerson E. Structural petrology. Geol. Soc. Amer. mem., 6, 1938.
- Ladurner I. Beiträge zur Typisierung von Quarzfallen. Tshermak Mineral. und Petrogr. Mitt. p. 3, B. 2, 1954.
- Sander B. Gefügekunde der Gesteine. Springer, Vienna, 1930.
- Winchell H. A new method of interpretation of petrofabrik diagrams. Amer. mineral., v. 22, No. 1, 1937.

Всесоюзный Аэрогеологический трест
Госгеолкома СССР
Москва

Статья поступила
12 января 1965 г.

УДК 551.462.62

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

Ю. М. ШЕЙНМАНН

ОБ ОДНОЙ ОСОБЕННОСТИ СРЕДИННЫХ ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТОВ

Нам хотелось бы обратить внимание на одну черту в распространении Срединных океанических хребтов, как будто еще не отмечавшуюся в литературе.

Если обратиться к карте, то можно видеть — и это многократно отмечалось, — что Срединный хребет (или система таких хребтов) протягивается, начинаясь в котловине Северного Ледовитого океана, вдоль оси Атлантического океана примерно до о. Буве, затем круто поворачивает на восток, проходя примерно на середине расстояния между Африкой и Антарктидой, и около о-вов Новый Амстердам и Сен-Поль раздваивается. Северная ветвь протягивается к Аденскому заливу, где соединяется с областью рифтов Африки и Аравии, а восточная, пройдя между Австралией и Антарктидой, выходит в районе о. Скотта в Тихий океан и тянется на значительном расстоянии примерно параллельно побережью Антарктиды до 130° зап. долготы.

Насколько известно, на всем этом протяжении эти структуры сохраняют ряд характерных черт: широкая возвышенность, осложненная рядом уступов, относительно мелких кряжей и впадин и т. п., в целом полого поднимается к своему срединному, резко выраженному гребню, узкому и практически непрерывному. Вдоль всей его длины проходит полоса центральной тектонической долины, состоящей из ряда сменяющих друг друга грабенных. В целом форма хребта напоминает форму Восточно-Африканского вала. Центральной долине хребта соответствуют в Африке западный и восточный рифты (т. е. в Африке имеются две таких долины).

Другой особенностью хребтов является то, что их срединные гребни часто одинаково удалены от обоих берегов океана. Это особенно ясно видно в Атлантическом океане, но также и на участках от о. Буве до о. Крозе и в пределах Австрало-Антарктической части хребта.

Существенным моментом в характеристике системы является приуроченность к ней интенсивной вулканической деятельности, но эта особенность Срединного хребта обща с рядом других океанических возвышенностей. Также едина с многими другими возвышенностями и малая (относительно) глубина землетрясений, нигде не доходящая до 80 км.

Наконец, существенной особенностью их является значительное усиление теплового потока над центральным гребнем хребта. Это отмечается всюду, где поток измерялся. Полоса повышенного потока очень узка, точно приурочена к гребню (по-видимому, к центральной долине); в обе стороны от середины гребня величина теплового потока быстро и резко уменьшается.

От Срединного хребта отходит ряд возвышенностей (вроде, например, Китового хребта), однако в их пределах исчезают почти все перечисленные выше особенности.

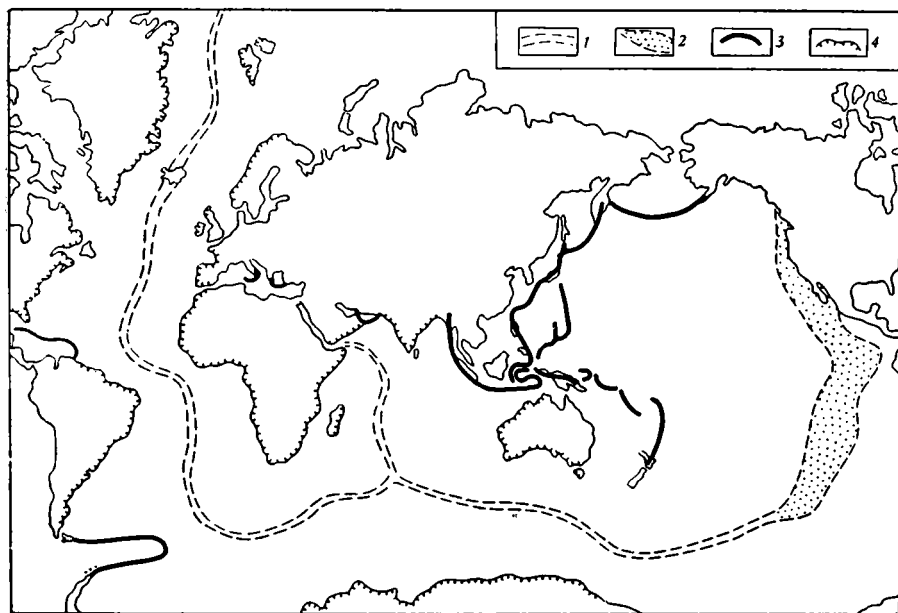
Нужно считать, что весь перечисленный комплекс черт характерен и обязателен для системы Срединного хребта и что не следует называть этим именем возвышенности, не обладающие этими особенностями.

Дальше на восток от Южно-Тихоокеанского хребта происходит поворот на север параллельно побережью Южной Америки. Но здесь в характере возвышенности происходят разительные перемены. Исчезают центральный гребень и долина. Возвышенность образует широкую горную страну, в пределах которой появляется ряд хребтов и долин. Она достигает еще большей ширины в районе о-вов Пасхи и Сала-и-Гомес, где от нее отходят возвышенности — одна в сторону архипелага Туамоту и две к Южной Америке. Такую ширину возвышенность сохраняет и дальше на север, протягиваясь к Галапагосским островам и дальше, где она подходит к матерiku, одной ветвью, возможно, уходя в его пределы (через полуостров и залив Калифорния) и протягиваясь в своей основной части вдоль побережья.

Вся эта Восточно-Тихоокеанская возвышенность некоторое время назад была отнесена американскими океанологами и геофизиками к Срединным океаническим хребтам. Однако это вряд ли правильно, так как она очень отличается от того, что описывают под этим названием в других районах. Это сейчас отмечается и в американской

литературе (например, Менардом, Герценом). В самом деле, здесь нет ни срединного гребня, ни центральной рифтовой долины, ни узкой полосы повышенного теплового потока. Тепловой поток здесь резко меняется от места к месту, на широком пространстве рядом с низкими существуют и высокие значения, правильности в их распределении незаметно. Такова картина на всей площади Восточно-Тихоокеанского поднятия, и оно скорее по своим морфологическим особенностям напоминает не область рифта, а область долин и кряжей Скалистых гор.

В результате приходится прийти к заключению, что система Срединных хребтов заканчивается на крайнем юге Тихого океана около 120° зап. долготы. Дальше он как бы деградирует и теряет свои характерные особенности. Восточно-Тихоокеанская возвышенность сходна с хребтом, пожалуй, только в том, что в ее пределах имеются значительные тепловые потоки, не характерные для других областей океана.



1 — Срединные океанические хребты, 2 — Восточно-Тихоокеанская возвышенность, 3 — островные дуги, 4 — побережья Атлантического типа

Так, очерченные пределы распространения системы срединных хребтов приводят к несколько неожиданному заключению. Если исключить крайний юг, то следует признать, что в пределах Тихого океана нет Срединного хребта. И попадая в этот океан, хребет быстро деградирует, переходя в Восточно-Тихоокеанское поднятие, и ничего похожего на Срединный хребет на большей части океана не существует.

Перед тем как сделать попытку увязать эту особенность Тихого океана с геологией, следует еще раз вернуться к распространению системы Срединных хребтов в других океанах. При этом бросается в глаза два момента: отсутствие Срединного хребта в восточной части Индийского океана и очень крутой изгиб хребта на восток у о. Буве. Здесь хребет как бы избегает близости Южно-Сандвичевой островной дуги.

То, что в пределах всей северо-восточной половины Индийского океана нет Срединного хребта, не позволяет считать, что отсутствие хребта связано с какими-то особенностями только Тихого океана.

Однако можно идти в сопоставлениях и по другому пути. На рисунке видно, что распространение Срединных хребтов хорошо совпадает с областями развития побережий «атлантического типа» и что хребтов нет против районов с побережьями «тихоокеанскими». Только против Карибской дуги, кстати обращенной не на восток, а в основном на север, существует хорошо развитый Срединный Атлантический хребет. Срединных хребтов нет против всей области дуг от Алеутской до Новой Зеландии, против Индонезийской дуги в Индийском океане и против Южно-Сандвичевой дуги. Нет их там, где побережье образовано молодой складчатой зоной, параллельной границе океана (западный берег обеих Америк). В последнем случае промежуточному характеру побережья (не дуга и не типичное атлантическое побережье) соответствует и своеобразный элемент, нечто среднее между Срединным хребтом и возвышенностями типа Гавайского или Полинезийского хребтов, — Восточно-Тихоокеанская возвышенность. С другой стороны, «атлантическим» побережьям, т. е. областям, где граница океана сечет структуры материков, всегда соответствуют Срединные, типично выраженные океанические хребты.

Кажется, что для сколько-нибудь обоснованного объяснения этих совпадений мы еще слишком мало знаем о геологии океана. Но, во всяком случае, следует считаться с описанными совпадениями при любом обобщении о природе Срединных океанических хребтов.

Остается еще добавить, что отмеченная особенность в распространении Срединных хребтов может, по-видимому, служить дополнительным указанием на геологическую молодость как Срединных хребтов, так и большинства других океанических возвышенностей. Так, переход хребта в Восточно-Тихоокеанскую возвышенность явно связан с присутствием молодой складчатой зоны Анд-Кордильер. Обратная зависимость не может иметь места, поскольку подобная связь невозможна, например, для случая альпид. Вероятно, подобные же соотношения можно наметить между западно-тихоокеанскими дугами и подводными хребтами, несущими на себе о-ва Туамоту, Гавайские и т. д. Несомненно, что Атлантический Срединный хребет не может быть древнее альпийской складчатой зоны.

Институт физики Земли
им. О. Ю. Шмидта АН СССР

Статья поступила
2 февраля 1965 г.

УДК 551.243.4 (571.56)

К. Г. СТАФЕЕВ

НАДВИГ В ТУНГИРСКОЙ ВПАДИНЕ (СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Во многих впадинах Забайкалья и Прибайкалья установлены надвиги. Почти во всех случаях, описанных в литературе, породы домезозойского фундамента надвинуты на юрские и меловые осадочные отложения впадин.

На юго-западном замыкании Тунгирской впадины выявлен крупный надвиг, по которому блок мезозойских осадочных пород надвинут на породы кристаллического фундамента.

Тунгирская впадина расположена в юго-восточной части Олекмо-Витимской горной страны в среднем течении р. Тунгир. Юрские и меловые осадочные породы, составляющие впадину, подразделяются на две свиты: нижнюю — конгломерато-песчаниковую и верхнюю — песчано-сланцевую. Во многих местах впадины отмечены покровы кайнозойских оливиновых базальтов. Осадочные породы залегают на кристаллическом фундаменте, сложенном разновозрастными гранитоидами. В структурном отношении впадина представляет собой грабен-синклиналь.

Выход зоны надвига на поверхность располагается на правом борту р. Нылга в ее среднем течении. (рис. 1). Осадочные породы, составляющие надвинутый блок, представлены сероцветными песчаниками, алевролитами и гравелитами и относятся к верхним горизонтам песчано-конгломератовой свиты. Породы висячем крыле надвига образуют небольшую изометричную синклинальную складку с падением на крыльях 30—35°.

Аллохтон надвига в изученной части залегает на слабоволнистой поверхности кристаллического фундамента, сложенного биотитовыми и двуслюдяными гранито-гнейсами. Плоскость сместителя имеет северо-восточное простирание, азимут падения $132^\circ \angle 25^\circ$. По направлению на восток плоскость сместителя несколько изгибается и приобретает субширотное простирание.

Мощность тектонитов в зоне надвига составляет 40—60 м. Зона сложена катаклазитами, милонитами и blastsмилонитами, тектоническими брекчиями. Установлен

многократный катаклаз милонитов, при котором древние blastsмилонитовые структуры сохраняются в виде реликтов в более молодой катакластической структуре. Породы, примыкающие к зоне надвига, катаклазированы, подроблены.

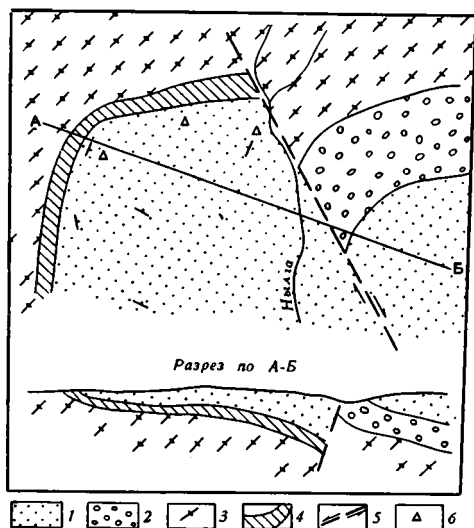


Рис. 1. Схематическая карта Нылгинского надвига:

1 — песчаники, гравелиты, алевролиты сероцветные; 2 — конгломераты, гравелиты красноватые; 3 — гранито-гнейсы; 4 — зона надвига; 5 — сдвиг предполагаемый; 6 — места замеров трещиноватости

Надвиг обрзан с востока разломом (сдвигом?), проходящим по р. Нылга: на левом борту реки распространены базальные горизонты конгломерато-песчаниковой свиты, имеющие стратиграфический контакт с породами кристаллического фундамента.

Ориентировка движения в плоскости сместителя определялась на основании анализа трещиноватости в всячем крыле надвига, по методу поясов, предложенному В. Н. Даниловичем (1961). На диаграммах трещиноватости (рис. 2), составленных для отдельных участков надвига, отчетливо выделяются несколько экваториальных максимумов, образующих пояс. На некоторых диаграммах присутствует и полярный максимум. Экваториальные пояса на всех диаграммах ориентированы одинаково, что свидетельствует об одинаковом направлении перемещения на всех участках надвига.

Анализ трещиноватости указывает на движение блока в северо-западном направлении по азимуту 332° и на отсутствие сдвиговой составляющей в движении блока. Общие геологические данные подтверждают этот вывод. Породы конгломерато-песчаниковой свиты, подобные тем, которые слагают надвинутый блок, распространены в центральной части Тунгирской впадины в 1—1,5 км к юго-востоку от перемещенного блока. Эта величина может быть принята в качестве примерной амплитуды перемещения по надвигу.

Многочисленные надвиги во впадинах Забайкалья отражают заключительные этапы развития впадин, когда в приповерхностных частях земной коры существовали условия сжатия. Надвиги кристаллического фундамента на осадочные толщи представляют собой закономерные составные элементы общей структуры впадин. По Н. А. Флоренсову (1960), такие надвиги образовались за счет краевых сбросов при миграции прогиба. В. Н. Данилович (1963) выделяет эти надвиги в особый «каркогенный» тип и объясняет их образование при помощи механизма поперечного изгиба в условиях прерывистости выгибания и гравитационного оседания блоков.

Вышеописанный надвиг не может быть объяснен предложенными механизмами. Локальное развитие его на замыкании Тунгирской впадины указывает на отсутствие связи надвига с формированием общей грабен-синклинальной структуры впадины. Надвигание осадочных пород на кристаллическое обрамление произошло в условиях бокового сжатия в крыле горизонтального сдвига северо-западного простирания, проходящего по р. Нылга. Подобные закономерные сочетания сдвигов и надвигов неоднократно описывались в литературе.

По-видимому, такие надвиги распространены гораздо чаще во впадинах Забайкалья, но распознаются они с трудом. В случае отсутствия мощной зоны тектонитов подобный надвиг легко принять за обычный стратиграфический контакт. Надвигание может проходить как на породы кристаллического фундамента, так и на более древние осадочные образования впадин.

Литература

- Данилович В. Н. Метод поясов в исследовании трещиноватости, связанной с разрывными перемещениями. Материалы по геологии и полезным ископаемым, вып. 2 (XXIX). Иркутск, 1961.
Данилович В. Н. Аркогенный тип надвигов. Геол. и геофиз., № 2, 1963.
Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. Изд-во АН СССР, 1960.

Всесоюзный научно-исследовательский институт
минерального сырья
Москва

Статья поступила
2 февраля 1965 г.

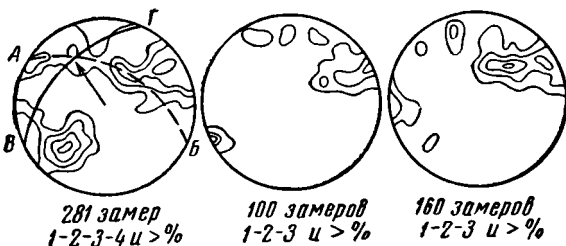


Рис. 2. Диаграммы ориентировки трещин в всячем боку надвига:

АБ — проекция экваториальной плоскости пояса, ВГ — проекция плоскости сместителя (стрелкой показано движение по надвигу)

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЮГА ДНЕСТРОВСКО-ПРУТСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ ПО ДАННЫМ РЕГИОНАЛЬНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ РАБОТ

Южная часть территории междуречья Днестр — Прут является объектом довольно интенсивных поисковых работ на нефть. В связи с недостатком и неоднозначной интерпретацией имевшихся до сих пор фактических материалов выводы различных исследователей (Гофштейн, 1952; Иванчук, 1957; Эдельштейн, 1959; Чирвинская и Гуревич, 1959; Соллогуб, 1960) о тектонике района во многом не совпадали.

В 1962—1963 гг. на этой территории были проведены региональные сейсмические исследования методом преломленных (рефрагированных) волн с целью изучения рельефа поверхности фундамента. В результате работ построена структурно-тектоническая схема территории (рисунок), при составлении которой, помимо данных преломленных волн, учтены результаты других геофизических методов и бурения.

В северной части района фундамент сложен комплексом сильно метаморфизованных докембрийских пород. Минимальная глубина их залегания составляет около 800 м. К югу поверхность докембрийского фундамента постепенно погружается, причем углы наклона невелики (до 1°). На фоне общего погружения намечаются два кулисообразно сочленяющиеся антиклинальные поднятия небольшой (до 200 м) амплитуды.

Судя по данным бурения и КМПВ, в зонах поднятий мощности палеозойских отложений сокращаются. В то же время поднятия совершенно не проявляются в более молодых мезо-кайнозойских отложениях. По всей вероятности отмеченные поднятия являются частью погребенного вала фундамента, протягивающегося в субширотном направлении.

Далее к югу крутизна погружения поверхности докембрия резко увеличивается — углы наклона достигают $5-8^\circ$, а глубина на протяжении 15—20 км возрастает с 1200—1400 до 3000 м и более. Полоса резкого погружения представляет собой юго-западный борт Восточно-Европейской платформы. Бортовая часть платформы осложнена локальными поднятиями (Тарутинское, Саратовское), а также нарушениями амплитудой до нескольких сот метров.

По мере погружения докембрийского основания заметно увеличивается степень дислоцированности и метаморфизм доюрских (триасовых и палеозойских) пород. К югу от Восточно-Европейской платформы указанный комплекс пород образует фундамент чехла слабо дислоцированных и неметаморфизованных юрских и кайнозойских отложений. Этот фундамент является продолжением одновозрастного фундамента Добруджи, расположенной непосредственно к югу от изученного района.

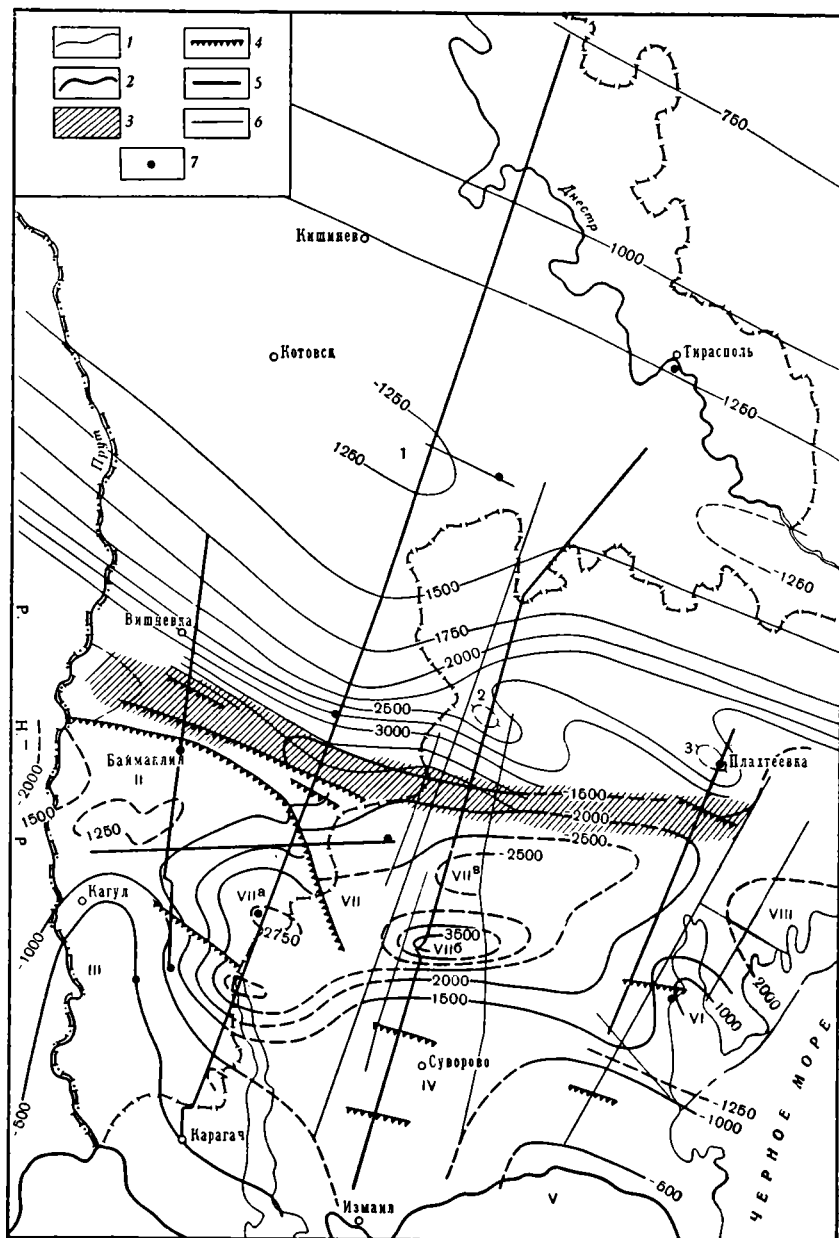
На схеме за северную границу области распространения триасово-палеозойского фундамента принята зона, в которой происходит переход от пологого платформенного залегания триасово-палеозойских пород к складчатому. Следует иметь в виду, что степень метаморфизма триасово-палеозойских пород в полосе вдоль борта древней платформы сравнительно невелика, в связи с чем, быть может, было бы целесообразно относить указанную часть к промежуточной зоне. Однако в настоящее время данных для этого недостаточно.

Перейдем к описанию рельефа поверхности триасово-палеозойского фундамента. Как видно из рисунка, наиболее крупной тектонической структурной является Преддобруджская впадина длиной около 130 и шириной до 50 км (по изогипсе 1000 м). Очертания впадины имеют неправильную трапецевидную форму. Максимальные глубины триасово-палеозойского фундамента в центре впадины достигают 3000 м. Южный и западный склоны крутые, углы падения поверхности фундамента здесь достигают 30° . Северный и восточный склоны более пологи, углы здесь не превышают $10-15^\circ$. В пределах впадины намечается ряд локальных структур, наиболее крупные из которых показаны на схеме.

По данным бурения Преддобруджская впадина заполнена юрскими осадками общей мощностью около 3000 м. Максимальные мощности ниже- и среднеюрских отложений приурочены к западной части впадины. К востоку постепенно возрастает мощность верхнеюрских отложений, в то время как ниже- и среднеюрские почти полностью выпадают из разреза.

К западу от Преддобруджской впадины расположена область приподнятого залегания фундамента, названная Бадькской седловиной. Эта седловина отделяет Преддобруджскую впадину от Бырладской впадины, расположенной к западу, на территории РНР. В пределах Бадькской седловины фундамент залегает на сравнительно небольших глубинах (порядка 1200—1600 м). Поверхность фундамента сложно дислоцирована, однако амплитуды нарушений невелики, в связи с чем они не нашли отображения на схеме. В северной части Бадькской седловины, в области, где происходит сочленение ее с Восточно-Европейской платформой, отмечаются разломы с амплитудой не менее нескольких сотен метров.

Расположенное южнее Бадькской седловины Припрутское поднятие представляет собой структурный нос длиной более 80 и шириной до 30 км. Абсолютная глубина



Структурная схема междуречья Днестр — Прут.
Условные обозначения:

1 — изогипсы по поверхности докембрийских пород, 2 — изогипсы по поверхности триасово-палеозойских пород, 3 — северная граница распространения триасово-палеозойского фундамента, 4 — разломы, 5 — профили КМПВ, 6 — профили МОВ, 7 — глубокие скважины.

Поднятия поверхности докембрийского фундамента: 1 — Михайловское, 2 — Тарутинское, 3 — Саратовское; структуры по поверхности триасово-палеозойского фундамента: I — Бырладская впадина, II — Бадьская седловина, III — Припрутское поднятие, IV — Измаильская депрессия, V — Килийское поднятие, VI — Татарбунарское поднятие, VII — Предбужская впадина (VIIa — Тараклийский прогиб, VIIb — Ново-Ивановский прогиб, VIIc — предполагаемое Арцизское поднятие), VIII — Балабановская впадина

фундамента здесь не превышает 500 м. К югу, в сторону Добруджи поверхность фундамента постепенно воздымается.

Килийское поднятие, находящееся в юго-восточной части района, по-видимому, построено сходно с Припрутским. Однако это поднятие изучено еще совершенно недостаточно. По данным бурения и сейсморазведки устанавливается лишь факт его существования, но нельзя судить о размерах и форме.

Килийское и Припрутское поднятия разделены обширной Измаильской депрессией, в пределах которой глубина залегания триасово-палеозойского фундамента увеличивается до 1200—1500 м. Поверхность фундамента Измаильской депрессии разбита разломами сравнительно небольшой амплитуды, которые не нашли своего отображения на схеме.

В восточной части территории расположено Татарбунарское поднятие, отделяющее Преддобруджскую впадину от Балабановской (Причерноморской), раскрывающейся к востоку, в сторону Черного моря. Размеры поднятия, по-видимому, невелики. Глубина поверхности фундамента в его пределах не превышает 1000 м, склоны сравнительно пологи (углы падения порядка 10°).

Результаты региональных сейсмических исследований позволяют более правильно направлять разведочные работы. В частности, до последнего времени глубокое бурение и сейсморазведка методом отраженных волн были сосредоточены главным образом в западной части междуречья. В дальнейшем необходимо уделить достаточное внимание центральному и восточным районам, характеризующимся большими мощностями осадочных отложений, а также зоне сочленения двух разновозрастных фундаментов, в пределах которой почти вся толща пород, залегающих выше докембрийского фундамента, перспективна для постановки поисков на нефть и газ.

Литература

- Гофштейн И. Д. Схема тектоники Бессарабии. Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., № 6, 1952.
Иванчук П. К. Геологическое строение Юго-Западного и Южного Причерноморья. Очерки по геологии СССР, т. 81, № 6. Гостоптехиздат 1957.
Соллогуб В. Б. Тектоника передовых прогибов Альпийской геосинклинальной области и сопредельных районов европейской части СССР. Изд-во АН УССР, 1960.
Чирвинская М. В. и Гуревич В. Л. К вопросу о тектонике Причерноморской впадины. Сов. геология, № 4, 1959.
Эдельштейн А. Я. О тектонике юга Днестровско-Прутского междуречья. Изв. Выssh. учебн. завед. Геология и разведка, № 1, 1959.

Всесоюзный научно-исследовательский
институт геофизических методов разведки
Москва

Статья поступила
23 января 1965 г.

Опечатки

в № 3 журнала «Геотектоника» за 1965 г.

На полосе 118 последнюю строку перед сноской следует читать: ного оползания масс по склону. Но другие аналогичные отторженцы, закартированные в районе

2-ю строку в подписи к рис. 1 на вклейке к статье М. Л. Сомина (стр. 62—63) следует читать: (составил М. Л. Сомин с использованием материалов Д. С. Кизевальтера и В. Я. Медведева)

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

Журнал «Геотектоника» будет освещать общие и региональные геоструктурные закономерности, механизмы и природу тектонических деформаций, типы и историю тектонических движений, связи тектоники и магматизма, а также связи тектоники и полезных ископаемых.

Редакция журнала «Геотектоника» просит авторов при оформлении для печати статей соблюдать следующие обязательные правила:

1. Работа должна быть представлена в окончательно подготовленном для печати виде и иметь соответствующую документацию.

2. Объем статей, как правило, не должен превышать авторского листа (24 стр. машинописного текста), кратких сообщений — 6 стр. машинописного текста.

3. Рукопись печатается на машинке с нормальным шрифтом, через два интервала, с оставлением полей с левой стороны (3—4 см). Страницы рукописи должны быть пронумерованы, включая таблицы. Рукописи, рисунки и фотографии представляются в двух экземплярах.

4. В конце статьи приводится полное название учреждения, где была выполнена работа, город, в котором оно находится, адрес автора.

5. Все формулы вписываются чернилами или тушью. Тексты, приводимые в иностранной транскрипции, печатаются на машинке с латинским шрифтом. Необходимо тщательно писать индекс и показатели степени, делать четкое различие между заглавными и строчными буквами, подчеркивая прописные двумя черточками снизу, строчные — сверху; правильно вписывать сходные по написанию буквы как русские, так и латинские: $\bar{h}$ и p , g и q , $\bar{l}$ и e , $\bar{l}$ и J и др., а также делать четкое различие между $\bar{O}$ (большим), $\bar{o}$ (малым) и 0 (нулем).

Курсивные буквы подчеркиваются волнистой линией, греческие — красным карандашом.

6. Все упоминаемые в статьях величины и единицы измерения должны соответствовать стандартным измерениям.

7. Цитируемая литература дается в конце статьи по алфавиту: сначала — русскому, затем — латинскому.

В списке литературы приводятся следующие данные: фамилии и инициалы авторов, далее для журналов — название статьи и журнала (в принятом сокращении), том, выпуск, год издания; для книг — название работы, изд-во, место и год издания.

8. Ссылки на литературу в тексте даются в скобках, где указывается фамилия автора и год издания.

9. Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции (в скобках — в иностранной). В русской транскрипции даются и названия зарубежных географических пунктов.

10. Все иллюстрации, приложенные к рукописи, должны быть пронумерованы, на обороте каждой из них надписывается фамилия автора, название статей, в случае необходимости указывается верх и вниз. Все обозначения на рисунках необходимо разъяснить в подписях. Список подрисовочных подписей прилагается на отдельном листе. Места размещения рисунков, таблиц должны быть указаны на полях, а в тексте обязательны ссылки на них.

11. Все рисунки, карты должны быть четко выполнены и пригодны для окончательного перечерчивания с обязательным приложением всех условных знаков, имеющих на рисунке. Карты должны иметь минимальное количество названий различных пунктов, необходимых для понимания текста. Чертежи могут представляться в различном масштабе, но с указанием автора о возможном максимальном их уменьшении.

12. Иллюстрирование статей рисунками допускается лишь в полном соответствии с текстом. Максимальное количество — 5—6 рис. на авторский лист.

13. К статье, превышающей 6 стр. машинописного текста, должна быть приложена аннотация (до 10 строк), для всех статей — краткий реферат для ВИНТИ (1—2 стр. машинописного текста в двух экземплярах).

14. Редакция сохраняет за собой право сокращать статьи и подвергать их правке, а также возвращать статьи в случае несоблюдения приведенных выше правил.

15. Авторам направляется корректура статьи. Никакие изменения и добавления по существу текста в корректуре не допускаются. В случае невозвращения автором корректуры в срок редакция правит корректуру своими силами.

16. По выходе статьи в свет автор получает 25 оттисков.

Цена 1 р. 20 к.

Ч. 3
ЖЕЛТОВСКИЙ П. А.
Д. 3 ЖСР. 2 ЖС. 14
БЕРГУНОВУ А. Б.
7 1 12 1111111

Индекс
70228

Сергеев



ЖУРНАЛЫ ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»
на 1966 год
ЖУРНАЛЫ ПО ГЕОЛОГО-ГЕОГРАФИЧЕСКИМ НАУКАМ

Название журнала	К-во номеров в год	Подписная цена (годовая)
Геология рудных месторождений	6	7 р. 20 к.
Геотектоника	6	7 р. 20 к.
Записки Всесоюзного минералогического общества	6	7 р. 20 к.
Известия Академии наук СССР Серия географическая	6	9 руб.
Известия Академии наук СССР Серия геологическая	12	18 руб.
Известия Всесоюзного географического общества	6	5 р. 40 к.
Литология и полезные ископаемые	6	7 р. 50 к.
Океанология	6	9 руб.

Подробные сведения о журналах издательства «Наука» и условиях подписки на них публикуются в каталогах «Академкниги» и «Союзпечати».

**ВРЕМЯ ОТКРЫТИЯ ПОДПИСКИ БУДЕТ ОБЪЯВЛЕНО
В ГАЗЕТАХ И ПО РАДИО.**

«АКАДЕМКНИГА»