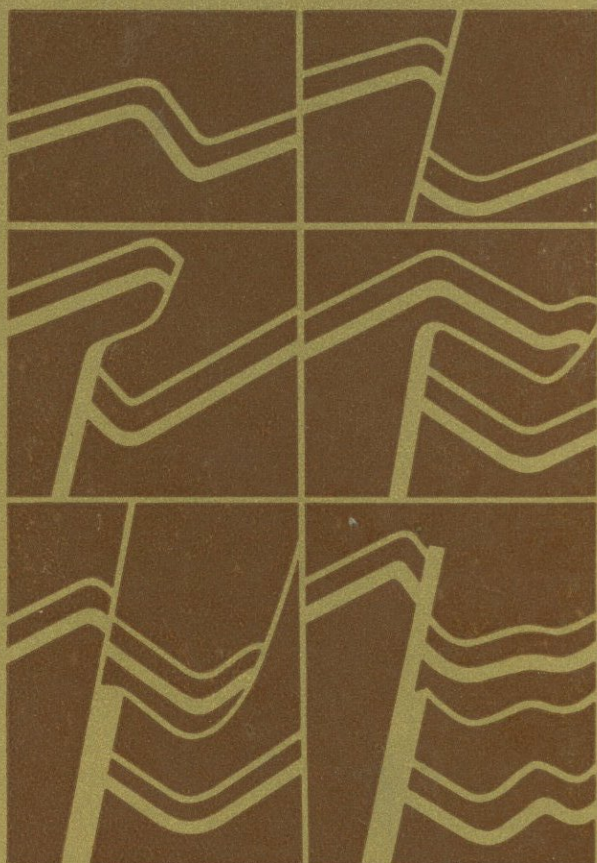


И. В. Корешков

СВОДООБРАЗОВАНИЕ
И РАЗВИТИЕ
ЗЕМНОЙ КОРЫ



И. В. КОРЕШКОВ

551 1/4

СВОДОБРАЗОВАНИЕ И РАЗВИТИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

1387



МОСКВА, «НЕДРА» 1975



Корешков И. В. Сводообразование и развитие земной коры. М., «Недра», 1975, 207 с.

В книге на основании анализа геологической истории ряда древних и молодых платформ, древних и молодых океанов, а также послесводовых геосинклиналей показаны место и роль сводообразования в ходе эволюционного развития земной коры. С помощью комплексов сводообразования и их распространения во времени на платформах выявлена периодичность этих процессов. Отмечается четкая взаимосвязь сводообразования и тектонических процессов в геосинклиналях.

Кроме того, показана связь вулканизма, полезных ископаемых, цикличности осадконакопления, формирования асимметричных впадин, разломов, смещения речных долин и других геологических процессов со сводообразованием.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, геофизиков и геоморфологов.

Табл. 2, ил. 18, список лит. 189 назв.

К ИСТОРИИ ИЗУЧЕНИЯ ПРОБЛЕМЫ

Объектом настоящей работы является процесс, приводящий к формированию и распаду мощных поднятий земной коры на платформах.

Еще М. А. Усов указывал, что современные горы Сибири возникли не в результате складкообразования, а воздвигнуты молодыми движениями, в основном типа эпейрогенического поднятия. Еще раньше В. А. Обручев выделил неотектонические глыбовые движения в отличие от складчатых. Он и его последователи складчатым деформациям при этом отводят подчиненную роль.

В. В. Белоусов назвал такое возрождение гор на платформах тектонической активизацией, или просто активизацией.

Для объяснения механизма возникновения Великих Африканских разломов В. Грегори и Э. Вейландом были предложены гипотезы рифта и рампа. В основе гипотезы рифта лежит представление об образовании разломов в результате горизонтального растяжения. По этим разломам, особенно в точках их пересечения, изливались эффузивы, вызывавшие пустоты в земной коре, а на ее поверхности — перегрузку. Следствием являются смещения земной коры, образование рифтов, направленное на восстановление нарушенного равновесия и оживление вулканизма. В. Грегори склонен был считать вулканизм не первопричиной, а сопутствующим явлением. Согласно этой гипотезе процесс образования рифтов протекает независимо от тектонических процессов, происходящих в соседних складчатых областях.

Согласно гипотезе рампа африканские разломы образованы в результате тангенциального сжатия противостоящими массивами депрессий, приводящего к задавливанию и опусканию их по пологим надвигам. Сами массивы при этом несколько приподнимаются, особенно вблизи депрессий.

Б. Виллис для объяснения горообразования выдвинул идею образования астенолитов на большой глубине под действием радиоактивного распада. Отличаясь повышенной температурой, пониженной плотностью, астенолиты под действием гидростатических сил всплывают. Встретив сопротивление земной коры, они вызывают горообразование и вулканизм.

У нас в стране гипотезу астенолитов поддержал и развил В. В. Белоусов и другие исследователи.

Е. В. Павловский (1948) считает описываемый процесс своеобразным, отличным от других форм тектогенеза, и называет аркогенезом. Новую форму увидел в сводообразовании и Г. Ф. Мирчинк (1940). Он, как и Е. В. Павловский, дал весьма общую его характеристику и назвал глыбовыми структурами, считая, что они пришли на смену платформам в альпийском тектогенезе.

Эти же структуры с некоторыми особенностями, присущими Китайской платформе, Чен-Го-да в 1960 г. выделил в качестве третьего основного элемента земной коры наряду с платформенным и геосинклинальным. Механизма этих явлений ни Г. Ф. Мирчинк, ни Чен-Го-да не касаются.

Н. А. Флоренсовым (1960) подробно описаны морфоструктурные формы Прибайкалья. Развитие мезозойских и кайнозойских впадин здесь, по Н. А. Флоренсову, сходно с нашими представлениями. Впрочем Н. А. Флоренсов ставит тектоническую активность Прибайкалья в подчиненное положение от Монголо-Охотской геосинклинали. Он считает, что «материалы по тектонике Прибайкалья никоим образом не укладываются в представление о едином пологом плоском вздутии и его дальнейшем расчленении на грабены и горсты». Иначе говоря, он не согласен с представлением о сводовых поднятиях в нашем понимании, конечно, ему в то время еще неизвестном.

Нами (Корешков, 1960) доказывается, что сводообразование — столь же закономерное и широко распространенное явление в геологической истории, как и геосинклинальное развитие. Больше того, они противоположны друг другу как по характеру проявлений, так и по достигаемым результатам. Впервые показаны возможности денудации части или всего гранитного слоя (экзогенной базификации), образования оледенений в любых широтах при сводообразовании, предложен механизм сводообразования и выделены стадии его развития, рассмотрена эволюция сводового поднятия, его морфоструктур, гидросети, смены осадочных и эффузивных отложений. Показаны возможности формирования в области сводовых поднятий вторичных геосинклиналей и океанических впадин, место сводообразования в развитии земной коры. Выявлена причинная взаимосвязь сводообразования с вулканизмом, аномалиями Буге и др.

Н. П. Херасков (1963) полагает, что «...все формации целесообразно разделить на три класса: геосинклинальные, платформенные и орогенные». При этом в понятие орогенных поясов попадают и горные сооружения геосинклинального происхождения и сводовые поднятия. Впрочем, последние он считает аномальными и производными тектонических движений в соседних геосинклиналях. Он признает также возможность возникновения относительно кратковременных орогенных поясов на молодых платфор-

мах, в областях завершенной складчатости, превращение континентальной коры в океаническую на площадях Мозамбикского типа. Допускает он и превращение платформенных элементов в геосинклинальные.

В. Е. Хаин (1964, 1965) придерживается в общем сходных с Н. П. Херасковым взглядов. Разделяя наши представления о сводовых поднятиях и сводообразовании, он, однако, полагает, что они имели и имеют ограниченное распространение. В. Е. Хаин выделяет перигеосинклинальные и периокеанические эпиплатформенные горные сооружения, а также внутриматериковые возрожденные горы, следовательно, признает сводообразование на древних платформах.

С. С. Шульц (1964) считает, что области горообразования могут возникать как на месте геосинклинали, так и на месте платформы. Могут они и не возникать как там, так и тут. Отсюда вывод о самостоятельности горообразования как тектонического процесса и о необходимости выделять образованные им структуры в особые области горообразования.

Как будет видно из последующего изложения, горообразование является лишь формой тектогенеза, а не самостоятельным процессом. С другой стороны, хотя действительно горообразование может происходить в геосинклиналих и на платформах, оно в них довольно различно. Различны их предыстория, набор фаций (в молассах геосинклиналей нередки морские образования, для магматизма характерны повышенная кислотность, пониженная щелочность и пр.), а также направленность геологического развития. Геосинклиналь после горообразования часто превращается в платформу, тогда как платформа после сводообразования может превратиться в геосинклиналь или океаническую впадину. В тех случаях, когда горообразование происходит в ранние циклы геосинклинального развития, сходство со сводообразованием еще меньше. Соответствующие ему отложения оказываются заключенными среди геосинклинальных образований. Все это заставляет нас проводить резкую грань между горообразованием в геосинклиналих и на платформах. За первым по исторически сложившейся терминологии следует сохранить название орогенеза, за вторым — сводообразования, а за обобщенным понятием — горообразования. Орогенезом создаются орогены, сводообразованием — сводовые поднятия, горообразованием — горы различного происхождения.

М. С. Нагибина (1967) предлагает различать сводообразование на платформах, связанное с базальтовым вулканизмом (собственно сводообразование), и то же явление, связанное с гранитоидным вулканизмом (ревивация). Однако, как мы увидим, некоторые области сводообразования (Байкальский свод и др.) на отдельных этапах отличаются то гранитным, то базальтовым, а то тем и другим магматизмом одновременно. Если придерживаться принципа М. С. Нагибиной, то одну и ту же область следует называть

в начале процесса одним термином, а в конце — другим. Порой же трудно и решить, к какому типу его отнести. Впрочем, для металлогении такое деление оправдано.

К. В. Боголепов (1967) расширяет понятие о сводообразовании (дейтерогенез), включая в него относительно незначительные спорного происхождения проявления, напоминающие сводообразование. Так, для Алтае-Саянской области грубые наземные осадки ранней юры принимаются им за доказательство самостоятельного цикла сводообразования. Подобные локальные эпизодические осадки могут возникать иным путем либо быть лишь отзвуком сводообразования в соседних областях. Ставить их в один ряд с грандиозными явлениями сводообразования неправомерно.

Ю. А. Кузнецов (1964, 1970) и А. Л. Яншин, соглашаясь с нами в том, что сводообразование тесно связано с магматизмом, справедливо отмечают, что продукты вулканизма в действительности являются более разнообразными. В частности, со сводовыми поднятиями связаны граниты и гранитоиды. Упомянутые ученые считают, что «...если не всякое поднятие сопровождается образованием гранитоидов, то всякое образование гранитоидов происходит только на фоне активных тектонических поднятий».

Ю. А. Косыгин, А. Л. Ваньян, В. А. Соловьев и Е. П. Харин (1963), К. В. Боголепов (1967), Ю. А. Косыгин (1969) на материалах электромагнитного зондирования доказывают повышенный разогрев и разуплотнение глубинных недр под Байкальским сводовым поднятием и усматривают связь между этими явлениями. Полностью согласуется с нашими представлениями схема Ю. А. Косыгина (1969) о соотношении процессов на нижней и верхней поверхностях земной коры, отражающая всю сущность сводообразования. Однако Ю. А. Косыгин, по нашему мнению, все же недооценивает роль сводообразования в геологии.

В. П. Нехорошев (1966) и В. С. Ерофеев (1969) принимают идею сводообразования применительно к Алтаю. В. С. Ерофеев развивает ее в отношении Южного Алтая и оригинально разрабатывает вопрос трансформации сбросов на сводах во взбросы и надвиги.

В. Е. Хаин (1969), И. А. Резанов, С. С. Чамо (1969), Ф. С. Моисеенко (1969) приводят доказательства о возможности денудационной базификации земной коры, впервые высказанной нами в 1960 г.

Э. Э. Фотиади и Г. И. Каратаев (1970), В. П. Горнастаев и другие придерживаются представления о разогреве и разуплотнении мантии как причине сводообразования.

К. К. Марков, Г. И. Лазурнов и В. А. Николаев (1965) вслед за нами признают влияние тектонических (орогенических) факторов на четвертичное оледенение гор. Тектонический фактор был в несколько раз эффективнее предполагаемого климатического.

И. В. Лучицкий и В. М. Бондаренко (1967) экспериментально доказали возможность возникновения впадин проседания и ограничивающих разломов на растущих сводовых поднятиях.

Б. А. Андреев (1963) подтвердил наш вывод о постоянном расположении на сводовых поднятиях отрицательных гравитационных аномалий Буге и установил зависимости мощностей гранитного и базальтового слоев и их взаимных соотношений от сводообразования.

Ю. А. Зорин (1966₁, 1966₂) математически доказывает возможность образования на растущем своде неглубоких впадин проседания. Растяжение на своде, по его мнению, недостаточно для возникновения таких глубоких впадин, как Байкальская.

А. Д. Щеглов (1963, 1968), Е. Д. Карпова (1968, 1970), Д. И. Горжевский, В. Н. Козеренко и Н. А. Фогельман (1967), М. А. Фаворская, И. Н. Томсон и др. (1969), И. Н. Томсон, Н. Т. Кочнева (1969) развивают важную проблему металлогении сводовых поднятий, образования здесь месторождений молибдена, вольфрама, флюорита, киновари, золота, серебра, марганца, цинка, свинца, меди, висмута, мышьяка, сурьмы, алунита и других полезных ископаемых.

А. Д. Щеглов среди активизированных зон различает зоны автономной активизации, независимой от тектонических движений в геосинклиналях, и зоны, связанные с последними. С этим положением можно согласиться. Но нам оно не представляется принципиальным, что будет видно из последующего изложения. Е. Д. Карпова считает правильнее объединить эти зоны в одну группу сводово-глыбовых областей, кроме того, она считает, что «с развитием сводово-глыбовых областей связано формирование многочисленных разнообразных и важных типов рудных и некоторых нерудных полезных ископаемых».

В этой связи интересно высказывание И. Н. Томсона и Н. Т. Кочневой (1969): «Ранее некоторые исследователи пытались анализировать условия локализации оруденения в связи с геологическими условиями, предшествующими формированию положительных структур. Эти построения не дали достаточного эффекта... Гораздо более эффективными для этой цели оказались морфоструктурные построения». Они характеризуют зависимость оруденения от контуров отдельных сводов, наложенных на них радиальных и концентрических разрывов, а также впадин. И. Н. Томсон и др. (1970) полагают, что эвгеосинклинали возникали и на коре континентального типа в областях сводовых поднятий и что причиной сводообразования являются «...либо процессы разуплотнения (расширения) внутри гранитно-метаморфического слоя, либо локальное увеличение мощности этого слоя». По их мнению, результатом сводообразования с высокой степенью проницаемости и интенсивным базальтовым магматизмом является образование рифтов.

Идеи сводообразования нашли широкую поддержку и развитие у геологов, геофизиков и географов, работающих на Дальнем Востоке, Сибирской платформе, Урале, Русской платформе и даже на Кавказе. Представление о геологической истории ряда

крупных областей существенно изменилось под влиянием идей о сводообразовании. Например, совсем недавно геологи считали, что платформенный режим Средне-Сибирской платформы не нарушался, был тектонически спокойным. Трапповый магматизм проявлялся на равнине. Теперь, по-видимому, общепризнано сводообразование этой области в конце палеозоя — начале мезозоя. Повысились возможности прогнозирования месторождений каменного угля, железных руд, цветных и редких металлов, а также, как мы попытаемся показать, нефти, газа и других полезных ископаемых.

Имеются у излагаемой системы взглядов и противники, не согласные с нею частично или целиком.

Н. А. Флоренсов, В. П. Солоненко, Н. А. Логачев (1968) отрицают связь между сводообразованием (рифтообразованием) и вулканизмом. Прямая связь между этими явлениями, по их мнению, встречается как исключение. Известны рифты (Байкальский), в которых непосредственно не проявлялся вулканизм. Часто там, где его следует ожидать (по бортам впадин, разломам и их пересечениям), его не оказывается, вулканы смещены, концентрируются во внутренних частях блоков или в стороне от разломов. Отсюда вывод: «вулканизм не является движущей силой в рифтовом процессе, так же как последний сам по себе не возбуждает вулканического явления». Авторы не выдвигают альтернативы.

Е. Е. Милановский (1970) считает, что «Эта схема (сводообразования. — И. К.) оказывается неприемлемой в отношении некоторых рифтовых зон, в частности Байкальской... и Центрально-Африканской..., поскольку в этих зонах процесс рифтообразования начинается с проседания осевого грабена, а не с воздымания «свода», иллюзия существования которого создается в результате последующего поднятия обрамляющих грабен односторонних горстов или полусводов».

Аргументацию Ю. А. Зорина, Н. А. Флоренсова, В. П. Солоненко, Н. А. Логачева и Е. Е. Милановского использовал В. В. Ламакин (1968), чтобы возродить гипотезу рифта — расползания материков и образования Байкала в расщелине между ними. Он вслед за Е. Е. Милановским утверждает, что горное обрамление Байкала образовалось несколько позже самой впадины, а значит было не причиной, а следствием. Но образование гор начинается с пологих плоских поднятий, а самые глубокие провалы — с мелких плоских прогибов. Так, в мезозое и палеогене некоторые крупные прогибы Тянь-Шаня (Иссык-Кульский, Кеченско-Текесский и др.) испытывали медленное прогибание, а окружающие поднятия — столь же медленные восходящие движения (Корешков, 1960). С олигоцена погружение одних и рост других ускоряется. В Казахстане в настоящее время Тенизская впадина оседает одновременно с поднятием окружающих массивов. Оседание осуществляется в темпе поднятия при его ведущей роли. Аналогично развивались события в Прибайкалье. Осадки Байкала

ложатся на кору выветривания мела — палеогена, т. е. на район, испытавший длительные восходящие движения и денудацию, а значит и растяжение. Гор еще не было, но поднятие было, и оно вызвало соответствующее по масштабам погружение зародившейся впадины. Ускорилось поднятие — ускорилось и прогибание впадины. Впрочем, если бы оказалось, что на сводовом поднятии располагается унаследованная впадина, это бы ни в коем случае не значило бы, что она явилась причиной сводообразования. Растущее сводовое поднятие использует, перерабатывает тектонические, морфоструктурные формы прошлого (разломы, поднятия, впадины и т. п.), если они соответствуют новым условиям развития.

Наличие впадины на своде определяется не только растяжением его, но местами приложения и величиной сил, вызывающих сводообразование, размещением участков или зон повышенного и пониженного разуплотнения верхней мантии. Впадины развиваются или зарождаются над участками мантии с повышенной плотностью, которые всегда имеются в недостаточно однородных средах. Неоднородность в разуплотнении мантии в той или иной мере унаследует от платформенного состояния области к периоду сводообразования или возникает вновь. Унаследуются или возникают вновь и соответствующие им впадины и поднятия, существуя в единстве. На вопрос, почему глубина Байкальского рифта непропорционально велика по сравнению с растяжением, вызываемым поднятием свода, с излагаемых позиций ответ будет следующий. Формирование впадин на своде, как было отмечено, определяется двумя причинами — растяжением свода вследствие его поднятия и степенью разуплотнения верхней мантии и базальтового слоя, вызывающей это поднятие (для впадин — опускание) (Жорешков, 1960). Большой эффект опускания будет достигаться в случае одновременного действия обеих причин: на обширном высоком своде окажется район, под которым располагаются верхняя мантия и базальтовый слой с относительно повышенной плотностью или с повышенным залеганием мантии. В этом случае и, как будет показано, в других аналогичных регионах дело именно так и обстоит (по данным К. В. Боголепова и А. Л. Яншина, под Байкалом мантия располагается на 3 км выше, чем под горным обрамлением). Уплотнение мантии может вызываться или усиливаться вулканизмом, резкой потерей мантией тепла, а ввиду весьма ограниченного теплообмена в ней это уплотнение окажется локальным и сосредоточится под впадинами, к которым обычно тяготеет вулканизм. Поэтому самые глубокие и обширные современные впадины на сводовых поднятиях приурочены к областям молодого вулканизма (Байкал, Танганьика, Красное море и др.). Именно в них и видят мобилисты рифты, как примеры начала расползания материков.

Но почему отдельно взятые вулканы или их группы размещаются порой не в той или иной конкретной впадине, не

совпадают с тем или иным разломом, бортом, где, по нашим соображениям, они должны бы быть. Например, мощный четвертичный вулканизм проявился в Тункинской впадине, а не в самой глубокой Байкальской. Но обе впадины располагаются рядом, по существу в одной отрицательной структуре. Слишком плохо мы еще знаем пути миграции магмы и расположение сил, которым эта миграция подчиняется, чтобы прогнозировать такие детали. Наши знания пока достаточно лишь для более общих прогнозов. Со всей определенностью видна обусловленность сводообразованием вулканизма на платформах. Все известные нам на платформах проявления вулканизма настоящего и прошлого связаны со сводообразованием. Впрочем, и во всех изученных областях современного зрелого сводообразования вулканизм проявлялся, хотя и с разной силой.

В последние годы широкое распространение получила гипотеза рифта. Второе рождение или возрождение ее произошло на материале срединных океанических хребтов, которые мы рассмотрим при описании вторичных океанов. Пока же отметим лишь, что Байкал, заключенный в жесткую монолитную раму древних пород, невозможно представить себе результатом расползания в разные стороны частей этого монолита при сохранении его целостности. Нигде не видим мы и тех пород, которые должны были обнажиться из-под расползшегося панциря. В. П. Солоненко (1968) утверждает: «Инструментальные сейсмологические исследования показывают, что амплитуда сдвигов в зоне рифтов Байкальской системы меньше амплитуды вертикальных перемещений в 3—4 раза».

В настоящей работе мы ставим задачу дальнейшей разработки теории сводообразования. Отчасти это относится к ряду еще невыясненных вопросов современного сводообразования, но в значительно большей мере — к использованию этой теории для изучения следов сводообразования прошлого на ряде платформ и тем самым к новому освещению отдельных этапов их геологической истории, к совершенствованию методов прогноза распространения полезных ископаемых.

ОБЛАСТИ СОВРЕМЕННОГО И МОЛОДОГО СВОДООБРАЗОВАНИЯ

ПОВЕРХНОСТИ ВЫРАВНИВАНИЯ

Почти всегда сводообразованию предшествует длительный период формирования поверхностей выравнивания, эпейрогенического поднятия и сноса, поэтому мы рассмотрим некоторые его аспекты. По подсчетам А. Пенка, денудационные процессы понижают земную поверхность за 1000 лет в среднем на 8 см, А. В. Волин для Русской равнины определил эту величину в 0,3 см, Боун для США — в 3 см, В. О. Соловьев для района Уссури — в 1—1,5 см, Ж. Корболь для равнинных районов с жарким и влажным климатом — в 2,2 см, с континентальным — в 5,8 см. Для сравнения отметим, что для гор за то же время в условиях снежного покрытия он называет цифру 80, перигляциальных — 60,4, средиземноморских — 44,9 и жаркого сухого климата — 17,7 см. За 100 млн. лет снижение равнинной поверхности составит 300 м по А. В. Волину, 1—1,5 км по В. О. Соловьеву, 3 км по Боуну, от 2,2 до 5,8 км по Ж. Корболу и 8 км по А. Пенку.

Из приведенных цифр ясно, что длительное пребывание в приподнятом состоянии ведет к денудации километровых толщ земной коры (денудационной базификации ее).

Казалось бы, снос должен осуществляться более или менее равномерно со всей денудируемой поверхности и создаваться равнинный рельеф. Между тем, денудационные равнины Центрального Казахстана, Южной Африки и другие расчленяются системами больших и малых довольно крутых уступов, по которым граничат различно приподнятые поверхности выравнивания. Считается, что эти ступени являются разновозрастными, поднятыми скачкообразными движениями на различную высоту и затем, в периоды тектонического покоя, сохранявшимися в неизменном состоянии. Иного мнения придерживаются З. А. Сваричевская, Лестер Кинг (1967) и автор (1960). По их мнению, уступы не могли бы длительно существовать, если бы, однажды сформировавшись, не подновлялись, не продвигались. Они бы сгладились денудационными агентами. Поддерживаются уступы осыпями, оползнями, временными дождевыми потоками, уносящими массы терригенного материала. Но эти перемещения возможны лишь при крутых склонах. К тому же смещенные со склонов массы должны от основания склона удаляться, иначе процесс смещения склона

прекратится, уступ остановится, а вскоре и ликвидируется. Нередко можно видеть такие отмирающие уступы. Но обычно они подновляются, движутся. При этом накапливающийся в основании уступа материал уносится рекой или прибоем моря, озера. В таких условиях уступ может продвигаться довольно быстро.

Мы не отрицаем существования тектонических уступов, приуроченных к разрывам, флексурам и др., но от описываемых отличаются они обычно тем, что свойственны тектонически активным районам, относительно прямолинейны и служат литологическими границами.

Как известно, в настоящее время одновременно и в непосредственном соседстве существуют системы разновысотных поверхностей выравнивания (Казахстан, Южная Африка и др.). Вряд ли можно сомневаться в том, что такое положение сохранялось и прежде. Отсюда следует, что с помощью уступов одновременно одни поверхности выравнивания зарождались, разрастались, другие сокращались и исчезали. Системы поверхностей выравнивания, срезаемые с помощью уступов с боков и плоским смывом сверху, постоянно обновляются. Хотя и в этом случае более высокие поверхности оказываются более древними, но от представления о строгой возрастной их принадлежности следует отказаться. Возраст соседних поверхностей на тех или иных участках будет малоотличным.

Движение уступов ускоряет денудацию платформ.

Исходя из изложенного, наше понимание процесса пенепленизации, планации, формирования поверхности выравнивания отличается от обычно принятого. Пенеплен — это не предельная равнина, вырабатываемая в результате денудации горного сооружения в условиях тектонического покоя, как это понимал В. М. Девис. Пенеплен — это равнина, вырабатываемая и поддерживаемая в условиях постоянного медленного направленного поднятия страны и столь же постоянной денудации ее. Пенеплен постоянно подновляется, модернизируется, в общем сохраняя с течением времени свой первоначальный характер. Что касается исходной для пенеплена морфоструктуры, то это может быть и горное сооружение, если мы имеем дело с молодой платформой, подобной Казахской складчатой стране. Это может быть и область бывших сводовых поднятий, подобных современным Средне-Сибирской и Южно-Африканской древним платформам. Следовательно, излагаемые представления сближаются с представлениями А. Пенка.

Следует остановиться на формировании коры выветривания, тесно связанной с образованием поверхностей выравнивания. Принято считать, что в платформенных условиях кора выветривания создавалась хотя и неоднократно, но все же в ограниченные периоды времени, особенно для этого благоприятные. Но это не совсем так. Для Центрального Казахстана Е. В. Шанцер и др. (1967) устанавливают мезозойский возраст коры выветривания потому, что сходная кора выветривания подстилает угленосную

толщю позднего триаса — ранней юры. Но она подстилает и палеогеновые отложения, развита и на упомянутых угленосных породах. Процессы выветривания того же каолинового типа широкое развитие получили и в олигоцене, а также в предчетвертичное время. Создается кора выветривания и в настоящее время.

Там, где снос особенно замедлен, образуется кора выветривания мощностью до 100 м и более. В. П. Казаринов (1942) в южной части Кольвань-Томской складчатой зоны выделяет, например, следующие горизонты: 1) горизонт гелитов или пестроцветных бокситоносных глин мощностью до нескольких десятков метров; 2) горизонт глинистого пара- и ортоэлювия; 3) горизонт каменного пара- и ортоэлювия; 4) горизонт сапролитов или гнилых камней, являющийся горизонтом сильно выветрелых коренных пород.

В Казахской складчатой стране из этих четырех горизонтов присутствует преимущественно только один последний, сапролитовый. Это значит, что три верхних самых мощных горизонта не успевают образоваться, ввиду действия агентов сноса.

По данным Б. Б. Польшова, образование метрового слоя коры выветривания при 1500 мм годовых осадков происходит в течение 50 000 лет.

Возраст коры выветривания определяется возрастом самых молодых пород, испытавших выветривание, и возрастом осадков, их перекрывающих. Однако такие условия имеются редко, и поэтому определяемый возраст коры выветривания представляет собой зафиксированные, выхваченные из непрерывного процесса фрагменты, единичные кадры большого цельного фильма. Судя по современным условиям повсеместного формирования коры выветривания на не слишком изрезанных поверхностях морфоструктур, и в геологическом прошлом кора выветривания формировалась постоянно в течение всего времени формирования поверхности выравнивания. В условиях поднятого положения рыхлая кора выветривания под действием агентов денудации не может не удаляться с поверхности, одновременно наращиваясь снизу, обновляясь, хотя и медленно, но постоянно, если, конечно, она не погребена под толщю более молодых пород. От климатических условий зависит тип коры выветривания.

С образованием коры выветривания связано возникновение месторождений ряда полезных ископаемых. Месторождения бокситов, железных руд, марганца, никеля, кобальта и другие образуются в пенепленизированных областях в связи с образованием латеритной коры выветривания. При выветривании этого профиля окислы и вновь образующиеся гидроокислы железа, алюминия, марганца и никеля концентрируются за счет выноса кремнезема и образуют месторождения.

В Тургайской равнине открыты многочисленные месторождения бокситов мелового возраста в карстовых воронках. Есть латеритные бокситы. Некоторые месторождения бокситов формируются на границах поднятых областей и соседних впадин.

Залежи их выклиниваются и в направлении поднятия, и в направлении центра впадины. В первом случае бокситовая залежь ложится непосредственно на кору выветривания. Во втором — она залегаёт среди осадочных пород и переходит либо в них, либо в угленосные отложения.

В областях испытывающих длительное эпейрогеническое поднятие и денудацию (Центральный Казахстан, Южная Африка и др.), имеются столь же длительно и одновременно прогибающиеся впадины (Тенизская, Карагандинская, Майкубенская и др.), выполненные мезо-кайнозойскими отложениями мощностью до 200—300 м.

О подчиненности прогибания впадин поднятиям положительных форм рельефа можно судить по следующим примерам (Шанцер и др., 1967). Р. Ишим в Казахстане, перед тем как оказаться в Колутонской впадине, вскрывает скальные породы, имеет длину шириной 1—1,5 км, высоту поймы до 2,5—3 м и уклон русла 0,0002. В Колутонской впадине этот уклон снижается до 0,00014, река меандрирует, образует ряд рукавов. Высота поймы снижается до 1—2 м, ширина увеличивается до 15 км. Скважина на ст. Колутон на глубине 88 м не вышла из рыхлых отложений. Во впадине располагается несколько мелких озёр — реликты более крупных. Впадина унаследована от каменноугольного и пермского периодов. Ниже по течению при выходе из впадины две имеющиеся террасы, во впадине погружающиеся ниже уровня реки, обособляются и поднимаются до 8—15 м. Близ устья р. Жамбай долина Ишима сужается до 4—6 км, пойма — до 1,5—4 км. Террасы становятся узкими, меандры мелкими, рукавов нет. Ниже долина расширяется до 11—15 км, пойма — до 7 км, русло начинает сильно меандрировать, появляется много стариц, озёр.

Аналогичное чередование прогибающихся впадин и antecedentных участков долин (поднимающихся блоков) отмечается по Ишиму ещё несколько раз.

Наблюдающаяся картина аналогична подобным образованиям на сводовых поднятиях. И объяснение им мы видим одно. Впадины прогибаются синхронно с поднятием области, компенсируя этим растяжение земной коры, вызываемое поднятием, и отражая неоднородность разуплотнения глубинных масс. Только масштабы явлений несравненно меньше.

Излагаемым представлениям об эпейрогеническом поднятии с триаса поныне, казалось бы, противоречит наличие двух маленьких (4×3 и 3×2 км) грабенов в районе р. Сары-Узень, выполненных песчаниками, аргиллитами и сланцами ранней и средней юры аллювиально-озерного генезиса, мощностью примерно 150—200 м (Милановский, 1957). Эти образования некоторыми геологами понимаются как доказательство того, что здесь в юре происходило сводообразование, а не пенепленизация. Но малые мощности обломочных отложений, кратковременность их формирования и мизерные площади распространения не могут идти в срав-

нение с обширной областью, испытывающей эпейрогеническое поднятие в течение 200 млн. лет. Образование этих небольших грабенно-одновременно с подобными, но неизмеримо более мощными явлениями в соседней Западно-Сибирской низменности и должно считаться слабым отзвуком последних.

Л. Каэн (1958) в результате анализа истории речной сети прогиба Конго в Африке и других данных приходит к выводу, что «...большая часть рек, текущих с востока на запад в Восточном Конго (Заир), и рек, направленных с юга на север в Конго, относится к нижнетретичной сети». Имеются серьезные основания считать, что р. Убанги (приток р. Конго) раньше направлялась в оз. Чад, а позже оказалась в бассейне р. Конго. Об этом говорит, в частности, то, что водораздел впадин Конго и Чад представлен поверхностью выравнивания конца третичного времени. На этом водоразделе имеются также следы древних рек северо-восточного направления. В то время впадины Чад и Конго образовывали вместе единую депрессию. Все реки этой депрессии, вероятно, текли в оз. Чад.

В конце третичного времени произошло поднятие современного водораздела прогибов Конго и Чад, разделившее их, а также поднятие побережья Атлантического океана. В это же время переместился восточный водораздел междоводового прогиба на 100 км с запада на восток, в современное положение. С этим же временем связано опускание центральной части прогиба, скорее отставание ее от темпов воздымания ограничивающих прогиб поднятий.

На примере прогиба Конго хорошо видно, что подобные морфоструктуры могут представлять собой новообразования, их границы не остаются неизменными и на месте площади энергичной денудации и сноса может образоваться центральная часть междоводового прогиба с осадконакоплением.

Период формирования поверхностей выравнивания, пенеplanation перед сводообразованием наблюдается не всегда. Исключением, например, является Горная Шория.

Горная Шория до современного сводообразования несомненно была равнинной. Об этом с полной определенностью говорит широко развитая и мощная кора выветривания. Местами она проникает в коренные породы на десятки метров. Вместе с тем столь же несомненно, что Горная Шория ни в мезозое, ни в палеогене не имела поверхностей выравнивания, не была пенеplanationом. Здесь домезозойские породы фундамента образуют довольно сложный и расчлененный погребенный рельеф с превышениями в сотни и до 1000 м, а возможно более. Эти древние горы перекрыты мощными, в десятки метров, толщами глинистых, лишенных ископаемой фауны и флоры, масс с различной величины угловатыми обломками местных пород. Это по преимуществу делювий и пролювий. Аллювий развит значительно реже, а озерных отложений, по-видимому, нет совсем. Древние горы погружены в мощный

делювиально-пролювиальный чехол. Этот чехол и служил защитой от денудации древнего рельефа в то время, когда местность была низкой равниной, он сохраняет его и поныне. Здесь очень плохая обнаженность коренных пород. Исключение представляют лишь наивысшие участки района, питавшие материалом остальную территорию, такие как Мустаг, Патын и др.

Со времени возникновения древних гор до сводообразования Горная Шория не испытала ни существенного поднятия, ни опускания. Здесь сводообразование началось, минуя эпейрогеническое поднятие (Корешков, 1970₂).

ОБЩИЕ СВОЙСТВА СВОДОВЫХ ПОДНЯТИЙ

В. Е. Хаин (1939) вслед за Г. Штилле более 30 лет назад писал: «С точки зрения генетической, эпейрогенное движение есть не что иное, как ослабленное орогенное». Именно за счет перехода эпейрогенных движений в орогенные и создаются на платформах и в областях завершённой складчатости сводовые поднятия. Возросшие скорости поднятия приводят вскоре к тому, что, несмотря на прямо пропорционально возросшую скорость денудации, зарождаются и растут сводовые поднятия. Вначале они представляют

Характеристика режима тектонического развития

Группа областей	Новейшие движения		Структура		Рельеф	
	амплитуда, км	градиент, м на 1 км	Складчатые и разрывные дислокации первичного тектогенеза	Вторичный тектогенез	характер гор	
Весьма интенсивного горообразования	До 10—12 и более	До 200	Складки и разрывы большой амплитуды	Гравитационные складки и надрывы	Высочайшие и высокие	
Интенсивного горообразования	До 3—5	До 100	Пологие складки и разрывы	Отдельные проявления гравитационной складчатости	Высокие и средние	
Горообразования умеренной интенсивности	До 2—3	До 50	Пролгие изгибы и разрывы	Только поверхностные гравитационные процессы	Средние и низкие	
Слабого горообразования	До 1	До 25	То же	Только поверхностные гравитационные процессы	Низкие	

собой лишь вспученные поверхности выравнивания, не осложненные ни глубокими впадинами, ни крупными разрывами. Даже речная сеть сохраняет досводовые черты развития (Витимо-Патомское нагорье). Сводовые поднятия начального периода невысоки (1,5—2 км), малого диаметра (150—200 км) в случае овальной формы и узки (100—150 км) при вытянутых очертаниях (Западный Саян, Таскыл). Нередко при этом они образуют системы сводов и межсводовых прогибов (Саяно-Тувинская область, прогибы типа Чад, Калахари, Конго). В свое время плоскими поднятиями были Тянь-Шань, Кунь-Лунь и, может быть, Гималаи по отношению к Таримскому межсводовому прогибу и Тибетскому нагорью.

В результате энергичного поднятия в сравнительно короткое время на месте пенеплена оказалась воздвигнутой Памиро-Тяньшаньская система величайших горных сооружений земного шара. Однако дело обстоит не везде так. Другие сводовые поднятия испытывают не столь энергичные поднятия. И объяснить это не всегда можно только молодостью свода, тем что сводообразование еще не набрало силы. Менее высокие горы Байкальского свода, Алтай и другие имеют зрелый возраст.

В этом отношении интересные данные приводит С. С. Шульц (1964) (табл. 1). Из табл. 1 видно, что чем выше горы, тем в их

Таблица 1

областей горообразования (по С. С. Шульцу)

еф	Неогеновые и четвертичные отложения		Сейсмичность	Толщина земной коры, км	Тектонический режим, предшествующий горообразованию	Пример
	абсолютные высоты, км	мощность, км				
До 5—7 и более	До 5—6 и более	Грубообломочные, макрокластогенные отложения, включая типичные молассы	Частые землетрясения до 10 баллов	35—75	Альпийская геосинклиналь Эпигерциска́я платформа	Кавказ Тянь-Шань
До 3—5	До 2	Грубообломочные отложения	Редкие землетрясения до 9 баллов	50—55	Эпикаледонская платформа	Алтай
До 2—3	До 1	Грубообломочные отложения	Редкие землетрясения до 7 баллов	45—50	Эпимезозойская платформа	Верхоянский хребет
До 1—2	До сотен метров	Обломочные отложения	Очень редкие и слабые землетрясения	40—45	Эпигерциска́я платформа	Урал

1387



пределах больше мощности более грубых отложений, тем интенсивнее складчатость и гравитационные процессы во впадинах проседания, тем больше сейсмичность и больше мощность земной коры. Иначе говоря, высота гор является индивидуальной их особенностью, связанной с другими явлениями.

Судя по Тянь-Шаню и Байкальскому своду, ширина свода может достигать 600—800 км, но бывает и значительно меньше. Например, ширина Рейнского свода, включая Шварцвальд и Вогезы, всего около 200 км. Меньшие своды имеют меньшую высоту.

На поверхности широких сводов часто образуются в это время ледники покровного типа. Такова, по-видимому, была причина неоднократного оледенения Южной Африки, Индии и Бразилии в докембрии и позднем палеозое, Тянь-Шаня, Алтая и Байкальского свода и целого ряда других поднятий в неогене и в четвертичное время.

К. К. Марков, Г. И. Лазурнов и В. А. Николаев (1965) пишут: «Когда А. Пенк и Э. Брюкнер заканчивали свой главный труд, считалось общепризнанным, что оледенение гор зависело только от планетарных климатических изменений... Но теперь в равной мере следует учитывать тектонические и орографические факторы... Признав новейшие тектонические движения, ему (исследователю. — И. К.) уже невозможно отрицать их непосредственные палеоклиматические последствия. Между тем эта необходимость не осознана... Итак, основная задача четвертичной истории горных оледенений состоит в изучении роли тектонического фактора истории оледенения гор». Они считают, что максимальное влияние общеклиматического фактора развития оледенения в горах Средней Азии было в три раза меньше максимального влияния тектонического фактора. Если при поднятии на 100 м среднее понижение температуры составляет $0,6^{\circ}\text{C}$, то при поднятии на 5000 м оно достигает 30°C . Между тем общеклиматическое понижение температуры в ледниковые эпохи определяется как максимум в 8°C .

Во всех случаях покровное оледенение является первым и наибольшим. Затем на смену ему приходит оледенение полупокровного, а еще позже — долинного типа. Эта последовательность является веским аргументом в пользу того, что они вызывались сводообразованием. По-видимому, к покровному типу оледенения должны быть отнесены обширные ледники горного узла Хан-Тенгри и ледник Федченко на Памире. Современное образование покровных ледников в этой области, с точки зрения общеклиматических причин оледенения, совсем непонятно. Впрочем, мы не видим оснований вовсе отрицать влияние климата на развитие оледенения, а только подчеркиваем большую решающую роль в этом отношении тектонических факторов.

В начале развития свод почти всегда бывает осложнен широкими и неглубокими прогибами типа синеклиз, в основном унаследованными от досводового периода. По мере растяжения свода

в результате поднятия его прогибы углубляются, нередко одновременно сужаясь, превращаются во впадины проседания, грабены. Вместе с тем возникают и новые депрессии, образующие вытянутые по простиранию впадины проседания и зарождающиеся авлакогены. Они имеют эллипсоидные очертания и располагаются четкообразно или кулисообразно относительно друг друга. Отделены они всегда друг от друга седловидными поднятиями. Такой характер впадин объясняется тем, что на шаровой поверхности Земли, осложненной вытянутыми по одной оси поднятиями, всякий прогиб без нарушения сплошности неминуемо будет иметь форму, близкую к кругу или овалу. Чаще всего отношение осей овала меняется от 1 : 1 до 1 : 3 и реже до 1 : 10. Размер прогиба связан математической зависимостью с его глубиной, а оба они — с шириной и высотой свода, а также разуплотнением недр.

Максимальные растягивающие усилия создаются в центральной, наиболее поднятой части свода и у его основания, там, где он сочленяется с межсводовым прогибом. Поэтому в центральной и периферийной частях свода в первую очередь возникают разломы. Затем сводогорсты продолжают поднятие, а впадины проседания компенсируют раздвигание сводогорстов оседанием, расклиниванием их. Образование впадин проседания контролируется не только растяжением свода, но и меньшим разуплотнением подкоровых масс под впадинами.

В зависимости от формы свода будет образовываться та или иная система разломов — сбросов. На длинном вытянутом своде, подобном Юго-Западному Тянь-Шаню, возникают продольные и поперечные разломы. По продольным сбросам происходят особенно интенсивные дифференциальные перемещения и образуются длинные сводогорсты и впадины проседания. Поперечные сбросы разбивают глыбы сводогорстов и впадин проседания на отдельные блоки.

На круглых сводах образуются также две системы разломов — радиальные и концентрические. Соответственно этому, в результате дифференциального смещения блоков по разрывам образуются системы хребтов и долин. Ярким примером такого строения является Алтай.

Как правило, свод характеризуется периклинальным залеганием слагающих его пород. Более молодые породы слагают периферию свода, более древние и интенсивно метаморфизованные — ядро. Создается часто наблюдаемое прямое отражение рельефом геологического строения свода. Но имеются и исключения из этого правила. В том случае, когда отдельные комплексы пород залегают на своде мощными пятнами или резко различными по мощности полосами, поднятием и размывом свода может и не достигаться соответствие между рельефом и его геологическим строением.

Независимо от того, какова была в прошлом речная сеть на территории свода, с началом энергичного поднятия области

происходит выработка своеобразной гидрографической сети. У основания свода располагаются главные водные магистрали. Если свод имеет круглое сечение, то водные магистрали окружают его почти со всех сторон (Патомо-Витимское нагорье). Когда свод имеет удлиненную форму, главные водные магистрали располагаются у основания длинных склонов свода. Начиная от этих основных водотоков, вырабатывается сеть притоков. Притоки с центральной части свода стекают центробежно вниз по склонам. У основания свода главные притоки впадают в главные магистрали.

В это время сводообразование совершается без существенных дифференциальных смещений отдельных уже обособившихся блоков, образуя как бы колоссальные пологие антиклинальные и синклинальные складки на фоне общего антиклинального поднятия.

Таким образом, эта тектоническая структура отвечает представлениям С. С. Шульца. Характерно, что антиклинальные и синклинальные формы свода отражаются не только в морфологии нагорий, но и в характере отложений впадин. Мощность отложений в них возрастает к центрам прогибания (конседиментационные складки).

Самые энергичные разрывные и складчатые смещения осуществляются в зонах сочленения поднятий и прогибов. Чем крупнее порядок сочленяющихся форм, тем в общем интенсивнее тектонические движения в зоне их контакта. В дальнейшем блоки дифференциально смещаются таким образом, что одна половина их испытывает энергичное поднятие, давая начало сводогорстам, тогда как другая половина блоков оседает вниз, расклинивая раздвигающиеся сводогорсты, и образует впадины проседания.

Перерастание синеклиз во впадины проседания и приуроченность разрывной тектоники к их длинным бортам неопровержимо доказывает, что впадины проседания порождаются растяжением свода.

Иногда образуются разрывы, не отвечающие растягивающим усилиям на своде, в таком случае они обычно отражают ориентировку древних структур фундамента, в частности его разломов.

Возраст описываемых разрывов нередко может быть точно установлен и оказывается, что он обычно моложе покровного оледенения, это указывает на расчленение свода, как на причину деградации ледников. Денудационные процессы при этом многократно ускоряются, крупность обломков в отложениях увеличивается, рельеф снижается. Возможно, снижение свода является результатом замедления поднятия. Именно в это время происходит образование antecedентных долин, которое и может быть реально объяснено расчленением свода, имеющего сформированную согласно морфологическим условиям гидрографическую сеть. При наличии больших уклонов речных потоков, стекающих со сводов, возможно преодоление ими постепенно вырастающих на их пути сводогорстов.

Расчленение сводов вызывает образование на них озер в результате смещения блоков. Чем больше скорость дифференциальных смещений блоков, тем больше озер на своде и наоборот. Образование озер и ледников отвечает периодам ускоренного поднятия свода, их ликвидация и размыв — свидетельство замедленного роста свода. Циклическое накопление осадков объясняется поднятием свода с меняющейся скоростью. Именно в это время, когда расчленение свода определяется и разрывной тектоникой, и возросшей эрозионной деятельностью, покровные оледенения деградируют в долинные, а затем и вовсе исчезают.

С этими явлениями связана перестройка гидрографической сети. Наряду с сохраняющимися центробежными речными потоками вырабатываются центростремительные и межхребтовые потоки. Центростремительные реки вырабатываются в связи с образованием местных базисов эрозии — озер. Каждое такое крупное озеро имеет свою систему впадающих в него рек. Образование на склонах сводов длинных впадин проседания вызывает приспособление к ним речных долин, образование межхребтовых речных долин.

С озерами и реками связано накопление угленосных толщ. Углеобразование вполне закономерно в процессе сводообразования, хотя в исключительных случаях оно и не осуществляется. Все известные нам области, за исключением Юго-Запада Африки (Красная Экка), достигшие соответствующей зрелости в последнедевонское время, неизбежно переживали углеобразование. В это время создаются такие многообразные и благоприятные климатические обстановки, которые способны почти на всех широтах и при всякой влажности воздуха создать необходимые для произрастания растительности условия климата.

Впадины проседания, подробно изученные, состоят из меньших по размерам овальных депрессий — мульд. Размеры впадин проседания обычно равняются $150-250 \text{ км} \times 20-100 \text{ км}$; размеры мульд $20-120 \text{ км} \times 5-25 \text{ км}$, есть и очень маленькие — $5-10 \text{ км} \times 2-3 \text{ км}$. По длинным бортам впадин развиваются разломы, один из них, расположенный ниже по склону, является более крупным. Встречаются впадины, ограниченные разломами с одной нижней стороны. В слабо- и среднеразвитых впадинах разломы эти носят характер сбросов, в глубоких и особенно глубоких впадинах разломы нередко выглядят взбросами и даже надвигами (подробнее см. раздел «Кузнецкий бассейн», стр. 105).

Перемычки, разделяющие мульды и впадины проседания, так же как и сводогорсты, растут по мере и в темпе поднятия свода и прогибания впадин, существуя с ними в единстве.

Вулканизм начинается не раньше начала сводообразования и заканчивается не позже его прекращения. Поднятие свода вызывает вулканизм, который, в свою очередь, является причиной временного прекращения сводообразования. С началом вулканизма свод испытывает пульсацию. Каждая очередная вспышка

вулканизма возвращает сводообразование к начальному этапу, а затем свод в быстром темпе проходит свое становление. Продолжается это до тех пор, пока вулканизм, постепенно усиливаясь, не перерастает в массовый вулканизм (Байкальский и Становой своды).

НОВОЕ О МОРФОСТРУКТУРАХ И ОСАДКОНАКОПЛЕНИИ ПРИ СВОДОБРАЗОВАНИИ

Для Байкала характерно, что его юго-восточный борт более пологий как в надводной, так и в подводной части. Северо-западный берег, напротив, крутой, обрывистый и также круто наклонен в подводной части. Создается перекося дна Байкала на северо-запад, который измеряется в 50 м на 1 км. Максимальные глубины наблюдаются ближе к северо-западному берегу. Это явление отмечалось уже первыми исследователями.

По геофизическим данным, в Тункинской впадине максимальная глубина кристаллического фундамента смещена к северному борту впадины и достигает 300 м. Южный борт, переходящий в Хамар-Дабан, — пологий, северный — крутой, осложнен крупным разломом — сбросом. И здесь мы наблюдаем отмеченный для Байкала перекося фундамента впадины проседания на север.

В Баргузинской впадине максимальные глубины до кристаллического фундамента, достигающие 2000 м по данным гравиметрии, отчетливо сдвинуты на северо-запад, ближе к Баргузинскому сводогорсту. Юго-восточный борт впадины, переходящий в северо-западный склон Икатского сводогорста, пологий, северо-западный борт и примыкающий склон Баргузинского сводогорста несколько круче и сочленяются они по разлому — сбросу. По геофизическим данным, северо-западное крыло имеет падение ложа осадочного чехла $13-17^\circ$, тогда как юго-восточное — $10-15^\circ$. Река Баргузин, протекающая по всей впадине, прижимается к ее северо-западному борту. И в этом случае мы наблюдаем наклон фундамента впадины проседания на северо-запад. Также наклонены и соседние небольшие впадины Улан-Бургинская и Ясская, Верхне-Чининская, Верхне-Ангарская и Муйско-Куандинская.

Все вышеописанные впадины ограничены, по крайней мере, с одной северо-западной стороны разломами — сбросами.

На севере Байкала амплитуда разлома — сброса превышает 3200 м. Гора Черского — высшая точка Байкальского хребта (2218 м) находится над участком Байкала глубиной 988 м.

Внутренняя структура Гусиноозерской мульды осложнена синклинальными и антиклинальными складками, приуроченными главным образом к юго-восточному крылу мульды. Взбросы зафиксированы на юго-восточном борту при сочленении с Моностойским сводогорстом. Поверхность фундамента северо-западного крыла наклонена положе юго-восточного. Мощность осадочно-эффузивной мезозойской серии с многочисленными пластами угля превосходит 2000 м. Имеются во впадине и кайнозойские отло-

жения мощностью в десятки метров. На площади, занятой непосредственно озером Гусиным, надо полагать, мощность кайнозойских отложений много больше.

Юго-восточное крыло впадины отличается сокращенным разрезом мезо-кайнозойских отложений: из него выпадают нижние члены разреза. На северо-западном крыле они представлены весьма полно и денудированы. С приближением к юго-восточному борту глинистые и углистые слои переходят в песчаники и конгломераты. Дно впадины плоское, ровное.

Уже в юре ось прогиба смещалась к юго-востоку таким образом, что когда северо-западный борт поднимался и вновь отложенные юрские осадки размывались на дневной поверхности, юго-восточный борт интенсивно прогибался и здесь шло полным ходом осадконакопление. Происходило как бы перемещение, накатывание впадины проседания на юго-восток, причем здесь молодые осадки ложатся трансгрессивно на кристаллический фундамент. Разломы юго-восточного борта более активны, чем северо-западного.

Тарбагатайская впадина проседания, так же как и Гусино-озерская, хорошо изучена при разведке на уголь. Угленосная свита, выполняющая впадину, ложится непосредственно на кристаллический фундамент и имеет мощность 800—900 м. Ось впадины смещена к южному крылу. Одновременно он является более крутым и срезан надвигом. Дислоцированность южного крыла больше, чем северного (Флоренсов, 1960).

Менее подробные сведения имеются по другим впадинам проседания.

В Нерчуганской и Беклемешевской впадинах проседания Забайкалья наиболее крутыми и короткими являются юго-восточные крылья. Они сложены песчаниками, алевролитами, аргиллитами и содержат угольные пласты. Северо-западные же пологие крылья сложены конгломератами и песчаниками. При этом характерно, что угольные пласты здесь отсутствуют (Конивец, 1961).

Аналогичная картина наблюдается и в других впадинах проседания. Н. А. Флоренсов (1960) пишет, что «...в ближнем Забайкалье реки, независимо от своего направления, смещаются к южным и юго-восточным бортам впадин проседания». Так ведут себя впадины Джиды, Уда, Кижинга, Тугнуй, Витим, Хилкосон, Унго, Ингода и др. Так же ведут себя и озера внутри впадин проседания, они смещены к южному и юго-восточному бортам (Гусиное, Боргойское, Еравнинские и др.).

Все это достаточно определенно говорит о закономерном перекосе впадин проседания в ближнем Забайкалье к юго-востоку.

Н. А. Флоренсов (1960) отмечает и другую важную особенность: «...для отдельных впадин установлено, что материал, поступавший в осадок, сносился с поперечных поднятий — перемычек». И делает отсюда справедливый вывод о том, что «...они

(перемычки. — *И. К.*) развивались одновременно с разделяемыми ими соседними впадинами, а не возникли путем последующих поперечных поднятий». О том же свидетельствует antecedentный характер рек, прорезающих эти перемычки.

Разломы могут ограничивать впадину проседания с двух сторон, но один из них при этом, в ближнем Забайкалье юго-восточный, оказывается развит лучше, является более крупным. Если же впадина односторонняя, то этот один разлом располагается в ее юго-восточном борту. Разломы имеют характер глубинных разломов и в мезозойских впадинах порой сопряжены с надвигами и взбросами, хотя обычно и носят сбросовый характер. Надвиги и взбросы располагаются на том борту впадины проседания, который располагается ниже по склону сводового поднятия.

Н. А. Флоренсов (1960) признает, что «...наиболее трудным представляется вопрос о том, как объяснить наблюдаемое в ближнем Забайкалье расположение впадин, отвечающих общим геоморфологическим закономерностям комплекса изгибов при одновременной приуроченности большинства тех же впадин к продольным разломам». В другом месте он (1960) пишет: «Для объяснения байкальской асимметрии (впадин. — *И. К.*)... Н. В. Думитрашко привлекает якобы существующее давление со стороны Сибирской платформы... Другие авторы просто обходят этот и в самом деле трудный вопрос».

Н. А. Флоренсов следующим образом объясняет асимметрию впадин проседания и приуроченность разлома к крутому борту: «...при допущении одновременного накопления осадков, углубления прогиба и его медленной миграции в какую-либо сторону достаточно просто объясняются все основные фациальные и структурные особенности толщи, накопившейся в узком локальном бассейне...». Один борт будет подниматься, осушаться и денудироваться. На другой борт осадконакопление будет накатываться, борт будет прогибаться, создавая перекосяк.

Дальше он полагает, что впадина может приблизиться вплотную к потенциально активному разлому и превратится в приразломную впадину и прекратит или замедлит дальнейшее смещение. При этом разлом, по Н. А. Флоренсову, может превратиться в надвиг.

Но при этом не объясняется причина смещения впадины проседания в ту или иную сторону. Помимо того, приуроченность разлома к крылу впадины, совпадение простирания разлома и оси впадины, как и вообще наличие или отсутствие разлома, оказываются случайными. Необъясненными остаются овалы очертания мульд, их мало отличные размеры, расположение впадин проседания и мульд полосами по простиранию свода, пульсационное развитие впадин, возрождение их после длительного перерыва осадконакопления, а также, конечно, и сама причина столь глубокого одновременного проседания блоков крепких пород на фоне сводового поднятия.

Признание формирования впадин проседания на своде, как результата поднятия и растяжения его, делает легко понятным все характерные особенности впадин проседания и их выполняющих отложений. В Юго-Западном и Среднем Тянь-Шане (Жорешков, 1960) впадины проседания на воздымающемся своде опускаются таким образом, что и в опускающемся (отстающем в поднятии) блоке сохраняется наклон его поверхности от оси свода к его основанию.

Более того, этот перекося блока с течением времени на растущем своде не только сохраняется, но и усиливается, поскольку борт, расположенный ближе к оси свода, поднимается быстрее другого борта.

Впадины проседания ближнего Забайкалья испытывают перекося, но не в северо-западном направлении, как впадины Байкальской системы, а в юго-восточном, что свидетельствует о расположении их на северо-западном и юго-восточном крыльях Байкальского сводового поднятия.

На юго-восточном склоне Байкальского свода впадины существовали в мезозое и кайнозое. Вероятно, и на северо-западном склоне, среди Байкальской системы впадин, есть впадины, унаследованные с юры. К их числу можно отнести ту часть Иркутского угленосного бассейна, которая попадает в границы Байкала.

На примере мезозойских впадин (Гусиноозерской, Тарбагатайской и др.) можно утверждать, что перекося во все время формирования их сохранялся и с течением времени усиливался. Именно благодаря этому усиливающемуся перекося впадин осадконакопление в них постепенно смещается вниз по склону свода вслед за смещающимися в этом направлении речными потоками и озерами. Поэтому наиболее древние осадки впадин оказываются расположенными несколько выше по склону, чем более молодые.

Борт, испытывающий наибольшее растяжение при дифференциальных движениях, более крутой, естественно оказывается и более нарушенным. Таким бортом у каждой отдельно взятой впадины оказывается борт, расположенный ниже по склону. Поэтому неглубокие впадины проседания не имеют разрывов на бортах, более глубокие впадины осложнены с одной, ниже по склону расположенной, стороны разломами (Баргузинская, Тункинская, Верхне-Ангарская и др.). Особенно глубокие впадины проседания ограничиваются разломами с обеих сторон, но борт, расположенный ниже по склону, имеет разлом или разломы более крупные, лучше выраженные (впадины оз. Байкал, оз. Гусино). Такие разломы могут быть порой отнесены к категории глубинных.

Следовательно, здесь мы видим, что глубинные разломы образуются в результате развития складчатых структур — сводогорстов и впадин проседания.

Быстро прогибающиеся впадины не компенсируются осадками и превращаются в озера, медленнее проседающие, образуют

компенсированные прогибы. А. И. Григорьева доказывает, что современные компенсированные прогибы Баргузинской тайги в мезозое были заняты озерами.

Осадки у более крутого борта, осложненного разломами, являются обычно более крупнообломочными, угольные пласты чаще тяготеют к более пологому склону с более спокойными условиями осадконакопления.

Перемычки, разделяющие мульды и впадины проседания, так же как своды и сводогорсты, растут по мере поднятия свода и прогибания впадин и существуют с ними в единстве. Поэтому, несмотря на их эрозию и денудацию, они, подновляясь, постоянно существуют, отражаясь в рельефе или в мощности накапливающихся осадков. Ориентированы перемычки часто по простиранию древних толщ (п-ов Святой Нос, о. Ольхон, хребет Гурби-Дабан и др.), но нередко те и другие ведут себя независимо. Простирание самих впадин проседания обычно образует угол с простиранием пород фундамента, но согласуется с простиранием сводового поднятия.

Реки, впадающие в Байкал, молоды. Исключением является р. Селенга. Система ее притоков хорошо развита на большой территории. Истоки ее располагаются и на Косогольском сводовом поднятии, и на своде Хангай за пределами нашей страны. Р. Селенга антецедентно пересекает хребты Заганский и Хамар-Дабан прежде чем впасть в Байкал. Местами река на больших расстояниях меняет русло и два русла — старое и новое — располагаются рядом, аналогично тому, как это будет описано для Алтая. На антецедентных участках появляются многочисленные эрозионные террасы и долины прорыва. Р. Селенга древнее Байкальского свода, который ею антецедентно пересекается.

Аналогичные рассуждения приводят нас к выводу о том, что р. Витим древнее хребтов Янкан, Нижне-Каларского, Южно-Муйского и Станового, которые она антецедентно пересекает. Нам представляется, что определение по взаимоотношению рек и горных хребтов их относительного возраста — важный метод геологического познания.

Но вернемся к р. Селенге. Антецедентно по отношению к сводогорстам ведут себя и ее притоки. Следовательно, древней является вся система р. Селенги. Вся она возникла раньше сводогорстов. Правые притоки Селенги берут начало в области мезозойских впадин проседания, с границы Витимского плоскогорья и Селенгинской Даурии. Здесь они соприкасаются с истоками р. Витима и левыми притоками р. Шилки. То обстоятельство, что эта область является водоразделом главных рек, берущих начало на своде, означает, что здесь в прошлом располагалась центральная, наиболее поднятая часть свода, с которой брали начало реки, текущие на юг, восток и север.

Если это так, то не являлась ли в то время р. Ангара продолжением р. Селенги и только позже была отделена от нее образо-

вавшимися на ее пути авлакогеном Байкала? На это указывает, например, то, что устье р. Селенги располагается напротив истока р. Ангары. Понятной тогда становится причина того, что при молодости Байкала впадающая в него р. Селенга является древней.

Когда мы высказывали впервые это предположение (Корешков, 1960), нам не было известно, что оно было уже давно предметом оживленной дискуссии. Основанием для спора служило то, что угленосные юрские отложения Иркутского бассейна, приобретая грубообломочный характер, увеличиваясь в мощности и испытывая усложнение тектонического строения, прослеживаются до истоков Ангары и обрезаются здесь Ангарским надвигом. Еще В. А. Обручев и Б. А. Иванов эти юрские конгломераты считали отложениями пра-Селенги, поскольку они состоят из обломков мезозойских вулканических пород, преимущественно порфиритов, широко развитых в Селенгинской Даурии. Е. В. Павловский, А. И. Цветков, Н. А. Флоренсов, а также С. А. Капин (1962) считают этот вулканический материал местным, сносимым с ныне денудированных мезозойских вулканических покровов, располагавшихся когда-то в районе Елохина мыса. Основываются они на том, что считают долину Селенги молодой, и, кроме того, полагают, что между Усть-Селенгинской впадиной и областью накопления конгломератов имеется перемычка в виде резкого подводного порога на дне Байкала. На нем глубина озера всего 40—50 м, тогда как за его пределами она равна 1000 м.

Вывод о молодости долины Селенги делается на участке пересечения ею сводогорста Хамар-Дабана. Но молодость эта кажущаяся, древняя река здесь прорывается через растущий сводогорст Хамар-Дабан. Такой же характер, несомненно, имеет и перемычка в Байкале.

Спор решается в пользу признания существования пра-Селенги. Именно продуктами ее выноса из Селенгинской Даурии и выполнена Иркутская присводовая впадина.

Баргузинская впадина проседания простирается местами так же, как простираются протерозойские породы, местами же образует с ними острый угол 10—30°. На северо-западе вдоль подножья Баргузинского сводогорста проходит несколько сбросов, объединяемых в понятие Баргузинского сброса. Так же как Баргузинская впадина проседания состоит из четырех мульд, разделенных перемычками, так и Баргузинский сброс состоит из четырех по существу самостоятельных сбросов, разделенных промежутками без разрыва сплошности (рис. 1). В результате оказывается, что у каждой мульды на северо-западном борту имеется свой сброс. Они располагаются кулисообразно. На этом примере хорошо видно, что не впадина возникает на базе сброса, поскольку такого единого сброса нет, а сбросы возникают в результате развития впадины проседания и, в первую очередь, в местах максимального ее прогибания (по границам мульд). Сбросы круто, под углом 65—85°, падают на юго-восток. Амплитуда сбросов достигает

700—800 м. Движения по ним происходили совсем недавно. Они разрывают морены и послеледниковые террасы и отмечены цепочками горячих и холодных минеральных источников.

Для юго-восточного борта впадины разломы не характерны, хотя и здесь отмечаются короткие сбросы.

Гусинозерская серия осадков делится на свиты: букачачинскую (J_2), улан-гангинскую ($J_3 - K_1$), тургино-витимскую (K_1^2) и даинскую (K_1^3). Букачачинская свита в Гусинозерской впадине проседания, по Ч. М. Колесникову (1961), начинается конгломератами мощностью до 160 м. Выше лежит горизонт алевролитов, песчаников, аргиллитов и углистых сланцев. Вверху свиты располагаются два угольных пласта. Мощность горизонта до 290 м. В при- бортовых частях впадины букачачинская свита отсутствует, и здесь вышележащая улан-гангинская свита ложится на палеозойские граниты и на ранне-среднеюрские порфириды.

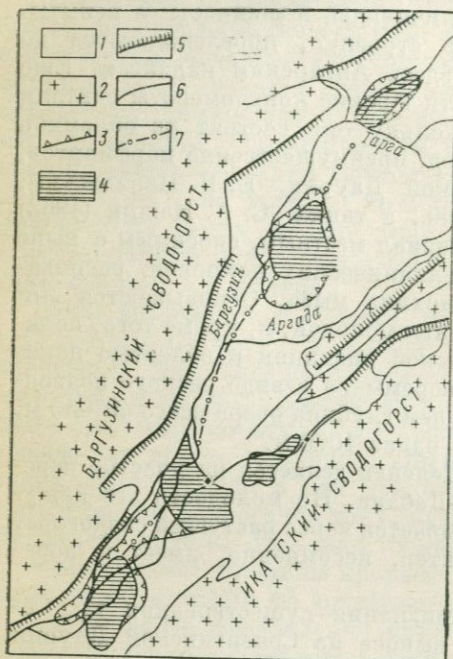


Рис. 1. Схема размещения разломов и центров прогибания Баргузинской впадины (по Н. А. Логачеву, 1958 г.).

1 — кайнозойские осадки; 2 — фундамент; 3 — границы современного осадконакопления; 4 — максимальные прогибы; 5 — сбросы; 6 — границы фундамента; 7 — оси прогибов

Мощность до 1250 м. Здесь мы видим три четких крупных ритма отложений. Один ритм охватывает отложения букачачинской, другой — улан-гангинской, третий — тургино-витимской свит, разделенных несогласиями и конгломератами.

Несколько отличную картину рисует В. И. Конивец (1961)

Улан-гангинская свита на букачачинских породах лежит с небольшим размывом. Внизу она представлена песчаниками с прослоями конгломератов, переходящих вверх в алевролиты, аргиллиты, углистые сланцы с прослоями (до 19) бурых углей. Мощность ее 650—800 м.

Выше находится тургино-витимская свита. Она с размывом ложится и на улан-гангинскую свиту, и на раннемезозойские эффузивы; начинается фангломератами и крупногалечными конгломератами, переходящими вверх в алевролиты, аргиллиты, углистые сланцы, бурые угли (до 20 рабочих пластов).

для средне-верхнеюрских осадков Верхне-Чарской впадины проседания. Здесь отложения состоят из четырех ритмов, мощностью от 140 до 200 м каждый — «нижние части ритмов сложены конгломератами, гравелитами и крупнозернистыми песчаниками. Выше песчаники становятся более мелкозернистыми, увеличивается количество и мощность прослоев алевролитов и углистых аргиллитов, а в верхней части ритмов располагаются прослой и пласты углей». Общая мощность юрских отложений здесь определяется Л. И. Салопом в 1100 м.

Четыре крупных ритма в осадконакоплении отмечено в Южно-Якутской, в Верхне-Каларской и Нерчуганской впадинах проседания (Конивец, 1961). Ритмично, вероятно, строение всех других впадин проседания.

В составе обломков конгломератов преобладают кристаллические породы окрестных массивов, но встречаются и экзотические обломки. Это отложения быстрых горных рек и конусов выноса с чертами пролювия. Н. А. Флоренсов (1960) пишет: «Как правило, конгломератовые толщи распространены по краям верхнемезозойских депрессий, где они залегают на кристаллическом фундаменте».

Песчаники обычно дельтовые и лишь иногда озерные. Алевролиты отлагались в старицах или плесах и в озерах. Аргиллиты и глинистые сланцы отлагались в озерах. Угли (от бурых до каменных) — частое, но не обязательное для всех впадин проседаний образование.

Обычно считается, что озера образуются в низменных областях. Между тем, факт существования таких горных озер, как Обсу-Нур, Хиргис-Нур, Иссык-Куль, Телецкое озеро, Сонкель, Искандер-Куль, многочисленные озера Памира, система современных озер на Байкальском своде: Байкал, Косогол, Гусиное озеро, Шекшинское, Малое и Большое Еровное, Хорга, Исинга и т. д. — свидетельствуют о том, что образование озер на своде не только возможно, но и закономерно.

До сих пор отдельные геологи (Богданов, 1958) считают разобщенность впадин проседания на своде вторичной. В. В. Богданов говорит, что «...описываемые месторождения (тарбагатайские. — И. К.) представляют собой останцы некогда единой площади угленакопления».

Вполне ясна несостоятельность этих представлений. Погружение осадков во впадинах проседания к бортам, наличие в них обломочного материала, сносимого с перемычек, нарастание мощностей осадков к центрам впадин проседания, тесная связь материала в осадках с породами, слагающими сводогорсты, говорят о бесспорном формировании впадин проседаний в границах, близких к современным.

Но нельзя не признать, что В. В. Богданов прав, отмечая «...закономерное изменение фаций как по разрезу, так и по площади не только в пределах одного месторождения, но и всего

района в целом». Эту закономерность и ритмическое строение разреза нужно объяснить.

Образование озера даже в высокогорных условиях резко меняет режим накопления осадков. В озере, в которое не впадают большие реки, грубообломочные осадки могут отлагаться только по берегам, ибо малоподвижная водная среда неспособна перемещать их вглубь. Между тем массовое образование озер на своде ведет к ликвидации крупных речных систем, к образованию хотя и бурных, но небольших рек, сгружающих свой обломочный материал близ берега. В относительно небольших горных озерах слаба и волновая деятельность, создающая условия лишь для переноса тонко- и мелкозернистых частиц. Поэтому в таких озерах образуются преимущественно алевритовые осадки в непосредственной близости с фангломератами. Поэтому же со временем образования озер тесно связано образование тонкозернистых осадков в их центральных частях и грубых образований в прибрежных.

В этом можно убедиться на современных осадках Алтая и Тянь-Шаня. Речные валунные, даже моренные отложения сменяются илистыми типа ленточных глин осадками, как только река или ледник оказываются подпруженными и возникает озеро.

Поэтому появление в циклических толщах выше конгломератов горизонтов алевролитов, аргиллитов, угольных пластов не следует рассматривать как свидетельство уменьшения гористости рельефа. Наоборот, с образованием этих пород следует связывать более ускоренное поднятие свода, ускоренное оседание впадин, ускоренное осадконакопление и одновременно ускоренное складкообразование.

Считается, что для накопления мощных слоев растительных осадков, дающих начало угольному пласту, необходима спокойная малодинамическая обстановка. Только в таких условиях растительная масса будет накапливаться в чистом виде, без значительной примеси неорганических веществ. Как же в таком случае могут формироваться угольные пласты в условиях тектонически активного формирующегося свода? Из изложенного ответ ясен: в условиях зарастающих мелких горных озер, в некотором удалении от дельт, от конгломератов и песчаников.

Там, где не было озер и располагались реки, этому же времени будут отвечать грубозернистые осадки, что весьма усложняет корреляцию. Этому же способствует разновысотное расположение озер, а значит различные климатические условия и различный растительный и животный мир. Вероятно, поэтому так различна здесь и лишена руководящих форм мезозойская фауна.

Впоследствии, в случае замедления поднятия свода, замедления проседания впадин и роста перемычек, озера постепенно заполнялись осадками и спускались, рельеф выравнивался. Реки объединялись в крупные потоки, способные переносить и отлагать крупный материал. Формируются горизонты конгломератов, гру-

бых песков. Лишь местами в остаточных озерах оседали глинистые, растительные массы.

При продолжающемся замедлении поднятия свода реки, пролиив перемычки между впадинами проседания ниже уровня осадконакопления, начинают врезаться в недавно отложившиеся речные и озерные осадки и размывать их. Смещаясь по впадинам проседания, они постепенно срезают недавно отложенные осадки и врезаются в коренные берега. Эта картина хорошо известна и на Алтае, и в Тянь-Шане, и, конечно, в Прибайкалье. Она показывает обстановку, в которой осуществляется то, что в геологическом разрезе фиксируется как размыв. Обычно размыв рассматривается как доказательство ускоренного поднятия.

Как следует из изложенного, размыв на своде является свидетельством относительного замедления его поднятия.

Благодаря размыву в условиях конседиментационной складчатости обнажаются чем более глубокие, тем в общем более интенсивно складчатые горизонты. В случае последующего возобновления отложения новых осадков, обозначающих в описываемых условиях усиление тектонической активности, образуется угловое несогласие.

Известно, что вопрос о том, отвечает ли угловому несогласию тектоническая фаза, давно дискутируется. Поскольку образование размыва связывается с поднятием местности, то и образование углового несогласия также связывается с поднятием. Уже давно Д. В. Наливкин (1936) на основании факта длительности складкообразования считал, что «...причиной проявления несогласия является не проявление складчатостей, а перерывы в складкообразовании». С этим до некоторой степени соглашается и Н. С. Шатский (1951), но все же он считает, что «этот длительный, но неравномерный складчатый процесс заканчивается общим подъемом, вызвавшим региональный размыв...». И тут же он добавляет: «...с точки зрения длительности складкообразования величина углового несогласия выражает всю сумму движений как до, так и во время перерыва. Обычная, хорошо известная зависимость величины углового несогласия от длительности перерыва с этой точки зрения хорошо объяснима». Излагаемые данные говорят о том, что для условий сводообразования более правильными являются взгляды Н. С. Шатского. Перерыв в осадконакоплении — признак замедления тектонической активности. Но угловое несогласие возникает тогда, когда после перерыва возобновляется осадконакопление, возобновляется тектоническая активность. Впрочем, такое же угловое несогласие возникнет и без нового усиления тектонической активности, например в случае опускания области и морской трансгрессии. Следовательно, угловое несогласие фиксирует время окончания фазы складчатости (активности). Но это уже означает по существу окончание сводообразования.

Улан-гангинская свита ложится на букачачинскую с небольшим размывом и несогласием. В улан-гангинское время не только возобновилось осадконакопление в унаследованных впадинах проседания, но и заложилась Удинская, Черновская, Беклемешевская, Боргойская, Худунская, Хилокская и Ингодинская впадины проседания. Возобновилось энергичное поднятие свода (песчаники и конгломераты), которое затем ускорилось. Следствием последнего было образование озер и болот (отложение алевролитов, аргиллитов, углей, лежащих на песчаниках и конгломератах). В дальнейшем тектоническая активность вновь ослабла, осадконакопление прекратилось, стали преобладать денудация и размыв.

Аналогичное развитие событий отвечает образованию тургиновитимской свиты. С этим временем связывается зарождение Тилимской, Верхне-Удинской, Еравнинской, Дабан-Горхонской, Хаванарской впадин проседания.

Четырехкратное изменение скорости поднятия свода в мезозое фиксируется ритмичностью осадков в Верхне-Каларской, Верхне-Чарской, Нерчуганской и, вероятно, в других впадинах проседания Байкальского свода.

Во впадинах проседания Байкальского свода образовались мощные озерные и наземные осадки триас-раннемелового и миоцен-четвертичного времени, т. е. периодов тектонической активности. С ними же тесно связан и вулканизм. Наоборот, здесь нет осадков мела — палеогена, в течение которых не отмечаются тектоническая активность и вулканизм. Зато в это время формируется глубокий размыв и древних, и мезозойских осадков. Именно благодаря этому размыву так велико угловое несогласие между осадками мезозойской и кайнозойской активизаций. Само ослабление тектонической активности не способно вызывать складкообразование, но без него не возникает угловое несогласие. Чем это замедление длительнее и глубже вызываемый им размыв, тем больше и шире развито угловое несогласие разделяемых ими периодов складкообразования, осадконакопления. С другой стороны, величина углового несогласия зависит и от интенсивности предшествующего размыву складкообразования. Самый глубокий размыв горизонтально лежащих толщ осадков не приведет к образованию углового несогласия между этими толщами и после размыва отложившимися осадками. Возникнет лишь стратиграфический перерыв.

Так, ускоренные и замедленные движения одного знака — поднятия — вызывают формирование циклических толщ осадков. На фоне поднятия свода и опускания впадин проседания происходит периодическое чередование наземных и озерных условий осадконакопления, возобновление и прекращение отложения растительных масс, формирование размывов и угловых несогласий. В этом заключается тот механизм, который контролирует циклический процесс накопления угленосных толщ.

Перерывы осадконакопления, как вехи, расчленяют период тектонической активности на фазы, но сами по себе таких фаз не представляют. По складчатой толще, лишенной угловых несогласий, еще нельзя судить об отсутствии складкообразования. В этом случае, возможно, в ходе непрерывного складкообразования не было существенных замедлений, прекращения осадконакопления и размывов и не возникло несогласий, хотя слабые замедления могли быть.

Угленосные толщи юры — раннего мела и неоген-четвертичного времени формировались в результате многократной смены озерных условий аллювиальными при общем опускании бассейнов угленакопления. Опускание впадин проседания обеспечивает мощное накопление осадков, постоянное и надежное захоронение растительных масс, перемещение их в область повышенных температур и давлений, в условия, необходимые для углеобразования.

Обычно считается, что для углеобразования необходима, прежде всего, богатая пышная растительность и уже потом условия ее захоронения. Из изложенного следует, что прежде всего необходима подходящая геотектоническая обстановка. Любая самая пышная растительность не даст начала углям, если она не будет, скопляясь массами, погружаться на сотни и тысячи метров под толщи осадков. Без этого она будет уничтожена денудацией, или окислением. Наоборот, самая скудная болотная и, вероятно тундровая растительность, отлагаясь большими массами во впадинах проседания, даст начало высококачественным углям, поскольку оседание здесь создает благоприятные условия для углеобразования.

Так может быть объяснено закономерное накопление угленосных толщ при сводообразовании. Процесс углеобразования становится не только возможным, но необходимым, закономерным важным составным элементом сводообразования.

Во время поднятия свода параллельно идет его денудация. Перевес остается попеременно то за дифференциальными движениями и рельефообразованием, то за денудационными процессами. В этих противоречивых условиях и формируются цикличные угленосные толщи.

Это, конечно, не значит, что отложение угленосных толщ описываемого типа связано обязательно с уничтожением и зарожждением озерных бассейнов. Возможно, и в действительности часто отмечается накопление угленосных толщ при непрерывном существовании бассейна. Отложение угленосных осадков в кайнозойе происходит в непрерывно существующем Байкале. Но и в этом случае образование угленосных толщ происходило на фоне борьбы двух противоположных тенденций: нивелирования поднятий и заполнения впадин и возникновения новых поднятий и впадин, в условиях постоянного колебания береговой линии при общем погружении бассейна.

В связи с изложенным следует рассмотреть вопрос образования так называемых эпигенетических долин. На Алтае, в отличие от Тянь-Шаня и Прибайкалья, рисунок сводогорстов и впадин проседания много сложнее, причем реки пересекают первые не только вкрест простирания, но и под различными острыми углами. Это создает различные ситуации смещения речных долин, их подпруживания и пр.

До сих пор исследователи Алтая видят причину образования озерных бассейнов в моренах, перегораживающих реки. Роль же тектоники сводят к поднятию страны как единого целого и, следовательно, к активизации донной эрозии или к опусканию ее и, как следствие, к заполнению переуглубленных долин осадками (Ивановский, 1960; Рагозин, 1958).

Однако и упомянутые исследователи, и Н. А. Ефимцев (1961) приводят целый ряд случаев, когда в пределах развития ледников морены не участвуют в образовании озер. Тем более они не могут участвовать в нем за пределами оледенения. Между тем озера образуются и там.

И вообще положение о том, что ледник может своей мореной перегородить течение реки, как и река своими отложениями засыпать себе путь (как обычно считается), представляется нам не соответствующим действительности. И ледник, и живая сила воды способны переносить или отлагать захваченный обломочный материал в зависимости от величины уклона русла. Уклон определяет силу и скорость их движения. При этом лед и вода часто существуют совместно.

Из-под ледника постоянно, особенно летом, вытекают речки. То, что оставляет тающий ледник, уносит вода. И если вода горных рек способна пробивать себе дорогу сквозь крепкие коренные породы, то трудно себе представить, чтобы она не смогла постепенно размывать морену, лежащую на ее пути в готовом русле, тем более, что морена образуется не мгновенно, а постепенно, достаточно медленно. В настоящее время многие реки Алтая берут начало в ледниках, но не отмечается, чтобы они с течением времени заваливались моренами и давали начало озерам.

Нужно полагать, что есть другая, более общая причина образования конечных морен и озер и она должна приводить к резкому уменьшению уклона русла, как главной причины движения воды и льда. Такую причину мы видим в дифференциальных тектонических движениях. Подпруды озер обычно образуются при выходе рек из впадин проседания на участки перемычек или в долины прорыва. Здесь во время повышенной тектонической активности, в результате ускоренного поднятия сводогорста и опускания впадины проседания, постепенно вырастает преграда на пути реки. И если река не в состоянии эродировать эту преграду с той скоростью, с какой эта преграда растет, то преграда постепенно перегородит реку и возникнет озеро бессточное или с частичным стоком, подобное Телецкому.

Эта же преграда препятствует и распространению ледника при его наличии. Поэтому и морены ледников оказываются сгруппированными здесь. О том, что дело обстоит именно так, свидетельствует следующий пример. Телецкое озеро подпружено двумя запрудами: выступом — перемычкой коренных пород и лежащей на них толщей рыхлой морены.

Рост сводогорстов и опускание впадин проседания усиливается, как мы знаем, тогда, когда ускоряется поднятие свода. Но с усилением поднятия свода связано ускорение образования ледников и захват ими большей территории. Поэтому время формирования горных озер во впадинах проседания совпадает со временем большей активности ледников на сводогорстах. Оттого периода оледенения сводогорстов (образованию морен) отвечает образование озер в Курайской, Чуйской, Уйменской и других впадинах проседания.

В случае уменьшения скорости поднятия свода на месте озер возникают «степи», формируются поверхности размыва.

Именно так и выглядят в настоящее время Алтайские «степи». Однако и в этих условиях тектоническая деятельность продолжается. Об этом говорит подпор перемычками впадин проседания текущих по ним рек и образование перед перемычками заболоченных участков. И на Алтае ускорение и замедление поднятия вызывает образование во впадинах проседания циклических комплексов осадков. В них на ледниковых отложениях лежат или фациально их замещают озерные и болотные осадки. На озерных — аллювиальные и наземные отложения степей. На размытых осадках одного цикла ложатся с размывом или несогласно осадки второго и последующих циклов осадков аналогичного характера (Корешков, 1970₁).

Таким путем в результате движений одного направления — воздымания свода образуются и «регрессивные», и «трансгрессивные» серии отложений. Геология учит, что для аккумуляции осадков там, где до этого осуществлялись снос и эрозионное врезание водотоков, требуется подъем базиса эрозии или опускание этой территории. Для того чтобы после периода осадконакопления наступил вновь период сноса, требуется произвести обратное действие — опускание базиса эрозии или поднятие Алтая. Именно таким образом и объясняются аккумуляции осадков во впадинах проседания и речных долинах Алтая в одно время и последующий спуск озер, врезание новых долин и пр. Л. Н. Ивановским (1960), Л. А. Рагозиным (1958) и др.

Предлагаемый механизм образования циклических осадков выгодно отличается своей простотой и способностью объяснить все наблюдаемые явления одним воздыманием Алтая, реальность которого не вызывает сомнений.

Л. Н. Ивановский (1960) связывает главным образом с образованием моренных запруд и образованием эпигенетических долин на Алтае. Речь идет о выработке рекою параллельно старому

нового русла. «Реки, — пишет Ивановский, — перед описываемыми валами морен круто отворачивают в сторону и прижимаются к коренному склону главной долины. Здесь они врезаются в коренные породы, образуя ущелья с отвесными стенками высотой от 50 до 250 м. Протяженность этих ущелий зависит в значительной мере от ширины моренного вала и достигает 2 км».

И в этом случае течению реки препятствует не морена, а быстро растущая перемычка. Она останавливает и ледник, и реку.

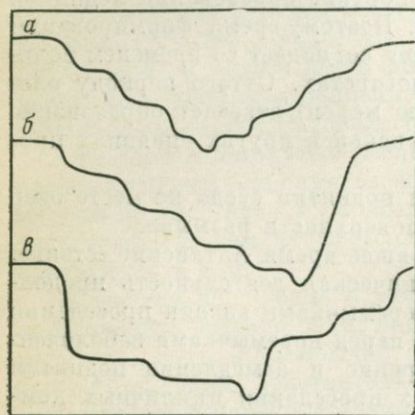


Рис. 2. Строение речных долин.

а — симметричная долина; б — асимметричная долина, образовавшаяся при преобладающем поднятии левого берега; в — асимметричная долина, образовавшаяся при меняющихся преобладающих поднятиях берегов

Тектоническое поднятие вызывает не только образование подпруды, но, вероятно, и зияющих трещин в бортах долины. Эти зияющие трещины и использует река, чтобы проложить новую долину. Как только река минует перемычку, причина, вызывающая необходимость обхода препятствия, прекращает свое действие и река возвращается в прежнее русло.

Аналогичным образом должно быть объяснено и следующее, описанное Л. Н. Ивановским, явление. Погребенная под осадочные отложения долина реки при возобновлении ею донной эрозии иногда не вскрывается. Река прокладывает параллельное старому в скальных породах на склонах главной долины новое русло. Здесь нет морены, но река осуществляет действие, аналогичное вышеописанному, в котором участвовала морена.

На Алтае, вероятно, шире, чем в других горных сооружениях, распространены и следующие эволюции речных долин. В Юго-Западном Тянь-Шане наблюдается направленное смещение речных долин, расположенных во впадинах проседания (Корешков, 1960).

Здесь же мы видим это же явление, но в различных условиях пересечения рекою перемычек и сводогорстов. В такой обстановке одна и та же река, например Катунь, текущая в общем в одном и том же направлении, то имеет симметричную долину и течет по ее середине, то на отрезке нескольких километров прижимается вплотную к одному какому-нибудь берегу, подмывает его. При этом противоположный берег образует целую серию террас, спускающихся гигантской лестницей к реке (рис. 2). На другом участке столь же значительной протяженности мы видим крутой, подобный только что описанному, берег с одной стороны и террасу реки над ним, но сама река далеко сместилась

к другому берегу и энергично подмывает его. Между тем выше обрыва коренных пород этот берег несет высокие древние террасы.

Для того чтобы река отклонилась от готового русла и начала производить большую работу по разрушению коренных пород на значительном по длине участке, нужны серьезные причины. Для объяснения этого явления в равнинных областях в геологии используется правило Бэра. Но и там оно не всегда соблюдается, тем более оно не может быть применено к быстрым горным рекам.

Мы видим причину такого поведения рек в различной скорости поднятия блоков или частей блока, образующих берега реки. В условиях равномерного поднятия берегов формируется симметричная долина (рис. 2, а). Быстрее поднимающийся берег оттесняет реку к берегу, поднимающемуся медленнее. Река чутко реагирует на высотные изменения в поперечном профиле долины и течет по линии наименьшего сопротивления.

Если это изменение имеет постоянно один характер, создается постоянный перекося долины в одну сторону и река все время смещается в одном направлении. В этом случае по террасам противоположного берега можно судить о величине этого перекося (рис. 2, б).

В том случае, когда большая скорость поднятия одного берега с течением времени перешла к другому, река, соответственно этому, вначале оттеснялась в одну сторону, а затем — в другую (рис. 2, в).

Конечно, на этот процесс влияют и другие причины, например, крепость слагающих берега пород, сила инерции потока и пр. Но ведущей силой здесь является сила тяжести, определяемая величиной уклона русла, и она контролирует поведение реки. Другие же причины способны лишь вносить местные небольшие коррективы.

Исходя из изложенного, становится ясной необходимость внимательного изучения поведения речной сети при изучении неотектонических движений горного и не только горного района.

Одной из морфоструктур Алтая, привлечших к себе особенно большое внимание, является грабен Телецкого озера. Г. Гельмерсен выдвинул, а С. А. Яковлев обосновал тектоническую гипотезу его происхождения. Гране считал, что озеро выпаяно огромным Чулышманским ледником. К настоящему времени тектоническая гипотеза пользуется широким признанием. В пользу ее говорят следующие данные. При абс. высоте озера 436 м глубина его достигает 325 м, а соседние хребты на расстоянии 1,5 км от озера имеют высоту 2200—2360 м, крутизна склонов достигает 50—60°. Берега образованы сбросами, оставившими после себя штрихи скольжения и тектоническую брекчию. Сместители на восточном берегу падают на запад, на западном — на восток (В. М. Сенников). На восточном берегу сланцы опрокинуты в сторону озера. На берегах озера известны зияющие трещины, параллельные береговой линии озера.

По берегам озера хорошо сохранились речные террасы. Л. А. Рагозин (1958) считает их сходными с катунскими. Ледник только в максимальное свое развитие выползал в озеро и долину р. Би, где оставил плохо сохранившиеся морены.

На основании изучения состава отложений террас озера Л. А. Рагозин считает, что здесь озерный режим временами сменялся степным, отвечающим затуханию тектонической активности. Усиление тектонической активности ведет, по Л. А. Рагозину, к увеличению влажности и расчленению рельефа. Он справедливо считает, что в настоящее время на Алтае господствует степной режим, поскольку большинство впадин представлено степями. Они возникли после озерной стадии, которая наступила за оледенением.

Столь же справедливо Л. А. Рагозин считает, что Телецкое озеро не является исключением. Он пишет (1958), что «...в самой долине Катуня можно указать многие участки, которые по форме чрезвычайно напоминают Телецкое озеро». Такой характер имеет урочище Сок-Ярык с его степными террасами. Его до высоты 150 м над Катунью выполняют террасовые песчано-галечные и валунные отложения. Катунь здесь пересекает Теректинский сводогорст, который неоднократно и оказывался преградой на пути реки. Еще более ярким примером в этом отношении является Яломанская впадина (Богачкин, 1967). Эта депрессия (грабен) располагается в долине р. Катуня и имеет длину более 50 км и ширину 2—4 км. Ее выполняют катунская, яломанская и чуйская толщи.

На юге впадины катунская толща ложится на палеозойские породы и поднимается по долине до 100—180 м над урезом Катуня. На севере впадины подошва толщи лежит ниже уреза реки, кровля же достигает высоты 160 м над урезом. Сложена толща валунами, галечниками, щебнем, насыщенными светло-серым пылеватым суглинком. В обломках отмечены кристаллические сланцы протерозоя Теректинского хребта. Размер глыб до 20 м, слоистость параллельная, наклонная, косая, угол падения до 24° , мощность 80—180 м.

На резко размытой поверхности катунской толщи, заполняя отрицательные формы рельефа, возникшие от размыва, ложится яломанская толща. Нередко она перекатывает катунскую толщу, ложась на палеозой, и поднимается до высоты 370 м над урезом Катуня. Сложена гравием, дресвой с прослоями тонкослойных алевролитов и суглинков. Угол падения до 24° , мощность до 270 м. Генезис толщи несомненно аллювиальный и озерно-аллювиальный.

На размытой поверхности яломанской и катунской толщ, во вложенной в них долине лежат отложения чуйской толщи, поднимающиеся до высоты 65—110 м над урезом реки. Сложена толща валунно-галечниками с линзами песка, гравия, дресвы и светло-серых пылеватых суглинков. Много глыб размером до

8 м. Слоистость в основном косая, угол падения $8-12^\circ$, мощность 100 м.

Имеются аллювиальные террасы, врезанные в яломанскую толщу и перекрытые чуйской толщей, а также молодые террасы, образовавшиеся после чуйской толщи.

В образовании катунской и чуйской толщ помимо речных отложений, по мнению Б. М. Богачкина, принимали участие ледниковые и озерные образования. С другой стороны, если между катунской и яломанской толщами угловое несогласие не отмечается, то между яломанской и чуйской, по-видимому, зафиксировано угловое несогласие. Б. М. Богачкин пишет (1967), что в одном и том же месте яломанская толща имеет угол падения 24° , азимут падения 35° , а чуйская толща — угол падения $8-12^\circ$ и азимут падения 280° .

Катунская толща в долине Катуня близ устья р. Уйган примыкает к мощной древней конечной морене, лежащей на палеозое на высоте 650 м над урезом реки. В ней много продуктов размыва коры выветривания. Следовательно, оледенение, оставившее эту морену, было самым древним, образовавшимся вскоре после начала энергичного поднятия свода. Однако долина Катуня уже существовала. Это, конечно, не значит, что долина ее имела современную глубину вреза. Современное глубокое залегание катунской толщи в Яломанской впадине — результат последующего тектонического ее проседания. И хотя оледенение это было древним, вряд ли следует считать возраст его неогеновым, как полагают Л. А. Рагозин и Б. М. Богачкин, скорее всего оно отвечает концу раннего — началу среднего плейстоцена.

Чуйская толща в долине р. Чуи у с. Чибит переходит в конечную морену позднеплейстоценового оледенения. Яломанская толща, вероятно, является среднеплейстоценовой, поскольку этому времени отвечали максимальные тектонические движения, а значит и дифференциальные смещения блоков.

Как объяснить, что на одном и том же участке долины Катуня то формируются мощные речные и озерные отложения, то создаются условия глубокого размыва? При этом местами уничтожаются нацело только что отложившиеся осадки, местами же размыв не достигает прежней глубины вреза. Как объяснить образование террас, углового несогласия, нарушенного залегания слоев, связь с оледенением? Обычно применяемое в этих случаях представление о моренной природе подпрудивания и в более простых случаях не выдерживает критики (Корешков, 1968). Тем более ясна его неприменимость здесь, где четко видно, что Яломанская впадина запыралась коренными породами. Характер катунской, яломанской и чуйской толщ и их взаимоотношений становится легко понятным, если мы представим, что им отвечают три периода ускоренного поднятия свода, разделяемых периодами замедленного воздымания. Первый период соответствует времени формирования катунской толщи. Ускоренное поднятие свода

привело к быстрым дифференциальным смещениям блоков свода, к проседанию Яломанской впадины, к возникновению запруд Катуня и накоплению мощной толщи обломочных пород, в том числе, возможно, ледниковых. Последующее замедление поднятия привело к уничтожению (эрозии) перемычек Катуня, засыпанию оставшихся впадин, а затем и размыву только что отложившихся во впадине осадков. Размыв местами уничтожил почти всю катунскую толщу и оставил на ней свои террасы.

Подобное же действие оказало и ускоренное поднятие свода, отвечающее образованию яломанской и чуйской толщ. Времени образования последней отвечает, вероятно, позднеплейстоценовое оледенение, образование озер в Чуйской и Курайской впадинах глубиной до 400 м. Спускаемые озера оставили террасы на бортах этих впадин и на моренах.

Угловое несогласие между чуйской и яломанской толщами говорит о том, что послеяломанский размыв был глубоким, вскрыл нижние слои яломанской толщи, уже испытавшие к тому времени конседиментационное складкообразование.

Таким образом, в течение плейстоцена вырисовывается трехкратное ускорение и замедление поднятия Алтайского свода. В настоящее время происходит энергичный размыв осадков в большинстве впадин проседания, как следствие замедленного воздымания свода. Изучение и сопоставление между собой осадков времени подпруживания рек и следов размыва их в различных впадинах проседания Алтая позволит уточнить как характер этих ускорений и замедлений, так и время их осуществления.

В связи с изложенным по-новому можно представить и проблему оледенения равнин, по крайней мере некоторых, например Русской.

В дочетвертичное время на Кольском полуострове и, вероятно, на всей Фенноскандии широким распространением пользовалась кора выветривания. Всюду она залегает между породами кристаллического основания и мореной (Сидоренко, 1960) в депрессиях коренного рельефа на склонах, обращенных в сторону движения ледника, в карманах и углублениях, на древних поверхностях выравнивания. На горных массивах она полностью уничтожена. Мощность коры выветривания достигает 100 м, по разломам она проникает еще глубже, до 500 м от дневной поверхности.

Эти факты достаточно убедительно доказывают, что в дочетвертичное время Кольский полуостров представлял собой пене-плен. Расчленение его произошло в кайнозое. А. В. Сидоренко (1960) пишет: «Представление о сложном раздроблении Фенноскандии и глыбовом поднятии и опускании отдельных частей щита на границе третичного и четвертичного времени достаточно убедительно доказано для Балтийского щита многими исследователями». Отдельные блоки оказались поднятыми до высоты 1000 м (Хибинско-Ловозерские, Займандровские горы). Другие блоки были опущены до глубины 120 м (впадины, занятые озерами

Умбозеро, Большой Вудеяр, депрессия в районе Мончегорска и др.). Море в дочетвертичное время находилось много севернее современного положения (Кац, 1960).

А. И. Верте на основании данных буровых скважин доказывает, что в районе Таллина в тектонических структурах участвуют кристаллический фундамент и вышележащие древнепалеозойские породы, в том числе синие глины раннего кембрия. Простираение структуры северо-запад — юго-восточное, т. е. совпадает с простираем глинта. Нарушено залегание фундамента и синих глин и в самом глинте. Вряд ли без признания молодых тектонических движений можно обойтись, чтобы объяснить образование водопадов Кивач и Гирвас в Карелии.

С. И. Гольц (1970) отмечает, что в районе Солигалича меловые, юрские и нижнетриасовые отложения по разломам контактируют с верхнепермскими. Восходящие соляные источники говорят о разрывах четвертичных отложений.

По Ф. А. Алексееву, на моноклинальном фоне юго-восточного погружения Фенноскандии отмечается целый ряд флексурных перегибов слоев: Наровский, Лужский, Пярнуский, Шелонский и Рижский уступы. Падение слоев на этих уступах $0^{\circ} 50' - 1^{\circ}$ и более. Они грубо параллельны контуру Балтийского щита. Валдайская возвышенность также отражает поднятие фундамента, ступенчато погружающегося как на запад, так и (в большей мере) на восток. О молодости этого поднятия можно судить по тому, что оно четко выражено в рельефе. К нему приурочено широкое развитие конечных морен, свидетельствующих о том, что поднятие представляло собой для двигавшегося ледника серьезное препятствие.

В. В. Белоусов уже давно обращал внимание на то, что центры четвертичного оледенения преимущественно приурочены к глубоко денудированным щитам (Балтийскому, Канадскому). В этом их большое сходство с ледниками Гондваны в палеозое. К этому следует добавить, что во всех этих случаях щиты испытали дробление, базальтовый вулканизм и последующую морскую трансгрессию. Ясно, что эта связь не случайна, так же как не случайно, что на Русскую равнину ледники распространялись там, где породы оказались денудированными на наибольшую глубину, т. е. по Главному девонскому полю. Иначе говоря, ледники эти зарождались в высоко поднятых областях, носили горный характер.

Э. Ю. Саммет (1963) в Прибалтике описывает ряд случаев, когда реки, имевшие до оледенения южное направление, после оледенения принимают северо-западное и западное направление. Так, реки Луга и Оредеж в верхних течениях текут на юг по древним доледниковым долинам, а затем перед конечноморенными грядами они круто отворачивают на запад и северо-запад, впадая в Финский залив. Между тем древние долины продолжают в прежнем южном направлении.

Д. Б. Малаховский (1966) отмечает, что близ истока Волхова в оз. Ильмень имеется его древняя дельта. Некоторые из притоков Волхова — Вишера, Питьба, Стрелка имеют обратное ему течение. Уклон современного Волхова очень мал — 0,01 м/км. Д. Б. Малаховский приходит к выводу, что «...в недавнем геологическом прошлом р. Волхов не вытекала из оз. Ильмень, а впадала в него». Начинаясь же Волхов в Ладожском озере.

В. А. Исаченков указывает на молодое изменение течения рек верхнего Приднепровья (на западное и юго-западное).

Известно, что в четвертичных отложениях, в том числе во всех моренах Русской равнины и в аллювии р. Волги от истоков до устья отмечаются гальки и валуны пород Балтийского щита. Понятно, что этот разнос валунов мог иметь место при наличии от щита к югу соответствующего уклона поверхности. Между тем в настоящее время и превышение щита слишком мало, и пояс озер прерывает упомянутый уклон. Приходится заключить, что Балтийский щит и пояс озер еще недавно были существенно выше современного положения. В то время Волхов направлялся на юг. Вероятно, его продолжением по другую сторону Ильменя была современная Ловать, а затем Кунья и Западная Двина. Вероятно, и истоки Волги, а также и других крупных рек этой области сравнительно недавно располагались на юго-восточной окраине Балтийского щита.

Почему реки оставили готовые долины и выработали себе новые? Э. Ю. Саммет считает, что это произошло потому, что морены завалили древнюю долину и вынудили реку изменить направление. Мы с таким явлением и объяснением уже сталкивались при рассмотрении свода Алтая и показали его несостоятельность. Если же учесть все, что было сказано о молодой тектонической нарушенности, и данные об оседании горной Фенноскандии, то нам представляется более обоснованным следующее объяснение поведения этих рек.

Одновременное прекращение оледенения и изменение направления рек было следствием опускания ранее довольно высоко поднятой Прибалтики, Карелии и всей Фенноскандии в целом. Это хорошо согласуется с молодой трансгрессией моря в эту область (по линии Белого и Балтийского морей), а также переуглублением речных долин здесь и в близлежащих районах. Так, древние доледниковые долины Эстонии располагаются на 40—60 м ниже уровня современного моря. Прорезаны четвертичными речными долинами угленосные отложения Мосбасса. Доледниковые речные долины Верхнего Днепра углублены до 140 м, на 60—80 м ниже уреза современных рек. В них лежат отложения окского и днепровского оледенений, причем окская морена часто залегает непосредственно на коренных породах.

Некоторые древние долины имеют глубины до 300—400 м (Горецкий, 1964). Долины эти узки, V- и U-образны, крутизна их склонов достигает 30—35°. Рельеф доледниковой поверхности

много сложнее современного. Превышения в 150—200 м не были редкостью. Молодых по тому времени отложений (третичных, раннечетвертичных) не было, что говорит об их последующем размыве или первичном отсутствии в условиях высокого положения. Морены даже самые молодые часто лежат на коренных, палеозойских породах. Дно древней долины Волги близ притока р. Солонцы врезано на 191,7 м ниже современной поверхности, до —51, —63,5 м абс. В бортах Солонинской ложбины в юрских породах известны дислокации с падением до 22°. Установлено, что подошва базального кривичского комплекса вниз по течению Волги повышается (в районе с. Алешкина она расположена на 22,5—35,0 м, у пристани Дубовой на 25,0—39,0 м, у д. Пенжидыры на 36,0—49,0 м). Мощность горизонта остается одинаковой (Горецкий, 1966). Это недвусмысленно доказывает недавнее опускание истоков Волги. Колоссальные массы четвертичных осадков Русской равнины говорят о масштабах сноса, а значит и снижения высоты Балтийского щита, как основного источника осадков в это время.

Горный характер четвертичного оледенения подтверждается тем, что вне пределов миндельского оледенения климат был умеренным. Приведем на этот счет слова Н. М. Страхова (1948): «Получается впечатление, что тотчас за границей ледника обитало то же органическое население, что и раньше и огромные языки льда соприкасались с фауной и флорой умеренных широт». Это непонятно в случае равнинного и вполне естественно в условиях горного оледенения.

Однако считается, что последующее днепровское (рисское) оледенение уже охватило большие территории равнин и спускалось далеко на Украину, сопровождаясь значительным похолоданием на всей европейской части СССР. Впрочем, имеются и иные мнения. И. Г. Пидопличка (1946), например, считает научным заблуждением признание на Украине днепровского оледенения. Рядом исследователей (А. В. Гуров, Г. И. Моляков и др.) доказываются, что днепровская «морена» на Украине представлена озерными и речными суглинками, насыщенными небольшими, хорошо окатанными валунами местных и северных пород. В них имеется степная и луговая фауна. Четвертичная фауна Украины не обнаруживает признаков оледенений. Из 10 тысяч собранных костных остатков новгород-северской фауны времени днепровского оледенения степных форм оказалось 80%, тундровых 17%, прочих 3%. Такие же результаты получены при исследовании аналогичных отложений других областей Украины. И. Г. Пидопличка заключает, что северная фауна появилась лишь в среднечетвертичное время, но она говорит только о похолодании, а не о наличии ледников на Украине. Аналогичные представления можно найти у В. П. Гричука (1946) и др. Н. Н. Соколов (1946) убедительно доказывает, что граница максимального предпоследнего оледенения не спускалась южнее зоны озер и линии водораздела рек

Припяти, Десны, Москвы, Клязьмы, Унжи, Ветлуги и пр. Морены днепровского оледенения не устанавливаются в бассейнах Оки и Волги (Горецкий, 1966).

Таким образом, и область распространения днепровского оледенения тяготеет к Фенноскандии и Прибалтике и может иметь горное и предгорное происхождение. Это справедливо и для районов, примыкающих к Северной Атлантике (Корешков, 1960).

Здесь уместно коснуться причин оледенения. Влияние на оледенение высокоподнятых сводовых поднятий детально рассмотрено нами (1960). Но воздействие тектонического фактора на оледенение и климатическую зональность вообще не ограничивается этим. Так, в Европе и Сибири резкое похолодание произошло в миоцене, а затем в плейстоцене. В это время здесь исчезли теплолюбивые растения и животные, появились мощные ледники, лессы, лессовидные суглинки и пр. В то же время к югу от горного пояса от Гиндукуша до Альп продолжала развиваться малоотличная от третичной флора и фауна. Не отмечается температурных изменений и в тропических водах океана (по изотопному составу кислорода в раковинах бентонных фораминифер, чувствительных к изменению температур). Именно к этому времени — миоцен-плейстоцен — приурочено воздымание высочайшего широтного горного пояса Кунь-Лунь — Гималаи — Гиндукуш — Эльбрус — Кавказ — Карпаты — Альпы. По этому поясу проходит граница областей похолодавшего и неизменного климата. Следовательно, есть достаточные основания видеть причину похолодания Европы и Сибири в образовании этого пояса. Тем более, что за пределами пояса в Атлантическом и Тихом океанах климатическая зональность существенно смягчается, хотя на северные их части влияет холодный климат континентов.

Оледенение Русской платформы следует связывать с этими явлениями.

Л. И. Турбин, а также Н. П. Костенко (1964) на основании того, что на Тянь-Шане по мере развития сводообразования к поднятиям присоединяются площади, где в предшествующее время осуществлялось осадконакопление, делают вывод о том, что сводообразование ведет к сокращению размеров депрессий, вовлечению их в воздымание. Действительно, нередко отмечается, что по мере роста сводовых поднятий окраинные части крупных унаследованных прогибов типа Ферганского и Иссыккульского оказываются вовлеченными в воздымание. Однако из этого преждевременно делать вывод об отмирании этих прогибов. Меняется только их форма. Во время, предшествующее сводообразованию, эти прогибы, подобно Тенгизскому, имели характер синеклиз, были округлыми и плоскими, занимали значительные площади, но имеют малую глубину. С началом сводообразования они преобразуются в узкие, но глубокие грабенообразные впадины проседания или в межсводовые прогибы.

Иначе говоря, мы здесь видим явление, обратное тому, которое наблюдается в конце сводообразования, например, в мезозое в Индии. Если в то время уменьшение тектонической активности вело к тому, что длинные глубокие позднепалеозойские и ранне-мезозойские авлакогены превращались в обширные плоские позднемезозойско-кайнозойские синеклизы, то в начале сводообразования синеклизы трансформируются в грабены и затем в авлакогены. Возникновение в пределах прогибов частных поднятий, разделяющих отдельные овалы проседания, мульды, не может рассматриваться как начало ликвидации прогибов. Следует учитывать порядок явлений. Всякий крупный прогиб осложняется более мелкими поднятиями, но они с течением времени либо так и остаются мелкими, либо отмирают. Даже возникновение такого крупного поднятия, как Ферганский хребет, в пределах значительно более крупного первоначального прогиба, каким был до его образования Ферганско-Нарынский, выглядит второстепенным явлением. Ферганский хребет, как перемычка, разделит упомянутый обширный прогиб на два, но не ликвидировал ни одного из них. На сводовых поднятиях с течением времени впадины проседания увеличиваются в числе и углубляются. Направленный процесс развития ведет к тому, что в конце сводообразования значительная часть сводового поднятия часто оказывается поглощенной обширным и глубоким авлакогеном.

На Восточно-Африканском сводовом поднятии, по гравиметрическим определениям, мощность осадков во впадинах проседания достигает 1800 м. Синклинальное строение впадин, занятых озерами, точно доказано.

Высота уровня озера меняется от 618 до 1463 м, ширина впадин проседания 10—50 км, не превышает 80 км, глубина озер до 1470 м, высота бортов озер изменяется от 1000 до 3300 м, на плато Рувензори 5119 м. Как и для других сводовых поднятий, отмечается, что у одиночных впадин проседания отношение ширины к длине обычно меняется от 1 : 1 до 1 : 3. У оз. Эдуард это отношение близко к 1 : 1, у оз. Альберт и у оз. Рудольфа 1 : 3. Одиночные впадины проседания обычно не превышают в ширину 80—100 км, и в длину 250—300 км.

Вулканическая деятельность в пространстве и во времени связана со сводовым поднятием. Началась она не сразу с началом формирования сводового поднятия, а с некоторым отставанием — в четвертичном периоде. Наиболее позднее оседание авлакогена Танганьики произошло после третьего излияния базальтов. Он стал особенно крупным и глубоким. Между глубиной оседания авлакогена и вулканизмом, таким образом, устанавливается связь.

Продукты вулканизма представлены преимущественно базальтами, нередко содержащими оливин, отмечены андезиты. Известны также трахиты, являющиеся обычно наиболее молодыми, и кислые лавы — риолиты. Периоды извержения сменялись

периодами покоя (потоки лав до шести раз разделяются слоями гравия). Мощность вулканического комплекса достигает нескольких сотен метров. Первая фаза базальтовых излияний, вероятно, является раннеплейстоценовой. Возраст второй и третьей фаз базальтовых излияний, а также фазы излияний трахитов определяется как среднеплейстоценовой. Риолиты и кварцевые порфиры моложе. Часть вулканов действует поныне (Дубби, Афдера, Телеки, Мару, Корисимбо). В 1901, 1904, 1905, 1912, 1920, 1938, 1948, 1951 и 1954 гг. происходили извержения в районе оз. Киву вулканов Нирагонго, Ниамурагира и соседних с ними небольших вулканов.

Важно, что в области Великих Африканских разломов установлены также сохранившиеся участки поверхности выравнивания. Они определенно старше грабенов и оз. Виктория. Геологические данные говорят о том, что во время формирования поверхностей выравнивания реки с водораздела Кении текли в Атлантический океан. В конце мела или в начале третичного периода на смену эпейрогеническому поднятию страны пришло орогеническое поднятие. Начал воздыматься Восточно-Африканский свод.

В связи с этим стала перестраиваться гидрографическая сеть. Реки Луалаба и Белый Нил, вероятно, брали свое начало с водораздела Кении. Поднятие западной ветви свода перегородило течение р. Луалабы, и она расположилась у западного подножья западной ветви свода. Вероятно, р. Лукуга, правый приток Луалабы, вытекающая из оз. Танганьика, унаследовала долину пр. Луалабы.

Этого не случилось с Белым Нилом. Его течение также перегородила западная ветвь свода. Но река была мощная и успевала пропиливать встающие на пути горные сооружения. Она и до сих пор справляется с этой задачей, разлившись перед сводогорстами в виде озер. Самым крупным из них является Виктория. Из этого озера, как из Байкала, берет начало только одна река Виктория-Нил, текущая на север и впадающая в оз. Киога, которое разлилось перед западной ветвью свода, но также не является замкнутым бассейном. Из него в оз. Альберта продолжается река Виктория-Нил, прорезающая высокий горный хребет. Но оз. Альберта также проточное, из него берет начало Белый Нил. Эта природная шлюзовая система Белого Нила используется рекою при борьбе со сводом. По положению высоких террас считается, что в прошлом озера Виктория и Киога соединялись.

На этом примере видно, что особенно крупным рекам удается преодолевать не только растущие сводогорсты, но и мощные сводовые поднятия, возникающие на их пути, и что такие крупные межсводовые прогибы, как Виктория, могут возникать в начале сводообразования.

Поверхности выравнивания с корой выветривания испытали деформации, они оказались высоко подняты в осевой части свода и опущены во впадинах проседания. Надо полагать, что свод

к началу миоцена был выше современного, когда в центральной части стали энергично прогибаться ранее заложенные впадины проседания. В них сносились продукты размыва коры выветривания с соседних сводогорстов, а затем и первые порции миоценовых осадков. Мощность этих осадков, их характер не оставляют сомнения в том, что впадины проседания опускались медленно, но все же нередко, как и в настоящее время, представляли собой некомпенсированные прогибы. Террасы по берегам озер, подобно байкальским, являются неоспоримым доказательством того, что прогибание впадин проседания осуществлялось одновременно и сопряжено с поднятием сводогорстов. Все попытки объяснить иначе комплекс наблюдаемых явлений не имели успеха. Высокое положение озерных террас и отсутствие оснований для установления непосредственного соединения озер того времени не допускает иных объяснений.

Длительно, как и впадины проседания, формировались сбросы, они могут иметь любой возраст, начиная с раннего миоцена.

Оледенение охватило Кению, Килиманджаро к Рувензори. Здесь же располагалась и зона высокой влажности. По Нильсону, повышение и понижение уровня Великих озер происходило одновременно с наступанием и отступанием ледников в горах. Очевидно, повышение уровней озер и оледенение сводов, как и на Алтае, вызывалось одной причиной — их поднятием в область высокой влажности и низких температур. Дальнейшее развитие области шло в полном соответствии с аналогичными процессами в других областях сводообразования.

В АРЕ, по Шюрманну, на эродированных породах докембрия лежат континентальные, лишенные фауны отложения нубийской серии. На севере они местами переслаиваются морскими осадками. На севере Ливийской пустыни морские отложения позднего мела ложатся на нижние горизонты нубийских осадков, которые поэтому считаются палеозойско-мезозойскими. В районе оазисов Харга и Дахла мощность нубийских осадков равна 1000 м. По И. Х. Химида (1963), здесь развиты красные, бурые и серые глины и алевролиты. Верхние слои можно отнести к верхнемеловым, а нижние — предположительно к палеозойско-мезозойским.

В районе оазиса Харга верхнемеловые породы имеют падение $2-30^\circ$ и нарушены сбросами и взбросами. Здесь имеется грабен шириной 25—45 км, с амплитудой ограничивающих сбросов до 400 м, причем затронуты нарушением озерные плейстоценовые осадки. Но наибольшей активности тектонические движения достигли в неогене и сопровождалась излияниями базальтов.

Мы полагаем, что нубийские осадки являются продуктами размыва и сноса с Арабо-Нубийского свода к его основанию, в зону Нила. Этим объясняется большая мощность этих осадков, их континентальный характер и нередко грубообломочный состав, тектоническое строение и вулканизм. Если это так, то Арабо-Нубийское сводовое поднятие начало формироваться задолго

до мела, вероятно, в триасе и прекратило существование много позже позднего мела.

Ф. Дикси (1959) приводит данные о наличии под третичными отложениями Восточно-Африканского сводового поднятия континентальных осадков мела и юры большой мощности, унаследованности юрских сбросов в третичное время и т. д. Это также может свидетельствовать о зарождении этого свода еще в юре.

О ФИЗИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЯХ БАЗАЛЬТОВОГО СЛОЯ И МАНТИИ ПРИ СВОДООБРАЗОВАНИИ

По берегам Красного моря и на его островах и поныне действуют вулканы Муса-Али (2010 м), Афдера (1200 м), Уммуна (690 м), Габули (690 м), Алу (496 м), Дубби (1299 м), Джебель-Тапр (1000 м), Бир-Али, Бир-Берут, Джебель-Хаид-эль-Эзи. Еще больше потухших вулканов. Изливались преимущественно щелочные базальты, реже андезиты, трахиты, риолиты.

Ширина Красного моря достигает 320 км, тогда как ширина Байкала и Танганьики не превышает 80—100 км. Вдоль осевой части Красного моря, глубина которой достигает 2635 м, отмечается полоса уже не отрицательных, а положительных аномалий силы тяжести в редукции Буге. Здесь гранитный слой либо маломощный, либо отсутствует. Слой, проводящий сейсмические волны со скоростью 7,1 км/с, залегает на глубине 4,04 км от поверхности воды (Пучков, 1964). Для объяснения этого явления нет необходимости прибегать к столь трудно понятному явлению, как дрейф всей Аравии к северу с поворотом против часовой стрелки, как это делает В. Н. Пучков. Близкое расположение плотных масс под Красным морем может быть вызвано, во-первых, удалением с помощью денудации, господствовавшей здесь с докембрия, всего или почти всего гранитного слоя, во-вторых, охлаждением и сжатием пород глубоких горизонтов земной коры в результате обильной теплоотдачи при массовом вулканизме, в-третьих, перемещением плотных базальтовых масс, опять-таки с помощью вулканизма, с больших глубин к поверхности и даже на поверхность Земли и на дно Красного моря, в-четвертых, метаморфизмом высоких горизонтов земной коры, по В. Е. Хайну (1969).

На примерах Арабо-Нубийского и Восточно-Африканского сводовых поднятий, как и на ряде ранее приведенных примеров (Байкальский, Алтайский и другие своды), видно, что сводообразование осуществляется вне влияния тектонических движений в геосинклиналях, поскольку их поблизости по существу нет. Порождались они подкоровыми силами и из древних тектонических структур использовали только те, которые отвечали движениям формировавшегося свода. Если эти структуры оказывались не согласными с возникающими структурами, они подвергались перестройке.

Известно, что Тянь-Шаню свойственна большая мощность земной коры за счет «корней гор». Она достигает 65—70 км (Крестников, Нерсесов, 1962). Наибольшие мощности коры совпадают с наиболее поднятыми в неоген-четвертичное время сводогорстами (Заалайский и Алайский хребты), убывая по мере уменьшения высот хребтов. Однако и Ферганскому межсводовому прогибу соответствует земная кора мощностью от 35 до 55—60 км. Но и здесь максимальные мощности приурочиваются к поднятиям. Территории Нарынской впадины проседания соответствует земная кора платформенного типа, мощностью 35—40 км. Киргизскому хребту отвечает мощность земной коры 45—55 км, Заилийскому Алатау — 50—55 км. Мощность коры 40—45 км в основном совпадает с Кемин-Чиликским грабеном. Однако наиболее глубоководной части оз. Иссык-Куль, как и прилегающим горным хребтам, соответствует мощность коры до 50—60 км.

Магнитное поле Памира — Тянь-Шаня слабо отрицательное по сравнению с окружающими платформами. Это, вероятно, связано с высокой температурой глубоких горизонтов земной коры и, в связи с этим, с потерей ими магнитных свойств (превышение точки Кюри).

На севере полоса больших гравитационных градиентов ограничивает Тянь-Шань на некотором расстоянии к северу от геоморфологической его границы. Впадинам проседания отвечают изостатические отрицательные гравитационные аномалии, сводогорстам — положительные. Следовательно, поднятие хребтов и опускание депрессий осуществляется вопреки условиям изостатического равновесия.

Мы полагаем, что А. А. Борисов и В. В. Федынский совершенно правильно считают, что в Тянь-Шане, в начале мезозоя, при наличии платформенных условий мощность земной коры была такая же, как, например, в Казахской складчатой стране в настоящее время, т. е. примерно 40—45 км. Каковы же были те процессы, которые в течение неоген-четвертичного времени привели к увеличению мощности земной коры на 10—20 км? И авторы дают наиболее вероятный ответ на этот вопрос, ранее высказанный нами (Корешков, 1960). Увеличение мощности земной коры происходит в результате разогревания, разуплотнения подкоровых масс. При этом «гранитный» слой увеличивается за счет разуплотнения «базальтового», «базальтовый» — за счет разуплотнения верхней части мантии. Расширяются и более глубокие части мантии, о чем говорит очень большой дефицит масс, наблюдаемый в Тянь-Шане. Он не компенсируется увеличенной мощностью земной коры (рис. 3). Иначе говоря, аномально высокое разогревание подкоровых масс в Тянь-Шане проникает очень глубоко. При этом их верхние части по плотности становятся равными земной коре и геофизическими методами воспринимаются как последняя. Более глубокие части мантии, разуплотняясь, становятся по

плотности такими же, как верхние слои мантии вне пределов Тянь-Шаня, и принимаются за таковые.

Из сказанного следует еще и такой вывод. Поскольку для Тянь-Шаня характерен особенно большой размах вертикальных движений и очень большая глубина, на которую проникают процессы разуплотнения, можно полагать, что первое является следствием второго. Иначе говоря, в результате расширения глубинных пород очень большой мощности суммарный результат этого

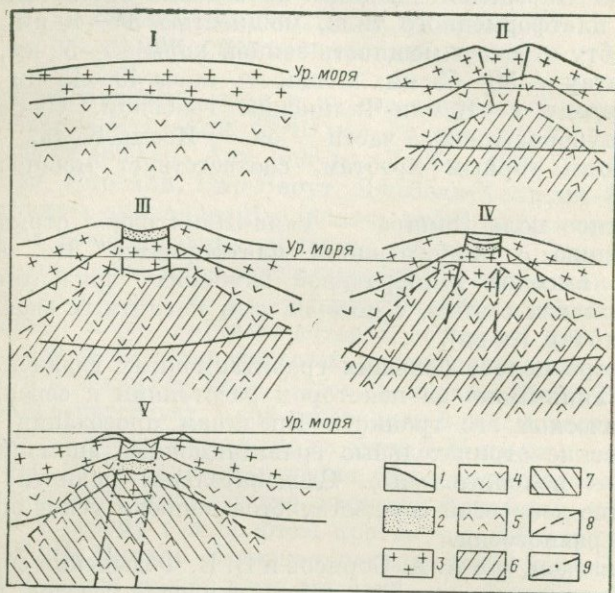


Рис. 3. Схема развития сводового поднятия.

I—V — стадии сводообразования; 1 — угленосные отложения; 2 — безугольные отложения; 3 — гранитный слой; 4 — базальтовый слой; 5 — мантия; 6 — зона разуплотнения; 7 — зона уплотнения; 8 — граница зон уплотнения и разуплотнения; 9 — разломы

расширения, проявляющийся в вертикальном поднятии свода, оказывается очень большим. Сводовые поднятия, под которыми расширение, при прочих равных условиях, затрагивает глубинные породы меньшей мощности, оказываются и менее высокими, если коэффициент расширения пород в том и другом случае принимать близким по величине.

Область разуплотнения, по мере накопления энергии радиоактивного распада, постепенно расширяется за счет соседних площадей, образуя широкий ореол аномального гравитационного поля. Это определяет разрастание сводового поднятия.

Разогревание и расширение глубинных пород особенно интенсивно под сводогорстами, ибо контролирует их формирование,

но распространяется на все сводовое поднятие, включая и впадины проседания, подобные Иссykkульской. Поэтому и под последними земная кора часто имеет значительную мощность. Следует оговориться, что термин «земная кора» в этом случае не отвечает физической сущности разуплотненных, возможно даже расплавленных пород, слагающих основание этой «коры». Однако до тех пор, пока мы не найдем возможности выделить собственно земную кору от разуплотненных подкорковых масс, вряд ли целесообразно называть последние особым термином.

Имеется две причины образования впадин проседания на сводовом поднятии: растяжение свода, вызванное воздыманием его, и меньшее разуплотнение глубинных масс под впадинами по сравнению со сводогорстами. При растяжении поднимающегося свода оседает блок, расположенный над участком меньшего разуплотнения, и поэтому часто впадина проседания свойственна меньшей мощности коры. Но если допустить даже отсутствие участков меньшего разуплотнения, расчленение свода все равно не может не осуществляться и впадина проседания, хотя меньшей глубины, образуется на участке значительного разуплотнения за счет растяжения свода.

Аналогичные явления наблюдаются на Байкальском своде. Имеется прямая связь между высотой сводогорстов и величиной отрицательных гравитационных аномалий Буге. В связи с этим толщина земной коры изменяется от 40—45 км в районе г. Иркутска до 50—60 км на берегах Байкала. В ближнем Забайкалье гравитационные аномалии несколько меньше, как несколько меньше толщина земной коры и высота свода. Непосредственно под Байкалом мощность земной коры сокращается, по-видимому, до 30 км. Следовательно, глубина Байкальского авлакогена, как и других аналогичных глубоких образований, определяется не столько величиной растяжения свода в результате его поднятия, сколько меньшим давлением на земную кору со стороны расширившихся, расположенных под ним подкорковых масс по сравнению с окружающими сводогорстами.

На Байкальском своде своеобразно размещены и магнитные аномалии. Как пишет А. П. Булмасов (1962), «...знак региональных магнитных аномалий, как правило, противоположен знаку форм рельефа кристаллического фундамента, поднятиям которого соответствуют отрицательные аномалии, а впадинам — положительные». И далее он пишет: «...региональные аномалии обусловлены какими-то крупными массивами магнитных образований, залегающих на глубинах от 12—15 до 25—30 и более километров». Магнитные свойства базальтового слоя, очевидно, определяются магнетитом и титаномagnetитом. Точка Кюри магнетита (температура, ниже которой он имеет магнитные свойства) равняется 578—580° С, точка Кюри чистого ильменита 273° С.

А. П. Булмасов также пишет (1962): «Выше изометрической поверхности Кюри для магнетита в слое намагничен весь

магнетит. В более верхних горизонтах, где температура слоя понижается, по мере продвижения вверх, намагниченными будут все более богатые ильменитом разности титаномагнетита... в зоне температур ниже 200°C весь титаномагнетит будет намагничен».

На поверхности кристаллического фундамента во впадинах проседания Прибайкалья температура примерно в два раза выше, чем на тех же глубинах Иркутской присводовой впадины. Если в Иркутской впадине на глубине 3 км температура равна 45°C , а расчетная температура на глубине 5 км будет 85°C , то в Прибайкалье на глубине 5 км фиксируемая температура уже равна 175°C .

О чем это свидетельствует? Трудно найти объяснение этим явлениям более реальное, чем признание, что Байкальский свод и на поверхности, и, вероятно, на глубине имеет температуру, примерно в два раза более высокую, чем южная окраина Средне-Сибирской платформы. А в таком случае этим разогревом земной коры свода легко объяснится и региональная отрицательная магнитная аномалия. Этим могут быть легко объяснены, как отмечалось, и отрицательные гравитационные аномалии Буге, а также и большая мощность земной коры.

Вывод о значительном разогреве глубинного вещества Байкальского свода и его разуплотнении делают Ю. А. Косыгин и др. (1963) на основании электромагнитного зондирования.

Эти выводы делают легко понятной связь в Прибайкалье сводообразования с вулканизмом. Высокие температуры низов земной коры вызывают поднятие свода, переход веществ в жидкую фазу и вулканизм. Поэтому он начинается не раньше начала сводообразования и заканчивается не позже временного прекращения (поздний мел — палеоген). Может быть понята и причина различного химического состава продуктов вулканизма. Кислые лавы свидетельствуют о расположении очагов разуплотнения и вулканизма в основании гранитного слоя. Базальтовые лавы говорят о положении очагов вулканизма в базальтовом слое или мантии.

Если это так, то триасовый вулканизм был вызван разогревом гранитного слоя. Вероятно, поэтому он и наступил одновременно с началом сводообразования, а не значительно позже его, как это наблюдается обычно. Возникавшие близко к земной поверхности очаги разогрева легко прорывали маломощную земную кору. Более основной состав продуктов последующего вулканизма может указывать на смещение зоны разуплотнения вниз, в базальтовый слой.

Длительный, хотя и не массовый мезозойский вулканизм, рассредоточенный по Байкальскому своду, имел своим следствием некоторое охлаждение базальтового слоя и верхов мантии, уплотнение их и за счет этого уменьшение мощности земной коры.

В течение позднего мела и палеогена потеря тепловой энергии, происшедшая в мезозое, была компенсирована новыми порциями

энергии радиоактивного распада и кажущаяся мощность земной коры восстановилась, как восстановились и условия сводообразования.

В случае проявления массового вулканизма за ним следует опускание области и окончание сводообразования. С Байкальским сводом этого не случилось, произошла лишь остановка сводообразования. Надо полагать, связано это с тем, что мощность описываемого вулканизма (потеря энергии) слишком мала по сравнению, например, с триасовым и юрским вулканизмом Южной Африки и Тунгусского бассейна. И хотя здесь после вулканизма не произошло опускания свода, но дальнейшее его энергичное поднятие приостановилось. Дифференциальные смещения блоков как бы замерли на определенной своей стадии. Неровности рельефа, созданные в раннем мелу, ликвидировались, а новые не возникли.

В будущем под эти общие качественные изменения, вероятно, удастся подвести количественные расчеты, определив потерю тепла при вулканизме, уплотнение пород после него и пр.

На основании данных по миграции, обмену фаунами Европы и Северной Америки, А. Ирдли (1954) утверждает, что значительный обмен фаунами происходил в раннем эоцене, позднем эоцене, раннем олигоцене, позднем миоцене, среднем и позднем плиоцене и плейстоцене. Лишь в среднем эоцене и в среднем и позднем олигоцене обмен фаунами почти отсутствовал, но все же имел место. Существовало два пути связи Европы и Америки. Один из путей миграции шел через Великобританию, Исландию и Центральную Гренландию. Существовала связь и из Скандинавии через Шпицберген и Северную Гренландию. При рассмотрении Балтийского щита будут приведены геологические данные по этому вопросу.

Эти факты дают основание предполагать, что в недалеком прошлом Европа распространялась далеко на северо-запад до Гренландии и Северной Америки. В то время Великобритания, Ирландия, Фарерские острова, Исландия, Гренландия и Фенноскандия образовывали одно целое — активизированную платформу Эрия (Корешков, 1960).

Нам представляется возможным в первом приближении наметить положение на платформе Эрия сводового поднятия и межсводового прогиба. Здесь размещалось одно овальной формы грандиозное сводовое поднятие, которое можно назвать сводом Эрия. Осевая линия его проходила по водоразделу Норвежских гор (рис. 4), затем на территории Северного моря испытывала плавный поворот на запад, а не доходя до Великобритании — на северо-запад и через Фарерские острова продолжалась к Исландии. На этом участке она совпадает с подводными порогами, погруженными на незначительные глубины. От Исландии через мелководный Датский пролив ось свода прослеживается к Гренландии, затем по восточному ее побережью — к северо-восточному

окончанию этого острова. Отсюда по отмели она следует на о. Шпицберген, а от него также по отмели к северо-восточному окончанию Норвегии.

О том, что сводовое поднятие Эрии действительно располагалось так, как описывается, говорит и следующее. На затопленной ныне Эрии крупная река располагалась южнее Исландии (рис. 5). Она брала начало на своде Эрии, близ его осевой линии и текла на юго-запад.

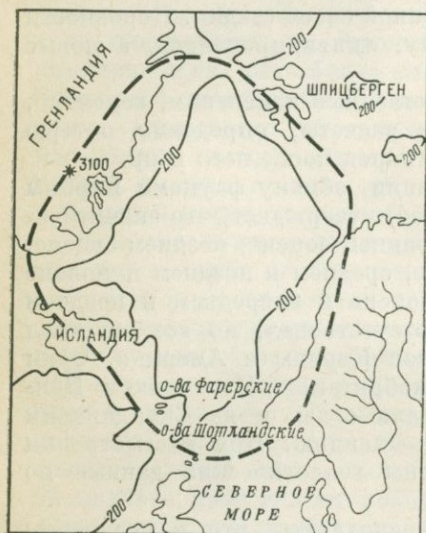


Рис. 4. Схема кайнозойского сводового поднятия Эрии. Жирной пунктирной линией показана осевая часть сводового поднятия

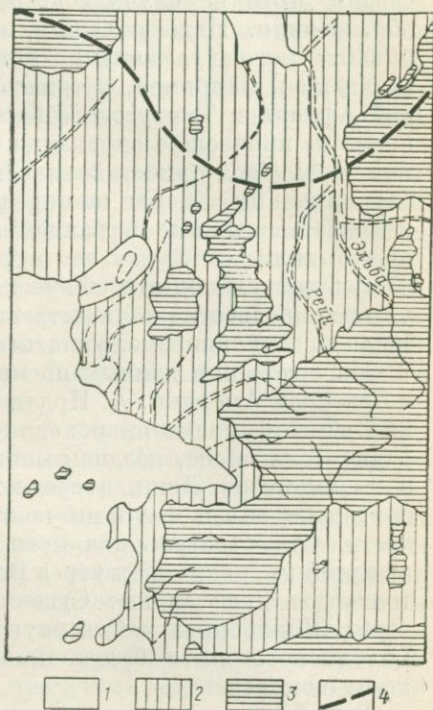


Рис. 5. Схематическая карта древней речной сети Северо-Западной Европы, ныне затопленной морем (Белусов, 1962).

1 — древние морские бассейны; 2 — затопленная древняя суша; 3 — современная суша; 4 — осевая линия свода Эрии (проведена нами)

Другая, аналогично ориентированная река располагалась юго-восточнее вышеупомянутой реки, северо-западнее Ирландии. Она также брала начало близ осевой линии свода Эрии. Очень интересно, что третья река берет здесь же начало у оси свода, но уже течет не на юго-запад, а на северо-восток и север, впадая в бассейн, располагавшийся в центре современного Гренландского моря.

Таким образом, перед нами древний водораздел, свод, погруженный в море с речными долинами, давно установленными исследователями моря. Долины на дне моря, следовательно, получают

рациональное объяснение. При таком положении свод занимает наиболее высокое положение и на суше, и на море. Внутри кольца свода располагается межсводовая впадина. Диаметр ее составляет 2000 км, т. е. имеет тот же порядок, как и межсводовые прогибы Виктория, Чад, Конго, Калахари в Африке, Охотский и Японский на Дальнем Востоке.

Свод Эрия служил центром четвертичного оледенения и в то время имел высоты порядка 4—5 км. В поднятие были вовлечены и близлежащие равнины, в том числе Советская Прибалтика. Гренландская часть свода охвачена оледенением и сейчас.

Северо-западную, восточную и юго-восточную части Исландии слагают дочетвертичные, в основном палеогеновые и миоценовые (по новым данным только ранненеогеновые) «базальты плато». Среди покровов имеются пологолежащие наземные осадочные породы — пески, глины, конгломераты. Флора сходна с палеоценовой флорой Шпицбергена, умеренного климата (Муратов, 1961). Но уже в позднем олигоцене — раннем плиоцене отмечаются моренные отложения. Растительность свидетельствует также о холодном климате. Общая мощность эффузивов на западном побережье Исландии достигает громадной величины — 6000 м. Преобладают базальты, присутствуют андезиты, кислые лавы. Много разломов. М. В. Муратов пишет, что «...площадь первоначального базальтового плато... была, видимо, значительно больше площади современной Исландии...». Затем наступил длительный период относительного тектонического покоя и денудации. Возвышенности стали пологими, долины широкими. Впоследствии поднятие возобновилось, а вслед за ним возобновился небольшой силы доплейстоценовый вулканизм. В плейстоцене осуществилось новое поднятие, отмечалось начало нового оледенения и нового вулканизма. Современный вулканизм является продолжением плейстоценового вулканизма. Вся Исландия сложена лавами континентального типа.

На примере вулканизма Исландии можно составить себе представление о том, как при сводообразовании осуществляется массовый вулканизм, предшествующий погружению свода под воды моря. Можно полагать, что под мощным (до 6000 м) щитом базальтов Исландии располагаются кристаллические породы базальтового слоя, а гранитный слой нацело или почти нацело денудирован. Об этом говорят и геофизические данные, о которых речь будет несколько позже.

В Гренландии тектоническая активность началась в меловом периоде, а возможно и в юре. Во всяком случае в конце мела и в начале палеогена в восточной Гренландии произошел сильный вулканизм, давший начало так называемым «нижним лавам и туфам». Он сопровождался морской трансгрессией и проявился более чем на 1200 км в северо-северо-восточном направлении. О масштабах вулканизма можно судить по тому, что мощность эффузивов равна 6500 м и более (Ирдли, 1954). Изливались плато-

базальты. Одновременно с вулканизмом происходило оседание земной коры и море оставалось мелководным. Следовательно, дно моря должно было опуститься примерно на 6,5 км. Упомянутый такого же масштаба вулканизм в Исландии произошел позже и, вероятно, был широко развит и на дне современных Гренландского и Норвежского морей, а также охватывал Фарерские острова, Шотландию и пространства между ними. Вслед за этим вулканизмом произошло поднятие берегового горного пояса восточной Гренландии и опускание современного Датского пролива. С этим же периодом, вероятно, связано заложение Гренландского моря и северной Атлантики. На восточном и западном побережьях Гренландии в конце позднего мела и в начале третичного периода, одновременно с вулканизмом, формировались угленосные отложения лимнического характера, образовавшиеся в многочисленных озерах. В конце третичного периода возобновился вулканизм, а значит и тектоническая активизация, а вместе с нею началось оледенение, продолжающееся здесь поныне. Изливались также базальты.

Наиболее древняя часть территории, обнимающая Фенноскандию и, вероятно, территорию Гренландии вне каледонид и расположенных между ними морей, завершила геосинклинальное развитие в начале протерозоя. С тех пор она развивалась как платформа и в основном испытывала поднятие и денудацию. В ятулии, иотнии и девоне на ней происходило сводообразование, о чем будет сказано позже.

За полтора миллиарда лет денудации гранитный слой на территории Эрии мог быть целиком или почти целиком уничтожен, о чем свидетельствует весьма высокий метаморфизм обнаженных пород кристаллического фундамента. Здесь широко развиты разнообразные по возрасту и происхождению гнейсы и граниты. На долю гранитов приходится более 50% поверхности обнаженных пород. Х. Вярюнен считает, что они образовались на глубине до 10—15 км и, следовательно, впоследствии подняты на эту высоту и обнажены денудацией от вышележащих пород.

Обычно о наличии или отсутствии гранитного слоя на глубине судят по скорости прохождения сейсмических волн. Однако И. А. Резанов показал, что высокие скорости сейсмических волн, соответствующие базальтовому слою, могут иметь породы кислого или среднего состава. Такими свойствами обладают высокометаморфизованные породы. В некоторых метаморфических минералах скорость чрезвычайно высока, так, в гранатах плотность достигает $3,5 \text{ г/см}^3$, а скорость $8,9 \text{ км/с}$ (больше чем у оливина).

И. А. Резанов утверждает, что скорости сейсмических волн в метаморфических толщах, обычно развитых на поверхности, являются при высоком давлении большими, чем скорости в так называемом «базальтовом» слое. К тому же основность пород в гранитном слое в общем постепенно возрастает на глубину, что также сказывается на скорости волн.

В Южной Африке местами гранитный слой денудацией уничтожен нацело. Известен такой пример и на Кольском полуострове. По В. В. Жданову (1965), в пределах западной части Кольского полуострова севернее Енского района и в Финской Лапландии на площади 18 000 км² развиты породы так называемой норит-диоритовой серии. Этой площади соответствуют высокие положительные гравитационные аномалии, максимальное значение которых отмечено в районе Сальных тундр. В. В. Жданов пишет: «...характер аномалий силы тяжести... указывает на отсутствие в районе Сальных тундр «гранитного» слоя земной коры...». На глубине 2—3 км скорость продольных упругих волн достигает 6,4—6,5 км/с, т. е. отвечает базальтовому слою. На глубине 5—6 км она достигает 6,8 км/с. В центральной и западной частях описываемой площади гранитный слой имеет мощность не более 1—2 км. В. В. Жданов считает, что аналогичное строение земная кора имеет в юго-западной части Украинского массива и, вероятно, у Алданского и Анабарского щитов, где развиты чарнокитовые и апортзитовые серии пород.

Г. А. Черемельский для Печенгского района определяет мощность гранитного слоя в 5—8 км.

Остается от себя добавить, что были бы Сальные тундры на дне моря, мы бы отнесли земную кору их к океанической.

Аналогичное строение земная кора имеет в Исландии. Здесь верхний горизонт мощностью 2 км имеет скорость продольных волн 3,7 км/с. Ниже располагается горизонт со скоростью продольных волн 6,7 км/с, мощностью 16 км, а еще ниже — слой со скоростью 7,4 км/с, толщиной 10 км (Муратов, 1961), Ю. М. Шейнманн приводит данные о том, что мощность базальтового слоя равна 7 км, а ниже располагается мантия. По М. Н. Хиллу и А. С. Лоутону, в Атлантическом океане к западу от Великобритании верхний уплотненный слой имеет мощность до 2,8 км. Ниже лежит слой пород со скоростью продольных волн 5,4—7,1 км/с, мощностью от 8,8 до 13,2 км. Уже ниже этого горизонта располагаются породы мантии со скоростью 7,8—7,9 км/с. Здесь кора океана менее сходна с океанической, чем в районе Сальных тундр Кольского полуострова.

Приведенные данные определенно говорят о том, что на континентах имеются районы с корой типа океанической. Если учесть, что перед погружением и в ходе погружения области сводообразования на дно моря осуществляется массовый вулканизм, базальтовые продукты которого достигают мощности 6 км, то станет понятным, что местами сохранившийся высокометаморфизованный гранитный слой небольшой мощности будет подавлен массой пород базальтового слоя. При этом степень метаморфизма усиливается повышенным тепловым потоком, свойственным сводообразованию (Хаин, 1969). Все это дает право уверенно говорить о реальности описываемого пути перехода земной коры континентального типа в океаническую.

Те части свода Эрии, которые не испытали погружения, как горы Скандинавии, в отношении гравиметрических показателей не отличается от других горных сооружений этого типа. К областям наибольшего поднятия Скандинавии к северу от Ботнического залива приурочены отрицательные гравитационные аномалии, но незначительной величины, от -20 до -40 мгл. Вероятно, из-за малой мощности гранитного слоя, близости базальтового и мантии разуплотнение глубинных масс не дает значительного гравитационного эффекта. Иная картина наблюдается на частях свода Эрия, испытавших значительное оседание. Так, для Ирландии характерны положительные гравитационные аномалии в редукции Буге около 20 мгл. Еще большие значения характерны для аномалий дна моря.

Поднятие, оледенение и вулканизм свода Эрия сменились глубоким оседанием и трансгрессией моря. В результате сводообразования здесь, по-видимому, не возникли авлакогены, а область сводового поднятия осела на несколько километров целиком, увлекая при этом в опускание соседние области, в том числе восточные и юго-восточные (Карелия, Прибалтика). На фоне преобладающего опускания земной коры наблюдалось и до сих пор отмечается поднятие отдельных блоков: Великобритании, Фенноскандии и Гренландии.

Таким образом, на примере распада Эрии можно видеть рождение из щитов и платформ крупного морского водоема. Это дает нам основание подойти аналогичным образом к пониманию проблемы образования Индийского и южной части Атлантического океанов.

Представление о сводообразовании расширяет и дополняет некоторые общие взгляды на геологические явления, выработанные при изучении геосинклиналей с преобладающим погружением структур под уровень моря. При сводообразовании мы имеем дело с преобладающим поднятием и растяжением земной коры. Это, как мы знаем, меняет ход ряда геологических процессов, что видно из следующего сопоставления.

Геосинклинали

1. Осадконакопление — функция погружения и мощность компенсированного осадконакопления находятся с погружением в прямо пропорциональной зависимости.

2. Трансгрессивное залегание вызывается опусканием, регрессивное — поднятием региона.

3. Наличие озерных и болотных фаций — признак условий низменности или равнины.

4. Погружение осадков — признак повышения тектонической активности.

Сводовые поднятия

1. Осадконакопление — результат энергичного поднятия и расчленения свода и мощности его с поднятием находятся в прямо пропорциональной зависимости.

2. То и другое — результат ускоренного и замедленного поднятия.

3. То и другое — признак энергичных воздыманий.

4. Нередко наоборот — признак снижения тектонической активности.

5. Угловые несогласия, размывы и перерывы в отложениях — результат ускоренного поднятия региона выше уровня моря.

6. Перекос блоков геосинклинали возникает преимущественно за счет более быстрого погружения того или иного борта блока.

5. Эти явления вызываются замедлением поднятия и сглаживанием рельефа свода.

6. Перекос блоков на своде создается за счет более энергичного поднятия приосевой зоны свода по сравнению с краевыми.

Все наблюдаемые на современных примерах особенности сводообразования в той или иной степени отражаются и сохраняются и в геологических документах, оставляемых эпохами сводообразования в прошлом. Эти следы и специфические черты надо научиться находить и отличать среди признаков собственно платформенного и геосинклинального генезиса. В этом направлении сделано очень мало. Такую попытку мы и предпринимает, полагая, что это позволит во многом по-новому осветить геологическую историю платформ, обратить внимание на те явления, которые ускользают от взгляда геолога.

Сводообразование четко отражается специфическим набором осадков и последовательностью их напластования. В дальнейшем мы его будем называть комплексом сводообразования. Ложится упомянутый комплекс на эродированную, часто очень глубоко пещенизированную (коры выветривания) поверхность после длительного, не менее одного геологического периода, относительного тектонического покоя. Начинается он наземными, часто грубообломочными и ледниковыми образованиями мощностью в десятки и сотни метров. Выше располагаются, как правило, угленосные (в последевонских комплексах) озерные и речные осадки мощностью до 2—3 км, редко более, иногда с локальными угловыми несогласиями и перерывами. Над ними и среди них размещаются туфы и лавы базальтов, щелочных и кислых пород с меняющейся долей участия. Породы прорываются дайками, sillами и другой формы интрузиями основных, щелочных, кислых и ультраосновных пород. На них лежат, нередко перемежаясь с эффузивами описанного характера, морские или озерные отложения, перекрывая и положительные, и отрицательные морфоструктуры. Располагаются комплексы сводообразования во впадинах проседания, грабенах, авлакогенах. Тектонические структуры снизу вверх становятся спокойней. Морских и озерных отложений может и не быть, но и в этом случае есть все признаки наступившего тектонического покоя.

Как всякая схема, схема строения комплекса сводообразования может несколько искажаться, особенно для древних периодов, но в общем она выдерживается. От орогенного комплекса комплекс сводообразования отличается полным или почти полным выпадением морских осадков в нижней своей части, большей разницей в возрасте и плотности с подстилающим фундаментом.

СВОДООБРАЗОВАНИЕ В ПРОШЛОМ НА СОВРЕМЕННЫХ ПЛАТФОРМАХ

Широкое развитие областей сводового воздымания в настоящее время и сравнительно незначительное число современных геосинклиналей можно понимать как указание на то, что в прошлом сводообразование было менее распространенным или отсутствовало совсем, вследствие широко развития геосинклиналей.

Придавая решению этого вопроса большое значение, считаем необходимым рассмотреть ряд современных платформ с тем, чтобы выяснить, испытывали ли они в прошлом и в какой мере сводообразование.

ТУРАНСКАЯ ПЛИТА

Эта плита является примером молодой платформы. Фундамент ее образуют каледонииды и герциниды с возрастом пород от ордовика до карбона. Широко распространены позднепалеозойские, раннетриасовые, а местами и позднетриасовые орогенные формации. По геофизическим данным, мощность их достигает 14 км. Орогенные формации, образующие низы платформенного чехла, распространены на большей части Туранской плиты, особенно в ее западной и южной частях (Гарецкий, 1964). На Центрально-Каракумском, Карабогазском и Среднекаспийском поднятиях и в восточной части Кассарминской зоны орогенные формации отсутствуют. Там, где фиксируется позднегерцинская складчатость, пермо-триасовые отложения испытали интенсивные деформации. На Мангышлаке углы падения слоев достигают 75° . Орогенные комплексы дислоцированы много прощле. Падения на крыльях складок здесь равны $20-50^\circ$, в прогибах $10-15^\circ$. Уральские складки погружаются под эти молассы.

В Кызылкумской впадине все 13 скважин, пробуренных до фундамента, под платформенным мезо-кайнозойским чехлом вскрыли сложнодислоцированные известняки и аргиллиты каменноугольного возраста. Углы падения составляют $70-85^\circ$. Метаморфизм выражается окварцеванием, хлоритизацией, серицитизацией и пр. Многочисленны разрывы. Плотность пород сравнительно постоянна — $2,6-2,7$ г/см³ (Дитмар и др., 1966). Авторы относят эти породы к геосинклинальным.

Платформенный этап развития для всей плиты наступил в общем одновременно — в позднем триасе — ранней юре. На различные горизонты вышеописанного фундамента со стратиграфическим и угловым несогласием ложится платформенный чехол. Любопытно, что плотность фундамента больше плотности чехла всего лишь на $0,1-0,3$ г/см³. Низы платформенного чехла, исключая орогенный комплекс, лежат как в грабенах, так и в обширных депрессиях. На поднятиях они отсутствуют. Сложены сероцветными терригенными, преимущественно глинистыми породами. Мощность по скважинам превышает 1000 м, по геофизическим данным достигает 2500 м.

Верхняя часть чехла плиты начинается с ааленского яруса юры или даже с раннего мела и заканчивается готерив-барремом. Это угленосные и соленосные отложения, морские известняки и писчий мел, пестроцветные глины и алевролиты, бокситоносные каолиновые образования и пр. Между верхней и нижней частями местами отмечается угловое несогласие. Плотность пород нижней части $2,4-2,5$ г/см³, верхней $2,1-2,3$ г/см³. Мощность чехла $5,5-6$ км, иногда даже до 10 км. Местами фундамент выходит на поверхность. Наклон поверхности его изменяется от 40 до 125 м и даже 200 м на 1 км. В эпикаледонской части плиты поверхность более сглажена, чехол менее мощный. Глубина погружения фундамента $1-2,5$ км, наклон поверхности фундамента $20-50$ м на 1 км.

Таким образом, для Туранской молодой плиты, не претерпевшей сводообразования, наиболее характерны следующие черты: 1) плотности пород фундамента и чехла плиты настолько же мало отличаются, насколько различаются плотности нижней и верхней частей чехла плиты ($0,1-0,3$ г/см³); 2) возраст фундамента и собственно платформенного чехла отличается как минимум в пределах единиц и первых десятков миллионов лет и как максимум от ордовика до юры — $200-250$ млн. лет; 3) орогенный комплекс сходен с комплексом сводообразования, однако имеет значительно большие мощности и морские осадки; 4) возрастной разрыв между орогенным комплексом и доорогенным фундаментом очень небольшой; максимальный для каледонид определяется в $100-150$ млн. лет. Геосинклинальный же комплекс герцинид, вероятно, образует непосредственный переход к орогенному комплексу.

СКИФСКАЯ ПЛИТА

Скифская плита имеет аналогичное строение. Фундамент ее также образуют герциниды, чаще всего представленные интенсивно складчатыми породами карбона и девона. Местами на карбонноугольных породах и на коре выветривания фундамента лежат красноцветы пермо-триаса (орогенный комплекс). Верхнюю часть его образуют вулканогенные породы ранней и средней юры,

встреченные рядом скважин под породами собственно платформенного чехла раннего мела или средней юры.

Красноцветные породы пермо-триаса развиты очень широко. Описаны они на восточном Ставрополье, на северо-западном Предкавказье и в Калмыкии. Представлены аргиллитами, алевролитами и конгломератами, иногда оолитовыми известняками. Окрашены в бурый, красный, шоколадный, лиловый, реже зеленый и серый цвета. Лежат полого, изредка под углом до 30—70°. Разбиты многочисленными сбросами. Отмечается переслаивание описанных красноцветов со средними эффузивами. Мощность красноцветов до 800 м и более.

А. Я. Дубинский и Н. А. Маценко (1965) считают вулканогенные породы и красноцветы разновозрастными образованиями и объединяют в ногайскую толщу. Представлены они кварцевыми порфирами, гранит-порфирами, андезитовыми и дацитовыми порфиритами, мощностью до 400 м, абсолютный возраст 160—170 млн. лет, распространены на восточном Ставрополье и к юго-западу от него, к северо-западу от Ставрополя отсутствуют.

Фундамент платформы разбит разломами на узкие — от 2—3 до 20—40 км — блоки-клавиши, простирающиеся с северо-запада на юго-восток и смещенные относительно друг друга.

Как мы видим, и здесь имеется сходство строения молодой платформы с древними платформами. И здесь в основании платформенного чехла имеется стратиграфический перерыв, угловое несогласие, кора выветривания, а выше располагается орогенный комплекс, сходный с комплексом сводообразования как по набору фаций, так и по тектоническому строению. Но и здесь в нем присутствуют морские отложения. Перекрывается комплекс и на Скифской платформе осадками трансгрессировавшего после вулканизма моря. Продукты вулканизма, хотя и не типичны для комплекса сводообразования, но встречаются и в нем.

Существенное различие и в этом случае, как и на Туранской платформе, заключается в том, что в орогенном комплексе присутствуют морские отложения и разрыв во времени между возрастом фундамента (девон — карбон) и орогенного комплекса (юра, возможно, триас) определяется в 100—150 млн. лет. Характерно также небольшое различие и в плотности пород фундамента и орогенного комплекса.

БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ И РУССКАЯ ПЛИТА

Фундамент Русской плиты непосредственно переходит в Балтийский щит и имеет с ним много общего. Самыми древними породами фундамента плиты являются гнейсы и гранито-гнейсы архея, образующие основную его часть. Они возникли на глубине порядка 10—15 км.

Местами выше спокойно лежат породы морского раннего кембрия. Разрыв во времени отчасти заполняется изредка сохранив-

шимися от денудации в депрессиях породами, имеющими промежуточный возраст. По А. А. Полканову, этими промежуточными породами являются внизу породы ноппи-ятулия, поверхность которых пенецпленизирована, выше — формация хогландия. На размытую поверхность хогландия ложится иотний. Поверхность иотния в Норвегии также пенецпленизирована и на ней в Грампианском геосинклинальном желобе лежат так называемые спарагмиты. Другие геологи выделяют два цикла платформенного докембрия: осадки ятулия и иотния, возможно наиболее сохранившиеся и шире развитые. Отложения ятулия не могут отвечать орогенному комплексу карельских геосинклиналей, поскольку ими являются нижележащие мощные сариолийские конгломераты.

По И. К. Туезову, перед иотнием был длительный перерыв в осадконакоплении. Осадки иотния с угловым несогласием ложатся на нижележащие породы, в том числе и на осадки позднего ятулия. Ятулийский комплекс развит в Карелии, на Мурманском побережье, на севере и юго-востоке Финляндии и на севере Швеции.

По В. З. Негруца (1963), ятулийские отложения в Карелии располагаются в синклиориях (впадинах проседания) северо-западного простирания, со всех сторон зажатых блоками гранитов и сланцев (сводоворстами). Впадины проседания имеют обычные для этих структур размеры от 5×70 до 130×250 км. Они прослеживаются в полосе, имеющей ширину 600 км от оз. Янисярви на юге до оз. Куагаярви на севере. Во впадинах проседания на архейских и раннепротерозойских породах, а также на сариолийских конгломератах имеется кора выветривания, мощностью до 20 м. Она пользуется широким распространением даже за пределами Карелии и служит хорошим маркирующим горизонтом.

В. З. Негруца подразделяет ятулий на три серии. Раннеятулийская серия слагается внизу кварцевыми конгломератами, серицитовыми кварцитами с прослоями серицитовых сланцев и линз доломитов, мощностью до 300 м. Выше трансгрессивно, то на осадочную толщу ятулия, то на дюятулийские породы, то на кору выветривания ложатся эффузивные породы, занимающие обширные площади. Это диабазы, мандельштейны и туфобрекчии, а также кварцевые порфиры и кератофиры, иногда с прослоями осадочных пород. Мощность до 600 м.

Среднеятулийская серия пород размещается в тех же впадинах проседания, но со стратиграфическим перерывом по бортам впадин и с постепенным переходом в их центральных частях. Начинается она речными конгломератами, туфами и туффитами, приуроченными к бортам впадин, мощностью до 300—500 м. В обломках конгломератов распространены дюятулийские и иногда раннеятулийские местные породы. К центру впадин конгломераты замещаются алевролитами и сланцами, которые нередко ложатся непосредственно на раннеятулийские и более древние породы. Местами, где нет алевролитов и сланцев, раннеятулийские породы

покрыты каолиновой корой выветривания. Следы аналогичной коры выветривания местами отмечаются и на среднеятулийских конгломератах.

Выше лежат гравелиты, кварцито-песчаники, алевролиты, аргиллиты и доломиты, образующие четыре ритма, разделенных поверхностями размывов и покровами эффузивов. От центра к периферии впадин сокращены мощности осадков, из разреза выпадают осадки нижних ритмов. Кровля среднеятулийской серии сложена переслаиванием диабазов, мандельштейнов и эпидозитов. Встречаются прослой осадочных пород. Мощность эффузивов составляет 100—250 м, а в целом среднеятулийской серии до 1750 м. Выше с небольшим стратиграфическим перерывом, а местами с угловым несогласием лежат позднеятулийские отложения, представленные внизу кварцевыми конгломератами, песчаниками и алевролитами, нередко красноцветными. Еще выше лежат глинистые и карбонатные сланцы и известняки с выдержанной мощностью 300—400 м.

На юге и севере Карелии разрез ятулия заканчивается мощной толщей вулканических пород суйсарского комплекса.

Очень интересно, что от центра впадин проседания к периферии озерные фации сменяются речными и фациями горных склонов одновременно с уменьшением их мощности. Вместе с тем отмечается, что в нижних частях ритмов развиты фации временных потоков, сменяющихся постепенно вверх озерными фациями. Здесь мы также можем отчетливо наблюдать, что появление озерных осадков ни в разрезе, ни в плане не является признаком уменьшения тектонической активности. По бортам озер накапливаются те же конгломераты, что и в основании ритма. Напротив, конгломераты ложатся на поверхность перерыва или на кору выветривания и говорят о начале нового этапа активизации. Сменяющие их озерные осадки свидетельствуют о нарастании тектонической активности, приводящей к последующей вспышке вулканизма. После вулканизма наступает перерыв в осадконакоплении, уменьшение тектонической активности, завершается ритм осадконакопления. Следовательно, строение каждого отдельного ритма осадков, ход событий, приводящий к его образованию, совершенно аналогичен ходу цикла сводообразования в целом, отличаясь от него лишь значительно меньшими масштабами.

Участкам устойчивого поднятия — сводогорстам — ятулийские породы не свойственны. К границам сводогорстов и впадин проседания приурочены разломы, закладывающиеся в начале сводообразования. Максимальный размах дифференциальные движения по разломам получили в среднеятулийское время, во время максимальной тектонической активности. К концу позднеятулийского времени жизнь разломов прекращается. Здесь отчетливо видна первичность образования сводогорстов и впадин проседания и вторичность разломов.

По материалам В. З. Негруца представляется возможность схематично наметить для Карелии контуры сводогорстов и впадин проседания того времени (рис. 6).

В Карелии располагалось Центрально-Карельское сводовое поднятие северо-западного простирания. Осевая его линия располагалась от Повенецкого залива Онежского озера к оз. Средняя Куйта. Свод был осложнен рядом впадин проседания и сводогорстов. Среди первых выделяется (см. рис. 6) Шабозерско-Летнеозерская (I), Чиркокемская (II), Выгозерская (III), Ругозерско-Сегозерская (IV), Маслозерско-Янгозерская (V), Лубосалминская (VI) и Кумсинская (VII). Среди сводогорстов можно назвать Маслозерский, Гимольский, Самозерский и некоторые другие меньших размеров. К северо-востоку от Центрально-Карельского свода располагался очень большой Беломорский сводогорст, вероятно, являвшийся частью первого. Впадины проседания до сих пор отмечены озерами Ладожским, Онежским, Сегозером, Янгозером, Селецким озером, Выгозером, Пана-ярви и др. Основной областью сноса в ятулии Карелии служил Центрально-Карельский свод. Материал с него уносился временными потоками. Осуществлялся снос материала во впадины проседания и с названных сводогорстов.

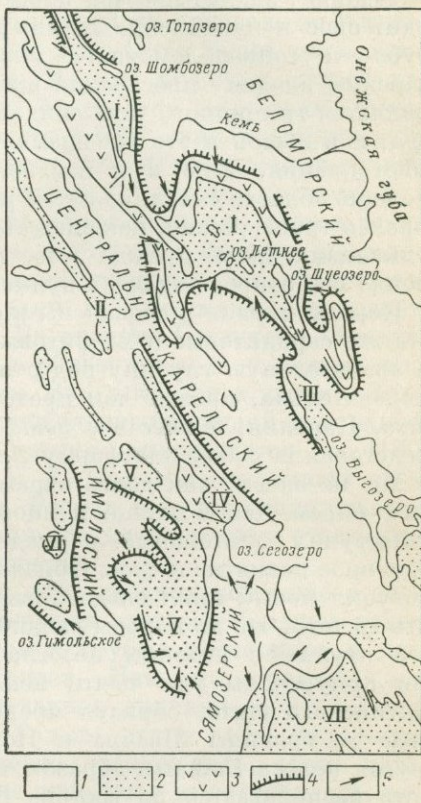


Рис. 6. Схематическая карта Центрально-Карельского свода ятулия (по В. З. Негруца, 1963, с изменениями автора).

1 — сводогорсты; 2 — осадочные толщи впадин проседания; 3 — вулканические породы; 4 — границы сводогорстов; 5 — направление сноса

В раннеятулийское время в Ругозерско-Сегозерскую и Маслозерско-Сегозерскую впадины проседания со сводогорстов сносились продукты выветривания. К концу раннеятулийского времени тектоническая активность усилилась и привела к массовому образованию озер с относительно мелкозернистыми осадками. Затем разразился вулканизм, сосредоточенный на границах сводогорстов и впадин проседания. После вулканизма наступает кратко-

временное замедление тектонической активности, выразившееся в образовании продуктов выветривания. Затем Центрально-Карельский свод вновь начинает энергичный подъем. Преобладающее направление сноса сохраняется таким, каким оно было в раннеятулийское время. Возобновляется прогибание прежних впадин проседания, закладываются новые, возникает много озер. Происходит снос и накопление во впадинах проседания больших масс грубо- и тонкообломочного материала. В Шабозерско-Летнеозерскую впадину проседания временами проникает море. Возобновляется трецидного типа обильный вулканизм основного характера, и в общем в это же время начинается формирование коры выветривания. Еще и в позднеятулийское время сохранялись прежние области сноса, но затем рельеф сглаживается и наступает морская трансгрессия, как следствие среднеятулийского массового вулканизма. Море прежде всего проникло во впадины, и наступление его сопровождалось вулканизмом.

Породы ятулия превращены в сланцы, серицитовые кварциты, а также серицитовые и хлоритовые сланцы, т. е. были погребены на значительную глубину под отложения платформенного чехла. Следовательно, прежде чем предстать в настоящее время в виде щита, Карелия, а вместе с нею, вероятно, и вся Фенноскандия представляла собой платформу с мощным осадочным чехлом.

Мы не знаем, как долго страна была покрыта позднеятулийским морем. Но в конце концов оно покинуло Фенноскандию и наступил длительный период денудации. Страна испытала медленное поднятие и снос. Обнажились глубинные породы. Затем наступил новый цикл сводообразования. Об этом можно заключить из того, что на породы различного возраста от архея до позднего ятулия с угловым несогласием ложатся породы иотния. Они приурочены уже почти исключительно к южной окраине Балтийского щита, образуя прерывистую полосу от Онежского озера до границы Швеции и Норвегии длиной 1300—1400 км. Другая полоса главным образом интрузивных пород этого возраста располагается на востоке Швеции. Она имеет субмеридиональное простирание и длину около 1000 км. Широко распространены изверженные породы на дне Ботнического залива.

А. А. Полканов между ятулием и иотнием выделяет цикл хогландия, относя к нему суйсарские вулканы и тяготеющие к ним серые песчаники. В. З. Негруца суйсарские вулканы относит к концу ятулия. Граниты рапакиви имеют абс. возраст 1620—1650 млн. лет, подстилают иотний и содержат в его гальке. К ним близки по возрасту долериты Карелии, габбро-щелочные породы Гремяха-Вырмес и Елаьозера. Представляется правильным считать эти породы позднеятулийскими. В Западном Прионежье абсолютный возраст пород, относимых к раннему ятулию, определяется в 1730—1770—1860—1990±100 млн. лет, а прорывающих диабазов 1810—1830 и 1590—1640 млн. лет (Кайряк, 1969).

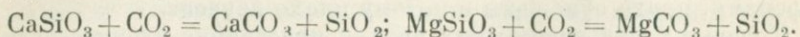
Иотнийские отложения, как и ятулийские, располагаются во впадинах проседания, но подчиняются иному тектоническому плану. По Х. Вярююнену (1959), иотнийские отложения в Финляндии пользуются широким развитием, но обычно покрыты моренами, плохо обнажены и потому плохо изучены.

Краевые части иотнийских впадин проседания сложены кварцевыми конгломератами и грубозернистыми аркозовыми песчаниками. В центральных частях они становятся более мелкозернистыми, отчасти красноцветными. В виде прослоев встречаются алевролиты и глинистые сланцы. Иногда они совершенно рыхлы, имеют мощность 500 м и более. Имеются волноприбойные знаки и трещины усыхания. У р. Улуйоки иотний представлен главным образом тонкозернистыми алевролитами розового, красного и зеленовато-серого цвета. Слоистость горизонтальная и типа речных потоков. Отложения прорываются диабазами и кроются покровами базальтов. Мощность сохранившихся отложений в наиболее полно представленном разрезе Далекарлии, по Эккерману, определяется в 2000 м, в Прионежье 1000 м. Во впадине Сатакунта (Западная Финляндия) иотнийские породы образуют полосу северо-западного простирания шириной 20 км. Залегают они в узком, уцелевшем от денудации грабене на пенепленизированной поверхности архея. Абсолютный возраст иотния определяется в 1100—1300 млн. лет (Келлер, 1968). А. А. Полканов указывает на местный характер осадков иотния. Размер валунов свидетельствует о большой скорости рек. Условия осадконакопления становились то речными и озерными, то эоловыми.

Отличительной особенностью этих древних комплексов сводообразования от современных является слишком большое участие в них конгломератов, кварцитов и грубых песчаников и малое участие алевролитов и аргиллитов. Нам представляется, что определенная, вероятно, существенная причина этому — отсутствие растительного покрова. Голые, пусть даже не слишком крутые склоны сводогорстов легко разрушались, давая начало галечникам и пескам. Последние энергично выветривались, перемещаясь, окатывались, сортировались, давая начало кварцитам. Отсутствие растительности, почвенного слоя делало эти массы обломков легко подвижными под действием воды и ветра. В современных пустынях также преобладающая роль среди осадков принадлежит пескам и галечникам. Но в протерозое, в отличие от современных пустынь, большую роль играли потоки воды.

Устойчивые от выветривания и механического истирания кварцевые частицы из древних гранитов (гранитоидов) накапливались внутри материков и в прибрежной полосе моря, давая начало кварцитам. Массы кварцитов в дальнейшем кругообороте вещества материков служили необходимой добавкой к основным породам, чтобы превратить их в кислые породы гранитного слоя. Так, около суши и на ней начинал формироваться гранитный слой, осуществлялась осадочная дифференциация земного вещества.

Количество кремнекислоты на континенте пополнялось также за счет воздействия на силикаты углекислоты, имевшейся в то время, вероятно, в значительных количествах. Реакции идут следующим образом:



По соседству с кварцитами и вместе с ними в водных бассейнах выпадали из раствора окислы железа, давая начало железистым кварцитам, так широко распространенным среди платформенных осадков, в том числе и комплексов сводообразования того времени. В преимущественно основных породах, слагавших участки суши, было много железа. В условиях климата того времени это железо из измельченных и расщепленных углекислотой пород под действием интенсивного выветривания в восстановительных условиях (свободного кислорода еще не было) сравнительно легко переходило в раствор и выносилось в ближайшие водоемы, где и выпадало. Вероятно, именно поэтому железные руды так тесно связаны с кварцитами. Мы еще вернемся к этой проблеме.

Значительно меньшая степень метаморфизма иотнийских пород сравнительно с ятулийскими доказывает длительную и глубокую денудацию в предшествующий иотнию период. Характер отложений, мощность, условия залегания, нарушенность, магматизм иотния мало отличается от ятулия, что дает полное основание говорить о возобновлении сводообразования.

Г. Штилле (1968) пишет: «Совершенно очевидно, что заложение каледонской геосинклинали произошло уже после консолидации юго-западной периферии Балтийского щита». Здесь спарагмитовая формация позднего рифея и вышележащая варяжская формация с тиллитами в основании представляют комплекс сводообразования. Аналог спарагмитовой формации — толща торридонских песчаников, ложится на древний кристаллический фундамент (льюисские гнейсы) и начинает собой отложения Грампианской геосинклинали. Впрочем, собственно геосинклинальными отложениями считается мойнская псаммито-целитовая серия (аналог торридона). Все эти отложения являются послейотнийскими и докембрийскими.

В иотнии и до силура в пределах Эрии геосинклинали существовали в Фенноскандии, Великобритании, Гренландии и на Шпицбергене. Сюда нужно отнести и несколько иного возраста Аппалачскую геосинклиналь. Эти геосинклинали представляют собой глубокие длинные трог в теле древних щитов, ограниченные глубинными разломами. Нам представляется, что эти трог в докембрии являлись такими же послесводовыми геосинклиналями, как современное Красное море. Зарождение их отражают спарагмиты и осадки серии мойн, образовавшиеся на сводовых поднятиях после иотния, а также в результате их обрушения; зоны обрушения существовали в качестве геосинклиналей до раннего палеозоя включительно. К концу силура они вновь пре-

вратились в составную часть платформы. Можно наметить и контуры некоторых сводовых поднятий того времени, на которых развивались послесводовые геосинклинали. Так, геосинклиналь на Скандинавском полуострове образовалась на своде, который в общем совпадал с очертаниями современного полуострова и лишь на северо-западе распространялся в пределы современного Норвежского моря. Это подтверждается тем, что в пределах Англии устанавливается снос в Грампианскую геосинклиналь с запада, с территории Атлантического океана.

Расположение фаций раннего палеозоя каледонид Скандинавии, с одной стороны, и Аппалачей, с другой, таково, что свидетельствует о присутствии в кембрии и ордовике возвышенной суши в пределах Атлантического океана.

С. Н. Тихомиров и А. С. Яновский (1970) в юго-восточном Приладожье описывают Ташский грабен, выполненный красноцветной песчаниковой толщей внизу и вулканогенно-осадочной вверху. Общая мощность свыше 600 м. Авторы сопоставляют ее по возрасту с приозерной свитой западного побережья Ладожского озера, полесской и вольнской сериями Белоруссии. Эти отложения, а также ненюкская свита (Онежский полуостров), терская свита на Кольском полуострове (Келлер, 1968), возможно, являются продуктами одного или более сводообразований, происходивших между иотнием и кембрием.

Местами на иотнийские песчаники ложатся филлиты и слабо-метаморфизованные зеленовато-серые и красноватые алевролиты. На них с перерывом, но без заметного углового несогласия ложатся песчаники и синие глины раннего кембрия. Кембрийские морские осадки в Фенноскандии встречаются нередко. На основании этого Н. С. Шатский утверждал, что весь Балтийский щит в раннем кембрии испытал морскую трансгрессию. К концу силура на платформе Эрии послесводовые геосинклинали замкнулись. С этого времени начинается медленное поднятие страны и денудация вновь, в морских условиях, образовавшегося платформенного чехла.

В Шотландии, Уэльсе и на Оркнейских островах широко развиты девонские континентальные красноцветные отложения (древние красные песчаники). Они располагаются в межгорных впадинах, образовавшихся на протерозойских породах и на антиклинориях каледонид. Мощность их измеряется километрами. Здесь широко представлены речные конгломераты и озерные осадки. Вес отдельных валунов достигает нескольких тонн. Выше конгломератов лежат большой мощности серые глины с прослоями красноватого и желтоватого песчаника, отлагавшиеся в пресных водоемах. Впадины, вмещающие описываемые осадки, осложнены сбросами, по которым в небольших масштабах осуществлялась вулканическая деятельность. Изливались базальты.

Д. С. Флетт (1940) считает, что суша во время отложения этих пород «...вероятно, простиралась на большие расстояния на север

и запад, в районы, занятые теперь северной частью Атлантического океана, и, вероятно, захватывала Скандинавию, Гренландию, Шпицберген, Ньюфаундленд и Новую Шотландию...». Климат был достаточно теплым и влажным. Горные ледники, вероятно, были, но до берегов озер не достигали.

На основании изложенного можно утверждать, что здесь происходило сводообразование. Интересно, что в каледонской геосинклинали Англии в силуре одновременно с первыми признаками начала восходящих эпэрогенических движений в Фенноскандии произошли частные инверсии. К началу девона уже имеются все признаки общей инверсии (Белоусов, 1962). Дальнейшие события привели к тому, что центральные поднятия интрагеосинклиналей переросли в орогены, а интрагеоантиклинали превратились в межгорные прогибы.

На этом примере четко видно единство причин, вызывающих замыкание геосинклиналей, их инверсию, орогенез и сводообразование на платформах. Однако из этого не следует, что тот или иной процесс подчиняется другому. Все они — результат одной причины — восходящих движений земной коры.

В восточной Гренландии также имеются континентальные красноцветные грубообломочные девонские отложения, мощностью в несколько тысяч метров, содержащие покровы базальтов. Они также располагаются во впадинах проседания в узкой прибрежной полосе. Совершенно аналогичные осадки известны и в остальных не затопленных морем частях Эрии (Шпицберген и Норвегия), а также и на Кольском полуострове. А. А. Полканов (1939) здесь к ним относит осадочные отложения мелких континентальных бассейнов (озер) с отпечатками флоры позднедевонского возраста.

В районе Кандалакши и на Турьем полуострове имеются конгломераты, содержащие гальку щелочных пород, прорванные, в свою очередь, дайками щелочных пород. К породам этого комплекса им относится щелочной Ловозерский плутон. А. А. Полканов пишет (1939): «...по остаткам девона в Ловозерском плутоне (и то же, вероятно, для Хибин) можно только заключить, что это были песчанистые, песчано-глинистые (алевритовые) и туфогенные отложения, сопровождавшиеся экструзиями основных лав — авгитовых порфиритов, пикрит-порфиров, фонолитов и т. п. Все эти образования, будучи заключенными в щелочные породы, располагаются на высотах от 500 до 1000 м, что позволяет предполагать, что они слагали и кровлю Ловозерского плутона и обладали мощностью, исчисляемой очень многими сотнями (!) метров». А. А. Полканов предполагает, что конгломераты Кандалакши образовались в грабенообразной впадине, примерно совпадающей с современным Кандалакшским заливом. Абсолютный возраст Хибинского плутона определяется им в 300—350 млн. лет.

Северо-восточнее Кандалакшского грабена в районе Имандры имеются многочисленные мелкие дайки щелочных пород. Л. А. Ки-

риченко (1957, 1970) считает возраст глинистых сланцев, карбонатных пород, эффузивов и связанных с ними порфиров, туфов, нефелиновых сиенитов, ийолитов, щелочных сиенитов позднедевонским. Они совершенно не метаморфизованы и тождественны породам Ловозерского плутона и его окружающим осадкам. В бассейне р. Харловки им описан грабен с кальдерой вулкана и слабо дислоцированными останцами пород каменноугольного возраста (конгломераты, алевролиты, аргиллиты, доломиты, известняки, щелочные базальты, туфы со спорами визе), мощностью до 800 м. Обнаружены здесь и дораннекарбоновые аркозовые песчаники, аргиллиты, сиенит-порфиры и щелочные трахиты. Мы присоединяемся к мнению Л. А. Кириченко об их одновременности с позднедевонскими породами кровли Ловозерского плутона. Таким образом, на Кольском полуострове намечается целый район проявления сводообразования в девоне.

По соседству с описываемой территорией на полуострове Канин отложения девона распространены на северо-восточном и юго-западном склонах. Здесь континентальный девон лежит то по тектоническому несогласию на гнейсах и филлитах протерозоя, то несогласно на известняках силура. Падение пологое на северо-восток и до 60—70° на юго-запад. Девонские отложения представлены хлоритизированными песчаниками и алевролитами с прослоями гравелитов, конгломератов туфогенного характера и туффитов. Имеются споры, папоротники, остатки рыб. Видимая мощность около 300 м. Породы секутся жилами основных пород, вероятно, являющихся подводными каналами вышележащих основных эффузивов. Возраст определяется как раннефранский.

Эти факты дают основание считать, что в девоне Фенноскандия и Эрия испытывали сводообразование, возможно не повсеместное, но все же в какой-то мере проявлявшееся на всей территории от Шотландии на юго-западе, Гренландии и Шпицбергена на западе и севере и до Кольского полуострова на востоке. Как мы позже увидим, и Русская плита переживала в это же время сводообразование. Многие следы девонского сводообразования, по-видимому, были впоследствии уничтожены.

На Русской плите помимо пород архея довольно широко развиты карельские раннепротерозойские геосинклинальные образования абсолютного возраста 1750—1680 млн. лет. Вероятно, в результате карельской складчатости, а возможно в архее закончился период становления Русской плиты и отдельных прогибов Фенноскандии. В различных частях плиты встречаются многочисленные отложения периодов последующего сводообразования. Однако, будучи однотипными, лишенными палеонтологических остатков, залегая в аналогичных структурах, эти породы весьма трудно коррелируются. Те возрастные соотношения, которые будут ниже излагаться, не могут поэтому претендовать на полную достоверность. По-видимому, наиболее надежным возрастным критерием в этих условиях служит радиометрический возраст.

хотя и он, конечно, пока не отличается большой точностью. Впрочем, при незначительном метаморфизме описываемых образований определения радиометрического возраста представляются более точными, чем в метаморфизованных породах.

Если на Балтийском щите широко представлены платформенные отложения среднего и начала позднего протерозоя — ятулии и иотния и отсутствуют или почти отсутствуют образования верхов позднего протерозоя, то на Русской плите широко распространены осадки верхов позднего протерозоя.

Рассмотрение комплексов сводообразования Русской плиты начнем с Волго-Уральской области, где они наиболее полно представлены и хорошо изучены.

Позднепротерозойские отложения делятся здесь на ранне-, средне- и позднерифейские. Наиболее полный разрез этих пород получен Орьебашской сверхглубокой скважиной 82 в Камско-Бельском прогибе (Солонцов и др., 1966). Осадочный чехол обычно ложится на более или менее мощную кору выветривания фундамента. Раннерифейские отложения начинаются арланской свитой (внизу пестроцветные алевролиты, аргиллиты и песчаники, сверху доломиты и мергели), мощность свиты 993 м, абс. возраст 1515 млн. лет (Келлер, 1968). Иногда внизу породы содержат эффузивы абс. возраста 1650 млн. лет и прорываются габбро-диабазами (Кирсанов, 1970). Фауна типична для саткинской и бакальской свит бурзянской серии Урала. Выше лежат доломиты и мергели калтасинской свиты мощностью 1600 м или красочцветные песчаники серафимовской свиты среднего рифея. Последние местами ложатся после перерыва на кристаллический фундамент. Прорваны габбро-диабазами. Мощность 250—1681 м. Абсолютный возраст глауконита основания 1290—1336 млн. лет. По-видимому, верхи серафимовской свиты в Балавино-Балтавинской долине западной Башкирии описаны как леонидовская свита. Это буро-розовые, красно-коричневые каолинсодержащие глины мощностью до 763 м. Доломиты калтасинской свиты моложе (Кирсанов, 1970), прорваны и интенсивно интродуцированы основными породами (абс. возраст 1100 млн. лет), содержат эффузивы. Мощность в скв. 82 1744 м. Сопоставляются с доломитами миньярской свиты каратауской серии Урала. Выше располагается салаватская свита, сложенная внизу микроклин-кварцевыми песчаниками с прослоями аргиллитов, мощностью 109 м. Перекрываются они аргиллитами, алевролитами и песчаниками с прослоями мергелей и доломитов с глауконитом. Мощность свиты 520 м, абс. возраст 865—921 млн. лет. Имеет большое сходство с инзерской свитой (876—921 млн. лет).

Позднерифейские отложения ложатся на размытую поверхность вышеописанных пород, перекрывая их до песчаников основания арланской свиты включительно, а местами ложатся и непосредственно на кристаллическое основание. В основании их известны тиллитоподобные конгломераты (Клевцова, 1965). Позд-

периферийские отложения внизу представлены красно-бурыми или светло-серыми разномерными песчаниками с гравием и галькой кристаллических пород, алевролитами и аргиллитами. Мощность отложений достигает 944 м. В позднепериферийских отложениях не отмечалось продуктов вулканической деятельности. Однако Л. И. Горбуновой описаны в них по всему разрезу Кудымкарской опорной скважины туфы и туффиты. Эта находка имеет принципиальное значение, доказывая, что вулканизм в Волго-Уральской области не был чужд и позднепериферийскому времени. По своему характеру эти образования очень близки к древнему красному песчанику Англии.

Обычно девонские наземные отложения выделяются независимо от позднепериферийских образований, хотя это разделение весьма сложно и не всегда выполнимо. Д. В. Наливкин (1962) пишет: «Несомненно нижнедевонский возраст казанлинской свиты, вскрытой буровыми скважинами у с. Казанлы Саратовской обл. Возраст определяют нижнедевонские панцирные рыбы...». Девонский возраст имеют и вышележащие и также наземные терригенные староскольская, муллинская и пашийская свиты. Возраст пашийских слоев определяется как низы позднего девона. С последними двумя свитами связана довольно обильная вулканическая деятельность. Извергались лавы основного ряда. Терригенный характер в глубоких впадинах имеют отложения эйфельского и живетского ярусов.

На описанные девонские отложения, а также и на более древние, вплоть до архея, с размывом ложатся морские осадки кыновского горизонта (глинисто-карбонатные породы). Мощность их в центральных частях поднятий резко сокращается, а местами они и вовсе выклиниваются. На некоторых поднятиях на кристаллический фундамент непосредственно ложатся позднешигровские, саргаевские, доманиковые и воронежские отложения. Осадки среднего и позднего девона формировались во впадинах, т. е., если учесть большую мощность этих отложений, в условиях довольно расчлененного рельефа.

Остановимся также на основных чертах тектонического строения восточной части Русской платформы. Здесь выделяются положительные структуры — сводогорсты и отрицательные — впадины проседания и грабены. Наиболее крупными сводогорстами являются Токмовский, Татарский, Восточно-Кировский, Кировско-Сысольский, Жигулевский, Оренбургский и Башкирский. Перекрывающие их осадки имеют сокращенные мощности. Это относится даже к палеогеновым породам. Сводогорсты расчленены многочисленными разрывами, которые в осадочном чехле выразились системой валов (Окско-Цинский, Сурско-Мокшинский, Мухановский, Дмитриевский, Кулешовский и др.), долинообразными понижениями и каньонами.

В позднем протерозое Токмовский и Татарский сводогорсты представляли одно целое и разделились только в среднем девоне.

Юго-восточный склон Татарского сводогорста осложнен системой расколов фундамента северо-восточного простирания. По этим расколам отдельные блоки оседают на глубину 100—120 м, обуславливая каньонообразное строение. В районе Варзи-Ятчи и истоков р. Увы к разломам приурочены интрузии диабазов, рвущие позднепротерозойские отложения. Северо-западный склон северного купола сводогорста также поражен расколами, сопровождаемыми линейными магнитными аномалиями северо-восточного простирания. В районе Казанлы разломы сопровождаются подводными излияниями лав.

В пределах Вятско-Кировского сводогорста в Бавлинско-Туймазинском районе описан субширотный грабен шириной 8 км, ограниченный сбросами с амплитудой около 800 м. Грабен выполнен осадками среднерифейского времени и, следовательно, сформирован в это время. К северо-востоку от грабена находится также субширотный Субханкулово-Шаранский горст шириной около 60 км и амплитудой поднятия 800—850 м. Горст образовался в позднерифейское время. Еще северо-восточнее располагается Чекмагушевский грабен меридионального простирания с амплитудой опускания не менее 445 м. Ширина его около 30 км. Грабен выполнен доломитами верхнекалтасинской подсветы мощностью более 344 м и отложениями среднерифейской серии мощностью 100 м. В Орьбашском грабене мощность доломитов верхнекалтасинской подсветы более 1700 м, амплитуда опускания 1300 м. В раннерифейских отложениях имеются интрузии габбро-диабазов. Образование разломов и внедрение интрузий происходило в разное время.

Сводогорсты разделены следующими впадинами проседания.

Вятско-Кажимская (Кировско-Казанская) впадина является основной отрицательной структурой области. От нее отходит ответвление на юго-запад к Московской синеклизе, отчленяющее Токмовский сводогорст от Кировско-Сысольского. Впадина простирается далеко на юго-запад, отделяя по разломам Токмовский сводогорст от Татарского. Строение ее сложно. А. М. Мельников, говоря о крайнем южном окончании впадины, утверждает, что существование в Саратовской области крупных погребенных девонских поднятий, лишенных в сводах терригенных отложений девона, в настоящее время доказано. Следовательно, эти поднятия оказались на дне впадины только в позднем девоне, до этого они были высоко подняты. Ширина впадины проседания на юге около 100 км, мощность песчано-глинистых толщ до 1,5 км. На северо-востоке впадина представлена узким (30—40 км) грабеном, отделяющим Кировско-Сысольский сводогорст от Вятско-Кировского. В. Д. Наливкин (1962) пишет: «...опускание его скорее всего началось в нижнем или среднем девоне. Известные здесь доэйфельские отложения имеют спорадическое распространение и нередко отсутствуют в осевой части прогиба». С. С. Эллерн и Р. Н. Валеев (1962) называют Вятско-Кажимскую впадину проседания грабен-

авлакогеном. В пределах впадины в раннефранское время происходили излияния лав и выбросы туфов, мощностью до 20—40 м.

С. С. Эллер и Р. Н. Валеев считают, что Вятско-Кажимская впадина продолжается далеко на север к Тиману и на юг в Саратовско-Волгоградскую впадину между Токмовским и Жигулевским сводогорстами и прослеживается далее на юго-запад по периферии Воронежского сводогорста на соединение с Днепровско-Донецким авлакогеном. На всем этом протяжении во впадине обильны продукты девонского вулканизма. Впадина развивалась не на всем протяжении одновременно. В северной части ее выполняют мощные рифейские осадки, и, следовательно, она здесь зародилась в протерозое. В южной части осадки рифея отсутствуют, и, следовательно, она сформировалась лишь в девоне. В молодых осадках впадина выражена складчатыми структурами Вятского вала.

Мелекесская впадина проседания разделяет Татарский и Жигулевский сводогорсты, а последний отчленяет от Токмовского сводогорста и сливается здесь с Вятско-Кажимской впадиной. Среднедевонские, а также пашийские и кыновские отложения местами отсутствуют. Рифейские осадки появляются лишь на юге впадины. Следовательно, возраст впадины молодой, однако в той части, которая разделяет Токмовский и Жигулевский сводогорсты, она имеет, по-видимому, древний возраст.

Серноводско-Абдулинская впадина проседания разделяет Татарский и Оренбургский сводогорсты. Выполнена мощными (800—3000 м) рифейскими отложениями и считается образовавшейся в рифейское время. Длина впадины более 250, ширина 40—60 км. По отношению к Татарскому сводогорсту фундамент в ней опущен на 1500 м. По геофизическим данным, она ограничена разломами и имеет сравнительно плоское дно.

Бирская седловина разделяет Татарский и Башкирский сводогорсты. Здесь В. Д. Наливкиным (1964) описан Калтасинский авлакоген. Он ограничен разломами, ориентирован в северо-западном направлении и имеет размеры 350 × 170 км. Ни одна заданная в нем скважина не достигла фундамента. Выполняют авлакоген красноцветы раннекалтасинской подсветы мощностью 4—5 км и доломиты, местами мраморизованные, верхнекалтасинской подсветы мощностью до 1900 м. Однако местами они отсутствуют. Среднерифейские отложения встречены единичными скважинами. На всех участках, где пройдены достаточно глубокие скважины, были вскрыты тела диабазов и габбро-диабазов абсолютного возраста примерно 1100 млн. лет. Имеются отложения позднерифейской каировской подсветы мощностью 100—150 м, однако отсутствуют осадки кембрия, ордовика, силура, раннего и отчасти среднего девона. Но в девонскую эпоху, особенно в фаменский век, ряд структур формировался, в том числе Каратауский горст и валы вдоль Калтасинского авлакогена. В пределах Бирской седловины известен Чекмагушевский грабен, ориентированный с юго-запада на северо-восток. Размеры его

25—30 км × 2 км, амплитуда опускания поверхности рифейских отложений до 104 м, мощность пашийского горизонта девона увеличена в 4 раза. Следовательно, грабен образовался в пашийское время. И здесь в раннерифейских карбонатных породах встречаются интрузии габбро-диабазов.

Верхне-Камская впадина проседания ограничивает Татарский сводогорст с северо-востока и имеет меридиональную ориентировку. В ее юго-западной части развиты мощные отложения только красноцветной и доломитовой толщ раннерифейских осадков, прорванные интрузиями диабазов. Севернее, в центральной части Верхне-Камской впадины есть и ранне- и позднерифейские осадки, разделенные несогласием. Мощность раннерифейских отложений с севера и северо-востока на юг увеличивается от нуля до 2000 м, позднерифейские же отложения, наоборот, уменьшаются в мощности до 944 м в северо-восточном направлении.

Мы полностью разделяем следующее высказывание М. М. Веселовской, Э. П. Ивановой и А. А. Клевцовой (1960): «В настоящее время известно столь значительное количество изверженных пород из разных пунктов Башкирии, Татарии и Удмуртии и они имеют иногда столь значительные размеры, что следует говорить не об отдельных местах обнаружения изверженных пород, а о погребенной диабазовой формации Волго-Уральского региона в целом, подобной трапшовой формации, Олонецкой диабазовой формации и долеритам Карру Африки» (авторы не разграничивают их по возрасту). Среди них встречаются оливиновые габбро-диабазы, пикритовые диабазы, кварцевые габбро-диабазы, миндалекаменные порфиристы. С другой стороны, А. В. Козлов утверждает, что верхнедевонские вулканические образования имеют преимущественное распространение в Кировской области, Удмуртии, Татарии, Куйбышевской, Саратовской и Волгоградской областях и приурочены к нижним горизонтам верхнедевонских отложений, именуемых пашийскими слоями.

Сделанный обзор фактических данных о платформенном развитии Волго-Уральской области позволяет прийти к следующим выводам.

В архее, отчасти, возможно, в раннем протерозое, Волго-Уральская область закончила геосинклинальное развитие и вступила на платформенный путь развития. Пока нет данных об орогенезе или сводообразовании на востоке Русской плиты в период времени 1800—1600 млн. лет. Необходимо признание существования к концу этого периода медленных восходящих движений. Только в этом случае могла осуществляться денудация без существенного осадконакопления во впадинах. О том же говорит и наличие коры выветривания в основании раннерифейских отложений.

Положение резко изменилось к началу раннерифейского времени. Накопление на глубоко денудированном фундаменте мощных толщ арланской свиты — полевошпатовых и кварцевых

песчаников, алевролитов наземного происхождения — не было бы возможно без горообразования. Терригенные пестроцветные толщи, эффузивы и интрузии основных пород и одновременные им или последующие толщи доломитов, известняков характерны для комплекса сводообразования. Если же учесть, что эти осадки располагаются во впадинах проседания, грабенах, формировавшихся одновременно с осадконакоплением, в соседстве со сводогорстами, то вывод этот приобретает силу неопровержимых доказательств. Итак, вслед за горообразованием и вулканизмом или одновременно с последним наступила морская трансгрессия, и сводообразование раннерифейского времени прекратилось.

После перерыва, соответствующего относительно тектоническому покою, продолжительностью, вероятно, не менее 200 млн. лет, в среднерифейское время сводообразование возобновилось. Опять началось накопление полевошпатовых и кварц-полевошпатовых песчаников серафимовской свиты. Порой среднерифейские осадки ложатся на раннерифейские отложения, нередко же выполняют структуры среднерифейского возраста. Следовательно, перед нами самостоятельный цикл сводообразования, структуры которого располагались существенно по иному плану. Он заканчивается вулканизмом основных пород и трансгрессией моря, оставившей доломиты и мергели калтасинской свиты. Конец среднерифейского цикла отделяется от конца раннерифейского цикла интервалом времени около 400 млн. лет, а затем вновь наступило снижение тектонической активности и денудация. Сводообразование возобновилось и оставило после себя салаватскую свиту с ее обломочными осадками внизу и карбонатными сверху. Возможно, однако, что это была лишь стадия среднерифейского сводообразования.

По-видимому, оледенением началось новое сводообразование в позднерифейское или вендское время (тиллиты). Ему предшествовала длительная денудация. И в этом цикле план тектонических структур был существенно иным по сравнению со среднерифейским. Но в отличие от предыдущих циклов позднерифейский не закончился морской трансгрессией, да и вулканические явления отмечены пока только в одном случае. Вероятно, следствием слабого вулканизма было лишь прекращение сводообразования. Если верно, что позднерифейский цикл закончился к раннему кембрию, то от конца последнего среднерифейского цикла до конца позднерифейского цикла (венда) прошло около 300—350 млн. лет.

Отложений кембрия, ордовика, силура нет в Волго-Уральской области. Этому времени отвечает новый период спада тектонической активности. Создавались и поддерживались пенеплинизированные поверхности. Затем в пятый раз наступило сводообразование. Там, где до этого осадконакопление не отмечалось совсем, в девоне отлагались мощные толщи пестроцветов, а затем проявилась обильная вулканическая деятельность. Закончилось сводообразование морской трансгрессией позднего девона.

Пока трудно расшифровать положение сводов в позднепротерозойские циклы сводообразования (отдельные структуры различных циклов известны), но девонские структуры в общем виде могут быть намечены (рис. 7). Сводовое поднятие того времени простиралось от Тимана через центральную часть Волго-Уральской области на юго-запад.

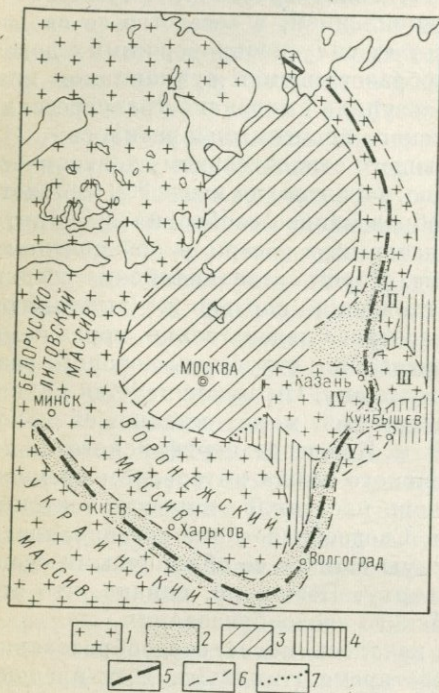


Рис. 7. Схема строения Русской платформы в среднем девоне.

1 — обнаженный и слабоогруженный кристаллический фундамент; 2 — Главный девонский авлакоген; 3 — Московский межсводовый прогиб; 4 — отложения додевонских сводообразований; 5 — осевая линия Славянского свода; 6 — границы поднятий и прогибов; 7 — границы разновозрастных осадков прогибов

Восточный склон его образовывали сводогорсты Вятско-Кировский (II), Татарский (III) и Жигулевский (V). В средней части он расширялся за счет Башкирского и Оренбургского сводогорстов. Западный склон вырисовывается сводогорстами Кировско-Сысольским (I) и Токмовским (IV), а также Котельническим выступом. Осевая линия свода проходила через Киров — Йошкар-Олу — Саратов. По ней расположилась и ось Вятско-Кажимской впадины проседания.

В результате пятикратного сводообразования гранитный слой в Волго-Уральской области был денудирован примерно на 10 км. Глубокая денудация привела ко вскрытию пород со средней плотностью $2,7-2,8 \text{ г/см}^3$, при плотности платформенного чехла примерно $2,2-2,3 \text{ г/см}^3$. Следовательно, перепад плотности от фундамента к чехлу здесь составляет $0,4-0,6 \text{ г/см}^3$, он слишком велик для орогенных комплексов.

Теперь рассмотрим, насколько эта наметившаяся схема сводообразования выдерживается вне пределов Волго-Уральской области Русской плиты.

К юго-западу от Токмовского сводогорста располагается Пачелмский авлакоген. Эта грабенообразная структура выполнена каверинской, сердобской и пачелмской сериями, сопоставляемыми с ранне- и позднерифейскими отложениями (Клевцова, 1965, Валеев и др., 1969). Строение авлакогена асимметрично. В сто-

рону Токмовского сводогорста породы налегают трансгрессивно. Сердобские глауконитовые песчаники ложатся здесь непосредственно на фундамент. Вместе с тем северо-восточный борт более крутой. Пачелмский авлакоген сформировался на Сарматском щите, объединявшем современные Татарский и Токмовский сводогорсты, а также Воронежский, Украинский и Белорусский массивы (см. рис. 7). Размеры его 400—500 × 150—200 км. Обращает на себя внимание, что авлакоген образует торцовое сочленение с девонскими структурами сводообразования. Это говорит о коренной ломке в девоне предшествовавшего структурного плана. Сложены серии континентальными грубозернистыми и тонкозернистыми пестроцветными отложениями внизу, с участием доломитов вверх. На северо-западе прогиба, вверх комплекса имеются туфогенные отложения. Суммарная мощность до 2 км. Абсолютный возраст по глаукониту 1067, 940 млн. лет внизу; 840, 800 и 770 млн. лет вверх, что отвечает среднерифейскому сводообразованию. По-видимому, это отложения одного цикла.

Несколько менее определенные данные имеются об аналогичных, но более древних образованиях. Это Криворожский железорудный бассейн на Украинском щите и бассейн КМА на Воронежском массиве.

Криворожско-Кременчугская зона железорудных формаций раннего протерозоя имеет ширину 35,5 км, длину более 230 км и субмеридиональное простирание. Денудацией она расчленена на части. Криворожская серия ложится на раннепротерозойские и архейские граниты, мигматиты и амфиболиты. Подразделяется она на 4 свиты (снизу): сланцево-амфиболитовую (метаморфизованные эффузивы основного типа, различные сланцы, кварциты); аркозово-филлитовую (аркозовые песчаники, конгломераты, кварциты, хлоритовые и тальковые сланцы, мощность 120—200 м); железорудную (чередующиеся сланцевые и железистые горизонты — мартитовые и магнетитовые кварциты с залежами богатых руд, мощность до 1300 м); сланцевую (кварциты, песчаники, конгломераты, доломиты, известняки, мощность более 2500 м). Криворожско-Кременчугская зона представляет сложный синклиниорий с почти уничтоженным западным крылом. Падения на крыльях складок 30—80°. Метаморфизм от слабого до сильного. Железистые кварциты местами обогащены наложенным древним выветриванием на глубину 3—500 м и более за счет выноса части кремнезема. Магнетит при этом мартитизирован, сидерит лимонитизирован, железистые силикаты превращены в каолинит и гидрокислы железа.

Железородный бассейн КМА представляет огромный антиклиниорий, осевая линия которого проходит с юго-востока на северо-запад через Корочу, Солнцево и Курск. Полосы железистых кварцитов находятся на юго-западном и северо-восточном крыльях антиклинория. Падение 65—85°, протяженность соответственно около 600 и 500 км, расстояние между полосами 40—70 км.

Породы, слагающие структуру, объединяются в курскую метаморфическую серию, имеющую строение, аналогичное криворожской серии, и близкий ей возраст. В основании курской серии на Михайловском месторождении пласт зеленокаменных кварц-биотит-хлоритовых сланцев, являющихся метаморфизованными основными и средними эффузивами, ложится на плагиограниты раннего архея (Петров, 1971). Обломки плагиогранитов находятся и в нижекурской свите и указывают на преобладающее распространение в области условий сноса. Имеются указания на присутствие почти во всех районах КМА докурских кор выветривания. Породы нижекурской серии являются по существу перемытыми и переотложенными продуктами коры выветривания. Б. М. Петров справедливо считает условия того времени платформенными. На протоплатформе существовал палеоавлакоген. Вероятно, это справедливо и для Криворожского бассейна.

Глубоко эродированный, консолидированный и пенепленизированный фундамент, осложненный затем прогибом, выполненным почти типичным комплексом сводообразования (здесь лишь место угленосных осадков занято железистыми кварцитами) — все это характерно только для сводообразования. Была ли возникающая структура авлакогеном или послесводовой геосинклиналью, пока неясно.

По Н. М. Страхову, железистые кварциты являются чистейшим химическим кремне-железистым осадком. В таком случае очень интересно, что в континентальных условиях в раннем протерозое кремнезем и окислы железа совместно растворялись, переносились и выпадали в осадок, а позже, вероятно, в позднем протерозое, при выветривании железистых кварцитов растворялся и выносился только или преимущественно кремнезем. Известно, что и железо, и кремнезем становятся растворимыми в восстановительной среде, тогда как в окислительной железо сравнительно легко переходит в труднорастворимую окисную форму (Котляр, 1970), а кремнезем сохраняет примерно прежнюю способность растворяться. Этим и объясняется обогащение железом железистых кварцитов в коре выветривания. Но как создавалась восстановительная среда при сводообразовании в раннем протерозое, в условиях высокого гипсометрического положения и хорошей аэрации? Такой причиной можно признать отсутствие или ничтожное содержание в атмосфере того времени свободного кислорода. Явление это вполне естественно, если учесть отсутствие в то время растительности. Позже, с появлением растительности, фотосинтеза и свободного кислорода в подобных условиях хорошей аэрации железо стало оставаться в корах выветривания, на суше. При этом повышенное содержание углекислоты в воздухе, как мы уже отмечали, способствовало расщеплению силикатов на кремнезем, окись кальция или доломит и закисное железо.

Железистые кварциты известны в несомненных протерозойских комплексах сводообразования (свита Претория в Южной

Африке, ятулий и т. д.). Этим хорошо объясняется известная приуроченность максимального количества железистых кварцитов, обилие кварцитов и незначительное содержание алевролитов в комплексах сводообразования протерозоя.

Овручские отложения делятся условно на две свиты — более древнюю толкачевскую и белокоровичскую, однако возраст их, вероятно, не сильно разнится. Толкачевскую свиту слагают эффузивы мощностью около 350 м внизу и малиново-красные и розовые песчаники, переходящие передко в кварциты и конгломераты, вверху. Среди последних распространены также пиропиллитовые сланцы и эффузивы типа диабазовых порфиров и кварцевых порфиров. Неполная мощность свиты около 1300 м, абс. возраст 1100—1200 млн. лет. Породы слабо метаморфизованы и слабо дислоцированы, образуют пологую синклираль в верхнем этаже, грабен — в нижнем. Белокоровичская свита размещена к юго-западу от толкачевской, сложена песчаниками, переходящими изредка в кварциты, содержит конгломераты, пиропиллиты, пиропиллит-хлоритовые сланцы, и, по-видимому, диабазы. Свита более дислоцирована, чем толкачевская. Углы падения меняются от 30 до 70°.

Известны подобные отложения и в Белоруссии. В течение полувека из-за сходства с девонскими породами они относились к девону. Е. П. Брунс (1957) делит их снизу вверх на полесский (оршанская и полеская свиты), волинский и валдайский комплексы. Аналогом полесского комплекса в южных районах Белоруссии и на Волини является пинская свита. Она располагается непосредственно под мелом и кайнозойем на кристаллическом фундаменте и подобно полесскому комплексу представлена континентальными терригенными породами. Мощность достигает 500—600 м.

Полесский комплекс повсеместно перекрывается волинской вулканогенной толщей (эффузивы и туфы с прослоями осадочных пород). Развита очень широко и обычно распадается на две пачки — внизу преимущественно туфы, вверху — лавы. Мощность нижней туфовой пачки местами более 200 м. В основании ее встречаются тиллитоподобные породы. Верхняя лавовая пачка сложена основными эффузивами, мощность обычно достигает 160 м, но часто неизвестна. Развита очень широко — на протяжении 500 км от Минска до Хмельницкого при ширине до 250 км.

С размывом на волинском комплексе залегает песчано-глинистый валдайский комплекс венда. Он нередко ложится непосредственно на кристаллический фундамент. Внизу представлен гдовскими грубозернистыми слоями, а вверху ламинаритовыми, вероятно, морскими глинами.

Основной структурой рифея на юго-западе был Волино-Оршанский авлакоген, на северо-востоке переходящий в Средне-Русский. По Б. М. Келлеру (1968), Волино-Оршанский авлакоген в Польше имеет широтное простирание, переходит в СССР

несколько севернее Львова и далее прослеживается к Орше, достигая ширины 850 км. Отсюда под названием Средне-Русского авлакогена структура с перерывами продолжается через Валдай, Солигалич и Котлас к Тиману (Валеев и др., 1969). Авлакоген поперечными поднятиями расчленяется на впадины проседания: Котласскую, Солигаличскую, Ярославскую, Угличскую, Касьминскую, Крестцовскую, Оршанскую и Кимрскую. Фундамент авлакогена погружается в общем в северо-восточном направлении (от 1,5—2 км у Орши до 5—6 км в Предтиманье), ширина авлакогена достигает 150—200 км. В районе Москвы от авлакогена обособляются грабены. Скважина у Павловского Посада глубиной 4780 м не вскрывает полного разреза осадков грабена. По И. Е. Постниковой и В. В. Кирсанову, под морским девонем внизу встречены раннерифейские отложения (пестроцветные песчаники, алевролиты и аргиллиты, есть туфы) мощностью 1577 м; выше среднерифейские породы (аргиллиты, песчаники, известняки, алевролиты, обломки эффузивов) мощностью 315 м; позднерифейские отложения (пестроцветные песчаники, алевролиты и аргиллиты) мощностью 626 м. Венчают разрез осадки венда (пестроцветные песчаники, алевролиты, аргиллиты, обломки эффузивов и, возможно, пепел) мощностью 505 м.

Поскольку за пределами Средне-Русского авлакогена и грабенов Московской синеклизы под морскими осадками валдайской и балтийской серий располагается древний кристаллический фундамент, мы вправе считать, что эти отрицательные структуры образовались в области длительного сноса, на обширном согласном с простираем авлакогена Средне-Русском сводовом поднятии рифейского возраста. Диабазы, по-видимому, рифейского возраста вскрыты скважиной на западном берегу оз. Чудского, крестцовские скважины вскрыли туфогенные породы и диабазы в гдовских песках. Впрочем, Е. М. Люткевич и М. И. Пейсик считают их девонскими.

Севернее, в области Ветреного Пояса, на восточном склоне Балтийского щита поверх кристаллического фундамента широко развиты основные интрузивные и эффузивные породы. Большинство их имеет позднепротерозойский возраст, но не исключена возможность присутствия и девонских пород. Наличие осадков и вулканических пород девона для этого района отмечает А. А. Иванов. Имеются здесь и иотнийские красноцветные песчаники. Условность определения возрастной принадлежности этих осадков видна из того, что такие же красноцветные образования на Кольском полуострове, а также на западном берегу полуострова Канина лежат на докембрии и относятся к девону (Е. М. Люткевич и М. И. Пейсик). Возле Архангельска выделяются ненюкская красноцветная свита, сопоставляемая с полесским комплексом, и вышележащий валдайский комплекс. Они выполняют депрессию в кристаллическом фундаменте и имеют мощность 333 м.

На Тимане на размытой поверхности пород геосинклиналиного характера местами с угловым несогласием располагаются почти горизонтально очень слабо метаморфизованные осадки ижма-омринского комплекса (кварцевые песчаники мощностью 130 м, пестроцветные горизонтально- и косослоистые песчаники и аргиллиты мощностью 150 м. Венчают разрез доломиты, глинистые и битуминозные сланцы с остатками Rhynchonellidae); мощность 460 м (Оффман, 1961). В направлении Тиманского кряжа все три толщи быстро выклиниваются, у разломов залегание усложняется. Некоторые геологи определяли возраст комплекса палеозойским — от силура до девона. П. Е. Оффман считает, что он позднепротерозойский: «именно с ижма-омринским временем связано формирование Тимана. К среднему девону он уже четко вырисовывался как поднятие. Вероятно этот возраст имеют интрузивные тела гранитов, сиенитов, нефелиновых сиенитов и габбро, производящие контактное воздействие на вышеописанные породы». Л. А. Разницын и В. А. Разницын (1964) указывают на наличие позднепротерозойско-раннепалеозойских метадиабазов, которые в таком случае должны принадлежать к ижма-омринскому комплексу. Более определенно датирует эти породы Б. А. Мальков (1966). По нему, абсолютный возраст габброидов и диабазов на Северном Тимане 620—640 млн. лет. Граниты полуострова Канина имеют возраст 480—550 млн. лет, но прорываются дайками эссектского долерита (возраст 530 млн. лет).

На размытую поверхность образований позднего протерозоя, порой имеющего кору выветривания, а на восточном склоне Тимана на ижма-омринский комплекс иногда с угловым несогласием ложатся наземные девонские осадки (песчаники, глины и сланцы с линзами галечников). В них содержатся остатки флоры. Мощность очень изменчива, достигает 400 м. Еще больше их мощность, по данным буровых скважин, в Печорском межсводовом прогибе. Выше лежат глины, известняки, доломиты и конгломераты средне- и позднедевонского возраста. Они пересекаются мощными жилами и покрываются лавами диабазов и туфами. Вулканические излияния осуществлялись в наземных условиях. Г. А. Чернов считает, что было три периода вулканизма — среднедевонский, начала позднего девона и позднедевонский. Общая мощность базальтов достигает 238 м. Вулканическая деятельность предшествовала позднедевонской морской трансгрессии. Общая неполная мощность девонских отложений местами превышает 3000 м. Местами же они отсутствуют и породы морского карбона ложатся на сланцы позднего протерозоя (рельеф в девоне был весьма расчлененный).

Часть разломов, несомненно, имеет ижма-омринский возраст, а некоторые из них, вероятно, были унаследованы и в девоне, поскольку тектонические планы девонского и ижма-омринского времени либо совпадают, либо близки. Отдельные горсты испытывали устойчивое поднятие и денудацию с позднего протерозоя до девона включительно. Амплитуда смещения по разломам

в некоторых случаях превышает 2 км. Системы блоков, смещенные относительно друг друга по разломам, образуют ряд ступеней. Напряженность тектонических структур девона существенно меньше, чем ижма-омринских (Оффман, 1961). Впрочем, они не всегда различаются.

Аргументация в пользу формирования на сводовом поднятии в девоне Днепровско-Донецкого авлакогена приводится нами (1960) и в настоящее время пользуется довольно широким распространением. Чтобы не повторяться, отметим по этому поводу лишь некоторые новые сведения и соображения.

Донецкий авлакоген при ширине 100 км и глубине 5—12 км прослеживается от Припяти почти до Каспия. В Белоглинской и Куберлинской скважинах, например, вскрыт сильно дислоцированный карбон к северу от кристаллического массива. Однако в районе г. Элисты и к северо-востоку от нее фиксируется поднятие кристаллического фундамента, обозначающее, что авлакоген к Каспию не продолжается. По-видимому, здесь авлакоген испытывает поворот на северо-восток к Волгограду на соединение с Вятско-Кажимской впадиной проседания. В этом направлении к г. Котельникову прослеживается полоса положительных магнитных аномалий. На восточном склоне Воронежского сводогорста, вдоль которого следует изменивший направление авлакоген, широко распространены продукты девонского вулканизма (Карпов и Чугунов, 1965). Представлены они оливиновыми диабазами, базальтами, залегающими на семилукских слоях или среди воронежских и пашийских слоев. Зона девонского вулканизма имеет ширину несколько десятков километров. Здесь не отмечается система разломов, уступов.

По нашему мнению, именно к этой зоне и приурочено звено девонского авлакогена, соединяющее Днепровско-Донецкую ветвь с Вятско-Кажимской. Впрочем, ряд исследователей (М. Ф. Мирчинк, Н. Ю. Успенская и др.) продолжают Днепровско-Донецкий авлакоген на Астрахань. Возможно, здесь было сочленение авлакогена с геосинклинальной структурой юго-юго-восточного простирания.

В зоне сочленения Приазовья с Донбассом гнейсо-мигматитовые породы древнего фундамента пересечены протерозойскими гранито-сиенитами субмеридионального простирания. Структуры Днепровско-Донецкого авлакогена секут под прямым углом эти древние структуры. Любопытно, что к этому узлу структур приурочены поперечные к Днепровско-Донецкому авлакогену субмеридиональные палеозойские разломы. В палеозое они неоднократно омоложились. Следовательно, здесь мы видим черты унаследованности даже тех древних структур, которые совершенно не соответствуют новому плану тектонического строения.

Приведенный обзор фактических данных по позднепротерозойской и палеозойской истории сводообразования на юге, западе и севере Русской плиты позволяет заключить, что она сходна

с историей Волго-Уральской области. По-видимому, платформенные условия на Сарматском щите создались еще в позднем протерозое. Для формирования толщ кварцитов, кор выветривания и продуктов их перемыва это пока единственно известные условия. С другой стороны, мы не знаем другого механизма образования авлакогенов и вторичных геосинклиналей на глубоко метаморфизованных и денудированных породах с корой выветривания, кроме сводообразования. Отсюда следует, что в позднем протерозое на первичной платформе уже возникали меридиональное Криворожское и северо-западного простирания Курское сводовые поднятия.

Пока мало получено сведений о раннерифейском времени. По-видимому, в это время зародился Средне-Русский свод, осложнившийся Средне-Русским авлакогеном и грабенами. Сводообразование, одновозрастное ютнию, четко фиксируется в раннерифейское время с абсолютным возрастом периода вулканизма около 1300 млн. лет. Возобновилось развитие Средне-Русского сводового поднятия и авлакогена того же наименования, формируется свод, в пределах которого образуются овручские и отложения на Украинском массиве. Следующий самостоятельный цикл или стадия предшествующего цикла сводообразования наблюдалась также в раннерифейское время. Оно затронуло Средне-Русский свод (отложение довольно мощной толщи осадков в Средне-Русском авлакогене) и Сарматский щит. В пределах последнего возник Пачелмский авлакоген с заполнившими его осадками. Возможно, сводообразование это было ограниченным, носило местный характер. Вулканизм имеет возраст 800—900 млн. лет.

Третий цикл сводообразования наступил в позднерифейское время. Его продукты широко известны на всей плите в виде полеской, пинской, воынской (около 600 млн. лет) свит в Подолии, на Воыни, в Белоруссии и Средне-Русском авлакогене, ижмаомиринского комплекса на Тимане (около 600 млн. лет) и ненюкской свиты у Архангельска. Они нередко перекрываются раннекембрийскими и, возможно, вендскими морскими осадками, определяющими их верхнюю возрастную границу также примерно в 600 млн. лет. Вулканизм воынского времени был весьма активен на западе платформы и слабо представлен на востоке. Соответственно этому раннекембрийская морская трансгрессия распространилась только на западную окраину платформы и на Балтийский щит, однако последующая за вулканизмом тектоническая активность ослабла повсеместно. Средне-Русские свод и авлакоген, а также Пачелмский авлакоген прекратили развитие.

С кембрия Русская плита постепенно освобождается из-под моря, денудировается (в ордовике и силуре еще кое-где было море), превращается в щит. Новый цикл сводообразования наступил в начале девона, возможно, в конце силура и охватил, хотя и не с одинаковой силой, всю плиту. Наибольшей активности сводообразование достигло на юге и на востоке страны, где поздне-

рифейское сводообразование, в частности соответствующий ему вулканизм, проявились слабее. Возник огромный Славянский свод, простиравшийся от Тимана через Прикамье и Поволжье в низовье Дона и среднее течение Днепра и Припяти. Возможно, он простирался и дальше на северо-запад или север и где-то в районе Кольского полуострова смыкался с Тиманской ветвью, образуя огромный овал размером 2300×1600 км. Однако здесь он был, несомненно, менее выражен, поскольку не осложнялся не только авлакогеном, но и крупными впадинами проседания. Внутри овала на месте Средне-Русских свода и авлакогена возник Московский межсводовый прогиб (см. рис. 7). На Тимане девонский свод, по-видимому, совмещался со сводом, оставившим ижма-омринский комплекс осадков, в других местах, в частности в Пачелмском авлакогене, он в общем не согласуется с додевонскими структурами. В приосевой зоне в восточной и южной частях Славянского свода возник Главный девонский авлакоген. Положение его твердо установлено, за исключением отрезка от Саратова до Маныча. Особенно долговременным он оказался на Донецком участке.

Развитие свода привело в среднем и позднем девоне к массовому вулканизму. Следом за вулканизмом наступила трансгрессия позднедевонского моря. Настал длительный период относительного тектонического покоя, продолжающийся до сих пор. В новейшее время отмечается оживление поднятий.

Девонские структуры, представленные авлакогенами, впадинами проседания, грабенами, в результате замедления тектонической активности в позднепалеозойских и мезозойских отложениях сглаживаются, заменяются синеклизами.

В конце карбона и в начале перми платформа освободилась из-под моря и в середине триаса оказалась довольно высоко поднятой. Этому времени отвечает заключительный этап герцинского орогенеза в геосинклинальных прогибах и авлакогенах, в том числе и в Донецком. Однако со второй половины лейаса трансгрессия моря на Русскую платформу возобновилась, но пришла она с юга, что связано с трансгрессией, охватившей Африку, Аравию, Индию, Малую Азию, Кавказ и Средиземноморскую геосинклинальную зону. Трансгрессия была следствием грандиозного вулканизма, переживаемого Гондваной и Сибирью. Это пример того влияния, которое оказывают орогенез, массовый вулканизм и трансгрессия в одной части земного шара на эпейрогенические движения в другой части. Вновь освободилась платформа от моря лишь к концу палеогена.

Приведенными данными устанавливается с достаточной определенностью, что сводообразование на Русской платформе в позднем протерозое и палеозое происходило с периодичностью 250—300 млн. лет.

Среди полезных ископаемых, связанных со сводообразованием, следует прежде всего остановиться на угле и нефти. Геологическая

история Русской платформы сложилась так, что все циклы сводообразования на ней закончились до появления на Земле обильной растительности. В значительной мере поэтому она бедна месторождениями угля.

На Русской плите имеется три типа месторождений каменного угля. Один связан с особенно долговечным участком девонского авлакогена (Донбасс), который дождался расцвета растительности и дал начало каменноугольному месторождению. Другой тип месторождений связан с последовавшей за сводообразованием морской трансгрессией и замедлением тектонической деятельности. Как и в других областях сводообразования, угольные месторождения этого типа платформенные и маломощные, бурогольные (Подмосковный бассейн). Эти же отложения перспективны на бокситы (районы Тихвина и Тимана). Перспективным районом на месторождения угля первого типа является зона Главного девонского авлакогена. Возможно, что в его пределах, помимо Донбасса есть еще и районы, продолжавшие активную тектоническую жизнь до перми, и тогда они могут содержать угленосные осадки. Такие пласты угля известны, но они непромышленные и глубоко залегают. Особенно интересен в этом отношении плохо изученный участок от Маныча до Куйбышева. Идея Большого Донбасса может оправдаться на нем. На обширной площади Московского и Печорского межсводовых прогибов девона возможны месторождения типа Подмосковного бассейна.

Третий тип угленосных месторождений, представленный Печорским бассейном, хотя и располагается на окраине Русской платформы, по истории своего развития теснее связан с Уралом и Сибирью. Здесь пермские угли одновозрастны углям Кузбасса, Таймыра и Тунгусского бассейна и формировались в связи со сводообразованием на Западно-Сибирской платформе, о которой речь будет ниже. Факт наличия Печорского месторождения говорит о перспективности поисков аналогичных пермских месторождений в Приуральской полосе.

Тесную связь со сводообразованием обнаруживают месторождения нефти и газа. Все известные месторождения нефти и газа на Русской платформе тяготеют к девонскому Славянскому сводовому поднятию. Сюда относятся Тимано-Печорская, Волго-Уральская области, район Куйбышева и Днепро-Донецкая область до района Припяти включительно (Буялов и Лукашев, 1966). С. С. Эллерн и Р. Н. Валеев (1962) утверждают, что некоторые месторождения нефти непосредственно связаны с Главным девонским авлакогеном. Месторождения нефти встречаются в отложениях девона и выше по разрезу. Нередко отмечается непосредственная связь вышележащих нефтеносных месторождений с девонскими. При этом, по данным К. Б. Аширова, на всех месторождениях наблюдается уменьшение удельного веса нефтей от верхних горизонтов к нижним. Во многих районах Волго-Уральской области установлена нефтегазоносность поздней

и раннерифейских отложений. Нефть в них отличается большим содержанием легких нефтекомпонентов (Наливкин, 1962). З. И. Бороздина считает, что основным нефтеносным горизонтом Волго-Уральской области являются терригенные отложения девона.

В структурном отношении нефтяные и газовые месторождения также имеют определенную приуроченность. Так, И. Е. Ширяев и П. А. Блохин считают, что многие значительные нефтегазоносные зоны Волго-Уральской и других областей приурочены именно к линиям крупных разломов. Труднее найти месторождения, связь которых с разломами не обнаруживается. А. М. Мельников отмечает исключительный интерес в отношении нефтегазоносности многочисленных структур сочленения Верхне-Камской и Серноводско-Абдулинской впадин с Татарским сводогорстом, т. е. районов широкого развития разломов.

В. Ф. Раабен (1966) выделяет многочисленную группу месторождений, содержащих большую часть всех выявленных в Урало-Поволжье запасов нефти. Они обнаружены только в девоне и карбоне. В девоне в пределах сводогорстов обнаружено 14 месторождений, в раннем карбоне 10 (в прибортовых частях впадин проседания), в среднем карбоне 4, в перми — ни одного. В девоне сосредоточено 55—57% всех запасов нефти региона, в раннем карбоне около 30%, в среднем карбоне около 10%, а в перми около 2—3% при одинаковой степени разведанности их. Нередко скопления нефти в раннем карбоне расположены над залежами в девоне. Это определенно говорит о миграции нефти снизу вверх.

На платформах разломы возникают при сводообразовании и тяготеют к сводовым поднятиям и особенно к сочленениям сводогорстов и впадин проседания. По разломам нефть мигрирует вверх или при наличии водонепроницаемой крышки сохраняется в течение многих миллионов лет. Пространственная приуроченность на Русской платформе практически всех месторождений нефти к девонскому Славянскому своду и временная сопряженность их преимущественно с девонскими отложениями говорят о генетической связи нефти и сводообразования. Установление же этих связей позволяет по-новому ставить прогноз нефтеносности. Нефть следует искать прежде всего в пределах сводовых поднятий последнего сводообразования, особенно там, где можно встретить разломы, перекрытые породами с хорошими коллекторскими свойствами. Таким требованиям отвечает в первую очередь зоны сочленения сводовых поднятий и межсводовых прогибов, сводогорстов и впадин проседания и борта авлакогенов. В частности, на Славянском своде перспективен относительно слабо изученный участок свода от Саратова до Маныча. Впрочем, здесь уже известны Волгоградские месторождения.

Перспективу второй очереди имеют сводовые поднятия предпоследнего сводообразования. Несомненно, длительной последу-

ющей денудацией многие имевшиеся здесь месторождения нефти были разрушены, но часть их, расположенная в особенно глубоких впадинах проседания и авлакогенах, могла уцелеть. К этому типу следует отнести нефтепроявления районов Брянска и Орши (Буялов и Лукашев, 1966), а также Средне-Русского авлакогена в целом.

С другой стороны, чем глубже располагается нефть, тем она легче и при прочих равных условиях образует более ценные месторождения. Отсюда вытекает важность изучения структур сводообразования разных периодов заложения.

С раннепротерозойским сводообразованием, по-видимому, связаны некоторые известные в СССР месторождения железистых кварцитов. Своеобразные геохимические условия того времени в сочетании с условиями сводообразования привели к формированию этих и подобных им месторождений. Если наши выводы справедливы, то прогнозирование аналогичных месторождений, при использовании закономерностей сводообразования, получит дополнительные возможности. Перспективными на железистые кварциты следует считать, например, районы, располагающиеся в пределах вероятных протяженных, но относительно узких авлакогенов (послесводовых геосинклиналей) или их следует предполагать в пределах распространения наиболее древних и глубоко метаморфизованных пород фундамента (щита). Отдельные части авлакогенов денудацией могут быть обособлены от основной структуры и представлять интерес для разведки.

Прежде чем закончить рассмотрение Русской платформы, кратко остановимся на геологической истории Урала.

Уральский геосинклинальный трог в палеозое очень напоминает своими внешними чертами современную впадину Красного моря. Это уже отмечал Д. В. Наливкин. Впадины Урала и Красного моря имеют одинаково прямолинейные очертания, длину, равную примерно 2000 м, и ширину от 180 до 300 км. Обстоятельством, наводящим на мысль о зарождении Уральской геосинклинальной стадии геосинклинального развития Урала в ордовике, силуре и девоне западный борт его был представлен кристаллическим массивом, довольно высоко поднятым. Как мы увидим в дальнейшем, и восточное его ограничение в то время носило аналогичный характер. Трудно понять эти факты тесного соседства геосинклинального прогиба, символизирующего подвижность земной коры с громадными древними кристаллическими массивами, символизирующими устойчивость ее, иначе как признав в первом результат развития второго.

Но обратимся к геологическим документам. Морские, типично геосинклинальные условия на всем протяжении Урала установились в ордовике, морской ранний кембрий отмечен лишь на крайнем юге и на севере Урала. Что же происходило на Урале до ордовика?

На западном и восточном Урале распространены немые древние комплексы отложений. Для западного Урала краткая их характеристика сводится к следующему. Нижней является тараташская серия, сложенная глубоко метаморфизованными сланцами, кварцитами, джеспилитами, гематитовыми и магнетитовыми кварцитами, амфиболитами, рассланцованными диабазовыми порфиритами, плагиоклазопорфиритами, их туфами и туффитами. Это древнейшее основание Урала «...или, точнее, выступ (блок) Русской платформы» (Салоп, Мурина, 1970). Ни более или менее точный возраст, ни мощность его не могут считаться установленными. Любопытны черты сходства и приблизительной одновременности ее с криворожской и курской сериями Кривбасса и КМА.

После длительного перерыва резко несогласно и с большим перепадом степени метаморфизма ложится айская свита бурзянской серии: конгломераты с галькой тараташских пород, песчаники и основные эффузивы, мощность 1000 м; затем располагаются песчано-глинистые, глинистые и углисто-глинистые сланцы мощностью 850—1400 м. Вышележащие саткинская и бакальская свиты представлены доломитами, доломитовыми известняками и песчаниками мощностью 3560—3000 м, прорваны гранитами рапакиви (Бердяушский плутон, абс. возраст 1350—1550 млн. лет) и имеют северо-восточное простирание. Во всем разрезе от айской свиты до бакальской многочисленны силлы и дайки габбро и габбро-диабазов. Как мы видим, это совершенно типичный комплекс сводообразования с его характерной сменой аллювиальных осадков озерными, а затем после основного вулканизма морскими отложениями. В. В. Кирсанов (1970) сопоставляет его с арланской свитой раннего рифея Русской платформы и с иотием Балтийского щита. Он может быть древнее — одновозрастен ятулию. Выше, после перерыва и несогласно лежат отложения юрматинской серии, параллелизуемые со средне-рифейскими серафимовской и калтасинской свитами Волго-Уральской области. В основании ее лежат кварциты, песчаники, конгломераты, сланцы и углисто-глинистые сланцы. Заканчивается разрез серии доломитами, известняками, сланцами и песчаниками общей мощностью 1450—4000 м. В ней также имеются силлы и дайки основных пород, абс. возраст которых 1263 млн. лет. Это также законченный типичный комплекс сводообразования, отражающий еще один полный цикл тектонических движений на платформе от зарождения свода до морской трансгрессии.

После перерыва образовалась каратавская серия отложений, параллелизуемая с салаватской свитой среднего рифея Восточно-Уральской области. Внизу это пестроцветные песчаники и алевролиты мощностью 720—3400 м (абс. возраст 1000 млн. лет), вверху известняки, реже доломиты и песчаники мощностью 960—1050 м (абс. возраст 860—965 млн. лет). Отложения серии также прорваны силлами и дайками диабазов и габбро-диабазов и также представляют собой законченный цикл сводовых образований.

Уже на каратавскую серию ложится палеонтологически охарактеризованная ашинская серия.

Ашинская серия сложена пестроцветными песчаниками, конгломератами, алевролитами, имеются порфириды и базальтоиды. С размывом перекрывается отложениями девона. На восточном крыле Башкирского антиклинория на Среднем и Северном Урале в основании ашинской серии находятся тиллиты и ленточные сланцы (нижеурюкская и среднечурочинская свиты). Абс. возраст по глаукониту 560 млн. лет. Как видно из описания, это также комплекс сводообразования, соответствующий позднерифейскому циклу Волго-Уральской области.

Для всех этих комплексов сводообразования характерна мощность в несколько километров (каждого) и слабый метаморфизм на западном и отчасти на восточном склонах Урала. Высокий метаморфизм в Центральном Урале объясняется глубоким последующим их погружением и высокотемпературным воздействием.

Несмотря на то что эти комплексы служат основанием для позднейших геосинклинальных отложений, тектоническое строение их значительно проще, чем у последних. Г. А. Смирнов (1957) пишет, что «...как на Западном, так и на Восточном Урале эти структуры имеют совершенно иной характер по сравнению со среднепалеозойскими. Им свойственны громадные складки, шириной до 8—14 км, почти не осложненные складками второго порядка. Падение на крыльях пологи — 20—30°. Накапливались они очень медленно; так, миньярская свита мощностью 400—600 м отлагалась почти 150 млн. лет (Келлер, 1968).

В другой работе Б. М. Келлер (1970) отмечает, что в этих осадках нет свойственного геосинклиналям флиша, что терригенные отложения преимущественно континентальные и совершенно чужды миогеосинклиналям, к которым обычно они относятся. Они сходны с типично платформенными комплексами сводообразования по нашей терминологии (каверинским, полесским на Русской платформе, петрозаводским в Карелии, кивино в США и др.). Можно добавить, что с бурзянской серией связан плутон гранитов рапакиви (Бердяшский), которые во всех известных случаях являются продуктами сводообразования.

Все сказанное дает полное основание отрицать общепринятый взгляд на эти комплексы отложений как на миогеосинклинальные. Если сопоставляемые с ними, совершенно аналогичные ранне-, средне- и позднерифейские комплексы Русской плиты являются платформенными, то где основание для отнесения данных комплексов к миогеосинклинальным? Их большая суммарная мощность относится к слишком длительному периоду времени осадконакопления — порядка 1 млрд. лет и для комплексов сводообразования вполне нормальна. Располагаются эти отложения по всему Уралу, хотя сплошного развития не получают.

Значительный интерес представляют породы гарцбургитовой формации. Они образуют несколько поясов, прослеживающихся

по всему Уралу, но нигде не обнаруживающих контактных воздействий на окружающие породы (считается, что они их рвут).

По С. В. Москалевой (1962), на ультрабазитовый массив Крака ложатся породы ашинской серии и зильмердакской свиты докембрия, а на них — осадки уразинской свиты (O_{2+3}). Гипербазиты массива по периферии тектонически интенсивно нарушены, секутся жилами диабазов. Серпентинизация гипербазитов осуществлялась после внедрения жильных диабазов. Полосчатость массива Крака, образующаяся за счет послойного чередования зон, существенно перидотитового и почти дунитового состава ориентирована отчетливо в северо-западном, почти широтном направлении. Так же ориентирована трахитоидность и линейность гипербазитов, жиллообразных тел дунитов, шпиропоподобных образований хромита и его густой вкрапленности. Эти наблюдения подтверждены детальным структурным картированием.

Северо-западная ориентировка структур, характерная для многих древних свит Урала, совершенно не свойственна палеозойской Уральской геосинклинали. С другой стороны, вторичные структуры массива — зоны дробления, трещиноватости, милонитов имеют уже уральское простирание.

Массив Крака не является исключением. Все гипербазитовые массивы Южного Урала, изученные С. В. Москалевой, — Халиловский, Хабарнинский, Кемпирсайский и др., массивы Салатимского пояса и II Вагранской дачи на Северном Урале — имеют четко выраженное северо-западное простирание первичных структур. На серпентиниты Кемпирсайского массива ложатся сланцы кембрия или чаще осадки ордовика. Между ними отмечается окремненная кора выветривания гипербазитов. В гальках конгломератов ордовика обнаруживаются гипербазиты. В другой работе С. В. Москалева (1963) отмечает, что сильно смятые серпентиниты того же Кемпирсайского массива сменяются габбро, смятыми также в складки с простиранием СЗ 300° . Выше лежат аркозовые песчаники с обломками нижележащего габбро, простиранием СЗ 300° и падением на северо-восток под углом 60° . Отсюда она заключает, что южноуральские гипербазитовые массивы образовались до заложения Уральской геосинклинали.

По геофизическим данным, отдельные массивы гипербазитов восточного склона Южного Урала на глубине объединяются в единое тело. В Присакмарской зоне Ишкинский и Халиловский массивы образуют широтную зону. Если учесть, что Уральские горы в общем не имеют корней и что, по Р. М. Деменицкой, на Урале перидотитовый слой залегает чрезвычайно близко к дневной поверхности, то убедительным представляется вывод С. В. Москалевой: гипербазитовые массивы и есть выступы единого перидотитового субстрата.

Есть геофизические данные, позволяющие утверждать, что геосинклинальный трог Урала заложился на платформе. И. С. Огарин и Ф. И. Хатьянов (1962) пишут: «Результаты аэро- и назем-

ных магнитных съемок показали, что основные черты строения аномального магнитного поля в пределах восточной окраины Русской платформы, Предуральяского краевого прогиба и западного склона Уральской складчатой системы, являются по существу одними и теми же и резко отличаются от аномалий восточного склона Урала». И далее: «В настоящее время достоверно установлено, что магнитные аномалии востока Русской платформы обусловлены неоднородным строением ее кристаллического архей-древнепротерозойского складчатого фундамента». Отсюда вытекает, что Предуральский краевой прогиб и Западный Урал располагаются на архей-древнепротерозойском фундаменте Русской платформы.

Восточным ограничением этой структуры, по И. С. Огарину и Ф. И. Хатянову, является глубинный разлом, по которому на восточном крыле базальтовый слой поднят на 6—10 км. На платформенном фундаменте Западного Урала среднепалеозойские и более древние породы слабо метаморфизованы, либо не метаморфизованы, хотя их мощность достигает 15—16 км; интрузивный магматизм развит слабо. Они отмечают, что характер магнитных и гравитационных полей позволяет предполагать, что байкалиды Тимано-Печорской области находят свое продолжение в Западно-Сибирской низменности, к востоку от погребенной части Урала. Продолжение фундамента Русской платформы также обнаруживается к востоку от Урала в виде Уват-Шаймского осколка фундамента. Авторы утверждают, что «Уральская геосинклиналь вся в целом была заложена и развивалась на древнем фундаменте».

Ф. И. Хатянов доказывает, что в пределах Предуральяского краевого прогиба и западного склона Урала отмечается уменьшенная мощность гранитного слоя на 7—10 км, если из него исключить осадочные толщи мощностью 4—16 км. В пределах Восточного Урала гранитный слой становится еще тоньше, уменьшается мощность и базальтового слоя.

Приведенные наблюдения согласно говорят о том, что в докембрии на территории Урала располагалась платформа. Через Урал Русская платформа распространялась на какое-то расстояние в Западно-Сибирскую низменность. Геосинклинальное развитие, вероятно, закончилось здесь до образования тараташской свиты. Уже она имеет признаки платформенного происхождения: обилие кварцитов, джеспитов, диабазовых порфиритов и пр. Возможно, это эквивалент криворожской и курской серий Русской платформы. Последующие 4 комплекса сводообразования уже несомненно отражают четырехкратную активизацию платформы — потнийскую, ранне-, средне- и позднерифейскую с ориентировочным возрастом заключительного вулканизма соответственно 1350—1550, 1263, 965 (860), 600 (560) млн. лет, т. е. с периодичностью 250—300 млн. лет. Мы не знаем, как располагались сводовые поднятия того времени, но простирались древних структур

было и северо-восточным, и северо-западным. В результате столь длительной денудации, с одной стороны, был глубоко срезан гранитный слой, а местами обнажились гипербазитовые массивы — выстушы перидотитового слоя мантии. С другой, в межсводовых прогибах и впадинах проседания накопились многокилометровые комплексы сводообразования.

Позднерифейское сводообразование привело к возникновению резко несогласного к древним структурам свода субмеридиональной ориентировки. В центральной части свода возникла после-сводовая геосинклиналь, ограниченная глубинными разломами. Вначале в ней накапливались наземные и вулканогенные осадки ашинской серии (на крайнем юге и на севере в прогиб на короткое время ингрессировало раннекембрийское море). Вулканизм позднего кембрия, давший начало зеленым актинолитовым и альбито-амфиболитовым сланцам, еще носил платформенный характер. Излияния были трещинными, происходили спокойно и привели к образованию покровов базальтовых лав. После вулканизма, как его следствие, произошло быстрое и глубокое погружение трога, поскольку на описанные породы ложатся глубоководные сланцы.

С этого времени начинается геосинклинальная история Урала. Едва сформировавшаяся в ордовике геосинклиналь, естественно, почти не испытала каледонского складкообразования. В девоне, одновременно со сводообразованием на Русской платформе, на Урале осуществлялся большой силы вулканизм. Сводообразование Западно-Сибирской платформы с перми до триаса осуществлялось одновременно с орогенезом в Уральской геосинклинали.

Урал является межплатформенной структурой между Русской и Западно-Сибирской платформами. Если Русская платформа испытала последнее сводообразование в девоне, то, как мы увидим, Западно-Сибирская — в пермо-триасе. Когда одна платформа поднималась, вторая погружалась или находилась в покое и наоборот. Кажется обоснованным поэтому видеть причину образования столь длинной и узкой Уральской структуры на границе двух платформ как результат асинхронности их тектонических движений. Надо думать, что зарождение в позднерифейское время Уральского свода было результатом потери этими платформами синхронности движений.

Уральская межплатформенная структура в мезозое видоизменилась. После триаса здесь стали господствовать условия денудации, формироваться кора выветривания, разрушаться структуры, созданные в геосинклинальный этап развития. В мезозое, как и сейчас, Урал представлял собой относительно приподнятый кряж, резко ограничивающий на западе морской бассейн Западной Сибири. Контрастность эта усилилась в неогене в связи с эпейрогеническим поднятием Западно-Сибирской и Русской платформ. Урал, по-видимому, в результате двустороннего давления последних превратился в межплатформенное сводовое поднятие, каким оно было в позднем рифее. На нем нет и почти не было платфор-

менного чехла. Сходство это дополняется и тем, что в течение мезозоя отложения, накопившиеся в центральной зоне Урала за период его геосинклинального развития, в основном оказались денудированными, обнажилось древнее ядро с ее перидотитовыми выступами.

Послесловные геосинклинали (Красное море в настоящее время и Урал в раннем палеозое) всегда ограничены с бортов глубинными разломами. И в этом случае мы видим, что разломы — следствие складчатых изгибов земной коры. Ограничена глубинными разломами Аппалачская геосинклиналь. Мы отмечали, что в палеозое и мезозое к востоку от Аппалачей располагался континент Эрия. Таким образом, и Аппалачская геосинклиналь развивалась, по-видимому, между кристаллическими массивами Канады и Эрии и также является межплатформенной структурой. Канадский щит слабо поднят, Эрия — глубоко опущена, а Аппалачи, подобно Уралу, с триаса возвышаются над ними.

Аналогичная картина наблюдается и в скандинавских каледонидах. Они также ограничены разломами и располагаются по границе асинхронно смещающихся Фенноскандии и Эрии и в настоящее время представлены горным сооружением. Все эти структуры ориентированы субмеридионально, прямолинейны, имеют большую длину, узки и рассекают северную часть западного полушария на крупные блоки — сегменты.

ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

Еще недавно большинство геологов считали, что Западно-Сибирская низменность размещается на герцинидах, продолжающихся к востоку от Урала под мезо-кайнозойским чехлом. Впрочем, и в то время были сторонники того, что та или иная часть низменности является древней платформой (Д. В. Наливкин, М. К. Коровин, В. Д. Фомичев, Б. А. Петрушевский, И. В. Корешков и др.). Здесь уместно вспомнить, что еще Э. Зюсс, а затем в 1921 г. Л. Кобер объединяли Русскую платформу, Урал, Западно-Сибирскую и Средне-Сибирскую платформы в единое целое, древнюю консолидированную структуру, разделенную герцинидами Урала. Сходные представления излагались Грэбо. Он считал, что Западно-Сибирская платформа представляет древний массив — Тоболию, еще в кембрии и ордовике не отделявшийся Уралом от древней Русской платформы. Спустя 60 лет на новой основе мы возвращаемся к этим идеям.

Проводимыми в большом объеме буровыми и геофизическими работами к настоящему времени доказано наличие здесь обширных массивов древнего кристаллического фундамента. Герцинский возраст приписывается, хотя и не всеми геологами, лишь относительно нешироким и малопротяженным зонам фундамента. Мы попытаемся показать, что и при этом их роль преувеличивается. В. А. Дедеев и др. (1962) пишут: «...в пределах западного и восточ-

ного склонов Урала в местах обнажения пород полосовые северо-западные магнитные аномалии восточной части Печорской синеклизы и Полярного Зауралья непосредственно связаны с мощными вулканогенными комплексами рифея... Последние собраны в складки северо-западного, реже меридионального простирания, столь нехарактерные для герцинид Урала. Судя по этим данным, преимущественно вулканогенные рифейские формации Урала, вероятно, широко распространены под осадочным чехлом... в центральных районах Западной Сибири». Лишь узкая полоса (30—40 км) к востоку от обнаженного Урала имеет сходное с ним магнитное поле и, возможно, является его продолжением. Как мы уже знаем, Т. Н. Симоненко и М. М. Толстихина (1963) продолжение собственно Русской платформы за Уралом по характеру магнитных и гравитационных полей видят в Уват-Шаимском блоке. Таким образом, герциниды Урала в пределы Западно-Сибирской плиты почти не распространяются. Это подтверждают и буровые работы.

Буровые скважины в Уват-Шаимском районе вскрывают граниты и гранодиориты. Местами они прикрыты угленосными осадочными и эффузивными породами позднего палеозоя небольшой мощности (Маркевич и др., 1964). По породам фундамента развита кора выветривания мощностью до 50 м, иногда до 200 м, отсутствующая в сводовых частях структур. Превышения фундамента достигают 1000—1100 м. В районе Березова скважинами вскрываются гранито-гнейсы (абс. возраст 415, 1000—1020—1060—1150 млн. лет), кристаллические и метаморфические сланцы (абс. возраст 433, 450—500 млн. лет). Вероятно, значительная часть пород омоложена. Мощность коры выветривания фундамента достигает 75 м. В районе Карымкары фундамент представлен серицито-кварцевыми сланцами и изверженными породами, в том числе гранитами.

Граниты, гранито-гнейсы, серпентиниты, мраморы и палеотипные диабазы вскрыты в сводовой части Александровского вала, в районе Нарыма и Парабели, на Межовском антиклинории. Радиометрический возраст 750, 977 млн. лет. Скорость упругих волн в этих породах 6,2—6,4 км/с. На Сургутском и Нижне-Вартовском поднятиях фундамент представлен преимущественно сланцами байкалид. Скорость упругих волн 5,2—5,5 км/с. На поверхности фундамента Нижне-Вартовского поднятия отмечается кора выветривания мощностью 25—93 м. По мнению В. П. Казаринова, кора выветривания формировалась в среднем и позднем триасе.

На востоке платформы в Чулымской синеклизе все буровые скважины, достигшие фундамента, встретили либо кристаллические сланцы, амфиболиты, мраморы докембрия, либо породы платформенного палеозоя.

Фундамент Тургайского прогиба сложен гнейсами, кварцитами и слюдястыми сланцами докембрия, кремнистыми сланцами,

диабазами и порфиритами, которым приписывается раннепалеозойский возраст, а также известняками, доломитами и песчаниками раннего карбона (Маркевич, 1966).

В. П. Маркевич, Э. В. Волков и др. (1964) имели все основания заявить, что «... поступившие новые геологические и геофизические материалы... говорят о широком развитии в фундаменте Западно-Сибирской низменности древних кристаллических образований... Геосинклинального типа морские осадки не отмечены в центральных районах низменности».

Магнитное поле на всей площади отличается пестротой, мозаичным характером. Закономерный характер имеют простирания лишь некоторых аномалий и то местами. Для гравитационных полей, там, где они изучены, характерна перемежаемость положительных и отрицательных аномалий в общем одинакового характера. Это также говорит о единой древней структуре фундамента.

И. В. Корешков (1960) и К. В. Боголепов (1962) отмечали, что с кембрия до девона в пределы Средне-Сибирской платформы поступал мелкообломочный материал с равнин, расположенных западнее Енисея. Подтверждается это и исследованиями С. П. Микуцкого, В. В. Меннера и др. Граптолитовые платформенного характера фации лландовери прослеживаются от Норильска вдоль Енисея до Подкаменной Тунгуски, повторяя очертания береговой линии кембрийского и ордовикского морей. Подобная же полоса протягивается и вдоль Северо-Таймырского поднятия. На западе описываемой платформы в силуре граптолитовые платформенные фации прослеживаются от Новой Земли в район Пайхоя и Полярного Урала (Мирошников, 1960).

В морском девоне Саяно-Алтайской области нет космополитной формы *Stringocephalus burtini* De f g., а на Урале и на севере нет *Spirifer chechiel* K o n., развитой в Саяно-Алтайском море и в Средней Азии. Следовательно, моря эти были разобщены.

В раннем карбоне вдоль Енисейского кряжа располагался лишь залив Обь-Зайсанского моря, а не широкий морской пролив, как ранее считалось (Боголепов, 1962). Морской ранний карбон известен в Тургайском прогибе и в районе р. Васюган. По данным В. Н. Сакса, в перми, на севере платформы, в том числе и на территории Карского моря, располагалось поднятие. Осадочный материал с него поступал в пределы платформы. Поднятие существовало до мела.

Наличие древней жесткой глыбы на севере платформы, по видимому, никем не оспаривается. Она распространяется далеко на восток на соединение с протерозойским массивом Таймыра (Боголепов, 1962).

На фундамент и, вероятно, иногда на палеозойские платформенные осадки с угловым и стратиграфическим несогласием ложатся породы туринской серии пермо-триаса или триаса. В Тургайском прогибе они представлены базальтами, долеритами,

андезитами, иногда липаритами и туфами, чередующимися с пестроцветными гравелитами, конгломератами, алевролитами, аргиллитами, песчаниками и углями с пресноводной фауной. Вскрытая мощность до 900 м, по данным ВЭЗ — 2 км и более. Угольные пласты имеют местами промышленную мощность (Карашинское и Севастопольское месторождения). Граничные скорости волн 3,0—3,8 км/с, при значительном участии покровов базальтов 4,0—4,5 км/с (Бочкарев, 1964). Туринская серия известна в Челябинском районе и районе Усть-Шорта. Д. В. Наливкин (1962) считает, что она аналогична трапной толще Средне-Сибирской платформы, кольчугинской и мальцевской сериям Кузбасса. От себя добавим, что вместе с челябинской серией она образует типичный комплекс сводообразования. Для полноты ему недостает угленосной толщи в основании.

М. Я. Рудкевич утверждает, что средне-позднепалеозойские осадочные породы с углями выполняют прогибы по левобережью Енисея (по геофизическим материалам), а также на юге низменности (по данным бурения). Они восполняют этот пробел. Есть основание предполагать их и в других местах. Так, в Тарско-Муромуевской депрессии поверхность с граничной скоростью 5—6 км/с, принимаемая за поверхность фундамента, находится на глубине 5 км, а в других местах опускается до 7—10 км. Вместе с тем опорные площадки по отраженным волнам, отвечающие низам платформенного чехла, в соседних районах залегают на глубине максимум 3,5 км. Какие отложения находятся на глубине от 3,5 до 7 км? Они не должны быть высокометаморфизованными, поскольку не дают четкой преломляющей границы, но должны иметь достаточно сложное тектоническое строение, так как не обнаруживают внутри себя четких отражающих границ. Они не магнитны, имеют граничную скорость не более 5 км/с. По нашим представлениям, этим условиям хорошо отвечают вышеупомянутые пермо-карбоновые осадки, подобные балахонской и кольчугинской сериям Кузбасса.

На породах туринской серии, а также непосредственно на фундаменте несогласно лежат угленосные отложения челябинской серии (рэт — ранний лейас). Внизу это конгломераты и гравелиты с продуктами коры выветривания, выше — угленосная, а затем безугольная толщи. Встречаются единичные пачки основных и средних эффузивов. Углы падения от 10 до 45°. Мощность до 2 км. С этой серией параллелизуются аналогичные отложения омской свиты. Она залегают в узких и глубоких впадинах фундамента, ограниченных разломами. Возраст — поздний триас.

На описанные отложения и непосредственно на фундамент ложатся континентальные, на севере отчасти морские, осадки тюменской свиты ранней и средней юры. Грубообломочные отложения сосредоточиваются в прибортовых участках и доказывают расчлененность рельефа того времени. Вышеописанное его произошло к концу ранней юры. Вышележащие, преимущественно

морские, терригенные отложения поздней юры, мела и кайнозоя имеют значительную мощность и вместе с осадками тюменской свиты являются продуктом заключительного этапа сводообразования — снижения тектонической активности и трансгрессии моря.

Кайнотипные эффузивы образуют широкие, до 40 км, полосы и протягиваются на многие десятки километров в субмеридиональном направлении. В ряде мест они совершенно отчетливо приурочиваются к глубоким тектоническим депрессиям, например Челябинской. По данным П. К. Куликова, трапповый комплекс в Западной Сибири развит практически повсеместно: он известен в пределах варисцидских, каледонских и байкальских сооружений.

Вулканогенно-осадочные породы туринской и челябинской серий заполняют в Тургайском прогибе ряд впадин проседания: Назаровскую, Юлашановскую, Кочердыкскую и др. Длина их от 60 до 200 км, ширина 7—60 км, глубина 500—4000 м. Борты, как правило, примерно вертикальны, внутреннее строение блоковое, углы падения слоев достигают 15—35 и даже 90°. Полная мощность отложений не вскрыта. В местах высокой интенсивности дислокаций и максимальной мощности осадков имеются надвиги с горизонтальной амплитудой 1—1,5 км. Имеются впадины (Волчанская, Мостовская, Таналыкская и др.), выполненные осадками одной челябинской серии, залегающей непосредственно на фундаменте. Есть впадины, заполненные как туринской и челябинской сериями пород, так и ранне-среднеюрскими осадками (Кушмурунская, Эгинсайская и др.). Углы падения в юрских осадках до 15° (Бочкарев, 1964). Описан также Центральный грабен, ограниченный глубинными разломами, заложение которого произошло значительно раньше пермо-триаса. Наиболее активным он был в пермо-триасе и заполнялся осадками туринской серии.

В. С. Бочкарев (1964) считает, что в Тургайском прогибе в конце триаса — начале юры образовалось сводовое поднятие с осью, расположенной по линии Кустанай — Курган. Его следствием и было образование впадин проседания и эффузивная деятельность. В середине лейаса в центральной части свода зародилась зона опускания, поглотившая в дальнейшем весь свод.

На основании анализа имеющихся данных, в частности приведенных в книге «Нефть и газ Западной Сибири» (1965), в первом приближении можно выделить следующие средне-, позднемезозойские — раннемезозойские сводовые структуры платформы (с запада на восток): Северо-Сосьвинский свод, Мансийский межсводовый прогиб, Западно-Сибирское сводовое поднятие и Тазовский межсводовый прогиб (рис. 8).

Северо-Сосьвинское сводовое поднятие (продолжением его на юг является свод, выделенный В. С. Бочкаревым) имеет длину свыше 1200 км, ширину 200 км и более. Фундамент в пределах

свода находится на глубине 500—2200 м. Юрские отложения на восточном склоне его выклиниваются.

Мансийский межсводовый прогиб плохо изучен. Ширина его превышает 300 км, длина 1200 км. Вдоль границы с Северо-Сосьвинским сводовым поднятием рисуется глубинный разлом. На значительном протяжении к прогибу приурочены долины рек Иртыша и Оби. Вскрытая глубина фундамента 2,3—3,0 км. Сложен он порфиритами, сланцами, мраморами среднепалеозойского возраста (Бочкарев, Ягафонова, 1968).

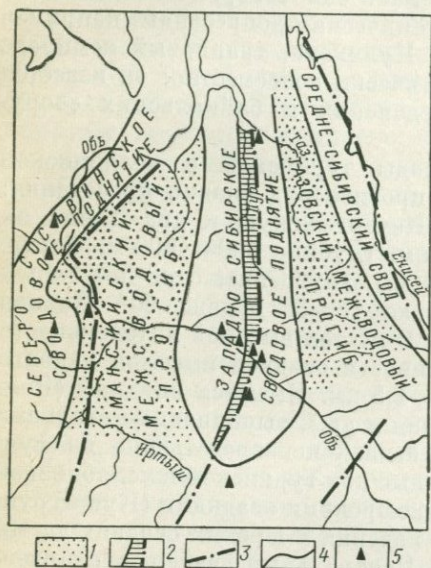


Рис. 8. Схематическая карта позднепалеозойских сводовых поднятий и межсводовых прогибов Западно-Сибирской платформы.

1 — межсводовые прогибы; 2 — Пурский авлакоген; 3 — глубинные разломы; 4 — границы смежных мегаструктур; 5 — нефтегазовые месторождения

Пурский авлакоген (Омская или Гыдан-Пурско-Тазовская впадина) в виде узкого (40—60 км), но длинного (почти 1500 км) желоба сечет с юга на север всю осевую часть Западно-Сибирского свода. Такое его положение как нельзя больше отвечает после-сводовой природе авлакогена. Это подтверждается и приуроченностью к нему положительной гравитационной аномалии, глубинных разломов и больших объемов эффузивных пород, а также тем, что в нем глубина фундамента достигает 7 км. Долина р. Пур использует зону унаследованного древнего прогибания.

Тазовский межсводовый прогиб располагается между Западно-Сибирским и Средне-Сибирским сводами (о нем будет сказано позже). Близ границы с последним рисуется глубинный разлом.

Западно-Сибирское сводовое поднятие — наиболее крупная и сложностроенная структура. В осевой ее части располагается узкий и длинный Пурский авлакоген (желоб). При ширине свода около 400 км длина его превышает 1200 км. Фундамент вскрыт на глубине 2,4—3,1 км и представлен серпентинитами, филлитами, базальтами, гранитами, гнейсами и т. д. Скорости сейсмических волн велики (6,2—6,4 км/с). Свод длительное время в юре и в мелу (до готерив-баррема) был высоко поднятым островом в море и поставлял в депрессии материал (Бикенина, 1969 и др.). По В. Д. Дибнеру и Л. А. Чайке, это была сильно расчлененная горная страна.

Ширина прогиба меняется от 150 до 400 км при длине свыше 1200 км. Фундамент находится на глубине до 7—10 км и перекрыт относительно слабо метаморфизованными породами. Скорость на границе фундамента 6,6 км/с.

Обращает на себя внимание, что на всей платформе отмечается резкий скачок в скорости упругих волн от платформенного чехла (средняя скорость 2,6 км/с) к фундаменту (5,0—6,6 км/с). Это указывает на большую разницу их плотностей, а значит на очень глубокий размыв фундамента, требующий для своего осуществления очень много времени, что характерно для древних платформ. Ряд геологов сопоставляют фундамент низменности с Уралом, в пределах которого широко развиты древние породы. При этом сравнении надо учитывать, что Урал непрерывно денудировался с позднего карбона поныне, фундамент же Западно-Сибирской платформы, будь он герцинского возраста, мог эродироваться лишь с позднего карбона до юры, т. е. в течение перми и триаса. К тому же в это время должна была сформироваться мощная кора выветривания в условиях весьма замедленного сноса.

Нужно также учесть и следующее обстоятельство. Если бы в фундаменте были широко распространены герциниды и они, как более подвижные образования, определяли бы тектонические структуры платформенного чехла, то только над ними мезо-кайнозойский чехол и был бы сложен в складки. Вулканизм же в мезозое и в этом случае не объясняется. Между тем, разломы, складки, впадины проседания, сводогорсты и вулканическая деятельность, типичная для платформ, развиты на всей территории платформы, в том числе и там, где возраст фундамента по общему признанию древний.

Нам представляется, что В. П. Маркевич и М. И. Козлова (1964) совершенно правильно пишут: «...если допустить существование в пределах Западно-Сибирской низменности герцинид под мощным покровом мезо-кайнозойского чехла, то вряд ли можно определить время для их размыва и тем более установить бассейны, куда мог сноситься материал разрушения этих... структур». По их подсчетам, объем осадков чехла платформы составляет не менее 80—90 млн. км³. Для сноса таких масс пород требовалось с полосы шириной 300 км и длиной 6000 км срезать горы высотой 2 км. Таким образом, нет места обратному сносу — с низменности к периферии.

В пределах Западно-Сибирской низменности мощность гранитного слоя в северной части от 5 до 15 км и увеличивается к югу до 22—26 км. Это легко объяснить денудацией гранитного слоя за длительное время платформенного развития.

В подавляющем большинстве случаев каждому сводогорсту отвечает единая отрицательная гравитационная аномалия и нормальное либо слабо отрицательное магнитное поле, а впадинам проседания — положительные гравитационные и магнитные аномалии (Наливкин, 1964). По нашему мнению, эта обстановка

соответствует той, которая существует при сводообразовании, но в резко редуцированном виде. Вместо больших отрицательных аномалий на сводах после вулканизма сохранились лишь очень небольшие остаточные отрицательные аномалии. В прогибах же вместо несколько меньших отрицательных создались небольшие положительные аномалии.

Тектоническая напряженность структур от фундамента к четвертичным осадкам затухает неравномерно. Особенно резкое уменьшение напряженности наблюдается в юрских и меловых осадках. В последних на крыльях складок падение измеряется уже лишь десятками минут. В результате этого над авлакогеном и впадинами проседания фундамента в кайнозойских осадках оказываются структуры типа синеклиз, над сводогорстами — антеклиз. Реже наблюдаются обращенные структуры. Это отвечает условиям сводообразования.

Таким образом рисуется четко выраженная смена событий, свойственная сводообразованию с формированием типичного комплекса сводообразования, залегающего в типично сводовых структурах. Сводообразование охватило области с древним фундаментом, тогда как в соседних миогеосинклиналях примерно в то же время начался орогенез.

Высокое положение Западно-Сибирской платформы в раннем и среднем палеозое и, вероятно, ранее близ Уральской геосинклинали хорошо согласуется с вышеизложенными представлениями об образовании Уральской послесводовой геосинклинали. Оказывается, и к востоку от Урала располагалась древняя платформа, подобная лежащей к западу от него.

При этом мы не отрицаем возможности присутствия на юге платформы узких герцинских складчатых зон — ответвлений Кольвань-Томской и Обь-Зайсанской.

Среди полезных ископаемых, связанных со сводообразованием Западно-Сибирской платформы, имеют значение нефть и уголь. Известна большая роль платформ в разведанных запасах этих полезных ископаемых. Ю. А. Косыгин и А. А. Трофимук (1965) пишут: «В Северной Америке, Европе и Северной Африке к платформенным областям приурочены $\frac{2}{3}$ запасов нефти и газа». Надо полагать, Азия в этом отношении не окажется исключением и особенно интересной представляется в этом отношении роль Западно-Сибирской низменности.

Поскольку нефть и газы в подземных условиях способны мигрировать только вверх, а не вниз, естественно искать и их первоисточник, а при наличии соответствующих коллекторов и наиболее обильные залежи среди наиболее глубоких нефтепроявлений. На описываемой платформе широко известны проявления нефти и газа непосредственно в коре выветривания кристаллического фундамента и в осадках тюменской свиты и вогулкинской толщи.

Приведем некоторые высказывания по поводу связи место-

рождений нефти с разломами. В. А. Кротова утверждает, что факт широкой приуроченности месторождений нефти и газа (особенно нефти) к зонам разломов и других видов дислокаций, сопровождающихся развитием трещиноватости пород, общеизвестен. Так, например, в Западной Сибири залежи нефти и газа расположены в зонах глубинных разломов — Березовского, Шаимского, Юганского и других, а также в пределах Пуровского желоба, связанного с системой разломов. Усть-Балыкское, Тазовское, Губкинское и другие месторождения находятся непосредственно над глубинными разломами. Г. В. Рудаков и В. Ф. Никонов отмечают, что все скважины Шаимского района, в которых отмечены нефтепроявления или получена промышленная нефть, попадают в зону разломов или же располагаются вблизи этих зон (Маркевич, Волков, Козлова, 1964). В. П. Маркевич и Г. И. Теодорович (1965) пишут: «Основная площадь нефтегазообразования в Западной Сибири связана с протяженными трогами Обь-Пурским и Колтогорским». И далее: «...тектонически более активные зоны являются и более перспективными в отношении промышленной нефтегазоносности». В. Д. Наливкин, Г. Б. Острый и другие утверждают, что на Межовской площади интенсивность нефтепроявлений возрастает вблизи сбросов. Приуроченность ряда открытых месторождений нефти и газа к зонам глубинных разломов фундамента отмечает и Л. Я. Проводников.

Таким образом, можно считать тесную связь нефтегазоносности с разломами твердо установленной. Однако мало сказать, что нефть и газ тяготеют к разломам, нужно объяснить формирование последних и дать прогноз размещения разломов, а значит и нефтегазоносности. Образование молодых разломов и подновление старых в позднем палеозое и раннем мезозое на всей платформе независимо от возраста фундамента нельзя объяснить без признания одновременного сводообразования. Ни признание наличия варисских складчатых зон внутри платформы, ни представления о заложении здесь в мезо-кайнозое прогибов геосинклинального типа (Маркевич, 1966) сами по себе этого объяснить не могут. Только сводообразование в сочетании с орогенезом миогеосинклиналей объясняет время и место образования известных к настоящему времени разломов, сводовых поднятий, грабенов и других структур.

Миграция углеводородов по разломам, надо полагать, активизируется вместе с тектонической активизацией и, следовательно, вместе с активизацией осадконакопления во впадинах проседания и межсводовых прогибах. Затухает она также одновременно с замиранием тектонической активности, уменьшением проницаемости разломов, т. е. после массового вулканизма и начала морской трансгрессии, вероятно, с конца мела. Иначе говоря, формирование нефтегазоносных залежей происходило с карбона до мела. Впоследствии могло осуществляться лишь преобразование

залежей и миграция углеводородов на то или иное расстояние из уже созданных залежей.

Изложенные представления расширяют перспективы нефтегазоносности платформы, в частности ее восточной части. Почти вся территория, за исключением самой южной части платформы, оказывается перспективной на нефть, хотя наиболее благоприятны зоны сочленения крупных структур с различным знаком движений, особенно Пурский авлакоген.

Мы отмечали, что, по геофизическим данным, Западно-Сибирская платформа в северо-восточном направлении продолжается до Таймыра. С другой стороны, северный Таймыр — сохранившаяся после трансгрессии моря в малоизмененном виде часть древнего кристаллического массива. Так выглядели перед юрой соседние Западно-Сибирская и Средне-Сибирская платформы.

Очень интересно, что позднепалеозойские и раннемезозойские образования Таймыра имеют поразительное сходство с одновременными отложениями весьма удаленных областей, расположенных за пределами Западно-Сибирской платформы. Сюда относятся Тунгусский, Минусинский, Кузнецкий и отчасти Печорский угленосные бассейны. Во всех этих областях позднепалеозойские отложения лежат со стратиграфическим, а иногда и угловым несогласием на более древних осадках от кембрия до карбона. Большое сходство имеют типы литофаций. Это континентальные аллювиальные, озерные, болотные песчаники, алевролиты, аргиллиты, реже конгломераты и угли. Мощности их имеют один порядок, достигая нескольких километров. Начинаются они везде безугольными толщами, заканчивается разрез пластами траппов, туфов, переслаивающихся с осадками, аналогичными вышеописанным. Затем наступает снижение тектонической активности, осадконакопление либо прекращается, либо приобретает типично платформенный характер. Климатические и палеогеографические условия в этих областях в позднем палеозое оказались настолько сходны, что, несмотря на разные широты, обеспечили развитие очень родственной флоры и фауны, а также одинаковых типов углей. Так, во всех этих областях угли балахонского типа после перерыва в углеобразовании сменяются углями кольчугинского типа, богатыми блестящими компонентами. Флора верхнебалахонской свиты Кузбасса сходна с флорой воркутской свиты Печорского бассейна не только по родовому составу, но и по многим видам. Это могло произойти только при активном их обмене. Образования триаса, существенно эффузивные, однотипны по химизму и условиям вулканической деятельности и повсеместно несогласно лежат на палеозое (Эйно́р, 1958).

Это типичный комплекс сводообразования, и идентичность отложений в значительной степени объясняется идентичностью и одновременностью хода развития геологических событий. Описанные породы образовались в условиях горообразования, которое в основном произошло на платформах, местами в области завер-

шенной складчатости. Однако без признания тесных связей этих областей через Западно-Сибирскую платформу нельзя объяснить большого родства их флоры. Для осуществления же связей было необходимо наличие аналогичных климатических и палеогеографических условий (сводовобразования и орогенеза) и на просторах Западно-Сибирской платформы. Это мы и пытались показать. Этим же определяются перспективы Западно-Сибирской низменности на палеозойские угли. На территории Западно-Сибирской плиты можно предполагать наличие толщ пермского возраста с высококачественными углями, расположенных во впадинах проседания и межсводовых прогибах. Возможно, они, особенно на западной окраине низменности, окажутся на доступной для эксплуатации глубине.

Кузнецкий бассейн. Кузбасс по существу является южной окраиной Западно-Сибирской платформы, частично освобожденной денудацией от мезозойского, а возможно, и палеогенового чехла. Поэтому на его примере можно судить о тектонической структуре низов чехла Западно-Сибирской платформы, тем более что структуры Кузбасса изучены хорошо. Особенно интересным представляется вопрос о развитии во времени складок и разрывов, в частности надвигов, в течение ряда лет изучавшихся автором в Прокопьевско-Киселевском районе Кузбасса.

Кузнецкая котловина асимметрична, юго-западный Присалаирский ее борт крутой и тектонически сложно построен; северо-восточный, примыкающий к Кузнецкому Алатау, — пологий и имеет простое тектоническое строение. Это вызвано более активным поднятием Кузнецкого Алатау по сравнению с Салаиром при формировании Кузбасса и соответствующим его парекосом.

Кузнецкий Алатау и Горная Шория, ограничивающие Кузбасс с юга и востока, вступили на платформенный путь развития в конце кембрия — начале ордовика. В девоне произошла консолидация геосинклинали Салаира, и с этого времени Кузнецкая котловина обозначилась впервые как отрицательная платформенная структура. Однако устойчивой областью сноса в раннем карбоне являлся лишь Кузнецкий Алатау и в меньшей мере Горная Шория. Салаир же как источник сноса стал давать себя знать с начала перми, хотя осадконакопление на нем прекратилось с раннего карбона.

В девоне и в начале карбона Кузбасс на северо-западе свободно соединялся с Томь-Колыванской миогеосинклиналью. Примерно во второй половине карбона она испытала орогенез. Кузнецкая котловина превратилась в изолированный прогиб. С начала перми в Кузбассе исчезают теплолюбивые насекомые, появляются годовые кольца в древесине — признаки похолодания климата (Каприна, 1962), как результат сводообразования.

Выполняют бассейн континентальные аллювиально-озерные отложения балахонской ($C_{2-3}P_1$), кольчугинской (P_2), мальцевской (T) серий, осадки ранней и средней юры и мела общей мощ-

ностью до 40 км. Осадки балахонской и кольчугинской серий, а также юрского периода преимущественно угленосные, мальцевской серии — осадочно-эффузивные, однотипные трапшовой формации. Следовательно, это типичный комплекс сводообразования повышенной мощности.

Со второй половины карбона и особенно в поздней перми Кузбасс был окружен сводовыми поднятиями Кузнецкого Алатау, Салаира, Томь-Кольванской зоны и отчасти Горной Шории. Обломочный материал с них и особенно с более высоко поднятого Кузнецкого Алатау поступал в Кузнецкий межсводовый прогиб. Образование мощных терригенных континентальных толщ немислимо без признания того, что прогиб располагался внутри горных массивов и прогибался одновременно с их поднятием в условиях общего приподнятого положения (сводовобразования). Сводовобразование совпадает во времени и совмещается в пространстве со сводообразованием Средне-Сибирской и Западно-Сибирской платформ. Иначе говоря, Кузбасс можно рассматривать в качестве негативного элемента в системе сводовых форм Западно-Сибирской платформы конца палеозоя, подобного современному Ферганскому межсводовому прогибу в системе Тянь-Шаня. Наличие Томь-Кольванской складчатой области близ Кузбасса не противоречит нашим выводам. Геосинклинали нередко бывают рядом с областями сводовых поднятий и испытывают с ними порой взаимосвязанные движения. В поздней перми источник очень мощных красноярских песчаников (фация ильинской свиты кольчугинской серии Кузбасса) располагался где-то севернее Кузбасса, в пределах Томь-Кольванской зоны или Западно-Сибирской платформы. Оттуда мощная река выносила большие массы обломочного материала и сгужала его на севере бассейна. Это хорошо согласуется с выводами о сводообразовании Западно-Сибирской платформы (Корешков, 1969).

В ерунаковское время борта бассейна еще более поднялись, а сам он испытал дополнительное проседание и сократился в площади. Максимальные мощности осадков этого времени (2300 м) приурочены к центру бассейна. Между пермскими и триасовыми осадками наблюдается местами размыв. Озерного типа триасовые осадки и базальты сохранились только в центральной части бассейна. К концу триаса происходит затухание тектонической активности, на бортах бассейна осуществляется размыв только что отложившихся и более ранних осадков, уже собранных в складки.

На размытую поверхность с угловым несогласием ложатся юрские отложения. Однако в это время источник сноса оказался уже не на севере, а в основном на юге и юго-востоке прогиба, в Горной Шории (Звонарев, 1962). Следовательно, возобновление осадконакопления в юре произошло не потому, что возобновилось поднятие сводов (По Боголепову, 1967), а наоборот, оттого, что после вулканизма произошло оседание всей Западно-Сибирской платформы, включая Кузбасс с его северным горным обрамлением.

Южный борт котловины, принадлежащий другой платформе, оказался относительно высоко расположенным над прогибом и подвергся размыву. Это доказывается и кратковременностью юрского осадконакопления. Как только возникшие неровности рельефа ликвидировались, осадконакопление прекратилось.

Вещество угля особенно чувствительно к термодинамическим условиям и чутко реагирует на глубину погружения той или иной степенью метаморфизма, определяемой по выходу летучих веществ или по отражательной способности витринита. По этим признакам угли средней степени метаморфизма могут уже различаться, если при максимальном метаморфизме находились на глубинах, отличавшихся на единицы сотен метров. Поэтому, например, в замках синклиналей степень метаморфизма одного и того же угольного пласта оказывается заметно выше, чем на их крыльях. Связь метаморфизма угля с тектоникой для Кузбасса впервые была отмечена И. И. Аммосовым (1941 г.), а затем В. В. Становым, В. И. Яворским, И. И. Молчановым и др.

В. И. Скок (1954) ввел понятие «ступень глубинного метаморфизма» и определил ее величину в метрах для углей разной степени метаморфизма. Применение ступени метаморфизма позволило нам произвести реставрацию палеотектонических структур, т. е. структур, существовавших в момент максимального метаморфизма углей, максимального погружения бассейна. Максимальное погружение Кузбасс испытал в начале юрского периода (в Осиновском районе Кузбасса, по-видимому, пермские угли испытали максимальный метаморфизм в предьюрское время).

Ко времени максимального метаморфизма углей (юрскому периоду) все крупные, ныне существующие складки уже имелись. Угли падения на крыльях одних складок достигали $10-30^\circ$, других $30-65^\circ$. В настоящее время в обоих случаях углы падения обычно равны $60-80^\circ$. Были заложены и все крупные разрывы. Амплитуды некоторых из них достигали 250—1000 м. Степень метаморфизма одноименных угольных пластов в поднятых крыльях таких разрывов оказывается значительно меньше, чем в опущенных. По некоторым разрывам, в том числе по всем изучавшимся надвигам, смещения происходили только во время, предшествующее максимальному метаморфизму, и впоследствии не возобновлялись. По большинству же крупных разрывов отмечаются повторные движения, обычно носящие унаследованный характер. Они фиксируются смещением по разрывам зон изометаморфизма углей. Амплитуды повторных движений колеблются от 100 до 1500 м. Смещения менее 100 м не определяются.

Палеотектонические разрезы позволяют судить и о расположении в то время осей складок. Для этого сравнивается высотное положение одного и того же угольного пласта в различных палеотектонических разрезах по одной и той же складке или в плоскости одного разреза, но в замках различных складок. Подобный анализ показывает, что в постинверсионное время оси отдельных складок

изменили направление наклона по сравнению с доинверсионным, в других складках доинверсионный наклон не только сохранился, но усилился.

Считается, что в период осадконакопления еще не испытывавшие складкообразования слои полого погружались к центру прогиба, поэтому на восточных крыльях возникших впоследствии складок стень метаморфизма углей всегда должна быть выше, чем на западных. Однако реставрация разрезов показала, что степень метаморфизма восточных и западных крыльев в общем одинакова, повышается степень метаморфизма одноименных пластов лишь в замках синклиналей. Кроме того, резкое изменение степени метаморфизма углей происходит при переходе через крупные нарушения, расположенные, как правило, в замках антиклиналей. Следовательно, погружение одноименных угольных пластов к центру бассейна осуществлялось по разрывам в виде отдельных складок-блоков, ограниченных крупными разрывами. В результате из них создавалась нисходящая лестница (рис. 9). Между ними, судя по ходу событий, должны были формироваться сбросы, между тем, в настоящее время разрывы здесь представлены взбросами и надвигами. Взбросы падают круто преимущественно на запад, в сторону Салаирского кряжа. Надвиги также имеют западное падение. Многие надвиги являются апофизами разломов и крупных взбросов.

Зарождаясь, как правило, на западном крыле антиклинали, надвиг, конформно изгибаясь со слоями, переходит на восточное крыло складки, перекрывая при этом зону породившего его взброса и замок антиклинали, и приобретает здесь восточное падение. Нередко таким надвигом становится на том или ином участке взброшенное крыло разлома (Тырганского, Афонино-Киселевского). В таком случае это крыло к востоку вышолаживается вместе со сместителем надвига, перекрывает полностью или частично зону разлома и распространяется далее, переходя со складки на складку на расстояние до 1,5 км.

В том случае, если последующие движения по перекрываемой зоне разлома невелики, они приводят лишь к изгибу надвига над зоной в виде антиклинальной складки. Связь его с поднятым крылом разлома при этом не теряется. Если же по разлому возобновятся значительные по масштабам движения, поднятое крыло разлома окажется отчлененным от ранее надвинутой части и связь между ними порвется (рис. 10). При значительной амплитуде надвига его поднятое крыло оказывается менее метаморфизованным относительно опущенного. Значит, надвиг сформировался до периода максимального метаморфизма, во время погружения бассейна. Все изученные надвиги имеют такой характер. С другой стороны, надвиги не смещают зоны изометаморфизма, и это доказывает, что движения по ним после максимального метаморфизма уже не осуществляются. Раннескладчатая их природа доказывается и тем, что сместители их конформно собраны в складки

вместе с подстилающими породами, на что указывали А. А. Белицкий и др.

В качестве примера приведем надвиги K_1 , K_2 и K_3 , вскрытые кварцитами на поле шахты Коксовая-2 Прокопьевского место-

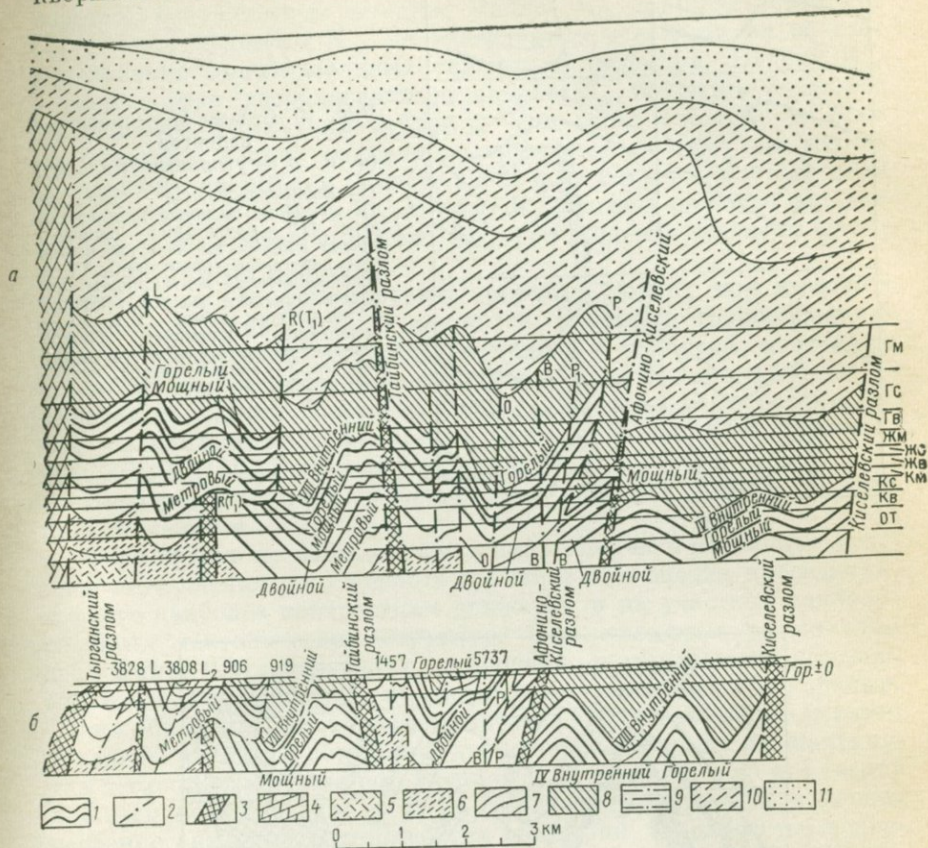


Рис. 9. Схематические разрезы центральной части Киселевского месторождения.

а — разрез отложений периода максимального погружения; б — современный разрез: 1 — угольные пласты; 2 — разрывные нарушения; 3 — зоны нарушений; 4 — отложения девона; 5 — отложения раннего морского карбона; 6 — острогосная свита балахонской серии; 7 — продуктивные отложения балахонской серии; 8 — кузнецкая свита кольчугинской серии; 9 — продуктивные отложения кольчугинской серии; 10 — мальцевская серия серии; 11 — конгломератовая свита юры. Типы углей: От — отощенные, К — коксо-триаса; Ж — жирные, Г — газовые. Стадии метаморфизма: в — высокометаморфизованные, Ж — жирные, Г — газовые. Стадии метаморфизма: в — высокометаморфизованные, Ж — жирные, Г — газовые, с — среднеметаморфизованные, м — малометаморфизованные

рождения (рис. 11). Здесь три надвига в виде чешуй лежат друг на друге. Наиболее хорошо вскрыт и изучен верхний надвиг K_1 . Он перекрывает зону взброса К, поднятым крылом которого является, а затем налегает на опущенное крыло этого взброса и частично на зону Киселевского разлома, участвуя в двух син-

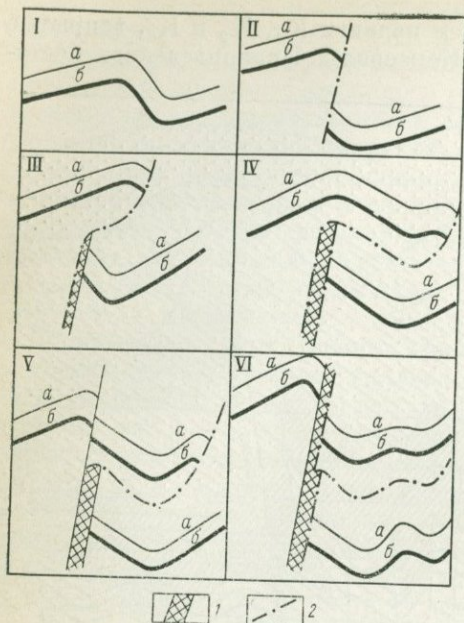


Рис. 10. Стадии формирования надвигов (а и б — угольные пласты):

I — флексуобразная складка; II — складка, осложненная взбросом; III — надвигание висячего крыла взброса на лежащее крыло под действием гравитации; IV — возобновившееся вертикальное смещение блоков создает складку в надвинутом крыле; V и VI — дальнейшее движение блоков отделяет надвиг от висячего крыла взброса. 1 — зоны разломов, взбросов; 2 — надвиги.

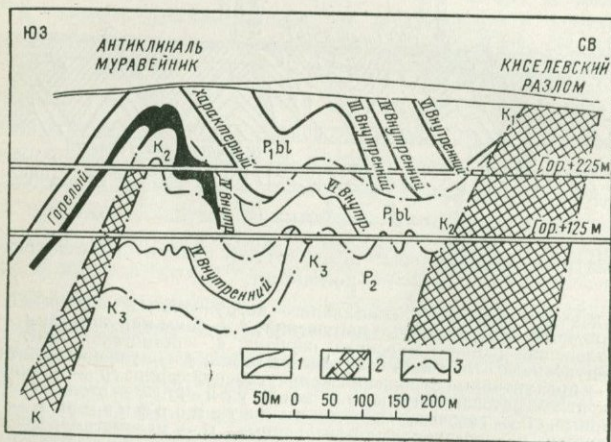


Рис. 11. Взаимоотношение надвигов K_1 , K_2 и K_3 между собой, взбросом K , а также с Киселевским разломом.

1 — угольные пласты; 2 — зоны нарушений; 3 — сместители надвигов

клинальных складках. Угольные пласты надвига полностью отработаны, и изображенная картина сомнений не вызывает.

Под надвигом K_1 находится надвиг K_2 , изученный в кваршлагае, который неоднократно пересекает узкий шовный сместитель надвига, собранный в складки. Надвиг K_2 повторяет складки, образуемые надвигом K_1 , но значительно усложняя их за счет образования дополнительных складок и разрывов. Надвиг K_2 , в свою очередь, располагается на надвиге K_3 , вскрытом буровыми скважинами. Последний собран в еще более сложные и даже опрокинутые мелкие складки, осложненные к тому же многочисленными разрывами. Вместе с тем и он сохраняет общий план строения надвигов K_1 и K_2 . Надвиг K_3 ложится на более молодые осадки кольчугинской серии. Все три надвига сложены почти одновозрастными породами.

Известно, что формирование надвигов до сих пор вызывает оживленную дискуссию. В частности, считается труднообъяснимым их образование на стыках прогибов и поднятий, поскольку сводообразование связано с растяжением земной коры, а надвиг — признак ее сжатия. Известна попытка решения этого противоречия, предложенная В. Н. Даниловичем (1963 г.), В. В. Белоусовым (1956), В. С. Ерофеевым (1969) и др.

Предлагаемое нами решение этого вопроса близко к этим представлениям.

Если судить по изложенным данным, надвиги возникают в период погружения межсводовых прогибов или впадин проседания, в зонах наиболее контрастных движений и на участках наиболее сложных тектонических структур. Они являются результатом деформации крутопадающих нарушений, в том числе и сбросов, значительных смещений их поднятых крыльев на опущенные. Таким образом, сброс трансформируется вначале во взброс, а затем в надвиг. В случае повторных движений по разрыву эта надвинутая часть оказывается обособленной и опущенной, а на нее сверху ложится новый надвиг и т. д. Надвиги формируются в период особенно активных тектонических движений, и количество надвиговых чешуй указывает, вероятно, на количество таких особенно активных периодов. Этим объясняется иногда встречающееся более сложное строение нижних чешуй по сравнению с верхними. Нижние чешуи, как более древние, оказавшись на особенно тектонически подвижном участке, например между взбросом и разломом, испытали более длительные активные деформации, чем верхние.

Надвиги на глубине (по падению) принимают вид крутопадающих разрывов. Иначе говоря, глубинные движения имеют в основном вертикальный характер. Горизонтальные смещения надвигового типа свойственны лишь верхним слоям земной коры, поскольку крутопадающие разрывы вверх переходят в надвиги. А так как последние формируются во время и в зонах максимальных контрастных движений, то кажется наиболее

правильным считать, что создаются они за счет гравитационных сил. Это подтверждается тем, что надвиги всегда смещаются от поднятых блоков к опущенным. Для такого смещения требуется резкий перепад плотностей и давлений. То и другое создается весьма интенсивными дифференциальными тектоническими движениями.

Это хорошо вяжется с общеизвестной приуроченностью во времени и в пространстве надвигов к тектонически высокоактивным регионам с наиболее напряженными структурами (Тянь-Шань). В несколько менее активных районах формируются взбросы и в условиях еще меньшего тектонического напряжения сбросы сохраняются в нетрансформированном состоянии.

Черты межплатформенных структур присущи Томь-Колыванской и Обь-Зайсанской складчатым зонам. Они отделяют Салаирский кряж, Кузбасс и Кузнецкий Алатау от Западно-Сибирской платформы, а Алтай и Западно-Сибирскую платформу от Центрального Казахстана. Выполнены они осадочно-эффузивными, местами только эффузивными породами, местами преимущественно песчаниками и песчано-сланцевыми флишеподобными морскими осадками девона. Вверх они переходят в черносланцевые глинистые и мергелистые образования. Общая мощность в Томь-Колыванской зоне определяется примерно в 4,0—4,5 км. Породы более раннего карбона неизвестны, как неизвестны и породы от среднего кембрия до среднего девона. Толщи весьма интенсивно дислоцированы, вероятно, во второй половине карбона. Среднедевонские образования (буготакская свита) на севере Томь-Колыванской зоны, например, ложатся (где это удастся наблюдать) с глубоким размытом на метаморфические сложнодислоцированные сланцы иковской свиты среднего кембрия. В общем аналогичное положение сохраняется в Обь-Зайсанской зоне и Рудном Алтае.

Следовательно, вряд ли мы рискуем ошибиться, если скажем, что названные зоны заложились в девоне, скорее всего в среднем, на консолидированном глубоко размытом каледонском основании. Представление о том, что это произошло на сводовых поднятиях, подвергавшихся денудации, хорошо объясняет наблюдаемые факты. Томь-Колыванская и Обь-Зайсанская зоны, вероятно, сформировались в качестве послесводовых геосинклиналей во время девонского сводообразования Саяно-Тувинской платформы и области Центрального Казахстана (Карпова, 1970) на границе их с Западно-Сибирской платформой, не испытывавшей в девоне сводообразования. Геосинклинали, как уже отмечалось, испытали орогенез в начале сводообразования Западно-Сибирской плиты.

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ СВОДОВЫЕ ПОДНЯТИЯ НА СРЕДНЕ-СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЕ

Еще совсем недавно считалось, что тектоническое строение описываемой платформы очень простое — почти горизонтально лежащий чехол лишь кое-где разорван нарушениями и на значи-

тельной территории покрыт также горизонтально лежащими траппами. Представление о сводообразовании положило конец этому ошибочному мнению. В настоящее время, по-видимому, большинство исследователей убеждены в том, что Средне-Сибирская платформа испытала сводообразование в позднем палеозое и триасе. Но до сих пор не изучалось размещение позднепалеозойских сводовых поднятий на Средне-Сибирской платформе. Хотя, как увидим, на локальное их положение указания имеются. Попытаемся восполнить этот пробел.

Лено-Енисейский и Приверхоанский прогибы обычно рассматриваются как передовые, первый по отношению к Таймырскому, а второй — Верхоянскому орогенам. Но ни тот, ни другой не заканчивается там, где кончаются эти горные сооружения, а, продолжаясь, соединяются между собой, а также с Усть-Енисейским, а через него и с Енисейским прогибами, образуя единую грандиозную депрессию. У последних двух прогибов нет орогенов, передовыми прогибами которых они могли бы считаться, и их образование нуждается в другом объяснении.

Г. Ф. Лунгерсгаузен (1967) доказывает, что Верхоянский хребет как горное сооружение возник только в среднечетвертичное время. До этого ни в юрских, ни в меловых, ни в раннекайнозойских осадках Приверхоанского прогиба совершенно не фиксируется материал с Верхоянского хребта. Р. А. Биджиев и др. (1969) пишут, что «...в Западном Верхоянье в позднеюрское время формировалась региональная кора выветривания». Долгое время считалось, что Енисейский прогиб располагается на северном продолжении Обь-Зайсанской среднепалеозойской геосинклинали, ее Обь-Енисейской ветви, пока не выяснилось, что структуры фундамента, отражаемые магнитными аномалиями, имеют здесь северо-восточное простирание (Коровин, 1956). Образование названных прогибов может объясняться с позиций сводообразования.

Основной положительной структурой того времени, возможно, не имевшей сплошного распространения, было Средне-Сибирское сводовое поднятие (рис. 12). Попытаемся обосновать его построение. Известно, что в позднем протерозое и раннем палеозое Средне-Сибирская платформа простиралась на север до Таймырского полуострова (Мирошников, 1960 и др.). В позднем палеозое положение изменилось. По В. С. Голубкову (1963), на месте современного Усть-Енисейского прогиба возникла сложнопостроенная глыбовая горная страна. Она «...простиралась в меридиональном направлении в непосредственной близости к современной долине р. Енисея или несколько западнее ее, а в районе Усть-Порта поворачивала на северо-восток... в пределы Таймырской депрессии». В течение всего позднего палеозоя отсюда поступал обломочный материал на запад Средне-Сибирской платформы и на юг Таймыра, слагая осадки тунгусской серии. О строении этой ныне погребенной горной страны можно судить по структурам, вскрывающимся из-под мезозоя в Норильском районе.

А. Г. Кравцов считает, что Норильско-Хараелахский прогиб северо-восточного простирания ограничен с востока Хантайско-Рыбнинским, а с запада Дудинским поднятиями. Прогиб сложен ранне- и среднепалеозойскими породами, ширина его от 50 до 100 км. Падение пород на крыльях складок от 5 до 18°, местами

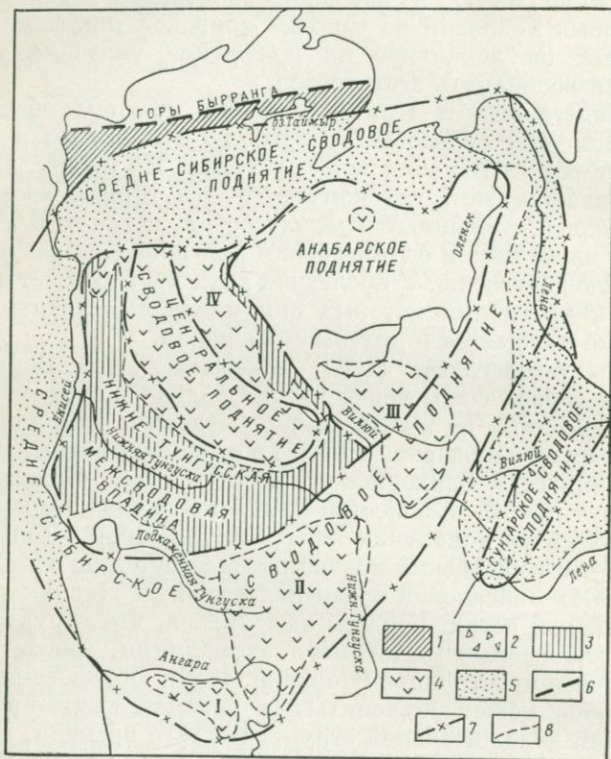


Рис. 12. Схематическая карта позднепалеозойских сводовых поднятий Средне-Сибирской платформы.

1 — Таймырский присводовый прогиб; 2 — морены (?) позднего карбона; 3 — тунгусская серия; 4 — трапповая формация; 5 — юрские и меловые отложения; 6 — граница Таймырского присводового прогиба; 7 — границы сводовых поднятий; 8 — границы распространения послекембрийских пород. Впадины проседания. I — Мурская; II — Ванаварская; III — Мархинская; IV — Путоранская

на флексурах достигает 40°, а близ разломов 40—75°. Разломы (сбросы) располагаются согласно и поперечно к напластованию, имеют амплитуду 150—400 м и неоднократно подновлялись. К крупным разломам приурочены многочисленные интрузии долеритов. Разлом ручья Медвежьего существовал уже в предшермское время.

Складкообразование осуществлялось в среднем палеозое (пермские отложения ложатся несогласно на породы от кембрия до карбона).

Аналогичная картина рисуется М. И. Митрошиным для западной окраины Тунгусского межсводового прогиба в районе р. Северной. В строении участвуют угленосные отложения и лавы раннего триаса. Углы падения достигают 15—25°.

В районе Норильска позднепалеозойские структуры разворачиваются на 90° и прослеживаются дальше в восточном направлении, погружаясь на север под Лено-Енисейский мезо-кайнозойский прогиб. Все, что было сказано об окраине Усть-Енисейской части Средне-Сибирского сводового поднятия, в общем справедливо и для хуже изученной южной окраины Лено-Енисейской его части.

Лено-Енисейская часть Средне-Сибирского сводового поднятия в восточном направлении прослеживается до устья р. Лены, где испытывает резкий поворот на юг в пределы Приверхоанской части свода. Здесь, на западной, непогребенной окраине свода, на породах от архея до кембрия, разбитых разломами, лежат рыхлые терригенные отложения перми. Позднепротерозойские платформенные породы, а иногда и породы кристаллического фундамента слагают Оленекский и Куойкско-Далдынский сводогорсты, а разделяющая их Кютюнгинская впадина выполнена каменноугольными и пермскими вулканогенно-осадочными породами.

Разломы с амплитудой до 1500 м приурочены к границам сводогорстов. Углы падения на крыльях складок 5—25°. Весь этот комплекс нарушенных пород полого погружается в сторону прогиба сначала под пермские породы, а затем под осадки юры. Юрское море трансгрессировало на расчлененный, нередко скалистый рельеф.

У Оленекского и Куойкско-Далдынского сводогорстов восточные борты, обращенные в сторону Приверхоанского прогиба, подняты выше западных, ориентированы субмеридионально по краю прогиба. Отсюда Е. С. Кутейников и Л. М. Наталов (1962) делают справедливый вывод о том, что Приверхоанский прогиб наложен на наиболее поднятую часть поднятия. К такому же выводу приходит Р. О. Галабала. Положение Средне-Сибирского сводового поднятия показано нами в этом районе в соответствии с этим выводом. А. В. Лейпциг (1962) указывает на наличие в этом же районе Собопольского сводогорста, служившего источником материала в перми и триасе.

О возрасте данных структур можно судить по тому, что чаще разломы разрушают кембрийские и пермские породы и перекрываются юрскими. Некоторые разрывы перекрываются пермскими породами, а иногда затрагивают и юрские отложения. Амплитуды разломов, ограничивающих прогиб в фундаменте, равны 1,5—2 км.

А. В. Лейпциг (1962) отмечает существование в триасе и юре поднятия в районе Вилюйской синеклизы, вероятно, унаследованного от позднепалеозойской эпохи. Это Вилюйско-Эчийское

поднятие. Оно прослеживается от нижнего течения р. Вилюй на восток до р. Эчий. Здесь в позднем палеозое также осуществлялись дифференциальные движения, возникали разломы, интрузии и эффузии трапш, наблюдались снос и осадконакопление.

Формирование Приверхоаянского прогиба произошло вероятнее всего в триасе.

Следующий участок Средне-Сибирского сводового поднятия известен под названием Катангской антеклизы. Она прослеживается от юго-восточного угла Енисейского кряжа в северо-восточном направлении через сложенные породами протерозоя Иркенеевский антиклинальный выступ, Чадобецкое поднятие, а также поднятие по р. Турине. Дальнейшее положение сводового поднятия отмечается локальными выходами раннепалеозойских пород среди отложений тунгусской серии в районе рек Северной Чуни, Иритки, Нижней Тунгуски. При пересечении свода последней имеются признаки выхода пород кристаллического фундамента. Река здесь образует пороги.

В палеозое Катангская часть свода служила источником сноса. На нее наложены Ванаварская и Мурская впадины проседания (см. рис. 12). По краям этих впадин породы тунгусской серии трансгрессивно ложатся на размытый протерозой, кембрий и ордовик. Вдоль бортов Ванаварской синеклизы отмечаются особенно интенсивный трапшовый вулканизм, многочисленные крупные разрывные нарушения. Внутри впадины проседания также нередки горсты, на которых среди туфов отмечаются угленосные породы тунгусской серии.

По северной границе Катангской части сводового поднятия располагается зона крупных сбросов. Многочисленные трапшвые тела отличаются особенно крупными размерами (до 5—7 км в ширину и десятки километров в длину). Углы падения осадочных пород близ сбросов достигают 35—40°, вне трапшвых тел породы лежат полого. По южной границе этой части свода расположены субширотные складки, разломы и рой даек. Углы падения от 20 до 60°. Нарушены и каменноугольные породы.

Катангская часть сводового поднятия прослеживается на северо-восток до Приверхоаянского прогиба, т. е. смыкается здесь с Приверхоаянской частью Средне-Сибирского сводового поднятия (Оффман, 1964). На западе она соединяется с Енисейским кряжем. Между ними на северном склоне сводового поднятия рисуется Вельминская впадина. Возможно, здесь свод прерывался или резко снижался.

Далее на запад сводовое поднятие проходит по Енисейскому кряжу. Он сложен метаморфизованными протерозойскими и архейскими породами, высоко приподнят и обрезан разломами на северо-востоке и юго-западе. В пределах кряжа имеются грабены и синклинали позднепалеозойского возраста, выполненные кембрийскими отложениями, местами сохранились даже пермские породы. Сводообразованием в поздней перми — триасе объяс-

няется и наличие здесь продуктов ультраосновного щелочного плутоно-вулканизма, трубок взрыва, силлов и даек, лавовых покровов. Абс. возраст 259—270 млн. лет. Высокое положение занимал Енисейский кряж в палеозое и в мезозое, когда с него сочился обломочный материал в близлежащие впадины.

Дальше Средне-Сибирское сводовое поднятие протягивается вдоль р. Енисея на север, на соединение с Усть-Енисейской частью сводового поднятия. Бесспорные доказательства этому имеются в книге «Траппы Енисейской рудной провинции» (1968). По данным геофизических и буровых работ, западнее Тунгусской синеклизы более чем на 700 км (при ширине 60—90 км) вдоль Енисея прослеживается Турухано-Долгано-Пясинский сводогорст, сложенный породами позднего протерозоя, а также Худосейско-Хетско-Волочанская впадина проседания и ряд более мелких горстов и грабенов. В грабенах залегают породы комплекса сводообразования позднего палеозоя, горсты сложены докембрием. О наличии здесь и севернее позднепалеозойских «мегавалов» упоминают В. С. Старосельцев и В. У. Петраков.

Помимо описанного Средне-Сибирского сводового поднятия на территории Средне-Сибирской платформы в позднем палеозое имелись, по-видимому, еще три свода. Сунтарский располагался на месте осевой зоны современной Вилюйской синеклизы. Амфиболово-биотитовые гранодиориты и граниты, вскрытые скважиной в центральной части синеклизы под осадками мезозоя, имеют сходство с подобными породами олекминской серии Алданского щита. Характер гравимагнитных полей указывает на неоднородность состава поднятия, осложненного нередко разновозрастными интрузиями и трубчатыми телами основных и ультраосновных пород. Свод ориентирован в северо-восточном направлении, где, вероятно, сочленяется с уже описанным Вилюйско-Эчийским поднятием (Лейпциг, 1962).

Сунтарское сводовое поднятие имеет длину 250 км и ширину 30—125 км. Северо-западный склон его ступенчатый, пологий. Юго-восточный борт, напротив, ограничен глубоким разломом с амплитудой смещения, по данным ВЭЗ, свыше 2 км. На сводовой части его на эродированную поверхность кристаллического фундамента с радиометрическим возрастом от 974 ± 1 до 1970 ± 45 млн. лет с корой выветривания ложатся осадки ранней юры и триаса. Данные И. А. Яковлева и В. П. Савицкого (1970), В. С. Волхонина и др. (1970), В. И. Тимофеева и В. К. Моршинцева (1970) говорят о том, что до среднего палеозоя здесь размещался обширный прогиб, подобный современной синеклизе. Он включал в себя Кемпендйскую и Ыгыатинскую платформенные впадины с вендскими и раннепалеозойскими осадками в основании и территорию современного Сунтарского свода. По-видимому, в девоне (здесь есть следы девонского вулканизма) свод начал расти, а в позднем палеозое превратился в крупную положительную морфоструктуру (в Кемпендйской и Ыгыатинской

впадинах накапливались мощные толщи терригенных пород). К триасу поднятие прекратилось, свод был эродирован и погребен в собственных продуктах разрушения. Процессы эти сопровождались основным вулканизмом.

Анабарский щит представлял из себя также сводовое поднятие. Здесь развиты грабены проседания протяженностью до 300 км, серии небольших (10—50 км × 0,3—3 км) кулисообразно расположенных грабенов и трещин. Они рвут кембрий и ордовик. К некоторым приурочены дайки триасовых долеритов. Надо полагать, это корневые части бывших когда-то крупных и глубоких впадин проседания. Эти структуры, как мы знаем, возникают только на сводовых поднятиях. Имеются основания предполагать на платформе наличие и еще одного сводового поднятия. В район нижнего течения Нижней Тунгуски при формировании тунгусской серии осадки сносились и с запада, с приенисейской части Средне-Сибирского сводового поднятия, и с востока, с какого-то длительно существовавшего поднятия. Э. Э. Фотиади и Г. Ф. Кузнецов (1964), В. И. Бгатов и другие на основании геофизических исследований в Тунгусском межсводовом прогибе намечают Центральное сводовое поднятие. Оно делит упомянутый межсводовый прогиб на две части — западный и восточный. В пределах Центрального сводового поднятия осадочный покров имеет существенно сокращенную мощность.

Современная речная сеть в определенной степени отражает намеченную картину горных сооружений позднего палеозоя. Там, где сводовое поднятие претерпело инверсию, и на месте горного сооружения в триасе возникли авлакогены, в настоящее время образовались прогибы, к которым приурочены Лена, Вилюй и Енисей. Где же обращения тектонического режима не произошло, реки в большинстве случаев унаследуют палеозойские долины. Так, правые притоки р. Ангары берут начало на Катангской части свода, а сама она течет по его южной границе. Подкаменная Тунгуска берет начало в общем также с Катангского свода, а своим средним и нижним течением ограничивает его на севере. Нижняя Тунгуска, единственная в своем роде, пересекает Катангскую часть свода с юга на север, но при этом на выходах трапшов образует систему порогов. Большинство ее левых притоков берет начало с Катангской части Средне-Сибирского сводового поднятия, а средние и нижние течения реки приурочены к осевой части Тунгусского межсводового прогиба. Левые притоки р. Вилюя также берут начало преимущественно с Катангской части свода, в настоящее время нередко морфологически не выраженной.

Центральное сводовое поднятие до сих пор является главным водоразделом рек Нижняя Тунгуска, Курейка, Хантайка с одной стороны и системой р. Хатанга — с другой. Отсюда же берет начало и р. Вилюй, который ниже по течению подобно р. Нижней Тунгуске пересекает Катангскую часть свода, но уже с севера

на юг, и также образует при этом пороги. Обе реки на своде так близко сходятся друг с другом, что вряд ли это можно считать случайным. Вероятнее всего, в этой части свод имел меньшую высоту, небольшие скорости поднятия, что и позволило сформироваться речным долинам.

Параллельно основанию северо-восточной части Средне-Сибирского сводового поднятия течет р. Оленек, ограничивая свод с запада. Любопытно и такое явление. Река Верхняя Таймыра берет начало на низменности и заканчивается в озере Таймыр, образовавшемся перед горным хребтом Бырранга. Однако из упомянутого озера берет начало р. Нижняя Таймыра и прорезает высокий хребет Бырранга в форме глубокой сквозной долины. Как можно объяснить это явление? Если представить себе, что р. Таймыра стекала с ранее существовавшего здесь сводового поднятия тогда, когда гор Бырранга еще и не было, и прорезала их постепенно, по мере роста, то загадочное поведение реки станет вполне понятным.

Енисей при пересечении западного края Енисейского кряжа образует пороги и antecedentное ущелье. Террасы реки резко повышаются.

С процессами сводообразования Средне-Сибирской платформы в позднем палеозое — триасе связаны месторождения ряда полезных ископаемых. Прежде всего следует отметить угленосность большинства, если не всех впадин и прогибов этого времени. И межсводовые прогибы типа Тунгусского, и впадины проседания типа Ванаварской, и даже юрские впадины, отвечающие окончанию сводообразования типа Вилюйской синеклизы, угленосны. Однако наибольшей угленосностью и разнообразием марок угля отличаются угленосные отложения межсводовых прогибов.

Нам представляется, что Средне-Сибирская платформа, подобно Западно-Сибирской плите, имеет большие перспективы на нефте- и газоносность. Признаки нефте- и газоносности палеозойских и мезозойских пород известны на больших площадях. Жидкие битумы встречены в графшовой брекчии, туфобрекчии, траппе, магнетитовой руде, скарне. Доказана промышленная нефтегазоносность мезозойских отложений Вилюйской синеклизы и Приверхоанского прогиба. Нефтеносны морские и континентальные породы от ранней юры до кембрия включительно. Встречены битумопроявления и в отложениях платформенного позднего протерозоя в связи с позднепалеозойскими разрывами в обнажениях: на реках Нижней и Сухой Тунгусках в Туруханском районе (Фотиади, Кузнецов, 1964). С позиций сводообразования особенно перспективны на нефть Усть-Енисейский, Лено-Енисейский, Приверхоанский и Вилюйский прогибы.

Железородные Ангаро-Илимское и соседние с ним месторождения приурочены к южному ограничению Катангской части Средне-Сибирского свода. Руды в них магнетитовые и гематито-магнетитовые, располагаются в туфобрекчиях и скарнах.

Магнетитовое и гематит-магнетитовое оруденение встречается также на контакте лейкократовых габбро-долеритов и габбро-диоритов, в тектонических нарушениях вне связи с конкретными трапповыми телами, в известняково-мергелистых породах в связи с оливиновыми долеритами, среди туфолов вблизи траппов и в других условиях (Траппы Енисейской рудной провинции, 1968).

С породами трапповой формации Средне-Сибирской платформы связаны также месторождения Енисейской медно-никелевой металлогенической провинции. Здесь помимо сульфидных медно-никелевых руд имеются титаномагнетитовые и полиметаллические оруденения. Руды концентрируются лишь в дифференцированных габбро-долеритах, располагаясь в их основании. Рудоносные интрузии тяготеют к особенно глубоким разломам и узлам их сочленения. Средний состав интрузий при этом мало отличается от нормального состава траппов. Увеличено содержание щелочей, магнесии и реже глинозема.

Порой сводообразование на Средне-Сибирской платформе ставится в зависимость от тектонических движений в Таймырской геосинклинали. Но разве не ясно, что по сравнению с платформой движения в Таймырской геосинклинали выглядят третьестепенными или даже ничтожными. С другой стороны, в соседней Верхоянской геосинклинали в перми и триасе не отмечается тектонической активизации, происходило накопление морских терригенных осадков большой мощности.

Геологические данные по позднему палеозою и мезозою Средне-Сибирской платформы весьма сходны с данными того же возраста Южной Африки, Южной Америки и Индостанского полуострова (табл. 2).

Лестер Кинг (1967) и другие мобилисты утверждают, что только гипотеза дрейфа материков способна объяснить присутствие одинаковых комплексов позднепалеозойских отложений и флоры в Южной Африке, Южной Америке, Индии, Австралии и Антарктиде. Причина кроется в близости друг к другу названных материков во время формирования этих отложений, как будто по соседству не могут формироваться резко различные типы осадков и растений. Но гипотеза дрейфа материков не может объяснить, почему на этих континентах именно тиллиты карбона (следы оледенения) лежат на поверхности глубокого размыва и кроются угленосными отложениями, а эти последние — вулканитами; почему после вулканизма тектоническая активность затухает; почему все это осуществляется одновременно и в тесной связи с формированием и отмиранием своеобразных структур. Наконец, почему на Средне-Сибирской платформе и Западно-Сибирской платформе имеется точно такой же набор формаций того же возраста, в том же порядке и в таких же структурах расположенный. Аналогичны и более древние, и более молодые подобные образования Земли.

С излагаемых позиций все эти явления совершенно закономерны. Вполне понятно и родство наземной флоры и фауны, по-

Южная Африка	Индостанский полуостров	Бразилия и Уругвай	Средне-Сибирская платформа
Морские осадки мела	Морские осадки юры и мела в прибрежной полосе.	Верхнемеловые морские осадки в прибрежной полосе	Юрская трансгрессия, в частности в Виллойскую впадину
Вулканогенная свита Стормберг (базальты, туфы)	Одновременные базальты Декана Базальты, туфы Раджмахалской серии. Ранний мел	Базальты Сарра-Жерал. Ранний мел	Трапсовая формация (базальты, туфы, туффиты)
Пестроцветная наземная песчано-глинистая свита Бофорт, слои Молтено, красные слои свиты Стормберг с рептилиями Угленосная свита Экка	Пестроцветная наземная песчано-глинистая Панчетская свита и Махадевская серия осадков	Пестроцветные наземные песчано-глинистые слои Рио-де-Расто	Туфовая и туффитовая толщи
Тиллиты и сланцы свиты Двайка	Угленосная свита Дамуда	Угленосная свита Рио-Бонито, Ирати, Эстрада-Ново Тиллиты и сланцы свиты Итараре	Угленосная тунгусская свита
Породы архея и протерозоя	Тиллиты и сланцы Талчирской серии	Породы архея и протерозоя	Неясные указания на тиллиты
	Породы архея и протерозоя		Породы докембрия и раннего палеозоя

скольку между платформами не было океанов, а палеогеографические условия на сводах были аналогичными. При описании Западно-Сибирской платформы отмечалось тесное родство флоры и необыкновенное сходство осадков пермского возраста Печорского, Тунгусского, Минусинского и Кузнецкого бассейнов, хотя расстояния между ними достигают 1500 км. По-видимому, никто не предполагает дрейфа друг от друга этих бассейнов.

САЯНЫ И ТУВА

Область Саян и Тувы интересна в том отношении, что граничит на севере со Средне-Сибирской платформой, а на востоке — с Байкальским сводом. Время сводообразования в этих трех областях было различно, и рассмотрение пограничных структур существенно как для понимания взаимовлияния их друг на друга, так и для уяснения характера развития во времени отдельно взятых платформ. Обычно южная граница Средне-Сибирской платформы проводится по северо-восточной окраине Восточного Саяна. Однако М. М. Одинцов и Н. С. Зайцев весь Протеросаян включают в Средне-Сибирскую платформу, другие так поступают лишь с частью Протеросаяна. Северо-восточный склон Восточного

Саяна или Бирюсинский антиклинорий (по В. Е. Диброву, 1964) сложен преимущественно раннепротерозойскими породами. Радиометрический возраст отдельных проб достигает 1940 млн. лет. Бирюсинский антиклинорий отделяется от Средне-Сибирской платформы глубинным Присаянским разломом. Разлом образует широкую, от 5 до 20 км, зону, прослеживающуюся на 400 км, заложена в протерозое и, вероятно, неоднократно подновлялась.

Юго-западнее располагается Центральный антиклинорий, сложенный в основном высокометаморфизованными позднепротерозойскими породами. Вместе с Бирюсинским антиклинорием он образует так называемый Протеросаян. Наибольший радиометрический возраст определяется в 1380 млн. лет. Центральный антиклинорий отделяется от Бирюсинского Канско-Онотским глубинным разломом (Главным разломом Восточного Саяна). Он прослеживается более чем на 450 км.

С угловым и стратиграфическим несогласием на отложениях позднего протерозоя лежат геосинклинальные породы позднего докембрия и кембрия. Кембрийские отложения представлены неметаморфизованными красноцветными песчаниками, мергелями, сланцами, эффузивами, туфами и конгломератами, выполняющими узкие прогибы. Углы падения на крыльях складок 20—40°, редко 50—55°. В это время геосинклинальные условия на западном склоне Восточного Саяна и далеко за его пределами были ликвидированы.

В раннекаледонской зоне Восточного Саяна в узких прогибах встречаются нерасчлененные кембрийско-ордовикские породы (аласугская свита). Сложены они терригенными отложениями, часто косослоистыми. В гальках часта среднекембрийская фауна и флора. Падения на крыльях складок 25—30°, метаморфизм слабый. Породы прорываются гранитоидами, перекрываются красноцветами ордовика. Мощность 1000—1200 м. Черемшанская свита нерасчлененного ордовика сложена, как и аласугская, молассами. Мощность 1100—1900 м. Возможно, является верхней частью аласугской свиты.

Следовательно, на описываемой территории в среднем — позднем кембрии и ордовике отмечается орогенный этап. Разрушение гор послужило материалом для отложения аласугской и черемшанской свит (позднекембрийские и ордовикские молассоидные породы известны в Кузнецком Алатау, Горной Шории и Туве). Наступил длительный континентальный режим, охвативший помимо среднего — позднего кембрия и ордовика весь силур (силурийские отложения почти не известны на описываемой территории). Исключение представляют площадь Западного Саяна, где развиты отложения геосинклинального типа ордовика и раннего силура. Здесь же в наложенных мульдах и небольших межгорных впадинах встречаются позднесилурийские континентальные отложения.

Возникает вопрос, каким был режим Саян и Тувы с кембрия до девона — геосинклинальным или платформенным? Учитывая континентальный режим и чрезвычайную ограниченность осадконакопления, нельзя говорить о собственно геосинклинальном режиме.

Порой считают, что этому времени отвечает орогенный этап. Однако с таким мнением вряд ли можно согласиться. Орогенные движения обычно сменяют собственно геосинклинальные условия непосредственно или после кратковременного перерыва. Такие движения в описываемой области уже были. К тому же отсутствие вообще каких бы то ни было осадков, как правило, не дает никаких вещественных оснований для таких предположений. Горообразование всегда связано с расчленением земной поверхности, образованием высоких блоков сноса и глубоких впадин, заполняемых продуктами сноса. В силурийском периоде не было осадконакопления, значит не было расчленения и не могло быть горообразования.

Режим, отличающийся нерасчлененным рельефом, маломощным осадконакоплением или его отсутствием, континентальными условиями в течение минимум целого геологического периода, можно назвать только платформенным (Корешков, 1971). В. А. Кузнецов говорит, что в ордовике и силуре здесь был консолидированный массив, имеющий геоантиклинальную тенденцию развития. В другом месте (В. А. Кузнецов, 1954) он считает этот режим «приближающимся к платформенному».

События, происходившие в Саянах и Туве в девоне, наиболее ярко проявились в Минусинском межсводовом прогибе, на примере которого мы их и рассмотрим.

Фундамент Минусинского прогиба сложен докембрийскими и раннепалеозойскими, интенсивно метаморфизованными и складчатými породами, прорванными различного состава интрузиями. На них с резким угловым несогласием располагаются вулканические образования раннего девона. В основании серии встречаются грубовалунные базальные конгломераты мощностью 60—80 м. Состав и строение их свидетельствуют о переносе быстрыми реками в условиях сильно расчлененного рельефа (Лучицкий, 1957). Горные массивы, вероятно, размещались на месте современных Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна. Об этом свидетельствует, в частности, уменьшение к бортам прогиба мощности осадков и увеличение процентного содержания в них грубообломочного материала. Извергавшиеся лавы имели андезито-базальтовый состав (лабрадоровые порфириты, трахиандезиты, диабазовые порфириты). Преобладали трещинные излияния, но были и вулканы центрального типа. А. Н. Криштофович из этих отложений определил раннедевонскую флору.

Выше лежат красноцветные отложения с покровами базальтов и диабазовых порфиритов. Эффузивы тяготеют к окраинам бассейна, в центральной части почти полностью отсутствуют. Здесь

развиты красноцветные песчаники и грубообломочные конгломераты. Мощность от 1000 до 2500 м.

В Абаканской мульде Минусинского прогиба отложения раннего и среднего девона имеют в основном красноцветный характер, передки конгломераты. Эффузивы же, против обыкновения, редки и встречаются на различных стратиграфических уровнях. Мощность около 3700 м.

Выше этой толщи несогласно располагаются морские, отчасти лагунные отложения девона, по простиранию замещающиеся красноцветными (речными, озерными) отложениями абаканского горизонта живетского яруса, сформировавшимися в условиях горного рельефа и континентального режима. Мощность резко меняется от 0 до 1200—1500 м (Моссаковский, 1963). Сменяют их позднедевонские красноцветы (песчаники, алевролиты, аргиллиты) континентального и морского происхождения. Конгломераты редки, много кварца. Имеются известняки и мергели. Мощность от 1000 до 2000 м. Еще выше залегают отложения морского турне и вize.

Тектонические структуры девона имеют в общем изометричный характер с падением на крыльях $10-15^\circ$, реже $25-30^\circ$. Крупные разрывы относятся к сбросам и взбросам. В зонах разломов падения становятся крутыми. Нередки здесь односторонние и двусторонние грабены длиной 25—40 км, шириной 5—7 км. На Восточном Саяне девонские образования выполняют Рыбинскую впадину проседания и ряд мелких грабенов, расположенных восточнее. Они здесь ложатся непосредственно на глубокоденудированную поверхность раннего и позднего протерозоя, а также кембрия. Особенно широко развиты андезитовые, трахиандезитовые и базальтовые порфириды, а также диабазы, габбро-диабазы и диабазовые порфириды. Мощность 80—1000 м, иногда до 2000 м. Излияния носили трещинный, реже центрального типа характер. Есть трубки взрыва условно позднедевонского возраста, а также массивы ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов. Довольно широко в области развиты девонские граниты и гранитоиды. Развиты и осадочные породы: красно-бурые конгломераты, гравелиты, песчаники (средний девон), тонкотерригенные и карбонатные породы (поздний девон). Мощность первого 220 м, второго — более 200 м.

Только на Западном Саяне аналогичные отложения лежат с небольшими перерывом, угловым несогласием и с разрывом на породах позднего силура. Это доказывает, что перед девонским периодом страна была глубоко, местами не менее глубоко, чем и на сегодняшний день, эродирована, пенепленизирована. Расчленение и горный рельеф, как впервые отметил И. В. Луцицкий, были созданы к началу девона, причем и в Минусинской котловине (межсводовом прогибе), возникшей в девоне на месте обширного свода, и в Рыбинской впадине проседания девонские отложения ложатся на древние породы с громадным перерывом. Это доказы-

вает девонский возраст депрессий. Только Западно-Саянский прогиб носил унаследованный характер.

За резким расчленением страны, массовым вулканизмом и мощным осадконакоплением последовали морская трансгрессия, прекращение вулканизма и замирание тектонической активности. Началось формирование осадков платформенного чехла с их выдержанными на больших площадях фациями девона. Все это характеризует описываемые события как сводообразование на молодой платформе.

К такому выводу уже пришел И. В. Лучицкий. Он связывает «...образование Минусинского межсводового прогиба с обрушением в начале нижнего девона центральной части огромного сводового поднятия, образовавшегося в ордовике и силуре на месте древних каледонид (салаирид)» (Моссаковский, 1963).

Впрочем, сводообразование здесь имеет свои особенности. Во-первых, массовый вулканизм не завершал его, а сопровождал от начала до конца. Во-вторых, изливавшиеся породы, являясь производными базальтовой магмы, отличались значительным разнообразием, отмечающимся, однако, и в других областях сводообразования. В-третьих, для осадочных отложений комплекса сводообразования Саяно-Тувинской платформы характерно большое содержание конгломератов, валуников, меньшее — алевролитов и аргиллитов. В-четвертых, впадины проседания обычно имеют здесь небольшие размеры.

В отличие от типичных случаев сводообразования морская трансгрессия девона-карбона была относительно кратковременной и не распространялась на всю активизированную платформу. Поэтому поздне- и последевонский платформенный чехол или отсутствует, или маломощный, девонские тектонические структуры часто обнажены, не смягчены или почти не смягчены платформенным чехлом. Оттого и создается впечатление об относительно большей их сложности.

С этим выводом согласуются следующие слова В. А. Кузнецова (1954): «Новейшие исследования в опорном для выделения последнего (тельбесского тектогенеза. — И. К.) Тельбесском районе Горной Шории, проведенные А. С. Калугиным, В. М. Сеничковым, Г. Л. Поспеловым и В. М. Кляровским, показали, что девонские толщи в этом районе имеют платформенный по типу характер».

Итак, в начале девона область Саян и Тувы была высоко поднятой, а Средне-Сибирская платформа была скорее всего плоской равниной, возвышавшейся над морем на 100—200 м. Очевидно, граница между ними проходила по Восточному Саяну. Самой северной структурой, с которой тесно связано проявление вулканической деятельности и накопление осадков раннего и среднего девона, является Канско-Онотский (Главный Восточно-Саянский) глибинный разлом. По нему и сочленялись эти две платформы, Центральный антиклинорий был высоко поднят и энергично

эродировался, а Бирюсинский — относительно опущен. Здесь формировалась Рыбинская межплатформенная впадина проседания. Она не принадлежит ни Саяно-Тувинской, ни Средне-Сибирской платформам и, вероятно, распространялась далеко на юго-восток, объединяя уцелевшие от уничтожения небольшие впадины, выполненные девонскими вулканогенно-осадочными образованиями. Впадина эта тесно прижималась к Канско-Опотскому разлому, образуя вместе с ним единую межплатформенную структуру.

На востоке Саяно-Тувинская платформа граничит с Байкальским сводовым поднятием. И хотя они встали на путь платформенного развития в общем одновременно, в кембрии, их сводообразование осуществилось в разное время: первой — в девоне, второй — в мезозое. В кайнозое обе области испытали сводообразование, но Саяно-Тувинская с некоторым отставанием.

Различными по времени, а порой и по знаку движениями этих областей создано Косогольское сводовое поднятие со впадинами проседания Косогольской и Дархатской. Положение на стыке двух асинхронно смещающихся платформ и должно было привести к формированию здесь свода. В данном случае эта межплатформенная структура имеет характер не глубинного разлома, а сводового поднятия.

Начиная с позднего карбона, Средне-Сибирская платформа стала испытывать сводообразование, тогда как Саяно-Тувинская, вероятнее всего, была невысокой равниной. Сочленение их осуществлялось также по Восточному Саяну, но уже по Присаянскому и Бирюсинскому глубинным разломам. Именно с этими разломами связаны крайние юго-западные излияния сибирских траппов.

Однако и тогда, когда на Саяно-Тувинской и Средне-Сибирской платформах тектоническая активность была слабой (мезозой), Восточный Саян, подобно современному Уралу, оставался приподнятым. Вероятно, это высокое положение Восточного Саяна объясняется также межплатформенным его положением. В пограничной зоне и в тектонически спокойных условиях создавалось тектоническое напряжение и возникал порождаемый им узкий свод сжатия. Таким сводом сжатия Восточный Саян был в мезозое и в кайнозое до начала современного сводообразования на Саяно-Тувинской платформе. Именно поэтому Восточный Саян является сводовым поднятием особого вида. Такие сводовые поднятия можно называть межплатформенными. В них происходят длительные, почти непрерывные тектонические движения, отражающие движения то одной, то другой платформы, то растяжение, то сжатие, часто проявляется вулканизм, связанный также с активизацией той и другой платформы. Но на подобных сводовых поднятиях, если судить по данному примеру, несколько нарушается обычная последовательность событий. Типичные впадины проседания почти не возникают, сводовое поднятие не разрастается в ширину, оставаясь протяженным, но сравнительно узким. Возможно, это связано с условиями сжатия свода разделяемыми платформами.

Это далеко не единственная, хотя и наиболее яркая и часто встречающаяся форма сочленения платформ, испытывающих асинхронные тектонические движения.

На примере Восточного Саяна видно, что первичной является сводовая (складчатая), а не разрывная структура. Время от времени она менялась, принимая вид то сводового поднятия, то флексуры. Глубинные разломы появлялись как результат развития этих структур изгиба, а те и другие возникли в зоне взаимодействия двух платформ с различной историей тектонического развития. Надо полагать, и во всех других случаях глубинные разломы закладываются и развиваются по границам регионов, испытывающих различный ритм, знак тектонических движений. Этим и обуславливается резкая смена режима геологических явлений при переходе с одного крыла разлома на другой, различная степень их метаморфизма, высокая подвижность и интенсивная нарушенность зон глубинных разломов, высокая проницаемость для магматических масс, а также их большая протяженность и ширина и, конечно, длительность развития, т. е. те черты, которыми и характеризуются глубинные разломы.

Рассмотренный пример показывает также, что межплатформенная зона с кембрия до настоящего времени здесь не смещалась, оставалась на одном месте, что и приводило время от времени к подновлению глубинных разломов.

В карбоне, перми и триасе на описываемой платформе, выросшей за счет Алтая и Салаира, был преимущественно континентальный режим. Так как мощные отложения этого времени неизвестны, за исключением унаследованных Минусинского, Кузнецкого и Тувинского прогибов, мы вправе считать, что это время было временем относительного тектонического покоя. Что касается угленосных комплексов Минусинского и Кузнецкого межсводовых прогибов, имеющих карбоновый и пермский возраст, то, как мы выяснили, они уже связаны со сводообразованием Западно-Сибирской платформы. Минусинский и Кузнецкий межсводовые прогибы, расположенные между Западно-Сибирской и Саяно-Тувинской (Алтае-Саянской) платформами, испытывают переменное влияние тектонического развития и той, и другой. В девоне они были вовлечены в сводообразование Саяно-Тувинской платформы, в карбоне и перми — Западно-Сибирской.

По-видимому, здесь мы имеем дело со второй формой сочленения платформ, имеющих различный режим тектонических движений. Для нее характерна поперечная к границе платформ ориентировка. Такими структурами являются Кузнецкий и Минусинский прогибы, Кузнецкий Алатау и Салаирский кряж.

В мезозое и третичном периоде в пределах Алтае-Саянской платформы также не отмечается осадконакопления, исключая небольшие впадины при слиянии Большого и Малого Енисеев, в которых накапливаются терригенные осадки средней юры. Осуществляется постоянный и длительный (начиная с карбона)

снос. Все это время область представляла собой платформу или молодой щит, испытывающий медленное поднятие.

Полезные ископаемые, связанные со сводообразованием Саяно-Тувинской платформы, еще плохо изучены.

С зоной Канско-Онотского разлома, а в ней — с кварцевыми, кварцево-карбонатными и кварцево-сульфидными жилами связано золотоносное оруденение. С этим же, а также с Дербинско-Сорхойским разломами, а в них с раннедевонскими перидотитами и габброидами связано титаномагнетитовое оруденение. Кроме того, концентрации титаномагнетита отмечаются в глубоко вскрытых эрозией дифференцированных псевдостратифицированных интрузиях. Со щелочными гранитоидами девона вышеупомянутых разломов связаны рудопроявления редкометалльных аксессуарных минералов. Эффузивным комплексам девона подчинены месторождения и рудопроявления меди, свинца, нефелиновых руд, барита и т. д. В девонских отложениях Минусинского прогиба известны медистые песчаники. Есть и полиметаллические месторождения. В Восточном Саяне известно 4 массива ультраосновных — щелочных пород с карбонатитами и, вероятно, соответствующей минерализацией (Фролов, 1971).

С магматической деятельностью в девоне связывается образование некоторых скарново-магнетитовых месторождений области.

Следует обратить внимание на возможность формирования здесь дифференцированных основных интрузий, в которых могут быть месторождения никеля и меди типа норильских. Примером может служить гора Осередок. Сложена она интрузиями от ультраосновного до основного состава с медно-никелевыми рудопоявлениями.

В межсводовых прогибах в мощных комплексах осадочных пород возможна нефтегазоносность. В девонских межсводовых прогибах типа Минусинского при пермо-триасовом сводообразовании формировались каменноугольные месторождения.

ДРЕВНЕЕ СВОДООБРАЗОВАНИЕ НА ТЕРРИТОРИИ СОВРЕМЕННОГО СТАНОВОГО СВОДА

Границами современного Станового свода могут быть приняты на севере широтный участок р. Лены, а восточнее поворота этой реки на север — граница кембрийских и юрских отложений; на юге — Монголо-Охотская геосинклинальная зона. На западе граница с Байкальским сводом условна и может быть проведена по долине р. Олекмы. На востоке свод ограничивает поперечно ориентированный хребет Джугджур, включает Алданский щит и Становой хребет. Длина свода 840 км, ширина 720 км.

Метаморфические породы алданского комплекса архея, слагающие Становой свод, относятся к наиболее древним и глубоко метаморфизованным. Радиометрический возраст по свинцу превышает 2200—2400 млн. лет. Среди гранито-гнейсов архея встре-

чаются зажатые клинья протерозоя. Радиометрический возраст наиболее молодых пород кристаллического фундамента по калий-аргоновому и уран-торий-свинцовому методам определяется примерно в 1770—2048 млн. лет. Вероятно, к началу протерозоя здесь относится становление платформенных условий.

На востоке свода, в бассейнах рек Учтура, Юдомы и Май, впадающих в Алдан справа, очень широко развиты практически неметаморфизованные и слабо тектонически нарушенные платформенные отложения мощностью до 10 000 м, нередко считающиеся миогеосинклинальными. Залегают они с резким угловым несогласием на размытом кристаллическом фундаменте и трансгрессивно перекрываются морскими раннекембрийскими отложениями алданского яруса (Нужнов, 1961).

Этот во многих отношениях интересный комплекс, по А. А. Бегру (1965), делится на три серии: нижнюю — маймаканскую (ранний рифей), среднюю — майскую (средний рифей), верхнюю — уйскую (поздний рифей). Распространены они в Джугджурской зоне, Юдомо-Майском и Улканском прогибах. Джугджурская зона ограничивает Юдомо-Майский прогиб с востока, Улканский прогиб является юго-западным продолжением Юдомо-Майского. К. Б. Мокшанцев (1970) выделяет здесь следующие одно-возрастные прогибы и грабены с запада на восток: Удоканский, Чульманский, Давангро-Хугдинский, Атугей-Нуямский и Амуликанский.

Маймаканская серия в пределах прогиба глубоко погружена. Внизу сложена красноцветными аркозовыми песчаниками с линзами конгломератов, переслаивающимися с многочисленными потоками кварцевых порфиров. Мощность свыше 1000 м. После стратиграфического перерыва выше ложится толща аналогичных пород мощностью свыше 2000 м. Радиометрический возраст кварцевых порфиров нижней толщи 1615 млн. лет, верхней 1500—1530 млн. лет. На окраине Алданского щита и в Джугджурской зоне серия выклинивается. Майская серия ложится на маймаканскую трансгрессивно. Сложена внизу кварцевыми песчаниками, гравелитами, алевролитами и доломитами радиометрического возраста 1200 млн. лет, мощностью до 1500 м. Верхняя часть разреза начинается алевролитами мощностью 350 м на склоне щита, до 1000 м в прогибе. Выше лежат известняки, доломиты, глинистые сланцы. Мощность 750—1000 м на склоне щита, 1650 м — в прогибе. Радиометрический возраст по глаукониту 890 млн. лет. Уйская серия развита только в Юдомо-Майском прогибе, за пределами его она, по-видимому, размыта. Мощность увеличивается к оси прогиба до 4 км. Сложена песчаниками, нередко грубозернистыми, кварцевыми и полевошпатовыми, плохо и хорошо сортированными, с гравелитами и конгломератами. У восточного борта выклинивается. Содержит пластовые тела диабазов и габбро-диабазов, отсутствующих в отложениях

палеозоя. Выше лежат морские карбонатные и терригенные породы венда и раннего кембрия.

Встречаются также трубчатые тела дунитов и пироксенитов, сопровождающихся карбонатитами. К ним относятся расположенные на протяжении 500 км с юго-запада на северо-восток платформенные массивы Арбарастах, Кондёр и Ингили. Радиометрический возраст Арбарастахского массива по биотиту 609 млн. лет, Кондёрского 648 млн. лет, Ингилийского 688 млн. лет что дает право считать их разновозрастными.

На р. Ингили найдены две кимберлитовые трубки (Ельянов и др., 1964). Они приурочены к системе разрывов, прорывают платформенные протерозойские отложения, а обломки пикроильменита, содержащегося в кимберлитах, встречены в базальных песчаниках кембрия. Радиометрический возраст по флогопиту исчисляется в 699 млн. лет. Имеются среднепротерозойские (вероятно, разновозрастные майской серии) массивы — Горноозерский, Поворотный, Гек и Воин.

Аналогичные платформенные отложения известны и в западной части Станового свода, в частности в бассейне р. Олекмы.

То, что на глубоко метаморфизованных породах архея лежат неметаморфизованные породы маймаканской серии наземного характера значительной мощности, доказывает, что область длительного сноса превратилась в область континентального осадконакопления. Образование мощных конгломератов, галечников, песчаников местного происхождения, залегающих в типичных впадинах проседания, их слабая нарушенность и вулканизм свидетельствуют о возникшей значительной расчлененности рельефа. Для полноты картины недостает морской трансгрессии. Это сводообразование можно параллелизовать с иотнием Балтийского щита. Осуществлялось оно в два этапа. Эти образования не могли быть орогенными, поскольку отделены от геосинклинальных отложений большим разрывом во времени и большой разницей плотности. Майское сводообразование, по-видимому, произошло после длительного перерыва и соответствует среднерифейскому в Волго-Уральской области Русской платформы. Но сведения о нем далеко не достаточны и нуждаются в уточнении. Наличие типичного комплекса сводообразования уйской серии, вполне твердо установленного вулканизма конца протерозоя и вендо-раннекембрийской трансгрессии моря дают право говорить с достаточно большой степенью уверенности о тектонической активизации и в конце протерозоя.

Веским доказательством справедливости вывода о трехкратном сводообразовании описываемой области в протерозое является сводообразование, наступившее в мезо-кайнозое. Изучено оно несравненно лучше.

Кембрийское море, вероятно, покрывало весь современный Становой свод. Последующее эпейрогеническое поднятие продолжалось с ордовика до триаса. Оно сопровождалось и компенсиро-

валось сносом столь же медленным и постоянным. Это доказывалось отсутствием отложений этого возраста (где нет осадконакопления, должен существовать снос) и обнажением весьма древних и глубоко метаморфизованных пород. Только в межсводовых прогибах да в глубоких впадинах проседания частично сохранились платформенные протерозойские и кембрийские осадки.

На слабовсхолмленную поверхность архея, протерозоя и кембрия ложатся наземные осадки юры. Между ними встречена пачка 3,5 м зеленовато-серых алевролитов. Вероятно, это древняя кора выветривания.

Разрез мезозойских отложений начинается базальными конгломератами мощностью до 20—35 м. Материал местный, переносился на расстояние 10—15 км. Выше лежит юхтинская свита средней юры мощностью 200—270 м (внизу преимущественно разнозернистые песчаники с прослоями гравелитов и конгломератов, сменяющиеся вверх алевролитами и аргиллитами с прослоями угля). Аналогичное строение, последовательность смены отложений и порядок мощностей имеют чульманская, дурайская, гангринская, нерюнгринская и холодниканская свиты средней, поздней юры и раннего мела. В верхах последней свиты появляются эффузивы. Общая мощность серии достигает 4—4,5 км (Нагибина, 1967).

Основной областью сноса служил Становой сводогорст, однако много материала поступало и с севера. Характер фауны свидетельствует о пресноводности и малых размерах отдельных бассейнов, поскольку отдельные фаунистические горизонты в соседних скважинах не прослеживаются. Угленосность возрастает в верхах свит и в средней части серии.

Если рассматривать мезозойскую толщу в целом, то она представляется мегаритмом. Внизу серии развиты грубозернистые породы, в средней части — тонкозернистые озерно-болотные угленосные, вверху вновь грубозернистые безугольные отложения. Всего в серии насчитывается более 50 угольных пластов. Речные потоки обычно ориентированы с юга на север, но в дурайское время во впадинах преимущественно широтно. Климат, по-видимому, был прохладный.

Угли являются каменными, высокой степени метаморфизма (от ПЖ до Т), что свидетельствует о несомненно глубоко денудационном среде свода, измеряемом несколькими (3—5) километрами.

Мезозойские отложения выполняют большое число крупных и мелких впадин проседания и грабенов (рис. 13). В прошлом впадины проседания имели большие размеры и объединялись в три впадины: Чульманскую (I), Гонамскую (II), состоящую из ряда в настоящее время изолированных, нередко грабенообразных, небольших, широтно ориентированных впадин, и Токинскую (III). Последняя прогибается и в настоящее время,

о чем свидетельствует наличие озера Токо. Ш. А. Сюдюков и В. И. Фролов указывают на вновь выявленные грабены к югу от описанных впадин. Вполне вероятно, что имеются еще не

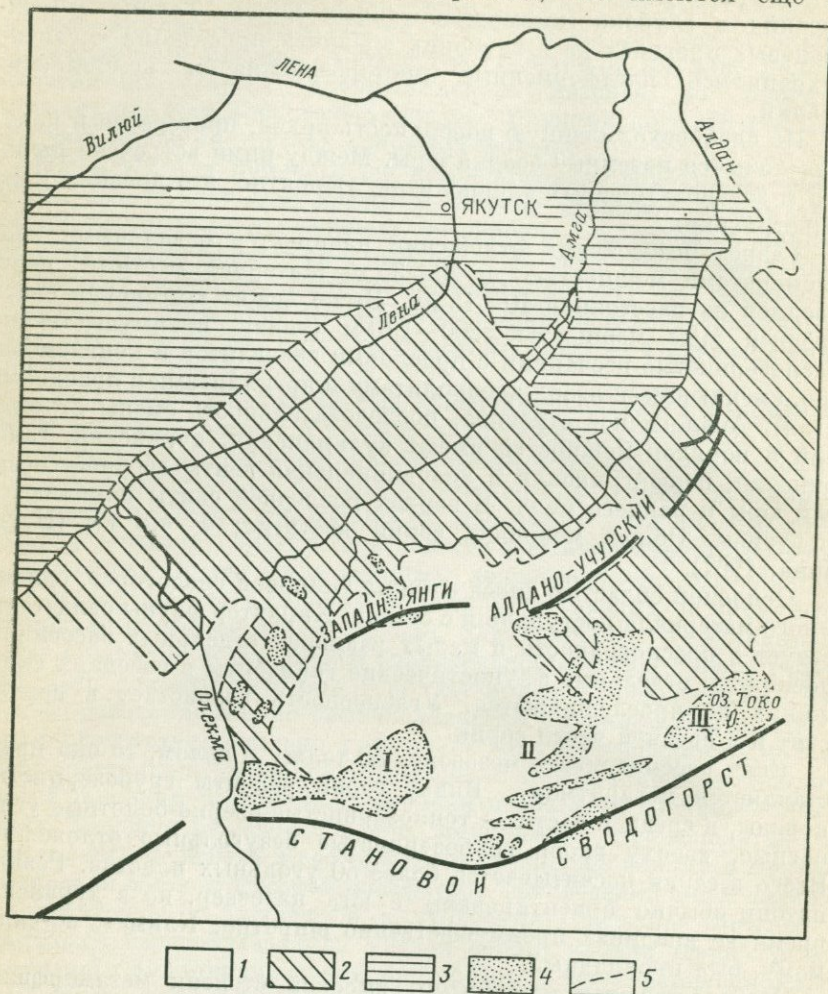


Рис. 13. Схема геологического строения западной части Станового свода. 1 — породы архея и протерозоя; 2 — отложения: кембрия (2), мезозоя (3), впадин проседания (4); 5 — границы разновозрастных отложений

выявленные, уцелевшие от денудации, впадины проседания как к северу, так и к югу от Станового сводагорста.

Все они вытянуты параллельно простиранию сводового поднятия, нередко ограничиваются с одной или обеих сторон разломами типа сбросов, в результате чего мезозойские отложения находятся

в непосредственном контакте с архейскими породами. Разломы почти всегда вертикальны, имеют амплитуду смещения до 1000 м и более (Мокринский, 1961). Имеются и крутые надвиги. Вблизи разломов падение на крыльях складок достигает 80—90°, в стороне падения пологие и нередко измеряются единицами градусов.

Обычно считается, что разобщение мезозойских впадин произошло после осадконакопления (Мокринский, 1961). С излагаемых позиций это расчленение первично, хотя и значительно усилилось в результате последующей глубокой денудации.

Юрские отложения в ряде случаев интродированы пластовыми телами и прорваны дайками диоритовых порфиритов, гранитов, гранит-аплитов и кварцевых сиенит-порфиров. Имеются эффузивно-туфогенные образования мелового возраста. Типично платформенными являются щелочные породы, аналогичные сибирским траппам и байкальским базальтам. Они представляют собой остатки громадных покровов. Радиометрический возраст 107—135 млн. лет — раннемеловой.

Т. В. Молчанова (1964) отмечает, что на Становом своде обычно широко распространены мезозойские гранитоиды. Они слагают до 40% поверхности. Возобновление здесь тектонической активности, по ее мнению, произошло после перерыва продолжительностью более 1 млрд. лет. С. М. Кравченко указывает на наличие в Центрально-Алданском районе широтно ориентированных рядов кальдер проседания (Джаконда и др.), окаймленных кольцевыми дайками щелочных пород — псевдо- и эпилейцитовых порфиров, щелочных трахитов, туфов и пр. Разломы мезозойского возраста, по аэромагнитным данным, большей частью согласуются с древними структурами фундамента, хотя в ряде случаев обнаруживают резко секущее расположение (Краснов, 1964).

С раннего мела, вместе с прекращением магматических явлений на своде прекращается осадконакопление и орогеническое поднятие. Его сменяет эпейрогеническое поднятие, компенсируемое сносом. Вырабатывается и поддерживается поверхность выравнивания.

Изложенные данные позволяют сделать ряд выводов.

В триасе, вероятно раннем, плоский древний щит стал проявлять тектоническую активность. Обломочный материал с раннего триаса и до раннего мела включительно в обилии сносился с него в восточное Верхоянье (Сакс, Ронкина, 1960). Произошло это примерно через 350 млн. лет после последнего сводообразования. Интересно, что сводообразование началось, подобно Байкальскому своду и Саяно-Тувинской активизированной платформе девона, сразу явлениями довольно обильного кислого вулканизма (очаги разуплотнения находились в основании гранитного слоя).

На Байкальском своде вулканизм начался в раннем триасе, на западе Станового свода — в позднем триасе, в средней его части — в ранней юре, а на востоке свода — в поздней юре. Закончились вулканизм и сводообразование на Байкальском своде

и на западе Станового свода в раннем мелу, а на востоке свода в позднем мелу. Следовательно, сводообразование началось далеко на западе и постепенно распространилось к востоку через древний Алданский щит, из глубины платформы к геосинклиналям Тихоокеанского побережья, в направлении, обратном тому, которое должно было бы наблюдаться в случае, если бы сводообразование вызывалось тектонической активностью геосинклиналей. Сводообразование часто наступает самостоятельно, вне связи с геосинклиналями в результате накопления радиогенной тепловой энергии в основании земной коры или в верхней мантии (возможно, и глубже).

Нижние горизонты мезозойских осадков во впадинах проседания безугольные, а вышележащие — угленосные. В этом случае соблюдается нормальный порядок чередования толщ комплекса сводообразования. Характер цикличности строения этих отложений указывает на закономерную смену в каждом цикле преобладающих аллювиальных отложений преимущественно озерно-болотными. Это свидетельство то ускорения, то замедления поднятия свода и обратных по знаку движений впадин проседания. Ускорение поднятия, как мы знаем, вызывает ускорение оседания впадин и образования озер и угленосных осадков. Замедление поднятия свода имеет следствием замедление прогибания впадин, спускание озер и смену озерных осадков речными.

Отсутствие в описываемой толще несогласий указывает на то, что замедление поднятий не сопровождалось существенным разрывом осадков во впадинах проседания. Наибольшая тектоническая активность приходится на время формирования дурайской и гангринской свит, когда особенно многочисленными были озера и особенно высокой является угленосность. В начале и в конце мегаритма осадконакопления тектоническая активность была ниже, хотя грубообломочность пород выше. Конечно, такие выводы надо делать осторожно, учитывая конкретную обстановку, потому что в других условиях возникновение озер вовсе не является признаком высокой тектонической активности (озера изменчивостей, равнин).

Прекращение сводообразования в раннем мелу, надо полагать, было следствием слишком раннего вулканизма, охлаждения неглубоких очагов разуплотнения. Вероятно, если бы разуплотнение началось в более глубоких слоях, то сводообразование имело бы нормальную последовательность развития событий и заняло бы более длительный отрезок времени. Так, на Южно-Африканской и Средне-Сибирской палеозойских платформах сводообразование продолжалось 100—130 млн. лет и сменилось также длительным оседанием свода и резким ослаблением тектонической активности. В разбираемом же случае сводообразование началось с вулканизма и сопровождалось им до окончания в течение только 70 млн. лет. Выше отмечалось относительно синхронное сводообразование Станового и Байкальского сводовых поднятий. Между тем, пред-

шествующая геологическая история у них весьма различна. Один свод возник на молодой платформе, другой — на древнем щите. Но бывают и иные соотношения. Докембрийская геологическая история Средне-Сибирской платформы и площади Станового свода во многом сходна, они представляли собой в то время одно целое. В раннем кембрии они испытывали одновременное опускание и трансгрессию моря. Но Средне-Сибирская платформа пережила сводообразование в позднем палеозое и триасе, а описываемая область оставалась равниной. В позднем триасе, когда Средне-Сибирская платформа начала опускаться, стал подниматься Становой свод. Столь различные движения единого целого не могут не иметь последствий. В результате между ними возникают межплатформенные структуры: в пермо-триасе Сунтарский свод, в триас-юре — Вилюйский авлакоген — синеклиза.

Следовательно, различные по истории геологического развития регионы могут объединяться в одну мегаструктуру, если в дальнейшем движения их становятся синхронными (Байкальский и Становой своды). Наоборот, единая платформа или щит может разобщиться на самостоятельные мегаструктуры, коль скоро тектоническая жизнь в них потеряет синхронность, один и тот же темп движения (Сибирская платформа и Становой свод). В таком случае между ними возникают межплатформенные структуры — глубинные разломы типа Главного Восточно-Саянского, межплатформенные своды типа Восточного Саяна или авлакогены (Байкальский, Вилюйский). Впрочем, имеются и другие формы межплатформенных структур, о которых будет сказано позже.

Поэтому Т. Н. Спизарский и другие не совсем правы, объединяя Алданский щит со Средне-Сибирской платформой на основании того, что Алданский щит под осадочным чехлом простирается под Вилюйской синеклизой до пределов Средне-Сибирской платформы. В настоящее время их правильнее рассматривать как самостоятельные мегаструктуры.

Изложенные представления побуждают несколько иначе оценивать и Алданский щит. В самом деле, в структурном отношении он как часть входит в Становой свод и потому в качестве самостоятельной структуры рассматриваться не может. К тому же непонятно почему одна часть сводового поднятия (северная) называется щитом, а другая его часть (южная) щитом не называется, хотя и породы ее древние, и платформенного чехла на ней нет. Считая, что щитом следует называть платформу или значительную часть ее, лишенную чехла, мы полагаем, что понятие щит в данном случае должно относиться ко всему Становому своду.

Среди мезозойских отложений впадин проседания Станового свода имеется до 50 угольных пластов, частично с коксующимися углями. Ряд месторождений золота, молибдена и месторождения полиметаллов связаны с позднетриасовым амуджикано-шахтаминским гранитоидным вулканогенным комплексом. С нерчуганским раннеюрским комплексом гранитоидов связано

редкометальное рудопоявление, с удско-зейским гранитоидным комплексом раннемелового возраста — золотое, молибденовое и полиметаллическое.

ВОСТОЧНО-СИБИРСКАЯ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ ПЛАТФОРМА И ЕЕ ПОСЛЕДУЮЩАЯ ЭВОЛЮЦИЯ

Давно дискутируется вопрос о роли платформенного и геосинклинального режимов в палеозое на северо-востоке нашей Родины. Н. С. Шатский и С. В. Обручев считали, что Колымский массив наращивался к западу за счет герцинской и мезозойской складчатостей. П. Н. Кропоткин, Н. П. Херасков, а также В. А. Вакар, в особенности последний, утверждают, что «...здесь не складчатые зоны обрастали докембрийскую плиту, а существовавшая в древнепалеозойское время между Леной и Колымой платформа превращалась в геосинклиналь» (Спрингис, 1958). Границами палеозойской Восточно-Сибирской платформы служат западное подножье Верхоянского хребта, Охотский свод и восточное подножье Колымского (Гыдан) хребта. На севере страна скрывается под Восточно-Сибирским морем, и ограничение ее здесь неясно. М. Ф. Лобанов, вслед за Э. В. Толлем и Т. Н. Спичарским, считает, что Верхоянская геосинклиналь продолжается в Новосибирских островах.

На этой территории широко развиты дуги средневысотных горных сооружений и обширные низменные равнины. Центральное место здесь занимает Колымский срединный массив. Края массива приподняты в виде горных сооружений Тас-Хаяхтаха, Полоусного, Приколымского и Черского. Самыми древними обнажающимися породами на Приколымском хребте являются протерозойские кварцито-сланцевые свиты, местами гнейсы, а также известково-доломитовые свиты позднего протерозоя. Неповсеместно развиты отложения ордовика, силура и девона, мощностью свыше 800 м. Ранний и средний карбон отсутствуют. Морские пермские осадки ложатся несогласно и имеют мощность свыше 1400 м, мощность терригенного триаса 1000—1200 м. Юрские и меловые отложения лежат спокойно, мелководны и маломощны. По геофизическим данным, фундамент залегает на глубине 1—3 км. По западному краю Колымского массива развиты дислоцированные, довольно мощные карбонатные отложения ордовика, силура, девона и карбона. В пределах хребта Арга-Тас в бассейнах Зырянки и Россохи описаны девонские красные конгломераты и песчаники, вверх сменяющиеся глинистыми сланцами, а затем известняками с фауной.

Восточнее расположенный Омолонский массив образует по существу одно целое с Колымским. Геофизические данные четко свидетельствуют о наличии между ними погребенного ранне-среднепалеозойского фундамента. К. Я. Спрингис объединяет их в один массив. Здесь имеются разобщенные выходы кристалли-

ческих биотитовых, роговообманковых, гиперстеновых гнейсов, аляскитовых гранитов и сланцев, вероятно, архейского возраста (Резанов, 1964). Местами встречаются кварциты, мраморизованные известняки и филлиты протерозоя, лежащие полого и горизонтально. На комплексе древних пород резко несогласно лежит мощная (1200—1700 м) серия пестроцветных эффузивов и осадочных пород среднего и позднего девона, переходящих вверх в карбонатные осадки раннего карбона. Аналогичная осадочно-вулканогенная толща девона известна на юго-западной оконечности Верхоянского хребта (хребет Сетга-Дабан). Покровы эффузивов (порфириров, порфиритов, туфов) чередуются с песчаниками, известняками и сланцами с морской фауной. Мощность 1500—2000 м (Наливкин, 1962).

Следует подчеркнуть, что вулканизм в среднем и позднем девоне в Восточной Сибири был развит весьма широко. Продукты вулканизма имеются также на Алазейском поднятии Колымского массива и на юге Олойского прогиба. В последнем на известняках ордовика лежат вулканогенные образования среднего девона мощностью 3500 м. Выше располагаются породы позднего девона (1600 м) и карбона (1000 м). Изливались основные и кислые лавы. Мощные вулканы девона известны в Березовской зоне и в Харалахских горах. Диабазы в виде штоков, пластовых залежей и даек встречаются среди отложений силура и позднего девона на Новосибирских островах (острова Котельный, Бельковский). Они тяготеют к массивам, но характерны и для палеозойских геосинклиналей.

Вулканизм позднего девона во многих случаях предшествует перерыв в осадконакоплении. Там же, где в девоне осадконакопление продолжается, оно нередко приобретает терригенный красноцветный наземный характер. Это свидетельствует о восходящих движениях того времени.

Выше на Омолонском массиве трансгрессивно и несогласно лежат пермские, триасовые и юрские отложения небольшой мощности. Ранний карбон Омолонского массива (известняки, песчаники и сланцы) имеет обычно мощность несколько сотен метров и образует постепенный переход к девону. Местами в раннем карбоне известны порфирировые туфы. Выше несогласно лежат осадки ранней перми. Средний и верхний карбон встречается реже. В последнее время породы карбона описаны в ряде мест, широко развиты в Сетге-Дабане, на юге Южного Верхоянья (хр. Орулган) и других местах (З. С. Гаврилова и др., 1970 г., М. Д. Булгакова и др., 1969 г., Наливкин, 1962). Терригенными отложениями среднего и позднего карбона начинается верхоянский комплекс. На Омолонском массиве на спокойно лежащих палеозойских отложениях лежат еще более спокойно угленосные отложения юры. Отложений перми и триаса почти нет.

К югу от Омолонского массива располагается меньших размеров Тайгоносский массив. На нем на дневную поверхность

также выходят сильно метаморфизованные докембрийские породы. Аналогичные породы слагают и восточнее расположенный Охотский массив. На нем известен архей, представленный чарнокитовой серией, обрамленный со всех сторон раннепротерозойскими структурами. Известны также выходы докембрийских гранитов. На востоке Охотского массива уцелели от денудации поля слабо дислоцированных и относительно небольшой мощности рифейских терригенно-карбонатных отложений платформенного типа, хорошо сопоставимых с учурской, майской и уйской сериями Юдомо-Майского района. Выше лежат осадки морского кембрия. Древние породы известны и на небольших Яблонском, Балыгчанском и Еропольском массивах. Они также носят черты платформенного строения.

К. Я. Спрингис (1958) дополнительно выделяет Оймяконо-Охотский массив (от верховьев Индигирки до Охотского свода), считая его обломком Алданского щита. В бассейнах Нелькана и Ватанги (левые притоки Май) массив вплотную подходит к Становому своду. Сочленение их неясно. Докембрийские образования массива обнажаются в «окнах» среди пермских осадков в истоках Май, бассейнах Охоты и Кухтуя. В Приохотье и бассейне Колымы они очень сходны с докембрием Алданского щита. Залегание пород позднего палеозоя и мезозоя здесь часто почти горизонтальное, мощности сокращенные. Оймяконо-Охотский массив в течение большей части палеозоя и мезозоя был областью сноса.

По степени нарушенности чехла можно выделить и еще ряд устойчивых глыб. Глыбы разделены узкими складчатыми поясами с падением пород от 45 до 70°.

Некоторые исследователи (Ю. А. Косыгин, А. А. Трофимук, В. А. Вакар и др.) справедливо видят в описанных массивах обломки древней платформы, претерпевшей дробление в палеозое. По К. Я. Спрингису (1958), Средне-Сибирская платформа в раннем палеозое продолжалась на восток до хребта Черского, в западной части Колымского массива в то время существовала геосинклиналь. В девоне и раннем карбоне восточное продолжение Средне-Сибирской платформы было переработано, а упомянутая геосинклиналь нарастила Колымский массив. Ю. М. Пуцаровский считает, что Верхояно-Колымская зона в палеозое была «подвижной платформой». В середине каменноугольного периода она превратилась в особого типа Верхояно-Колымскую геосинклиналь «второго рода». Он отмечает, что хотя мощность позднепротерозойских и раннепалеозойских отложений в прогибах массивов и достигает многих километров, в них крайне незначительным распространением пользуются вулканогенные породы, нет формаций средней стадии геосинклинального развития, нет интрузивных комплексов. Тектонические формы пологие, хотя и регионально распространенные. И. А. Резанов (1964) отмечает, что «В хребте Полоусном, в Анюйском хребте и на левобережье Большого Олая были обнаружены геосинклинальные разрезы палеозоя

и мезозоя». Отрицая наличие платформенных условий в палеозое и мезозое, он признает промежуточные между платформенными и геосинклинальными условия в конце протерозоя. Полностью отрицает платформенную природу описываемой области Б. А. Петрушевский (1966). Д. В. Наливкин (1962) называет описанные массивы «деформированными» массивами.

Между массивами, окружая их громадной полудугой с запада, юга и востока, в конце палеозоя и в мезозое располагались общепризнанные, хотя и своеобразные геосинклинали Верхояно-Колымской геосинклинальной области. Структуры геосинклинального характера сосредоточены только в собственно Верхоянском хребте. Геосинклинальные трогги выполнены в основном осадками верхоянского комплекса. Постелью им служат породы от архея и протерозоя до девона и раннего карбона включительно, отделяемые глубоким разрывом и несогласием.

В пределах северной части Верхоянской геосинклинали известны структуры, имевшие в палеозое платформенные черты. Так, восточной своей частью в Верхоянскую геосинклиналь заходит Сололийское, или Лено-Кютюнгинское поднятие. Свод его размыт до докембрийских пород включительно и перекрыт пологлежащими пермскими отложениями. В дельте Лены находится Киристовское поднятие. В его пределах развиты конгломераты, в гальках которых содержится фауна силура и карбона. Поднятия, служившее источником конгломерата, располагалось поблизости и образовалось во второй половине карбона, затем было перекрыто отложениями ранней перми. По И. П. Атласову, на севере Верхоянской геосинклинали с раннего кембрия до конца пермского периода происходили исключительно эпейрогенические движения. Складкообразование, сопровождаемое иногда магматизмом, отмечается лишь позже. Кембрийские отложения юга Верхоянского хребта вполне тождественны кембрийским отложениям Алданского щита, а в Хараулахских горах — одновозрастным осадкам Анабарского щита. То же относится к кембрийским отложениям хребтов Тас-Хаяхта и Черского. Отмеченная аналогия относится также к ордовикским и силурийским отложениям. Никаких признаков магматической деятельности и несогласий в кембрии, ордовике и силуре нет.

Следовательно, в зоне Верхоянского хребта в раннем палеозое было платформенного типа море, а в девоне преобладали наземные условия, господствовал снос и был широко развит вулканизм.

Ось Верхоянской геосинклинали, на примере которой мы рассмотрим строение верхоянского комплекса пород, совпадает с осевой линией Верхоянского хребта. Именно здесь располагаются максимальные по мощности (4500 м) осадки нижнего песчано-сланцевого комплекса ($P_1^{1+2} + C_3?$). Снос их осуществлялся в основном со Средне-Сибирской платформы (Зарудный, 1963). Выше располагается сланцевый комплекс (P_1^3), отвеча-

ющий периоду максимальной трансгрессии, мощность 1000—1500 м. На нем лежит флишеидный комплекс (P^1_2) мощностью 1200—1400 м, соответствующий началу регрессии. В осевой части хребта мощность его резко сокращена за счет зарождения инверсионного поднятия. Еще выше находится угленосный комплекс (P^2_2), отвечающий резкому сокращению морского бассейна. Источником материала и в это время являлась Средне-Сибирская платформа. Среди обломков имеются глубоко метаморфизованные породы Анабарского и Алданского щитов. Уже на этих породах лежит комплекс красноцветных лагунно-дельтовых осадков раннего триаса.

На западном склоне хребта в этом комплексе отмечаются многочисленные залежи диабазов, аналогичных сибирским траппам. А. В. Вихерт доказывает эффузивное их происхождение. Восточнее эффузивные породы триаса не характерны. В раннем триасе в Верхоянской геосинклинали, одновременно с началом поднятия Байкальского свода, начал зарождаться инверсионный Верхоянский антиклинорий. Инверсия в Яно-Колымской зоне произошла позже, перед поздней юрой.

Удивительно выдержанный и развитый на всей описываемой области верхоянский комплекс терригенных отложений карбона (местами), перми, триаса, ранней и средней юры имеет мощность 12—15 км. В нем почти нет эффузивов, редки интрузивные образования.

Д. В. Наливкин (1962) пишет: «Верхоянский комплекс мог образоваться только за счет разрушения молодых складчатых хребтов, протяженностью... тысячи километров и высотой не менее 6—10 км. Эти хребты создавались... в пермском и триасовом периодах, которые были и периодами их разрушения. Хребты должны были располагаться по окраине и параллельно области накопления верхоянского комплекса...». С нашей точки зрения, такими горными сооружениями являлись сводовые поднятия Средне-Сибирское, Байкальское и Становое. Последние два свода служили источниками энергичного сноса в основном с раннего и позднего триаса до раннего мела, т. е. до конца формирования верхоянского комплекса.

В раннем мелу море покинуло большую часть северо-востока СССР, и здесь стали накапливаться мощные угленосные толщи. Геосинклинали, не испытывшие к этому времени обращения, претерпели инверсию и превратились в поднятия. На них, хотя и редко, образовались наложенные впадины грабенообразного характера, заполняемые осадочными и вулканогенными толщами небольшой мощности. На Колымском и Омолонском массивах аналогичные Зырянская и Олойская впадины возникли несколько раньше, в конце средней юры. Мощность угленосных озерных, речных и пролювиальных осадков в них от 300 до 1000 м (Зарудный, 1963), а в Мома-Зырянском угленосном бассейне достигает 5 км.

Этому времени отвечает и вулканическая деятельность. Вокруг Колымского массива в поздней юре возникло эффузивное кольцо, изливались по преимуществу порфириты и кварцевые порфиры. На Алазейском поднятии, к востоку от Среднеколымска, имеются эффузивы ранней и средней юры, но особенно широки позднеюрские порфириты, порфиры и их туфы. Менее развиты ранне-меловые наземные эффузивы (андезиты), но зато широко распространены гранитные интрузии этого возраста со своеобразным оруденением. Особенно сконцентрированы они вокруг Колымского и других массивов. Среди юрских отложений Омолонского массива развиты небольшие тела тешенитов, эссекситов и щелочных сиенитов. Часто встречаются в пределах массивов и меловые эффузивы.

Третичный возраст имеют оливиновые, безоливиновые и нефелиновые базальты, андезиты и порфириты Новосибирских островов. Здесь же известны молодые гранитоиды (Лобанов, 1957). Следует отметить плиоценовый и четвертичный вулканизм в глубине материка, в долинах рек Анюя и Момы, а также на побережье от Хараулахских гор до устья Индигирки. Изливались базальты.

М. И. Ициксон считает возникшие в мелу поднятия сводовыми. Они нередко располагаются под углом, иногда даже под прямым, к древним структурам.

Складчатые структуры, созданные в пределах Верхояно-Колымской геосинклинальной области в конце палеозоя и в мезозое, не отличаются сложностью. Здесь чередуются зоны сундучной складчатости с зонами совершенно спокойного залегания. Лишь на восточном ограничении Колымского массива развита голоморфная складчатость. В связи с этим В. В. Белоусов (1962) относит эту область скорее к парагеосинклиналям, чем к настоящим геосинклиналям. Наиболее сильное складкообразование совпадает с общей инверсией движений и энергичным вулканизмом в начале поздней юры. Завершение складкообразования произошло в раннем мелу. С этим временем совпадают ликвидация морского режима, инверсия последних прогибов и интенсивный вулканизм. В образовании одних и тех же складок принимают участие герцинские и киммерийские тектонические движения. По нашему мнению, герцинские движения носили сводовый характер и в складкообразовании имели малое значение.

Б. А. Петрушевский и И. А. Резанов утверждают, что прекращение геосинклинального режима в Верхояно-Колымской области не завершилось орогенезом; не формировались молассы, не возникло значительного числа достаточно крупных наложенных отрицательных структур ни в позднем мелу, ни в палеогене. В. Е. Хаин (1965) считает, что орогенез был здесь в раннем мелу. Как мы видели, для такого утверждения действительно есть основания.

В позднем мелу и палеогене, по Б. А. Петрушевскому и И. А. Резанову, возникли условия, близкие к платформенным, хотя и не идентичные им. Образовались небольшие впадины

проседания типа Верхненерской с мощностью осадков редко более 500 м формировались поверхности выравнивания.

На о. Врангеля, по нашему мнению, можно видеть постель геосинклинального трога, созданного в девоне и карбоне. Ею служат кристаллические сланцы, гнейсы и кварциты мощностью 2000 м, вероятно, архейские или протерозойские, поскольку они сходны с архейскими отложениями Чукотского полуострова (Лобанов, 1957). На них лежат менее метаморфизованные осадки раннего палеозоя. Внизу это кварциты, аркозовые полимиктовые песчаники эскимосской свиты мощностью 1200 м. Выше — песчано-сланцевая свита с горизонтами конгломератов, филлитами и углистыми сланцами. Мощность 750—800 м. К ним приурочены пластовые залежи габбро-диабазов и гранитов. Последние встречены и в осадках ранней перми. На размытой поверхности вышеописанных пород лежат пермские отложения. Впрочем, здесь имеются и пермо-карбоновые, и даже раннекарбоновые формы кораллов и аммоней. Метаморфизм их примерно одинаков с метаморфизмом раннепалеозойских пород.

Вещественный состав, последовательность отложений, основной характер магматизма, положение среди кроющихся и подстилающих пород, отсутствие фауны, мощность ранне- и, вероятно, среднепалеозойских пород, являются характерными для комплексов сводообразования. Можно полагать, что перед карбоном здесь закончился цикл сводообразования и после девонского вулканизма в карбоне наступила ингрессия моря в возникшую послесводовую геосинклиналь. Затем она заполнилась многокилометровыми геосинклинальными толщами. Комплекс сводообразования оказался глубоко погребенным и сильно метаморфизованным. Только инверсии и последующему размыву мы обязаны новым появлением его на дневной поверхности.

Отрицательные гравитационные аномалии Буге располагаются над горными сооружениями. Величина аномалий пропорциональна высоте гор. В равнинных районах гравитационное поле близко к нулевому. Земная кора имеет континентальный тип, мощность до 45 км.

Н. П. Херасков (1963) осторожно отмечает, что краевые части Верхоянской складчатой системы могут служить примером, где в отдельных местах из-под геосинклинального позднего палеозоя и мезозоя как будто выступают платформенные формации. В. Л. Масайтис и Ю. Г. Старицкий (1963) пишут более определенно: на Сибирской платформе в позднем палеозое заложилась Верхоянская и, возможно, Таймырская геосинклинали, на Русской — Донецкая. Г. М. Власов, М. И. Ицксон и другие утверждают, что в позднепалеозойское время на большей части территории Востока СССР на опущенном фундаменте восточной части Сибирской и южной части Гиперборейской платформы, а также на палеозойских структурах заложилась весьма обширная Верхояно-Чукотская геосинклинальная область. По мнению

М. И. Ициксона, большинство исследователей сходятся в том, что в главной своей части Верхояно-Колымский пояс заложился в позднем карбоне (по последним данным, в среднем карбоне) на базе «подвижной платформы», являющейся частью Сибирской платформы, испытавшей до этого длительное воздымание. Отдельные же прогибы Верхояно-Колымской геосинклинали (область Верхоянского мегантиклинория, части Яно-Сугойского мегасинклинория, тяготеющие к Колымскому массиву) в момент заложения унаследовали тенденцию к длительному погружению (от синия до нижнего карбона включительно). Однако никто не говорит о механизме заложения геосинклиналей.

Несомненно, то, что мы знаем о Верхояно-Колымской области, не дает оснований говорить о наличии здесь в палеозое типичной платформы, но еще меньше оснований говорить о ее геосинклинальном развитии в это время. По-видимому, понятие о подвижной платформе лучше всего соответствует наблюдаемым условиям. Те же черты, которые, например, И. А. Резанов (1964) считает геосинклинальными (повышенная тектоническая нарушенность, геосинклинальный характер позднепалеозойских осадков и пр.), могут возникнуть на подвижной платформе во время сводообразования и в послесводовых геосинклиналях, впоследствии развивавшихся на ней.

Кажется вполне ясным, что еще в начале палеозоя Восточно-Сибирская подвижная платформа соединялась со Средне-Сибирской и Западно-Сибирской в единую Сибирскую платформу и продолжалась на соединение с платформой Охотского моря. Сводообразование обособило их и направило их развитие по несколько различным путям.

Восточно-Сибирская подвижная платформа возникла в протерозое. Тогда же она подвергалась сводообразованию (наличие на Охотском массиве осадков типа Юдомо-Майского района). В кембрии, а возможно непосредственно перед ним, одновременно со Становым сводом часть платформы или вся она, по-видимому, испытывала сводообразование. Об этом свидетельствует весьма сходный с комплексом сводообразования разрез пород на Омолонском массиве, относимых к кембрию. В таком случае трансгрессия на платформу кембрийского моря может быть следствием этого сводообразования. В раннем палеозое широкое развитие получили морские, преимущественно карбонатные платформенные осадки. Создается впечатление, что наземные условия в это время были только на небольших площадях, представляющих как бы острова среди моря. Однако надо иметь в виду, что большая часть платформы скрыта под позднейшими отложениями.

По сравнению с раннепалеозойскими и тем более пермскими отложениями осадки девона развиты значительно меньше, что вряд ли можно объяснить иначе, как признав, что в это время на платформе господствовали наземные условия — снос. Зарождался и развивался Верхояно-Колымский свод (рис. 14). Поэтому

массивы Омолонский, Охотский и другие, будучи расположены в пределах древнего свода, сложены более древними породами, глубже эродированы. До сих пор, как говорилось, края Колымского массива приподняты, отражая положение их в палеозое. Массивы свидетельствуют о длительном размыве свода в раннем и среднем палеозое. Более кратковременный снос осуществлялся на севере Верхоянского хребта и на территории хребта Тас-Хаяхтах.

В девоне Верхояно-Колымский свод поднялся в виде громадного горного, может быть, не сплошного кольца. Об этом свидетельствует, с одной стороны, денудация массивов в это время, а с другой, — появление местами мощных пестроцветных наземных осадков, перемежающихся с мощными лавовыми потоками. С этим временем и связано заложение послесводовых геосинклиналей Верхояно-Колымской области, что подтверждается несогласным залеганием девона, карбона и перми на более древних породах до докембрия включительно. Так возникли послесводовые геосинклинали, авлакогены и впадины проседания на месте современных хребтов и кражей Верхоянского, Черского, Полоусного, Алазейского и Приколымского как в центральной зоне свода, так и на его склонах. Они ориентированы параллельно оси Верхояно-

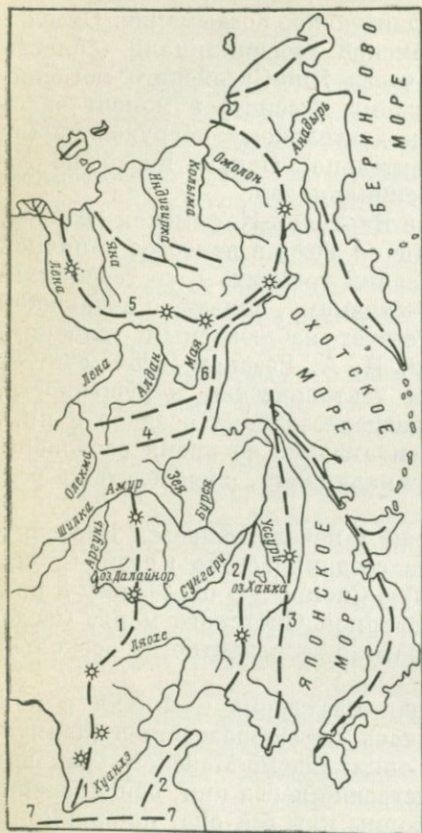


Рис. 14. Схематическая карта мезокайнозойских и кайнозойских сводовых поднятий и орогенов Восточной Азии.

1 — свод Большого Хингана; 2 — Ханькоу-Восточноманьчжурский свод; 3 — Сихотэ-Алиньский межплатформенный ороген; 4 — Становой свод; 5 — Верхояно-Колымский свод; 6 — Охотский межплатформенный ороген; 7 — Циньлинский межплатформенный свод

Колымского свода, образуя концентрические дуги внутри его, что вытекает из их природы. То же самое нужно сказать и о времени их заложения. Одновременность возникновения этих структур на едином растущем своде сама собою разумеется. Получают объяснение приподнятость бортов авлакогенов и впадин проседания, ограничение их разломами, несогласное налегание

верхоянского комплекса на породы различного возраста до протерозоя, а возможно и архея включительно и пр.

М. И. Ициксон считает, что геосинклинали Верхояно-Колымской области заложились в среднем карбоне. Д. В. Наливкин полагает, что нижняя часть верхоянского комплекса может иметь возраст среднего или даже раннего карбона. Мы приводили данные, подтверждающие последнюю точку зрения. Следовательно, заполнение послесводовых геосинклиналей началось вскоре после сводообразования и девонского вулканизма — в раннем и среднем карбоне. Таким образом, оказывается строго выдержанной последовательность событий, установленная для сводообразования. Произошло первое обращение структур, на месте свода оказались глубокие провалы. В перми и триасе море ограничивалось пределами послесводовых геосинклиналей, зажатых Колымским и Омолонским массивами с одной стороны, Средне-Сибирской платформой с Алданским щитом и Охотским массивом с другой. Морской геосинклинальный бассейн располагается громадной довольно узкой кольцевой зоной в общем на месте современного Верхояно-Колымского свода.

После того как в Верхоянском трюге накопилось до 6 км осадков, появились признаки нового обращения. На месте девонского свода и пермо-карбонного прогиба в начале триаса намечилось центральное поднятие Верхоянской геосинклинали одновременно с зарождением Байкальского и несколько раньше Станового сводов. Общая инверсия тектонического режима и вулканизм произошли в юре и в раннем мелу, т. е. во время наиболее активных тектонических движений на Байкальском, Становом и Охотском сводах. Геосинклинальный режим исчерпал себя, просуществовав около 200 млн. лет.

После вулканизма, как на Байкальском и Становом сводах, в Верхояно-Колымских орогенах наступила относительная тектоническая пауза. Новое оживление тектонической деятельности и вулканизма либо перед четвертичным периодом, либо в его начале также в общем совпадает с аналогичными явлениями на Байкальском и Становом сводах. Однако это уже не было совпадением движений на сводах и в геосинклиналях, как в юре и мелу. Здесь уже все три области испытывали сводообразование.

Как следует из изложенного, тектонические движения Средне-Сибирской и Восточно-Сибирской платформ не были синхронными. В девоне Восточно-Сибирская подвижная платформа испытывала сводообразование, Средне-Сибирская платформа была равниной. Когда же в позднем карбоне, перми и триасе происходило сводообразование Средне-Сибирской платформы, послесводовые геосинклинали в пределах Восточно-Сибирской платформы интенсивно прогибались. Рядом со Средне-Сибирским сводом располагалась Верхоянская геосинклиналь. В юре и мелу они поменялись ролями. На месте восточной ветви Средне-Сибирского свода

образовался Приверхоянский авлакоген, а на месте Верхоянской геосинклинали возникла положительная структура, в кайнозое превратившаяся в свод.

Здесь мы видим еще одну форму межплатформенной структуры. Два свода и два прогиба замещают друг друга, испытывая асинхронные обращения подобно полной волне. Здесь нет структуры, которая бы испытывала поочередно активизацию при сводообразовании на одной и другой платформах, принадлежала им обоим подобно Восточному Саяну и Кузнецкому Алатау или Кузнецкой и Минусинской межсводовым впадинам. Диаметр кольцевого Верхояно-Колымского свода (геосинклинали) равен 1700—1800 км, т. е. имеет оптимальную величину для подобных структур. Центральное место внутри него занимает Колымский межсводовый прогиб.

Таким путем получают объяснение, по-видимому, все трудные вопросы и снимаются возражения противников признания платформенной природы этой области.

С изложенными превращениями Восточно-Сибирской подвижной платформы связаны формирования месторождений олова, вольфрама, золота, молибдена, свинца, цинка, фтора, сурьмы, угля и, вероятно, нефти. Золотое оруденение парагенетически связано с гипабиссальными и субвулканическими трещинными раннемеловыми интрузиями умеренно кислого и диоритового состава орогенного комплекса. Они тяготеют к окраинам Колымского массива и верхоянскому комплексу отложений. Для типично геосинклинальных условий они не характерны, занимая положение, промежуточное между геосинклинальными и платформенными структурами. Как правило, районы развития золотоносности не совпадают с районами преобладающего олово-вольфрамового оруденения. Месторождения образуют рудные зоны, вне пределов которых они редко встречаются.

Поскольку область испытала сводообразование в девоне, здесь трудно ожидать месторождений угля этого цикла сводообразования. Могут иметь место каменноугольные карбоновые месторождения, связанные уже с геосинклинальным верхоянским комплексом, т. е. типа Донбасса. Такой характер и имеет, например, упоминавшийся угленосный комплекс (P^2_2) в Верхоянской геосинклинали. Можно упомянуть угольные месторождения, связанные с орогенными этапами развития послесводовых геосинклиналей, а также в общем им одновременные месторождения платформенного типа, расположенные непосредственно на массивах (Колымском, Омолонском и др.).

Несомненно, с излагаемых позиций перспектив на область и в отношении нефтеносности. На испытавшей интенсивные тектонические преобразования подвижной платформе с большим числом крупных разломов, авлакогенов, а также мощным платформенным чехлом немало горизонтов, имеющих хорошие коллекторские, а также водоупорные свойства. В них должны

аккумулироваться нефть и газы. Особенно благоприятны в этом отношении, вероятно, районы распространения Зырянского комплекса.

СЕВЕРО-КИТАЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

Граниты и гнейсы архея слагают фундамент платформы и выходят на дневную поверхность на сводовых поднятиях. Хорошо выраженное несогласие отделяет породы архея от системы Утай. Последнюю образуют разнообразные сланцы и гнейсы, интродуцированные магматическими массаами. Однако их осадочное происхождение определяется ясно. Мощность оценивается в 8000 м. Мощная кора выветривания развита на поверхности денудации. Местами на породах системы Утай с резким несогласием ложатся породы системы Хуто (конгломераты, кварциты, возможно тиллиты мощностью до нескольких тысяч метров с интрузиями гранитов Бэйтай). В свою очередь, выше с резким несогласием ложатся почти неизменные позднепротерозойские отложения (Чжао-Цзун-Пу, 1962).

Позднепротерозойские отложения начинаются белыми кварцитами мощностью до сотен метров, переслаивающимися с черными сланцами. В низах этого комплекса местами известны конгломераты, а в верхах его развиты основные и андезитовые лавы и туфы. При этом мощность комплекса возрастает до 1500 м. В платформенных протерозойских отложениях известны тиллиты. Выше лежат известняки мощностью 1000 м и более с *Collenia* и *Cryptozoon* (Ли-Сы-гуан, 1952). Они покрываются морскими кембрийскими отложениями. В конце ордовика Северо-Китайская платформа поднялась, тогда как южная часть Китая (к югу от Циньлина) продолжала опускаться. И впоследствии Южный Китай стал испытывать независимые от Северо-Китайской платформы движения, причем нередко они имели противоположный знак. Нам представляется, что именно поэтому по линии максимальных дифференциальных движений, максимальных складчатых и разрывных дислокаций сформировалась широтная межплатформенная структура Циньлина. Она не только, подобно Восточному Саяну и Байкалу, прошла путь развития сводового поднятия и авлакогена, но и послесводовой геосинклинали. Прогиб Циньлин был узким, ограниченным разломами внутриплатформенным рвом, подобным современному Красному морю. На этом примере мы также видим, что разломы — явление вторичное, развиваются как результат изгибов земной коры.

В среднем и позднем карбоне мелкое, изменчивого характера и очертания море вторглось на Северо-Китайскую платформу. Эта ингрессия, вероятно, явилась отзвуком одновременных трансгрессий на Дальнем Востоке, Восточно-Сибирской платформе и в Монголо-Охотском прогибе. В перми на смену морским отложениям приходят вновь континентальные и с тех пор до наших дней Северный Китай остается сушей. До триаса на нем

поддерживались условия пенеплена. Отложения этого времени редки, маломощны и фациально устойчивы.

В триасе началось сводообразование. Возникли сводовые поднятия и межсводовые прогибы, положение которых вырисовывается как из геологических документов, так и из анализа сохранившихся морфоструктур и гидросети (см. рис. 14). Главными морфоструктурами были сводовые поднятия Большой Хинган, Ханькоу-Восточноманьчжурское и Малый Хинган, а также разделяющий два первых свода Чжилийско-Маньчжурский межсводовый прогиб.

Сводовое поднятие Большой Хинган простирается на 2400 км от большой излучины Хуанхэ в районе устьев рек Вэйхэ и Фэнхэ на северо-восток до большой излучины Амура при слиянии Шилки и Аргуни. Ширина свода около 400 км. Он до сих пор является водоразделом между верховьем Амура и Хуанхэ. На севере свод очерчивается Аргунью, берущей с него начало, затем Амуром до устья р. Зеи, образующим здесь большую полудугу, обращенную выпуклостью на север. Возникновение большой петли крупной реки можно объяснить отесняющим воздействием на нее растущего Большого Хингана, который здесь испытывает периклинальное замыкание.

На северо-востоке граница свода обрисовывается р. Нонни на отрезке до устья р. Ялухэ, затем следует на Пекин и Кайфын. Юго-западную границу очерчивает Хуанхэ, которая здесь, подобно Амуру на севере, обходит свод с юга, описывая при этом гигантскую полудугу диаметром около 400 км. До сих пор сохранились, по нашему мнению, следы пра-Хуанхэ, располагавшейся здесь до начала смещения. Это долины небольших рек и ванны озер, попеременно секущие свод по линии оз. Дахайнор — р. Саныаньхэ — р. Хуанхэ. Положение рек Чжунлунхэ, Цзыхэ и Вайхэ таково, как будто бы они текут по древним долинам Хуанхэ, образованным рекою в различные стадии отеснения ее сводом. Чтобы объяснить сохранение следов отступления Хуанхэ на древнем своде приходится предположить, что либо она долго пересекала уже существовавший свод и только затем вынуждена была отступить, либо считать, что древняя долина Хуанхэ долго поддерживалась на отдельных участках молодыми более мелкими реками Саныаньхэ и Хуанхэ. Эти потоки и сохранили долины от нивелирования.

Северо-западная граница свода проходит от западного края излучины Хуанхэ на северо-восток к оз. Арцаган-Нур, затем оз. Буир-Нур и далее по р. Аргунь после того, как она получает северо-восточное направление. Большая часть северо-западного склона свода погребена под кайнозойскими отложениями в результате молодого оседания свода. Следовательно, существующая речная сеть хорошо отражает очертание древнего свода. Главные водные магистрали располагаются у основания свода, а многочисленные притоки дренируют его, antecedентно пересекая сводогорсты.

Чем дальше к северу, тем горы свода становятся ниже и вместе с тем большее развитие получают поля молодых лав. Водораздельная линия здесь смещается на запад в Монгольское предгорье. Так, истоки рек Луаньхэ и Лаохэ берут начало в районе оз. Далайнор и Хошатонор с высотами менее 1300 м и затем пересекают горные сооружения высотой 1500—2000 м. Это свидетельствует о молодом опускании монгольской части свода, ранее занимавшей господствующее положение. На Большом Хингане имеются карры, трогии, бараньи лбы, морены, свидетельствующие о древнем его оледенении, а значит более высоком положении. Севернее в пределах собственно Большого Хингана с отметками до 1700 м свод сложен сплошным, очень мощным покровом молодых лав. Учитывая, что лавы ложатся на расчлененный свод с превышением сводогорстов над впадинами проседания как минимум в сотни метров, мы получим громадную мощность лавовых покровов, сопоставимую с мощностью трапшвов Средне-Сибирской платформы.

Ханькоу-Восточноманьчжурское сводовое поднятие, в отличие от свода Большого Хингана, не везде выражено в рельефе. В отдельных частях свод испытал опускания и обрушения. На северо-западе свод ограничивается средним и нижним течением р. Сунгари, нижними течениями рек Ляохэ и Хуанхэ, а на юге — нижним течением р. Янцзы. Последняя обходит свод с юга. Восточный борт свода до залива Петра Великого погружен в море. Отсюда далее на север свод очерчивает р. Уссури. Длина свода достигает 2700 км, ширина 600 км. Вероятно, в недалеком прошлом реки Ляохэ и Хуанхэ сливались у западного основания свода в одну очень крупную реку, которая прорывалась через свод по antecedентной долине к морю. Впоследствии сюда ингрессировало море. Свод в обнаженной части сложен архейскими породами и почти лишен платформенного чехла, вероятно, эродированного.

Чжилейско-Маньчжурский межсводовый прогиб располагается между описанными сводовыми поднятиями и имеет ширину до 300 км. Выполнен отложениями весьма большой мощности, имеющими возраст, вероятно, от позднего триаса до четвертичного периода. Ингрессирующее в прогиб Желтое море очень мелкое. Реки поставляют сюда большие массы осадков.

Начало сводообразования четко фиксируется отложениями эры и юры. Они представлены алевритами, песчаниками и конгломератами с пластами угля, базальтами, андезитами и туфами, расположенными во впадинах проседания южной части сводов Большого Хингана и Ханькоу-Восточноманьчжурского (см. рис. 14). Мощность отложений свыше 2000 м. Простираение впадин проседания согласуется с простиранием сводов. В северной части свода Большого Хингана известны позднеюрские наземные эффузивы основного и среднего состава внизу и кислого вверху, мощностью 600—700 м. Известны случаи залегания юрских

отложений не на триасе, а непосредственно на породах системы Утай. Юрские отложения нередко сложно деформированы, даже поставлены на голову и перекрыты туфами, лавами и туфо-конгломератами.

Меловые отложения имеют наибольшее распространение в Монголии. Раннемеловая свита оших-ондай-саир представлена песчаниками, часто косослоистыми, аргиллитами и сланцами мощностью в несколько сот метров. К северу от г. Калган, вероятно, на породах этого возраста лежат мощные покровы трахитовых лав, туфы и песчаники. В западных холмах Пекина на юрских андезитах залегают глинистые сланцы, песчаники и конгломераты раннего и позднего мела мощностью 1300 м. Мощность юрских и меловых угленосных отложений в пределах Пхеннамского прогиба (Корея) достигает 3,5 км. Весь ранний и поздний мел, а также эоцен происходила вулканическая деятельность. Огромные потоки риолитовых, дацитовых, андезитовых, а в эоцене базальтовых лав изливались на севере свода Большого Хингана. На Ханькоу-Восточно-маньчжурском своде кислые и щелочные эффузивы имеют датско-палеогеновый возраст. Вообще же считается, что палеогену свойственно снижение тектонической активности, о чем, в частности, говорит формирование коры выветривания. Олигоценовые породы и угольные пласты имеют широкое развитие в районе Мукдена, где угли этого возраста становятся каменными. В миоцене на Большом Хингане извергались андезиты, риолиты. Вулканические явления сопровождалась внедрением гранитов, особенно на Ханькоу-Восточно-маньчжурском своде. Резкое оживление тектонической активности произошло в плейстоцене. Длительный и сложный процесс вулканической деятельности завершился мощными излияниями базальтов, трахибазальтов, трахитов и щелочных базальтов (Масайтис, Старицкий, 1963). Здесь имеются действующие вулканы: Ляохейшань в районе г. Датун (юг свода Б. Хингана), Байтоушань в истоках р. Сунгари.

Чжилейско-Маньчжурский межсводовый прогиб, вероятно, начал формироваться как и своды, с рэта. Однако осадки рэта и юры, вероятно, находятся в центральной части прогиба на большой глубине и пока неизвестны. Во всяком случае с начала мела на фоне общего поднятия прогиб уже интенсивно опускается и заполняется наземными осадками. Мезо-кайнозойские осадки спокойно лежат на докембрийских гнейсах. Северо-западный борт прогиба ограничен сбросами с насаженными на них кайнозойскими вулканами. Опускание прогиба продолжается и в настоящее время. Об этом говорит блуждание рек Хуанхэ и Ляохэ по поверхности прогиба.

В неогене и плейстоцене одновременно с излияниями базальтов происходит опускание Северо-Китайской платформы, в особенности ее восточной части, образование Японского и Желтого морей. Западная береговая линия Японского моря пересекла древний кристаллический щит местами согласно с древними и мо-

лодыми структурами, но чаще обрезаая их под различными углами вплоть до прямого. Не может быть сомнений, что обрезанные структуры продолжаютя на северо-восток по дну Японского моря и на юго-запад по дну Желтого моря.

Изложенный фактический материал позволяет сделать некоторые выводы.

Геосинклинальное развитие Северо-Китайской платформы закончилось после отложения системы Утай. Наступил период длительной денудации молодой платформы. В протерозое платформенный режим нарушался периодами сводообразования. Нет данных говорить достаточно определенно о числе этих циклов. Ясно, что один из них произошел много сотен миллионов лет после завершения геосинклинального развития (почти неметаморфизованные протерозойские отложения впадин проседания лежатя на чрезвычайно метаморфизованные архейские породы и породы системы Утай). Не может быть речи об отнесении их к орогенному этапу, поскольку такой большой разрыв во времени и плотности пород лишает это реального основания. Набор пород, их мощность, наличие в верхах комплекса основных лав, осадки последующей морской трансгрессии — все это не оставляет места сомнению в принадлежности этих пород к комплексу сводообразования. Весьма вероятно, что и система Хуто является продуктом одного из древних циклов сводообразования. Вероятно, будущие исследования выявят уцелевшие остатки пока неизвестных древних комплексов сводообразования этой древней платформы.

В течение всего палеозоя Северо-Китайская платформа сводообразования не испытывала. Она медленно поднималась и денудировалась более или менее равномерно со всей поверхности. Где архей выведен на дневную поверхность, гранитный слой и ныне имеет такую же мощность, как в архее. Местами же он может оказаться денудированным нацело.

Сводообразование началось в позднем триасе в общем одновременно с Байкальским и Становым сводовыми поднятиями. Вулканизм на возникших сводах начался с началом их расчленения, еще в триасе, но был маломощным и продолжался в основном, усиливаясь, до четвертичного периода включительно. Одновременно происходило энергичное осадконакопление и складкообразование во впадинах проседания, формировались многочисленные несогласия. Следовательно, поднятие свода, его расчленение, заполнение осадками впадин проседания, процессы вулканизма и складкообразования протекали весьма длительно в тесной пространственной и временной связи. В. В. Белоусов (1956) справедливо пишет: «То обстоятельство, что несогласия отмечаются в этом интервале разреза (рэт-неоген. — *И. К.*) буквально на всех маркируемых стратиграфических горизонтах, позволяет думать, что в действительности развитие дислокаций происходило длительно и постепенно, лишь временами усиливаясь и ослабевая». Унаследованное развитие впадин наблюдается

не всегда. Часть их в мелу и кайнозойе прекращала развитие, закладывались новые.

Как мы знаем, формирование Байкальского свода замирало с раннего мела до миоцена, а Станового свода — с раннего мела до четвертичного периода. На Северо-Китайской платформе такого перерыва в сводообразовании не наблюдается. Имеются указания лишь на меньшую тектоническую активность в палеогене. В связи с этим обращает на себя внимание, что в Забайкалье и на Становом своде вулканизм в триасе и юре был обильным, а на Северо-Китайской платформе много слабее, зато обильный вулканизм разразился здесь в меловом периоде. Поэтому кажется обоснованным вывод о том, что снижение тектонической активности в палеогене наступило как следствие обильного мелового вулканизма, вызвавшего большую теплоотдачу подкорковых масс. В дальнейшем, в течение палеогена этот перерасход энергии был компенсирован новыми порциями радиогенного тепла и вновь возобновилось сводообразование, а с ним и вулканизм.

Для кайнозойского вулканизма вообще характерны преимущественно особо крупные масштабы и базальтовый состав. Последний говорит за то, что очаги вулканизма, а значит импульсов сводообразования сместились в глубь Земли. Вероятно, неоген-четвертичный вулканизм был особенно активным на территории Японского и Желтого морей. Об этом можно судить по большому числу в них вулканических островов: Чечжудо, Ики, Уллындо, Оки и др. Уже следствием неоген-четвертичного вулканизма было глубокое оседание земной коры на площади этих морей. Почти нацело эродированный гранитный слой оказался покрытым базальтовыми потоками, ранее разогретые разуплотненные породы верхней мантии, охладившись, уплотнились. В результате на месте региональных отрицательных гравитационных аномалий Буге возникли региональные положительные аномалии.

О недавнем погружении территории Желтого и Японского морей можно сделать вывод и из анализа видового состава пресноводных рыб Китая и Японии. Известно, что для них даже узкие пространства морской воды являются непреодолимым препятствием. Между тем, в современных реках Северного Китая, Кореи и Японии рыбы имеют тесное генетическое родство. Это говорит об их непосредственной связи в недалеком прошлом. Как утверждает Г. У. Линдберг (1955), реки этих стран входили в единую систему р. Палеохуанхэ. Изоляция рек наступила в четвертичном периоде в результате образования Желтого и Японского морей. Значительным участием кислых лав описываемый вулканизм, подобно вулканизму ближнего Забайкалья и Станового свода, отличается от типичного платформенного вулканизма. Однако повышенная щелочность остается и здесь характерной чертой, как и при типично платформенном вулканизме. Впрочем, сходство это переросло в полную идентичность, когда в четвертичном периоде начался массовый базальтовый и трахибазальтовый

вулканизм. Создается впечатление, что очаги вулканизма в это время сместились вниз в области, еще не истратившие запасы энергии. И только после того, как и энергия глубинных пространств оказалась существенно израсходована, наступило оседание платформ.

На Северо-Китайской платформе в мезо-кайнозое не произошло обращения сводовых поднятий, не возникли авлакогены, подобные Байкалу, Танганьике, или послесводовые геосинклинали типа Красного моря. Платформа осела, не потеряв своей целостности. Впрочем, в фундаментах впадин типа Ордосской могут быть погребенные авлакогены (геосинклинали).

Среди полезных ископаемых, связанных со сводообразованием, важное место занимает каменный уголь. Не меньшие перспективы, по нашему мнению, имеются и на нефть. Громадный по площади, глубокий Чжилийско-Маньчжурский межсводовый прогиб выполнен слабо измененными мощными осадочными толщами. Положение прогиба между двумя сводами в условиях сильного расчленения разломами создает весьма благоприятную обстановку для движения углеводородов по разломам и концентрации их в пористых пластах. В этом отношении Чжилийско-Маньчжурский межсводовый прогиб очень похож на Западно-Сибирскую низменность. Месторождения нефти здесь уже известны.

К изверженным породам Большого Хингана приурочены месторождения олова, золота, свинца, цинка, ртути, алунита и др. Можно предполагать наличие здесь медно-никелевых месторождений, связанных с дифференцированными основными интрузиями. С позднепротерозойским комплексом сводообразования связаны железистые кварциты.

СИХОТЭ-АЛИНЬСКАЯ И ОХОТСКАЯ МЕЖПЛАТФОРМЕННЫЕ СТРУКТУРЫ

По Н. А. Беляевскому и др. (1963), Японское море в той части, которая расположена к востоку от Сихотэ-Алиня, сформировалось на срединном массиве, существовавшем с кембрия до неогена включительно. М. И. Ициксон и А. М. Смирнов утверждают, что платформенный режим здесь и на северо-восточном окончании Северо-Китайской платформы установился в кембрийском периоде после слияния Ханко-Уссурийских байкалид с Уссуро-Охотией.

В девоне на вновь образованном окончании Северо-Китайской платформы на западной границе с платформой Японского моря сформировалось так называемое Бохайское сводовое поднятие. Бохайский свод, как считают С. А. Музылев, М. И. Ициксон и другие, распространялся далеко на запад до Малого Хингана. Возможно, здесь было два более или менее самостоятельных свода. В течение 150 млн. лет Бохайский свод испытывал

медленное, затем быстрое поднятие и денудацию, на нем зародились впадины проседания, переросшие в авлакоген, а потом и в после-сводовую геосинклиналь Сихотэ-Алиня. Вначале в трог отложения по составу и мощности осадков резко отличались от геосинклинальных и были аналогичны комплексу сводообразования. Авлакоген имел длину 1400 км и ширину около 100 км. Вероятно, после-сводовая геосинклиналь Сихотэ-Алиня, образовавшаяся на базе авлакогена подобно современному Красному морю, расположилась в центральной, наиболее поднятой части Бохайского свода. Простираение свода оказалось расположенным вкрест к ранее существовавшим структурам. Произошла коренная их перестройка, что наложило известный отпечаток на последующую его историю. В после-сводовой геосинклинали Сихотэ-Алиня новые структуры в породах, выполняющих трог, хотя в основном простираются согласно с геосинклиналью, но несут в себе черты некоторого отражения структур фундамента.

Э. П. Изох (1966), вслед за другими геологами, отмечает важную роль в структурах Сихотэ-Алиня поперечных разрывных структур как отражение (просвечивание) через верхние структурные этажи разрывов фундамента. Но дело не ограничивается ориентировкой разрывов. Поперечная к геосинклинали Южно-Приморская зона Сихотэ-Алиня выполнена отложениями перм-карбона и мезозоя, но в отличие от севернее расположенных пород эти осадки имеют континентальное и прибрежно-морское происхождение и значительно меньшие мощности. Структуры здесь не линейные, а брахиформные. Подобных поперечных блоков в Сихотэ-Алине насчитывается по меньшей мере пять. На этом примере хорошо видно влияние структур фундамента на структуры наложенных впадин, располагающихся в ином плане. Аналогичные структуры встречаются и в Охотской после-сводовой геосинклинали.

Собственно геосинклинальный характер развития Сихотэ-Алиня наступает значительно позже заложения авлакогена, уже в карбоне, когда он приобретает и большие размеры (С. А. Музылев, М. И. Идиксон и др.). Расположенный к западу от Сихотэ-Алиня, Уссури-Ханкайский массив при этом оставался поднятым, хотя и испытал некоторое дробление и поставлял во вновь образовавшуюся геосинклиналь обломочный материал. На месте окраинных морей Восточной Азии располагались области сноса — активизированные платформы. Вероятно, Японские острова в то время представляли собой окраину Азиатского континента, переживавшую геосинклинальное развитие. Породы протерозоя, развитые в Японии, свидетельствуют о том, что уже в протерозое здесь размещалось не океаническое дно, а геосинклиналь.

Заполнение геосинклинали Сихотэ-Алиня продолжалось в перми, а в триасе, одновременно с началом сводообразования Северо-Китайской платформы, в прогибе зарождается Центральное поднятие. Инверсионный процесс сопровождается складко-

образованием и внедрением позднемезозойских гранитоидов, осуществлявшимся с юры до позднего мела. Основная их масса интродировала в позднемеловое время (Нагибина, 1967), т. е. во время самого энергичного мезозойского вулканизма на Северо-Китайской платформе. Геосинклинальное развитие Сихотэ-Алиня прекращается к сенону, а в конце мела происходит окончательное замыкание геосинклинали (Беляевский и др., 1963). За время геосинклинального развития Сихотэ-Алиня с карбона до мела накопилась толща общей мощностью порядка 15—17 км.

Сихотэ-Алиньская послесводовая геосинклиналь ограничена западным, центральным и восточным разломами. По Н. А. Беляевскому и Ю. А. Громову (1955), центральный разлом имеет длину свыше 700 км, прямолинеен и имеет северо-восточное простирание, согласное с простиранием выполняющих геосинклиналь отложений. Разлом отделяет позднепалеозойские породы главного Сихотэ-Алиньского антиклинория от восточнее расположенных мезозойских отложений, образующих синклинорий. Падение сместителей разлома крутое ($75-80^\circ$), амплитуда 4—5 км. Ширина зоны катаклаза и милонитизации 200—300 м. В позднем палеозое разлом, по-видимому, еще не существовал (не наблюдается его влияния на литологический состав отложений). Лишь в триасе близ него появились мощные слои конгломератов и песчаников. Разлом зародился в связи с началом инверсии, появлением центрального поднятия на границе его с прогибом. Иначе говоря, и в этом случае разлом зарождается в результате развития складчатых форм, как следствие вертикальных движений противоположного знака.

Морские условия в упомянутом прогибе сохранились до сеномана включительно. Наряду с осадочными породами в нем широкое распространение получили риолиты и базальты. Мощность их достигает 5—6 км. Продолжаются излияния кислых эффузивов в датском веке. С эоцена вулканизм сокращается, начинается образование наложенных впадин, имеющих вид узких, до 10 км, депрессий, обрезанных с одной или обеих сторон сбросами. Депрессии заполняются угленосными отложениями и вулканогенными породами кислого и среднего состава как палеоцен-эоценового, так и олигоцен-миоценового возраста. Сихотэ-Алинь превращается в ороген. Причем, вероятно, конфигурация его при этом оказывается сходной со сводовым поднятием девона. Восточный склон орогена распространялся на западные районы Японского моря.

Контуры орогена очерчены реками. На северо-западе у основания гор располагается р. Уссури, а затем после слияния ее с Амуром последний обходит горы с северо-запада и севера, а еще совсем недавно ограничивал их и с востока. До образования Татарского пролива р. Амур от современного своего устья направлялась не на восток — в Охотское море, а на юг — в Японское море по широкой долине, которая до сих пор хорошо

прослеживается по дну Татарского пролива. По сейсмическим данным, под Татарским проливом мощность осадочной толщи достигает 8 км. Вероятно, это осадки Амура.

Сихотэ-Алинь, испытав складкообразование и замыкание в конце мела, тут же был вовлечен в орогенный процесс, синхронный сводообразованию, переживаемому платформой. Однако, в отличие от сводовых поднятий, Сихотэ-Алиньский ороген проходил горообразование в ускоренном темпе. Это было, вероятно, связано с меньшей степенью его консолидации. В течение одного третичного периода ороген оказался высоко поднятым и расчлененным сбросами; образовались глубокие впадины проседания, выполненные угленосными отложениями, проявлялся, хотя и в небольших масштабах, вулканизм, известны и следы оледенения — цирки, карры, трюги. Широко развитыми оказались миоценовые и плиоценовые базальты. Потоки базальтов, мощностью обычно 100—300 м, наклонены к берегу моря. Галечники их содержатся в речных и морских четвертичных террасах (Кропоткин, 1956). Отложения морских террас ложатся на базальты.

Аналогичные во всех отношениях базальты известны и на западном берегу о. Сахалина. Не менее широко они, вероятно, распространены и по дну Японского моря и Татарского пролива. Б. А. Петрушевский (1966) оценивает базальтовый вулканизм этого времени как исключительно сильный и очень широко развитый. Как следствие его следует рассматривать оседание платформы и образование окраинных морей Японского, Охотского, Берингова. Амплитуда оседания района Сихотэ-Алиня оценивается в 250—700 м.

В западной части Приморья в Приханкайской равнине и к югу до г. Уссурийска отмечаются повышенные значения силы тяжести в редукции Буге. В осевой зоне Сихотэ-Алиня гравитационные аномалии приобретают хотя и слабые, но все же отрицательные значения. Восточнее гравитационное поле вновь становится положительным и значения его быстро нарастают таким образом, что в 100 км к юго-востоку от мыса Поворотного мощность земной коры утоняется до 10 км и гранитный слой исчезает нацело. Впрочем, на подводной возвышенности Ямато на юге Японского моря имеется слой мощностью 2—3 км с граничной скоростью сейсмических волн 5,6 км/с, который почти несомненно является остатком гранитного слоя. Отсюда подняты риолиты (Береснев, Кобылин, 1969). Земная кора Южного Сахалина и прилегающих акваторий относится к континентальному типу. По гравиметрическим данным, мощность земной коры в пределах Приморского края примерно равна 35 км, а мощность гранитного слоя определяется в 20 км. Под горным сооружением Сихотэ-Алиня предполагается некоторое увеличение мощности земной коры.

На примере Сихотэ-Алиня хорошо видно, как сводообразование приводит к возникновению послесводовой геосинклинали, как геосинклинальное развитие, в результате накопления много-

километровых толщ осадков, превращающихся в гранитный слой, изживает себя. На смену ему приходит орогенез и, по-видимому, вновь платформенное состояние. На примере Сихотэ-Алиня также видно, что тектонические движения в геосинклинали, в том числе и в орогене, в общих чертах могут быть синхронны с тектоническими движениями на платформе. Но мы далеки от мысли, чтобы эти весьма длительные процессы на обширной платформе подчинялись движениям в небольших геосинклиналях, порожденных платформами. Правильнее считать, что тектоническое развитие платформ и геосинклиналей подчинено более общим явлениям тектогенеза, накоплению энергии в глубинных слоях земной коры и мантии и ее разрядке.

Аналогично развивались события по северо-западному и северному берегам Охотского моря. Почти непосредственно к Охотскому морю под прямым углом подходит Становое сводовое поднятие и здесь обрывается поперечно к нему расположенным, так называемым вулканическим поясом. Исследователи дают ему различные названия, как различно понимают его природу и границы распространения. Нам представляется, что прав Б. А. Петрушевский (1966), подразделяющий грандиозный вулканический пояс, прослеживающийся от Чукотского полуострова на севере до южного окончания Сихотэ-Алиня на несколько более или менее самостоятельных частей. Одну из них мы уже рассмотрели в качестве Сихотэ-Алиньской послесводовой геосинклинали, другую будем называть Охотской послесводовой геосинклиналью (авлакогеном). Она непрерывно прослеживается от северного берега залива Шелехова до Удской губы (см. рис. 14).

По Л. А. и Б. А. Снятковым, пояс представляет собой гирлянду вулканических дуг, возникших на мезозойском складчатом основании в заключительную стадию его образования. Дуги эти сопоставляются с современными дугами Тихого океана. В общем такого же мнения придерживается и Е. К. Устиев. М. И. Ициксон считает, что этот пояс с поздне мелового периода оказался включенным в область сводовых поднятий. В. Ф. Белый и С. М. Тильман (1966) относят его к особой категории пограничных структур, возникших на торцовом сочленении крупных структурных элементов земной коры.

Восточно-Сибирская подвижная платформа в среднем палеозое в результате сводообразования испытала дробление. С этим временем и связано зарождение протяженных послесводовых геосинклиналей и авлакогенов (Сихотэ-Алиньской, Верхояно-Колымской, а в карбоне, по-видимому, Охотской). Вероятно, формирование ее происходило также в результате развития сводового поднятия, но о нем мы почти ничего не знаем. Правда, непосредственная близость Омолонского, Балыгычанского, Охотского, Еропольского и Яблонского массивов к Охотской геосинклинали свидетельствует как будто бы о том, что это части бывшего

древнего свода. И внутри геосинклинали имеются блоки докембрийских пород.

Геосинклиналь возникла на границе Охотской и Восточно-Сибирской платформ и области современного Станового свода. В позднем палеозое, когда Восточно-Сибирская подвижная платформа перестала существовать и погрузилась под уровень моря, а область современного Станового свода была равниной, Охотская платформа была высоко поднятой и поставляла осадки. Вероятно, такое же положение последняя занимала и в мезозое, когда в Восточной Сибири формировались горные сооружения. В кайнозое Восточная Сибирь оставалась примерно в прежнем положении, а Охотская платформа глубоко осела. Эти асинхронные движения фокусировались в Охотской межплатформенной зоне. Но в этой зоне сочленялись структуры, ориентированные вкрест друг другу. Такие структуры не могут развиваться без разграничивающего их разрыва даже тогда, когда они испытывают одинаковые по знаку и скорости движения. В самом деле к структуре, расположенной согласно с шовной зоной, будет подходить структура с торцовой ориентировкой. Поскольку размеры структур по простиранию во много раз больше, чем вкрест простирания, то с одной структурой, расположенной по простиранию, будет контактировать несколько поперечно ориентированных структур, из которых одни будут подниматься (антиклинории или сводовые поднятия), другие — опускаться или медленнее подниматься (синклинории и межсводовые прогибы). Именно в таких условиях располагались Охотский и Монголо-Охотский межплатформенные пояса.

Несогласно с большим перерывом то на раннепалеозойские, то на докембрийские породы фундамента ложатся отложения ранней перми. Ими здесь начинается верхоянский комплекс. В настоящее время, как отмечалось, имеются основания считать начало формирования верхоянского комплекса среднекарбонным, возможно раннекарбонным. Весьма важно, что эти отложения с более поздними образуют согласные структуры (Белый и Тильман, 1966). При этом, как пишут В. Ф. Белый и С. М. Тильман, решительно нет никаких данных утверждать, что между ними имеются резкие структурные несогласия.

Следовательно, после длительного перерыва в осадконакоплении и глубокой денудации сформировалась отрицательная структура, располжившаяся поперечно к структурам Восточной Сибири. Отсюда достаточно обоснованным представляется утверждение о том, что в среднем палеозое, вероятно в девоне, поперечно к структурам Восточной Сибири на границе с Охотской платформой начал формироваться Охотский свод. Именно в девоне формировались Бохайский и Верхояно-Колымский сводовые поднятия. Между столь различно ориентированными структурами уже в то время должны были возникнуть разрывные нарушения. В карбоне на своде возникла геосинклиналь, а в связи с пермской (карбонной?) трансгрессией в нее проникло море.

Возникшая таким образом структура, по Е. К. Устиеву, имеет черты сходства и с платформами, и с геосинклиналями. Подобно платформам она имеет ярусное строение. С геосинклиналями сближает относительно сложное тектоническое строение и большая роль вулканизма. Выполняющие Охотскую геосинклиналь осадки подразделяются на три яруса: нижний, средний и верхний. В состав нижнего яруса входит верхоянский комплекс. Мощность только поздне триасовых, ранне- и среднеюрских осадочно-вулканогенных толщ равна около 2000 м, а местами триасовых и юрских пород около 7000 м (Белый и Тильман, 1966). В них много вулканических пород, а тектонические структуры отличаются большой сложностью.

В поздневоложское время море покинуло прогиб и окрестности. В пресноводных бассейнах формируются мощные толщи раннемеловых осадков среднего яруса. Между нижним и средним ярусами отмечается отчетливое угловое и стратиграфическое несогласие. С началом неокома связано поднятие в пределах геосинклинали горных хребтов и широкой полосы вулканов. На орогене возникли наложенные впадины, занятые озерами и реками. Стали накапливаться большой мощности терригенные отложения. Ширина орогена этого времени достигает сотен километров.

На раннемеловые отложения несогласно ложатся осадки позднего мела, носящие также континентальный угленосный характер, перемежающиеся с покровами и потоками лав дацитов, липаритов, щелочных липаритов и большими массами туфов. Осадки мощностью до 2000 м собраны в очень пологие складки. В позднем мелу восточноазиатские мезозойды совместно с современными окраинными морями представляли единую область горообразования, продолжающуюся далеко на юго-запад в пределы Северо-Китайской платформы.

Верхний структурный ярус представлен третичными отложениями. С палеоцена весь ороген вновь оказывается охваченным вулканизмом. На смену кислым лавам, извергавшимся вулканами центрального типа, пришли почти исключительно основные лавы, изливавшиеся по трещинам. Накапливались и отложения небольших озер и рек, лежащие почти горизонтально. Мощность от 300 до 1200 м. Этапы развития Сихотэ-Алиньского орогена начинались на половину периода позже, чем Охотского. Средний состав раннемеловых эффузивов соответствует андезиту, позднемеловых — липариту, третичных — андезито-базальту. В четвертичном периоде вулканизм прекратился.

Для Охотского орогена характерно широкое развитие, наряду с продольными, поперечных структур. Широтную ориентировку имеют некоторые впадины и разломы. Это связано с тем влиянием, которое оказывали формировавшиеся по соседству субширотные структуры Восточной Сибири и, вероятно, такое же простираение пород древнего фундамента.

Е. К. Устиев отмечает, что подобно Сихотэ-Алиню на Охотском орогене отмечается три несогласия (поздне меловое, палеогеновое и неогеновое), гранитные интрузии сопровождаются олоянно-вольфрамовым, полиметаллическим, золотым и скарново-железным оруденением. Характерна для орогена также концентрация ртути, сурьмы, молибдена, фтора. Г. М. Власов, М. И. Ициксон и другие считают, что важнейшее рудоконтролирующее значение имеют послегеосинклинальные грабенообразные депрессионные структуры, выполненные субаэральными вулканогенными и осадочными отложениями.

Северная часть Охотского моря и о. Сахалин имеют слабо положительные и слабо отрицательные аномалии Буге, а южная часть моря — интенсивные положительные аномалии. Земная кора северной части Охотского моря и Камчатки типично континентальная. Мощность коры Камчатки, Сахалина и Курильской дуги несколько больше, чем северной части моря, так же как больше мощность земной коры в горных сооружениях по сравнению с равнинными областями.

Е. К. Устиев считает возраст северной части Охотского моря послеледниковым, а наличие древнего массива здесь твердо установленным. Еще в перми сносился обломочный материал с территории Охотского моря на территорию современного побережья.

О недавнем опускании территории Охотского моря заключает Г. У. Линдберг (1955) на основании изучения пресноводных рыб бассейнов рек, впадающих в Охотское море. Рельеф морского дна весьма похож на рельеф континента близ берега, первый является как бы продолжением второго. Речные долины побережья продолжают далеко в глубь моря. Следовательно, рельеф морского дна выработан в субаэральных условиях, дно моря было сушей. Но на дне Охотского моря долина Амура не обнаруживается. От современного устья Амур по Татарскому проливу направлялся на юг, в Японское море. Именно здесь и располагается хорошо известная крупная подводная долина, несомненно принадлежащая Амуру.

Этот вывод подтверждается и видовым составом рыб в реках, впадающих в Охотское море. Долины рек северного и северо-западного побережья Охотского моря по дну его не идут на сближение с Амуром, а, сливаясь, прослеживаются к центральной части моря. Довольно самостоятельно и рыбное население этой системы реки Палеопенжины. В ней отсутствуют рыбы современного Амура, за исключением гальяна. Зато в реках Кореи водятся некоторые современные рыбы Амура. Амур недавно близко подходил по территории современного Японского моря к Корее и обменивался с ее реками фауной.

Из изложенного вытекают следующие выводы.

Охотская послесводовая геосинклиналь (авлакоген) зародилась, как и Сихотэ-Алиньская, вероятно, одновременно с ней в раннем карбоне на сводовом поднятии. И хотя мощность мор-

ского осадконакопления и интенсивность складкообразования здесь были меньше, чем в Сихотэ-Алине, это не помешало ей пройти аналогичный путь развития. Охотская послесводовая геосинклиналь (авлакоген) испытала инверсию в раннем мелу — одновременно с максимальным проявлением сводообразования Северо-Китайской платформы и с замыканием Верхояно-Колымской геосинклинали. У межплатформенных структур Сихотэ-Алиня и Охотской аналогичными были вулканизм, металлогения и то, что вслед за грандиозным базальтовым вулканизмом в четвертичное время произошло оседание и самих орогенов и восточнее их расположенных платформ Охотского и Японского морей.

Поскольку в обоих случаях за формированием сводового поднятия следует образование послесводовой геосинклинали, можно видеть во втором следствие первого. И наоборот, поскольку процессу, характеризующемуся преимущественно осадконакоплением, приходит на смену обратный процесс сноса, то кажется обоснованным видеть и между ними причинно-следственную связь. Напрашивается и такой вывод: для превращения послесводовых геосинклиналей в орогены оказывается достаточно одной мезозойской эры. В палеогене на Северо-Китайской платформе и на Охотском своде и, вероятно, на Сихотэ-Алине отмечается уменьшение тектонической активности. На Становом своде оно продолжалось почти весь кайнозой.

Территория Японского и Охотского морей до четвертичного периода была поднята выше уровня моря. Впрочем, центральные части платформ, как и сейчас, занимали относительно пониженное положение и представляли собой крупные овальные межсводовые прогибы с приподнятыми бортами, подобные современным прогибам Африки: Чад, Калахари, Конго. Близки у них и размеры: 900—1000 км × 1500—1800 км. Это доказывается, например, тем, что к центру Охотского прогиба с Охотского орогена направлялась система крупных многоводных рек, оставивших на дне Охотского моря широкие долины. То же самое можно сказать и про прогиб Японского моря, в который направлялись Амур, Хуанхэ и другие реки. Орогены Сихотэ-Алиня и Охотский служили их естественными границами и оказались берегами вновь образовавшихся морей.

В позднем палеозое, мезозое и кайнозое, превращаясь из свода в геосинклиналь, а затем в ороген, обе структуры оставались межплатформенными образованиями. В этом их главная особенность. Иначе говоря, межплатформенная структура, порождаемая асинхронными движениями платформ, в зависимости от стадии развития и условий, может принимать различные формы.

ПЕРИОДЫ СВОДООБРАЗОВАНИЯ ГОНДВАНЫ

Южная Африка. На породах комплекса основания несогласно лежит комплекс системы Витватерсранд, наиболее типично развитый в Центральном Ранде. Породы этой и вышележащих систем

до Карру включительно выполняют округлый прогиб с диаметром около 250 км. В центре его находится инверсионный Вредефортский купол диаметром около 60 км. Он высоко поднят по разломам и окружен центриклинально к нему падающими комплексами упомянутых пород, мощность которых нарастает к центру прогиба.

Система Витватерсранд мощностью 7,5 км делится на нижний и верхний отделы. Радиометрический возраст основания ее 2540 млн. лет. Нижний отдел сложен преимущественно глинистыми сланцами и кварцитами, иногда конгломератами. Есть валуны с ледниковой штриховкой. Верхние нижнего отдела особенно богаты сланцами, а также содержат вулканические породы и туфы. Верхний отдел мощностью до 4,5 км образован толщами кварцитов (гравелитов и конгломератов) с прослоями глинистых сланцев. Нередко кварциты богаты золотом и углистым веществом, есть алмазы. Вверху имеются основные туфы и лавы-мандельштейны Берд мощностью до 100 м.

Г. Ре (Reh, 1957) утверждает, что очень большую роль среди описываемых конгломератов имеют отложения ледниковой природы. Породы прорваны многочисленными дайками. Содержание кремнезема 73—86%. На породы Витватерсранда и на комплекс основания с размывом ложится вулканическая система Вентерсдорп (базальты, андезиты, есть кварцевые порфиры, мощность до 1800 м). Извержения носили трещинный характер. Осадочные породы представлены конгломератами, гравелитами, песчаниками, сланцами. Падение местами крутое, много сбросов.

На эродированную и пенепленизированную поверхность лав Вентерсдорп и на нижележащие породы несогласно ложатся осадки Трансваальской системы. В основании ее находятся золотоносные кварциты с прослоями глинистых сланцев. Вверх она переходит в доломитовую свиту мощностью до 2100 м. Выше без видимого несогласия, но с размывом, местами на породы основания ложится свита Претория, относимая к той же системе. Она имеет мощность 4200—7200 м, падение под углом 10—35°. Состав галечника в основании свиты указывает на большие масштабы размыва и длительный перерыв в осадконакоплении. Свита Претория сложена глинистыми сланцами, преимущественно белыми кварцитами и горизонтами вулканитов. Встречены железистые кварциты и ледниковые образования, подстилающие вулканические породы Онгелука (средняя часть свиты). Вулканиты Онгелука широко развиты, имеют андезитовый состав и мощность до 1500 м. Среди лав есть горизонты осадочных пород, а в их составе графитоносные сланцы. Верхние свиты образованы также мощными, до 2400 м лавами, аналогичными онгелукским, с прослоями глинистых сланцев и кварцитов. Встречаются сиениты.

Свиту Претория прорывает и на нее и более древние породы ложится бушвельдский магматический комплекс. Абсолютный возраст 1950 млн. лет. Сложен норитом и габбро внизу и красным

гранитом сверху. В теле массива имеются породы от ультраосновных до ультракислых. Лополит повторяет форму мульды и падает согласно с напластованием пород под углом от 10 до 60°. Мощность его очень велика. А. Дю Тойт (1957) считает, что все породы комплекса происходят из единой магмы, приближающейся по составу к основным лавам свиты Претория.

В бушвельдском комплексе содержатся огромные запасы платины, хромита и магнетита, имеются оловянные руды, связанные с красным гранитом. К кварцевым жилам приурочено золото, добываются руды ванадия и флюорита. Это наиболее яркий пример того, какой набор полезных ископаемых может породить дифференцированная интрузия основной магмы.

Несогласно на свиту Претория и породы основания ложатся системы Лоскоп и Ватерберг. Формирование систем происходило позже становления бушвельдского комплекса. Сложены они красноцветными кварцевыми песчаниками, гравелитами, конгломератами, глинистыми сланцами. Верхнюю часть слагают известняки, андезиты и базальты мощностью до 1500 м. Имеются интрузии диабазов, щелочных сиенитов, трахитов и нефелиновых сиенитов. Радиометрический возраст 1950—1790 млн. лет. А. Дю Тойт (1957) и С. Г. Хоутон (1966) определяют возраст системы либо как раннепалеозойский, либо как позднедокембрийский.

На выровненной поверхности с резким несогласием лежат осадки системы Нама, в свою очередь покрываемые породами Карру. В центральном районе в основании системы располагаются песчаники и кварциты с прослоями конгломератов, имеются тиллиты. Вверх через глинистые сланцы они переходят в известняки мощностью около 200 м, глинистые сланцы и песчаники. Вулканические породы в ней неизвестны. Залегание пологое, много сбросов. Имеются органические остатки. Возраст вендский.

Молодой цикл сводообразования Южной Африки начался в позднем карбоне (Корешков, 1960) и зафиксирован комплексом Карру. Примерная схема расположения сводовых поднятий того времени изображена на рис. 15. Основными центрами оледенения были наиболее высокие участки Трансваальского сводового поднятия: Виндгук, Грикваленд, Наталь и Трансвааль. Второе сводовое поднятие можно назвать Луалабским, оно располагалось в общем по 28° в. д. Вероятно, оба свода соединялись, как это изображено на рис. 15. В пределах сводовых поднятий располагаются наиболее древние породы Южной Африки, а также тиллиты Двайка, отложения Карру. Впадины проседания и разломы ориентированы в общем согласно простираению сводов.

Несмотря на то что речь идет о древних палеозойских структурах, современная речная сеть их отражает. Так, р. Лимпопо берет начало на западе Трансваальского центра оледенения, описывает около него с севера полудугу и впадает в Индийский океан. Левые притоки ее также берут начало, но уже на востоке этого поднятия. Притоки р. Оранжевой берут начало на юге

Трансваальского поднятия и текут на запад, в Атлантический океан. Центр максимального оледенения является главным водоразделом крайнего юга Африки. Истоки р. Замбези, наоборот, располагаются вблизи побережья Атлантического океана. Здесь находится главный водораздел рек Конго, Замбези и Кунене.

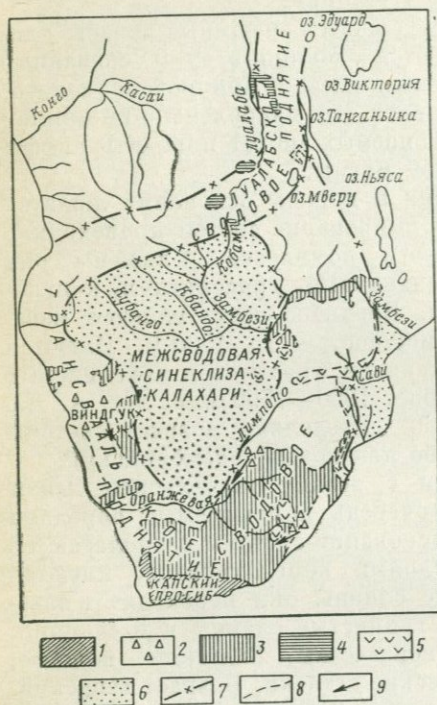


Рис. 15. Схематическая карта позднеледниковых сводовых поднятий Южной Африки.

1 — напские отложения; 2 — тиллиты серии Двайка; 3 — осадочные отложения серии Карру; 4 — отложения серии Лукуга; 5 — трапши серии Двайка; 6 — третичные отложения; 7 — границы сводовых поднятий; 8 — границы геологических отложений; 9 — направление движения ледников

Имеются указания (Дю Тойт, 1957), что и здесь располагался центр позднекарбонного оледенения. Отсюда широко разветвленная в условиях равнины система р. Замбези по межсводовой впадине Калахари следует на восток, пересекает северовосточное окончание Трансваальского сводового поднятия и заканчивается в Индийском океане. При пересечении высоких отрогов Трансваальского свода система Замбези резко сужается, река образует водопад Виктория. Такое странное в современных условиях поведение р. Замбези становится легко понятным, если признать наличие в ее истоках древнего Трансваальского сводового поднятия.

Межсводовый прогиб Калахари заполнен горизонтально лежащими третичными и системы Карру континентальными осадками (Дикси, 1959). Судя по окнам среди этих пород, они лежат преимущественно на допалеозойских платформенных отложениях.

Л. Каэн (1958) убедительно доказывает унаследованность современной системой р. Конго долин позднекарбонных ледников Луалабского сводового поднятия. Приведенные выше данные говорят о том, что и реки Оранжевая, Лимпопо и Замбези весьма консервативны и унаследуют современный план строения с палеозоя. Луалабское сводовое поднятие в южном направлении не достигало, вероятно, р. Замбези и разветвлялось на два свода. Об этом говорят как широко развитая здесь система этой реки,

пониженный рельеф этого района, так и имеющийся платформенный чехол. Ось Трансваальского сводового поднятия пересекает структуры фундамента под углом около 50° в восточной ветви и до 90° — в западной.

Изложенные факты позволяют сделать некоторые выводы. Прежде всего нельзя не признать, что породы, начиная с системы Витватерсранда, являются комплексами сводообразования (комплекс отложений Витватерсранд и лав Вентерсдорп условно можно отнести к орогенному этапу). Об этом свидетельствует их литологический состав, преимущественно наземный характер, тиллиты, графиты, относительно невысокая тектоническая нарушенность и метаморфизм, характер вулканизма, последовательность отложения и пр. Кварциты и сланцы преимущественно пестроцветные, совершенно аналогичны содержащимся в древних комплексах сводообразования Фенноскандии, Русской платформы и Урала. Образование таких пород в геосинклинальных условиях исключается. Отвечает сводообразованию простое тектоническое строение комплексов, усложняющееся к разломам, преимущественное развитие сбросов, округлые формы прогибов. Соответствует сводообразованию и вулканизм, преимущественно основной, трещинного характера.

Первое сводообразование началось формированием свиты Претория, а завершается образованием бушвельдского комплекса, абс. возраст которого (1950 млн. лет) на два цикла сводообразования моложе системы Витватерсранда (2540 млн. лет). Последующей за вулканизмом трансгрессии моря не отмечается, но наступивший перерыв в осадконакоплении, который фиксируется в основании системы Ватерберг, является указанием на снижение тектонической активности.

Система Ватерберг является также типичным комплексом сводообразования. Отложения системы Нама, по-видимому, отвечают последнему позднепротерозойскому сводообразованию. Пока неясно, какие события происходили между излиянием лав Вентерсдорп и отложением свиты Претория, а также между временем сводообразования Претория и Ватерберг.

Геологическое строение Южной Африки еще слабо изучено. Для ряда комплексов сводообразования стратиграфическое положение остается неясным (системы Дамара, Матсап, Отави, Кибара и др.), хотя многое в этом отношении уже выяснилось. Еще сложнее вопрос сопоставления между собой многочисленных комплексов различных областей Африки.

В Южной Африке имеются геосинклинали, которые по своему положению на древней платформе и возрасту могут рассматриваться как послесводовые. Ю. М. Шейнманн в предисловии к книге Л. Казна (1958) выделяет, например, Кибаро-Урундийский складчатый пояс (возраст 800—1350 млн. лет). Структуры пояса секут более древние платформенные структуры (рис. 16). Геосинклинальный трог выполняют внизу филлиты, сланцы, кварциты,

конгломераты, эффузивы, сверху — известняки со строматолитами, мощность более 10 км. Часть осадков сильно метаморфизована. Много гранитных интрузий с оловоносными и редкометальными пегматитами. Складки линейные. Западнее трога в области Касаи-Ломами и в Анголе располагалась платформа, восточнее, по крайней мере на территории Уганды, Кении, Замбии, Танзании, Мозамбика, Родезии и ЮАР, располагалась

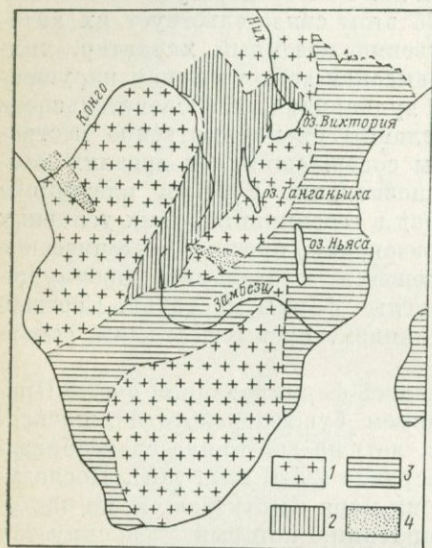


Рис. 16. Схематическая карта структур Южной Африки геосинклинального типа в протерозой (Каэн, 1958).

1 — платформа; 2 — складчатые пояса Кибарского цикла (800—1350 млн. лет); 3 — то же Катангского цикла (600—650 млн. лет), 4 — структуры типа Донбасса

вторая платформа. При замыкании Кибаро-Урундийской геосинклинали обе платформы были спаяны в одну. Платформенные позднепротерозойские отложения группы Катанга и ее аналоги (абс. возраст 630—520 млн. лет) в Конго, Родезии, Танзании, Анголе и Намибии лежат на геосинклинальных отложениях Кибара и ее аналогах после перерыва с резким угловым несогласием (Колотухина и др., 1964, Хоутон, 1966).

На юге провинции Катанга пологолежащие слабо метаморфизованные породы группы Катанга переходят в сильно метаморфизованные породы, смятые в сложные складки. Это катангиды, образовавшиеся в послесводовой геосинклинали, заполненной сланцами, песчаниками, известняками, основными лавами и силлами.

Отложения богаты медными месторождениями мирового значения. Трог занимает также резко секущее положение по отношению к структурам платформы (см. рис. 16). Вероятно, развитие этой геосинклинали было одновременным формированию серии Нама и ее аналогов или несколько древнее.

На платформе имеются в общем одновременные описанным геосинклиналям авлакогены типа Донбасса. Один из них находится в нижнем течении р. Конго и имеет северо-западное простирание, другой — в Катанге. Они имеют меньшие размеры, выполнены сланцево-песчаниковыми и сланцево-известняковыми породами, слабо метаморфизованными и почти лишенными продуктов вулканической деятельности. Вместе с тем складчатые структуры здесь интенсивные, нередки опрокинутые складки

и надвиги. Еще в докембрии Катангская геосинклиналь и прогибы типа Донбасса замкнулись, и Южно-Африканская платформа вновь стала единой. Кажется обоснованным утверждение, что Кибаро-Урундийская и Катангская геосинклинали, а также упомянутые авлакогены образовались в результате обрушения сводовых поднятий, являются послесводовыми.

Очередное палеозойское сводообразование (комплекс Карру) привело к распаду Гондваны, формированию океанических впадин, зарождению послесводовой геосинклинали Красного моря, вполне соответствующей по характеру Кибаро-Урундийской и Катангской геосинклиналям. Современные авлакогены Танганьика и Ньяса, вероятно, в будущем перерастут в новые послесводовые геосинклинальные пояса. Если же их развитие остановится на современной стадии, они дадут начало авлакогенам типа Донбасса, низовьев Конго, Катанги.

Таким образом, перед нами четко вырисовывается тектоническая жизнь Южно-Африканской платформы с ее периодическими сводообразованиями, зарождением на сводах послесводовых геосинклиналей, их отмиранием и т. д. Ю. М. Шейнманн правильно подметил наличие двух взаимно противоположных процессов: с одной стороны, дробление платформ геосинклиналями, а с другой, — цементацию их теми же геосинклиналями. Но он не показал направленности этих, казалось бы, без конца повторяющихся событий, а также механизма заложения геосинклиналей. Неправ он, полностью отрицая процесс наращивания платформ за счет геосинклиналей. Это наращивание имеет широкое распространение, оно осуществляется за счет первичных геосинклиналей. Таким путем возникают новые платформы и наращиваются старые. Но есть обратный процесс, особенно четко проявляющийся на древних платформах, процесс их уничтожения через ряд циклов дробления и консолидации. Его мы особенно полно и видим в Южной Африке.

Индостанский полуостров. Еще одним примером области со сложной и длительной историей сводообразования на Гондване может служить Индостанский полуостров. Породы древнейшей (древнее 2450—2300 млн. лет) дарварской системы имеют почти меридиональное юго-юго-восточное простирание. Более молодые породы восточногогатской системы имеют северо-восточное простирание и развиты по юго-восточному побережью полуострова. Радиометрический возраст жил, прорывающих эти породы, 1550—1765 млн. лет (Муратов, 1964).

Широко развиты на полуострове породы куддапахской, виндийской и гондванской систем, а также декканские траппы. Куддапахская система отложений хорошо представлена в одноименной впадине. Куддапахскую впадину, имеющую форму правильного полумесяца диаметром около 400 км, со всех сторон окружают архейские породы (рис. 17). Куддапахская система в этой впадине имеет следующее строение. На дарварской серии несогласно

лежат гулчеруйские кварциты, выше согласно перекрытые сланцами и известняками вемпаллейского горизонта. В верхние слои последнего внедрены долеритовые и базальтовые силлы. Мощность 1350 м. Аналогично построены серии чейярская, налло-малайская и Кистана (Корешков, 1960).

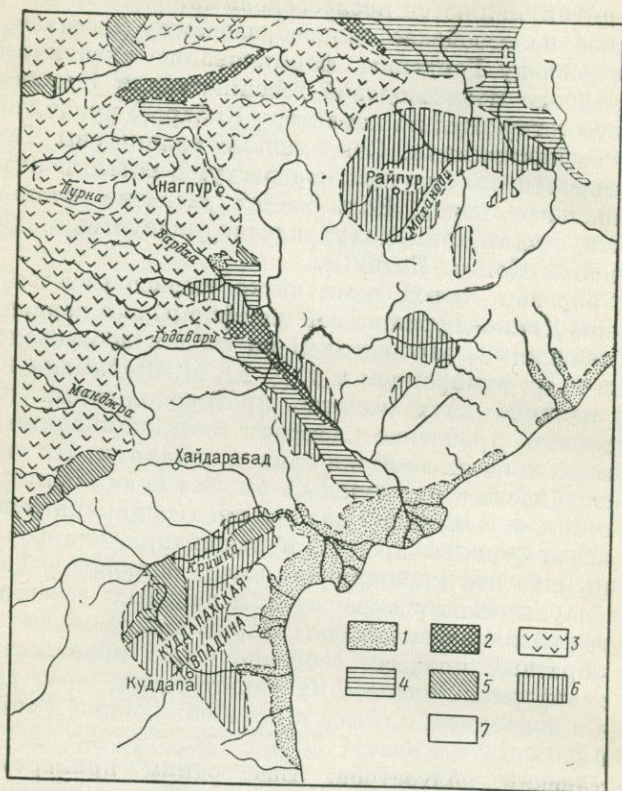


Рис. 17. Схематическая карта геологического строения Индостанского полуострова.

1 — кайнозойские отложения; 2 — мезозойские отложения; 3 — декканские траппы; 4 — гондванская система пород; 5 — то же, вишдийская; 6 — то же, куддапахская; 7 — архейские породы

Несмотря на большую суммарную мощность, породы куддапахской системы метаморфизованы слабо, до состояния сланцев и филлитов. Причем породы верхних отделов нарушены и изменены слабее нижних. С куддапахскими отложениями параллелизуется совершенно аналогичная гвалиорская система. В штате Биджевар развита так называемая биджеварская серия пород. Внизу на гнейсах лежат кварциты и песчаники, иногда конгломератовидные. Выше наряду с кварцитами залегают известняки и кремнистые брекчии, сопровождаемые лавами, туфами, силлами

и дайками основного состава. Имеются основания предполагать, что дайки являются материнскими для алмазов. Подобные комплексы сводообразования распространены и в других районах Индостанского полуострова: в Дар-Форсте, Джаббалпуре и Реве, в долине Нарбады и Соны. Аналогичный характер носят также

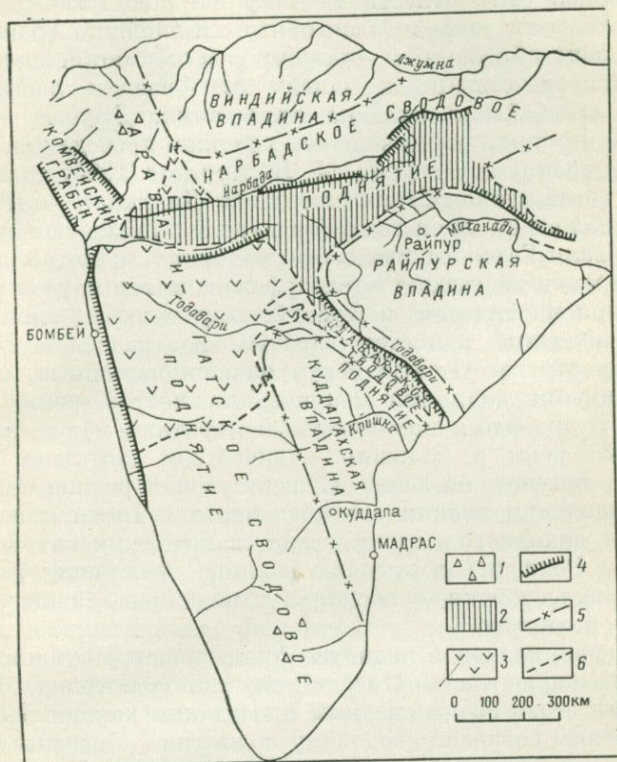


Рис. 18. Схематическая карта позднепалеозойских сводовых поднятий Индостанского полуострова.

1 — тиллиты позднего карбона; 2 — гондванские отложения впадин проседания, включая вулканические; 3 — траппы Декана; 4 — главные разломы; 5 — граница сводовых поднятий; 6 — границы палеозойских отложений.

отложения виндийской системы. Виндийские породы лежат несогласно на денудированной поверхности кудданахских пород, на пенебленизированную поверхность пород виндийской системы, в свою очередь, ложатся толщи гондванской палеозойской системы, пенебленизируемые в настоящее время (Корешков, 1960).

Анализ геологических и геоморфологических данных позволяет в первом приближении наметить сводовые поднятия Гондванского цикла сводообразования (рис. 18). Учитывая расположение впадин проседания, их ориентировку, осадки, их выполняющие,

признаки оледенений, поведение речной сети и орографию, можно выделить на Индостанском полуострове Аравали-Гатское и Нарбадское сводовые поднятия. Первое протягивается от гор Аравали на северо-западе через Западные и Восточные Гаты до южного окончания полуострова. Вероятно, о. Шри Ланка также должен быть отнесен к этому же поднятию. На севере, на своде Аравали располагался центр оледенения. Аравалийский массив разбит сбросами, и тиллиты располагаются часто в грабенах. Непосредственно к западу от Аравали располагается глубокая Камбейская впадина проседания. Другая, вероятно, еще более крупная палеозойская впадина проседания располагается под траппами Деккана. М. В. Муратов (1964) пишет: «Впадина эта (мезо-кайнозойская синеклиза Деккана. — *И. К.*) несомненно наложена на систему Гондванских авлакогенов». Южная часть Аравали-Гатского сводового поднятия, высотой до 2,6 км, сложена древними, высоко метаморфизованными породами.

Несмотря на близость к Аравийскому морю Аравали-Гатское сводовое поднятие является главным водоразделом Индостанского полуострова. Отсюда берут начало спокойные, с хорошо разработанными долинами текущие на восток реки Кришна, Годавари и др. Здесь начинаются и короткие молодые быстрые порожистые реки с большим количеством довольно крупных водопадов, текущие на запад. Существующая речная сеть западного направления возникла в послемеловое время в результате обрушения западного склона свода и потому носит все черты молодости. Реки же восточного склона, несомненно, древние, вероятно палеозойские, поскольку подчинены палеозойскому сводовому поднятию.

Нарбадское сводовое поднятие протягивается субширотно через центральную часть Индостанского полуострова. На всем протяжении этого свода впадины проседания хорошо выражены, ориентированы согласно сводовому поднятию, обрезаны сбросами и выполнены полным комплексом пород гондванской серии. К ним, как обычно и отмечается, тяготеют реки Нарбада и Тапти, текущие на запад, и р. Сон восточного направления. Нарбадское сводовое поднятие является вторым главным водоразделом Индостанского полуострова. С него берут начало реки, текущие на юг (левые притоки р. Годавари и р. Маханади), и правые притоки р. Джумны, стекающие в северном направлении. Возвышенный рельеф (до 1200 м) сохраняется здесь и в настоящее время.

Вероятно, существовало в палеозое и третье сводовое поднятие — Годаварское. За это говорит наличие по течению р. Годавари впадины проседания, выполненной комплексом гондванских отложений. Куддапахский и Райпурский древние межсводовые прогибы разделяются Годаварской впадиной проседания. Иначе говоря, наличие сводового поднятия, разделяющего Куддапахский и Райпурский межсводовые прогибы, здесь было бы совершенно закономерно. Третий древний крупный межсводовый про-

гиб — Виндийский — располагается в разветвлении между Нарбадским сводовым поднятием на юге и Аравали-Гатским на западе.

На Индостанском полуострове, как и в Южной Африке, имеются протерозойские геосинклинали. Так, Сатпурская геосинклиналь имеет широтное простирание, секущее по отношению к более древним структурам. На юге она ограничена крупным разломом Кошпер-белът. По нему сатпурские структуры контактируют с архейскими дарварскими меридиональными структурами. На севере Сатпурскую зону от древнего Виндийского массива отделяет также крупный разлом субширотного простирания. Западная часть этой зоны перекрыта траппами Деккана. Появляясь из-под них в районе Джабалпура, геосинклиналь прослеживается на восток до устья Ганга. Строение ее очень сложное. В основании разреза развиты высоко метаморфизованные биотитовые гнейсы, амфиболиты и другие породы, по степени метаморфизма аналогичные породам фундамента платформы (выходы древнего обрушенного свода), и вышележащие менее метаморфизованные кварцитовые и слюдястые сланцы, кварциты, доломиты и известняково-силикатные породы (собственно сатпурский комплекс послесводовой геосинклинали). Много эффузивных и интрузивных пород. Абсолютный возраст складчатости 900—980 млн. лет.

М. В. Муратов (1964) предполагает распространение сатпурских структур на север под виндийские породы. По общепринятым представлениям, к северу от сатпурской зоны располагается архейский фундамент платформы. Сатпурская же зона, несомненно, — явление позднейшее, наложенная на платформу послесводовая геосинклиналь. Вероятно, в виндийское время здесь располагался вновь свод и служил источником сноса для Виндийской и Куддапахской впадин (межсводовых прогибов). Впоследствии в палеозое в пределах этой зоны возникло Нарбадское сводовое поднятие (см. рис. 18).

Другой молодой геосинклинальной зоной Индийской платформы является Делийская. Она тянется по горам Аравали от Камбейского залива на юго-западе до г. Дели на северо-востоке. Делийская геосинклиналь ограничена разломами. Как и в Сатпурской послесводовой геосинклинали, основанием для геосинклинальных отложений служат древние полосчатые гнейсы и разнообразные кристаллические сланцы. Выше несогласно лежат породы аравалийской серии (биотитовые сланцы, аргиллиты, хлоритовые сланцы, известняки, кварциты колоссальной мощности с мощными эффузивами и туфами). Толща прорвана гранитными интрузиями. Выше трансгрессивно лежат породы серии райало (филлиты, биотитовые сланцы, кристаллические известняки и доломиты мощностью до 600 м). Самая молодая делийская серия (филлиты, хлоритовые, биотитовые и карбонатные сланцы) лежит несогласно на более древних породах. Мощность ее не менее 6000 м, она прорвана интрузиями гранитов

радиометрического возраста 750—865 млн. лет. Есть более молодые граниты — 570—600 млн. лет. Нам представляется, что это также послесводовая геосинклиналь, возникшая на своде, ограничивавшем Виндийский межсводовый прогиб с северо-запада. В виндийское время она уже заполнялась осадками и замкнулась перед началом палеозоя. Обилие кварцитов в послесводовых геосинклиналях возникает за счет тесного соседства с платформами.

М. В. Муратов на основании молодости Делийской зоны считает относительно молодой и Индийскую платформу. С этим нельзя согласиться. Как мы видели на многочисленных примерах, возраст платформ равен возрасту наиболее молодых, но широко развитых пород фундамента. Широко распространенные восточногоатские породы с абсолютным возрастом около 2000 млн. лет определяют и возраст платформы. Это подтверждается высоким их метаморфизмом, а также большим числом комплексов сводообразования, образовавшихся в пределах платформы. Таких циклов сводообразования, не считая условно орогенного папагнейского и гондванского, насчитывается четыре: чейярский, наломалайский, кистано-семрийский и поздневиндийский. При этом мы полагаем, что, поскольку в комплексе кистана имеется лишь нижняя часть цикла, а в семрийском комплексе — верхняя, оба они образуют один полный цикл.

Если принять продолжительность одного цикла равной продолжительности гондванского цикла Южной Африки, Индии, Австралии и Южной Америки, а также аналогичных циклов на Русской платформе и на Урале за 300 млн. лет, то получается, что история протерозойской платформы Индии продолжалась около 1500 млн. лет. С учетом продолжительности фанерозоя возраст папагнейского комплекса оценивается примерно в 2000 млн. лет.

На примере Индостанской платформы мы видим, что и обширные межсводовые прогибы типа Куддапахской впадины, унаследованно развиваясь от цикла к циклу сводообразования, в конечном счете в условиях прогрессирующей денудации оказываются уничтоженными.

*
—————

Следы древнего сводообразования, подобные рассмотренным в Южной Африке и Индостане, столь же четко выражены и на других платформах Гондванского материка: в Южной Америке, Антарктиде и Австралии. Не чужды они и Северной Америке. Такой характер носит, например, свита белт. Она развита на севере США и в Южной Канаде, ее аналоги имеются в Аризоне и Калифорнии. В Канаде на древнейшем основании с угловым несогласием или на коре выветривания лежат конгломераты, кварциты, ледниковые валуны, аркозы, сланцы. Они слабо деформированы, слабо метаморфизованы, рассечены силлами и дайками диабазов. Мощность достигает 4,4 км. Радиометрический

возраст конгломератов по свинцу $2 \pm 0,2$ млрд. лет. Известны в Квебеке, Онтарио, Манитобе, у оз. Атабаска, Б. Невольничьего и Б. Медвежьего. В районе оз. Верхнего с резким несогласием на серию Гурон и ее эквивалент Анемики налегает серия Кивино. Она сложена красноцветными изземными обломочными отложениями и трапами, залегает в грабенообразном прогибе, возможно авлакогене. Вдоль северо-западного склона Канадского щита распространен аналог серии Кивино — серия Копермайн-Ривер, а в северной Гренландии серия Туле (Штилле, 1968). На полуострове Лабрадор известна также послесводовая геосинклиналь, простирающаяся на северо-запад. Длина трога 550—600 км, ширина 60—70 км. В нем на основании, сложенном чарнокитами и гранито-гнейсами с радиометрическим возрастом 2,5 млрд. лет, лежат граувакки, породы доломито-кремнистой, железисто-кремнистой, а также андезито-базальтовой формаций. В течение 600—650 млн. лет геосинклинального развития сформировалось 7 км осадков. Склады линейные. На щите имеется еще несколько аналогичных послесводовых геосинклиналей.

В системе Уошито (юго-запад Северо-Американской платформы) позднепротерозойские отложения носят характер послесводово-геосинклинальный. На гранитном основании с возрастом 1300 млн. лет несогласно залегают метаграувакки, кварциты, силициты, а на них спилитовые базальты (подводные) с интрузиями габбро (радиометрический возраст 535 млн. лет). Выше, после некоторого перерыва, залегает субаэральная вулканогенная свита риолитов и игнимбритов с возрастом 525 млн. лет. На ней несогласно лежат осадки позднего кембрия (Штилле, 1968).

Сделанный обзор позволяет уверенно утверждать, что все без исключения древние платформы в докембрии переживали сводообразование. Пользуясь следами сводообразования, можно восстановить возраст и план размещения сводов, сводогорстов, межсводовых прогибов, впадин проседания и пр., т. е. много полнее познать геологическую историю и все, что с нею связано.

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ РАЗВИТИЯ ОБЛАСТЕЙ СВОДОВЫХ ПОДНЯТИЙ

Платформенная история развития следует за геосинклинальной, сводообразование наступает после начала платформенного развития. В последнее мы целиком включаем периоды сводообразования, когда по существу на некоторое время платформа теряет свои свойства. Можно было бы, как предлагают некоторые исследователи, выделить сводообразование в самостоятельный тип развития наряду с платформенным и геосинклинальным. Однако вряд ли это оправдано, поскольку сводообразования относительно кратковременны, а следы их не всегда сохраняются. Выделение их привело бы к слишком дробному расчленению истории платформ, фактически лишь осложняемой сводообразованиями.

Щит и плита теряют приписываемые им черты неизменности, устойчивости. Для древних платформ намечается периодичность сводообразования в 250—300 млн. лет. Имеются случаи, когда этот срок увеличивается (Русская платформа после девонского сводообразования) или уменьшается. Сводовые поднятия могут возникать и на окраинах, и в центре платформы, могут унаследованно развиваться в течение ряда циклов и могут резко менять свое местоположение и ориентировку от цикла к циклу, не считаясь со структурами фундамента. Впрочем, структуры фундамента даже при резком несоответствии простираний просвечивают в структурах свода.

Гранитный слой при сводообразовании раньше всего уничтожается на сводах и, коль скоро это произойдет, возникает после сводовая геосинклиналь или авлакоген, в котором немедленно начинается восстановление гранитного слоя. Своды и прогибы от цикла к циклу смещаются по платформе, что и ведет к денудации гранитного слоя на больших площадях. Возраст древних платформ доказывает, что для этого требуется около 1,5—2 млрд. лет.

В платформы включаются территории, испытывающие при сводообразовании синхронные тектонические движения. Регионы с асинхронными движениями оказываются разобщенными на самостоятельные платформы. На платформе с синхронными движениями могут впоследствии в отдельных ее частях возникнуть асинхронные движения и она потеряет целостность. В то же время

соседние платформы могут приобрести синхронность движений и объединиться в одну. Между платформами, испытывающими асинхронные движения, возникают межплатформенные структуры. Межплатформенные структуры то представляются в виде очень длинных узких сводов (современные Урал, Аппалачи, Восточные Саяны), то в виде узких геосинклинальных желобов (Урал, Аппалачи, Сихотэ-Алинь, Цинь-Линь, Охотская межсводовая структура в палеозое). С течением времени они испытывают обращение: своды превращаются в послесводовые геосинклинали, авлакогены, последние — в орогены, своды. В качестве межплатформенных структур иногда выступают флексуры (на границе Балтийского щита и Русской плиты), поперечные межсводовые структуры (Кузбасс, Кузнецкий Алатау, Минусинский прогиб). Все эти структуры отличаются длительной подвижностью потому, что на них по очереди отражаются тектонические движения обеих платформ. Имеются структуры «полной волны» (на границе Средне-Сибирской и Восточно-Сибирской платформ), для которых характерно непосредственное соседство свода и авлакогена. Время от времени в соответствии с характером движения на соседних платформах (сводовобразование или тектоническая пауза) эти структуры меняются ролями.

Авлакоген живет недолго, около 150 млн. лет (Донбасс), дольше, около 300 млн. лет, существует послесводовая геосинклиналь (Сихотэ-Алинь, Охотская, Верхояно-Колымская, Уральская). Затем они заполняются осадками (гранитный слой восстанавливается) и замыкаются и, если являются межплатформенными, либо сразу, либо после некоторого перерыва превращаются в орогены, а затем сводовые поднятия и вновь начинают лишаться гранитного слоя.

Разломы, в том числе и глубинные, возникают на стыках волновых структур, испытывающих противоположные знаки движения (сводов и межсводовых прогибов, сводогорстов и впадин проседания). Особенно долго живущими и протяженными оказываются разломы межплатформенных структур. В зависимости от характера движений на граничащих платформах знаки движения по разломам могут меняться. Зарождающиеся разломы часто приспособляются к существующим, образовавшимся при других обстоятельствах. При этом некоторое несоответствие ориентировки старых разломов и вновь возникающих не является препятствием для их омоложения. Даже при поперечном расположении новых и древних структур последние хотя и слабо, но отражаются, просвечивают в новых структурах, в том числе и в виде разрывов.

Тектонические движения на платформах не контролируются движениями в геосинклиналях, но взаимная связь между ними и обусловленность единой общей причиной (тектогенез) несомненна. Обычно кульминации сводообразования отвечает инверсия или замыкание близлежащих геосинклиналей (Становой свод,

Сихота-Алинь, Верхояно-Колымская и Охотская геосинклинали в мезозое, Средне-Сибирская платформа и Таймыр в пермо-триасе), либо энергичный вулканизм (Уральская геосинклиналь и Русская платформа в девоне). Послесводовые геосинклинали зарождаются и замыкаются при сводообразовании.

В истории геосинклиналей в неогее выделяются каледонский, герцинский, мезозойский и альпийский циклы тектогенеза. Считается, что каждый из них в той или иной степени затрагивает почти все геосинклинали земного шара. Иное положение наблюдается на платформах. Из-за обычного отсутствия органических остатков и однородности пород ни начало, ни конец особенно древних сводообразований не могут достаточно хорошо сопоставляться на разных сводовых поднятиях и платформах. Лучше сопоставимы по абсолютному возрасту периоды массового вулканизма, кульминации свода, предшествующие морской трансгрессии или лишь прекращению сводообразования. В неогее насчитывается четыре такие кульминации: в среднем девоне, триасе, мелу и четвертичном периоде. Однако соответствующие циклы сводообразования отмечаются не на всех платформах, а, как правило, на отдельно взятой платформе получает развитие один какой-либо цикл. Так, сводообразование, начавшееся в ордовике с кульминацией в среднем девоне, было представлено на платформе Эрия, Русской, Центрально-Казахстанской (Карпова, 1970), Саяно-Тувинской и Восточно-Сибирской платформах. Сводообразование, начавшееся в позднем карбоне с кульминацией в триасе, охватило Гондвану, Центральный Казахстан, Средне-Сибирскую и Западно-Сибирскую платформы; сводообразование же, начавшееся в триасе с кульминацией в меловом периоде, проявилось на Северо-Китайской платформе, Становом своде, в Прибайкалье. Сводообразование, по-видимому, начавшееся в мелу, с кульминацией в четвертичном периоде, отмечалось на Эрии, а также на погруженных в море платформах Охотской, Японской и Беринговой. В неогене на юге СССР и в Восточной Африке начался пятый цикл сводообразования.

На большинстве платформ в неогее было по одному сводообразованию, на платформах, переживших самое древнее девонское сводообразование, оно возобновилось в неогене (Саяно-Тувинская и Восточно-Сибирская платформы), в мелу (Эрия) или даже в перми (Центральный Казахстан). Одна Русская платформа после девонского сводообразования активизации не испытала, хотя до девона их было несколько. Следовательно, периодичность тектогенеза при сводообразовании, несомненно, имеется, но она по сравнению с периодичностью тектогенеза в геосинклиналях примерно в два раза дольше (250—300 млн. лет или более). Циклы сводообразования нередко разобщали ранее единые платформы. Только Гондвана, несмотря на свои размеры, вся одновременно переживала сводообразование с кульминацией на рубеже триаса и юры. Благодаря синхронности движений она и сохраняла един-

ство. Платформы северного полушария испытывали асинхронные движения и потому обособлены.

Послесводовые геосинклинали часто являются межплатформенными. Вероятно, в значительной степени поэтому продолжительность тектонических циклов в них, как отмечалось, примерно в два раза меньше, чем на платформах. Начала сводообразования приходится на середину и окончание общепринятых (по движениям в геосинклиналях) циклов тектогенеза, а кульминации сводообразования оказываются приуроченными уже к началу более молодого цикла. Кульминация в среднем девоне, например, приходится не на каледонский цикл, а на начало герцинского; кульминация в триасе оказывается также не в герцинском цикле, а в начале мезозойского (Страхов, 1948; Белоусов, 1962). Кульминации в мелу и четвертичном периоде более или менее совпадают с окончанием мезозойского и альпийского тектогенезов.

То, что в течение нескольких циклов сводообразования границы соседних платформ, испытывающих асинхронные движения, остаются жестко зафиксированными межплатформенными структурами, свидетельствует о резком разграничении платформ на глубине в основании земной коры и в верхней мантии, где возникают импульсы движений. Такая резкая контрастность движений мантии и основания земной коры возможна лишь при полном или почти полном отсутствии в ней конвекционных течений, выравнивания температур и давлений, а также при условии, что постоянно подкоровое вещество хотя бы под одной платформой находится в твердом или близком к нему состоянии.

Говоря о синхронности движений в пределах платформы, не следует забывать о некоторой относительности этой синхронности. В пределах одной платформы тектонические движения в соседних сводах и даже частях одного свода не происходят совершенно одновременно, хотя и несут черты согласованности. На Африканской платформе в настоящее время осуществляется и начало, и расцвет сводообразования, на Средне-Сибирской платформе свод Путорана и Енисейский кряж вступают в сводообразование, тогда как остальная территория переживает эпейрогеническое поднятие.

Полезные ископаемые. С эпейрогеническим поднятием, предшествующим сводообразованию, с корами выветривания связано формирование месторождений бокситов, марганца, железа, никеля, кобальта и т. д. Особенно благоприятным временем для образования этих месторождений является начало сводообразования, когда мощные коры выветривания перемещаются в зарождающиеся впадины проседания и межсводовые прогибы, а также время замирания тектонической активности сразу после сводообразования, если оно не сопровождается морской трансгрессией. Бокситы образуются обычно в карстовых западинах, на бортах впадин проседания и межсводовых прогибов. В направлении поднятия они выклиниваются, а к центру впадины замещаются

осадочной породой или угольным пластом. В корах выветривания образуются промышленные месторождения никеля и кобальта (Урал, степная часть Северного Алтая).

Со сводообразованием связано формирование угольных месторождений всех стадий метаморфизма — от бурых до антрацитов (Корешков, 1960). Если не большинство, то значительная часть месторождений угля на Земле имеет сводовый генезис. Платформы, испытавшие сводообразование лишь в додевонское время, бедны углем (Русская платформа). Угольные пласты формируются преимущественно в фазы ускорения поднятия свода и массового образования озер. Различная глубина погружения угольных толщ имеет своим следствием образование разнообразных по метаморфизму углей. Малопластовые месторождения преимущественно бурых углей связаны с периодом окончания сводообразования (Подмосковный, Канско-Ачинский и другие бассейны).

Как мы пытаемся впервые показать, со сводообразованием тесно связано формирование нефтяных и газовых месторождений. Нефтяные месторождения Ферганы сформировались в неогене и пополнялись в четвертичное время, одновременно с максимальными тектоническими движениями в прогибе. По содержанию гелия возраст газов Прибайкалья определяется как третичный, т. е. отвечает началу сводообразования и осадконакопления. Связь нефтяных и газовых месторождений с разломами широко известна. Все обнаруженные месторождения нефти и газа на Русской платформе связаны с девонским Славянским сводовым поднятием, а в пределах свода преимущественно с Главным девонским авлакогеном и впадинами проседания, точнее, сочленением их со сводогорстами. Наиболее легкие нефти свода связаны с девонскими породами.

Поскольку нефть и газ под действием гидростатического давления способны мигрировать только вверх, а не вниз, естественно искать и первоисточники их, а при наличии соответствующих коллекторов и непосредственно залежи среди наиболее глубоких нефтепроявлений. Поэтому на Западно-Сибирской плите месторождения нефти и газа широко распространены в кристаллическом фундаменте, его коре выветривания и в лежащих на них осадках. Связь нефти и газа с разломами и здесь несомненна. Тектонически более активные районы платформ являются и наиболее перспективными на промышленную нефтегазоносность. Поэтому к комплексам сводообразования и приурочиваются наиболее часто месторождения нефти и газа. В более молодые горизонты чехла они могут мигрировать уже из этих комплексов. Отсюда наиболее перспективными являются комплексы последнего сводообразования, а среди них — особенно породы с хорошими коллекторскими свойствами при наличии экранирующих горизонтов и перекрываемых ими разломов. Таким условиям отвечают в первую очередь зоны сочленения сводовых поднятий (сводогорстов) и межсводовых прогибов (впадин проседания). При этом,

конечно, мощность рыхлых осадков и экранирующих горизонтов во избежание миграции углеводородов в атмосферу должна быть достаточно большой.

Перспективу второй очереди имеют осадки более древних циклов сводообразования. Несомненно, среди них последующей длительной денудацией многие месторождения нефти и газа были разрушены. Но часть их в наиболее глубоких прогибах (авлакогенах) могла уцелеть и даже пополниться при последующем сводообразовании.

Эндогенные месторождения полезных ископаемых, сопряженные со сводообразованием, можно разделить на две группы: а) связанные с магматизмом трапсового характера (Средне-Сибирская, Индостанская платформы, Южная Африка и др.); б) связанные с магматизмом пестрого, в том числе кислого состава (Байкальский и Становой сводовые поднятия, Северо-Китайская платформа и др.).

С магматизмом трапсового типа помимо собственно трапсовой и щелочно-базальтовой формаций ассоциируют формации кимберлитов, карбонатитов и аптаитовых нефелиновых сиенитов (Кузнецов, 1964). С трубками взрыва небольшой глубины заложения, а также вулканогенно-осадочными и изверженными породами трапсового типа связаны богатые магнетитовые и гематит-магнетитовые месторождения. С бушвельдским дифференцированным комплексом пород (производными основной магмы) связаны запасы платины, хрома, магнетита, оловянных руд, золота. Это яркий пример образования комплекса месторождений при дифференциации интрузий платформенного типа. При высокой степени дифференциации габбро-долеритов создаются месторождения сульфидных медно-никелевых, полиметаллических, титаномагнетитовых и других месторождений. С трапсами связаны месторождения исландского шпата, хризотил-асбеста, цеолита, датолита, горного хрусталя, графита, аметиста, яшмы и др.

С кимберлитовыми трубками, возникающими преимущественно в конце вулканизма, связаны месторождения алмазов. Они в основном приурочены к древним платформам. Алмазы из трубок могут перейти в россыпи и также дать месторождения.

С кимберлитами в пространстве и времени обычно сопряжены карбонатиты, возникающие в кольцевых вулканических постройках, выполненных ультраосновными щелочными породами. Образуются они исключительно в пределах платформ и в зонах завершенной складчатости, приращенных к платформам на границе поднятий и прогибов. Количественное участие в ультраосновных массивах карбонатитов, по А. А. Фролову (1970), зависит от глубины эрозионного среза кольцевой структуры. В малоэродированных массивах развиты нефелиновые щелочные сиениты и карбонатиты с пироксид-гачеттолитовой редкоземельной, апатитовой, редко флюоритовой минерализацией. В среднеэродированных массивах встречаются карбонатиты с промышленными

концентрациями паризита, сфалерита, молибденита, галенита, халькопирита и др. В глубоко эродированных массивах карбонатитов мало (1—10%). Промышленное значение имеют флогопит, апатит и титаномагнетит-перовскит. На всех уровнях в карбонатах распространены магнетит и апатит. Перспективны карбонатиты на титан, ниобий, тантал, сульфиды меди, свинца, цинка. Встречаются золото, серебро, марганец. Нередко в этих же районах располагаются нефелиновые сиениты с апатитами, алюминиевыми рудами (уртитам).

В Южной Африке с кварцитами систем Витватерсранд и Трансваальской связаны крупнейшие месторождения золота. Золотосодержащая выявлена в железных рудах Кривого Рога (О золотосодержащих железных руд..., 1971). Часто россыпные месторождения золота образуются при сводообразовании (Витимо-Патомское нагорье, Забайкалье), в связи с эволюцией речных русел, террас и пр. Россыпи золота приурочиваются к неоднократно перемываемым террасам поблизости от коренных источников. Зная закономерности смещения речных долин, нетрудно выделить древние покинутые долины, участки долин с широко развитыми аккумулятивными террасами, в том числе погребенными террасами интересующего возраста, а также эрозионные и эрозионно-аккумулятивные террасы и пр.

С магматизмом пестрого, существенно кислого состава при сводообразовании сопряжены месторождения иного характера. А. Д. Щеглов (1963, 1968) показал, что при сводообразовании в условиях Забайкалья, Кореи и Станового свода возникают молибденовые, молибден-вольфрамовые и реже вольфрамовые месторождения, связанные с гранитами и гранит-порфирами раннего мезозоя. Приурочены те и другие к впадинам проседания, с которыми они одновременно и формировались. В этих месторождениях присутствуют галенит, сфалерит, халькопирит, блеклые руды, арсениды никеля и кобальта, серебро, свинец, марганец. Обособленно располагаются флюоритовые месторождения, ассоциирующие с рудопроявлениями золота, барита, сурьмы, ртути, вольфрама и самородного мышьяка. Связаны они с послераннемеловыми основными щелочными породами, располагающимися по бортам впадин проседания. Е. Д. Карпова (1968, 1970) дополняет этот список стратиформными полиметаллическими и медными месторождениями спорного генезиса и осадочными железорудными и марганцевыми месторождениями.

И. Н. Томсон и Н. Т. Кочнева (1969) и другие исследователи (Томсон и др., 1970) связывают золотое и молибденовое рудообразование с радиальными и концентрическими разрывами, а также высоко поднятыми секторальными блоками на сводах (сводогорстах). Рудоносные блоки развиты в зонах рудоконтролирующих разломов, особенно широтных, и их пересечениях. Нередка пространственная приуроченность золоторудных месторождений к трубкам взрыва и впадинам проседания. Состав интрузий при

этом может заметно меняться. Флюоритовые месторождения тяготеют к разломам, ограничивающим впадины проседания с позднеюрским и раннемеловым выполнением, местам изгибов и расщеплений разломов. Вмещающими породами при этом обычно являются граниты и гнейсы. В пределах впадин проседания широко развиты оловорудные месторождения (Геология и закономерности размещения эндогенных месторождений Забайкалья, 1970).

Классификация сводовых поднятий и связанных с ними структур. Платформа в результате денудации может лишиться платформенного чехла и превратиться в щит, щит может вновь приобрести чехол после очередного сводообразования и морской трансгрессии, оставаясь платформой. Поэтому в понятие платформы целесообразно включить относительно малоподвижные структуры от их зарождения до разрушения. Оно объединяет в себе щиты, плиты и сводовые поднятия — активизированные, но все же платформы.

Платформы бывают древние, сформировавшиеся в докембрии, и молодые — послепротерозойские. В. Е. Хаин (1965) считает, что молодая платформа должна иметь возраст, пройти испытание временем не менее 150 млн. лет. Мы присоединяемся к этому критерию. Малоподвижные области, не достигшие этого возраста, можно называть, по Ю. М. Шейнманну, областями завершенной складчатости. Вероятно, целесообразно, вслед за В. Е. Хаиным, выделять подвижные платформы, подобные Восточно-Сибирской в палеозое.

Платформы существуют в трех формах — щитов, плит и сводовых поднятий. Щиты, плиты и области сводовых поднятий могут объединяться в единое целое — платформу (Африканская, Средне-Сибирская платформы). Если же они достаточно четко обособлены, то могут рассматриваться как самостоятельные структуры (Балтийский щит, Западно-Сибирская плита, Саяно-Тувинская, Байкальская активизированные платформы).

Щиты, как и платформы, можно делить на древние и молодые. Древние докембрийские щиты (Балтийский, Анабарский) глубоко денудированы, гранитный слой на них местами уничтожен. На древних щитах нет синеклиз, антеклиз, они денудированы. Здесь могут сохраняться лишь корни древних авлакогенов, межсводовых прогибов и впадин проседания. Молодые структуры (впадины озер) являются результатом молодого сводообразования и часто унаследуют древние структуры, в значительной мере сохраняя их характер.

На молодых щитах (Центральный Казахстан) гранитный слой сохранился почти полностью и обнажаются не столь плотные и метаморфизованные породы, как на древних щитах. Здесь нет корней авлакогенов, впадин проседаний, но имеются близкие им по характеру орогенные структуры, закладываются синеклизы и антеклизы. Молодые разрывы редки, не характерны. Мощности осадков достигают сотен метров.

Плиты могут также подразделяться на древние, докембрийские и молодые. Древние плиты (Русская, Западно-Сибирская)

имеют кристаллический фундамент, совершенно аналогичный древним щитам. Они и были щитами перед последним сводообразованием. Молодой платформенный чехол имеет мощность до 5—7 км, иногда до 10 км. Разность скоростей распространения сейсмических волн и плотностей в фундаменте и чехле значительна, как значительна (до 2—3 млрд. лет) разница их возраста. В фундаменте, помимо корней древних осадков, межсводовых прогибов, авлакогенов, послесводовых геосинклиналей, впадин проседания древних циклов сводообразования, имеются подобные структуры последнего сводообразования. Они более глубоки и полностью сохранились. Платформенный чехол построен тектонически много проще фундамента, особенно в верхах. Отрицательные структуры представлены синеклизами, мульдами, положительные — антеклизами, валами, куполами. Нередки обращенные структуры: валы над авлакогенами и впадинами проседания. Сверху вниз напряженность тектонических структур возрастает, появляются разрывы, увеличиваются их амплитуды. Синеклизы сменяются авлакогенами, впадинами проседания, антеклизы — сводогорстами.

Молодые плиты (Туранская, Скифская) имеют складчатый фундамент, аналогичный молодым щитам. Платформенный чехол достигает 5—7 км и, возможно, более. Разница возраста фундамента и низов чехла мала, достигает лишь 150 млн. лет, разность в скоростях распространения сейсмических волн и плотностях весьма мала. В фундаменте нет корней структур сводообразования, однако имеются малоотличные структуры, созданные орогенезом (они, видимо, несколько сложнее первых). Но возраст их лишь немного меньше возраста фундамента, а в слагающих осадках значительно участие морских отложений. Структуры чехла молодых плит аналогичны структурам чехла древних плит.

Сводовые поднятия рационально подразделить на внутриплатформенные и межплатформенные.

Внутриплатформенные сводовые поднятия сочетаются с межсводовыми прогибами. Часто межсводовый прогиб располагается в кольце свода, реже своды и межсводовые прогибы прямолинейны. Внутриплатформенные своды можно подразделить на высокие, средние и низкие.

Высокие сводовые поднятия (Тянь-Шань) имеют высоту до 7 км, мощность только неогеновых и четвертичных отложений до 5—6 км и более, характер осадков грубообломочный до типичной молассы. Градиент наклона поверхности равен около 200 м/км. Широко развиты складки и разрывы, в том числе гравитационные складки и надвиги. Часты землетрясения силой до 10 баллов. Мощность земной коры 55—75 км, велики отрицательные аномалии Буге. Для этой категории сводов, несмотря на их большую высоту, характерно глубокое опускание ложа межсводовых прогибов и впадин проседания, ниже уровня моря.

Средневысотные сводовые поднятия (Алтай) имеют высоту

до 3—5 км, мощность только неогеновых и четвертичных отложений до 2 км, характер их грубообломочный. Градиент наклона поверхности до 100 м/км. Складки пологие, разрывы сравнительно редкие, встречаются гравитационные складки и небольшие надвиги. Землетрясения редкие, силой до 9 баллов. Мощность земной коры до 50—55 км, отрицательные аномалии Буге средней величины.

Низкие своды (Верхоянский) имеют высоту до 2—3 км, мощность только неогеновых и четвертичных отложений до 1 км, характер отложений грубообломочный. Градиент наклона поверхности до 50 м/км. Отмечаются пологие изгибы и небольшие разрывы, гравитационных складок и надвигов нет. Землетрясения редкие, силой до 7 баллов. Мощность земной коры до 45—50 км, отрицательные аномалии Буге малы.

В этой классификации сводов не отражается влияние на их высоту расчлененности рельефа, возраста сводов, поскольку количественная поправка на эти явления пока неясна, мощность отложений дана только для неоген-четвертичного времени. Для получения мощности отложений, соответствующей целому циклу сводообразования, ее нужно, по-видимому, удвоить. Для сопоставимости данных брались по возможности разновозрастные своды. В данной классификации хорошо видна взаимозависимость интенсивности сводообразования, мощности комплекса сводообразования, характера складчатости, наличия надвигов и, что особенно важно, также мощности земной коры. Последняя (степень разуплотнения мантии) определяет и высоту сводов, и сопутствующие им явления, как и сводообразование в целом.

Зная приведенные зависимости, мы можем с определенной степенью достоверности судить о сводовых поднятиях прошлого. Так, Байкальский свод в юре, вероятно, относился к средним по высоте сводам, поскольку мощность юрских отложений, если учесть денудированные к настоящему времени толщи, вероятно, достигала 4—5 км. Среди отложений того времени развиты фангломераты, образовывались надвиги. Отсюда можно заключить о том, что мощность земной коры равнялась примерно 50 км, а сейсмичность свода была высокой.

По химизму и металлогении внутриплатформенные сводовые поднятия целесообразно подразделить на поднятия с господствующим трапшовым магматизмом и соответствующим набором полезных ископаемых и поднятия с магматизмом пестрого, в том числе кислого состава. Им также отвечает своеобразная эндогенная металлогения. Такое деление предложено М. С. Нагибиной (1967).

Можно также различать сводовые поднятия, осложненные глубокими и протяженными провалами — авлакогенами, рифтами (Восточно-Африканское и др.). Они имеют зрелый возраст и испытали уже значительный по силе вулканизм.

Межплатформенные сводовые поднятия имеют большую длину, достигающую 2000 км, и нередко в общем

прямолинейны. Ширина их невелика, примерно 150—200 км (Урал, Восточные Саяны). Характерной особенностью межплатформенных сводов является их живучесть. В течение весьма длительного периода времени (Урал и Восточный Саян с триаса поныне) они постоянно остаются приподнятыми даже тогда, когда разделяемые ими платформы оказываются опущенными (Урал в мезозое; море на небольшую территорию и на короткое время проникало лишь в мелу). Для них не характерно широкое развитие впадин проседания, что, вероятно, связано с их малой шириной. Не всегда межплатформенным сводам свойственны отрицательные, тем более значительные, гравитационные аномалии Буге, значительные мощности земной коры (Урал, Сихотэ-Алинь). Вероятно, это связано с тем, что на стыках двух платформ отражаются даже слабые их движения — и положительные, и отрицательные, создавая напряженную зону. Тектонические движения и вулканизм здесь активизируются при сводообразовании и той, и другой соседних платформ (Восточный Саян, Урал). К ним приурочены особенно крупные долгоживущие планетарные глубинные разломы. Понятно, что весьма длительное пребывание в приподнятом состоянии в результате денудации ведет к обнажению глубинных слоев земной коры.

Помимо продольных межплатформенных сводов встречаются поперечные, по отношению к границе между платформами, своды (Кузнецкий Алатау). Они коротки и нешироки. Кузнецкий Алатау непрерывно пребывает в приподнятом состоянии с ордовика. В периоды сводообразования соседних платформ активизируются и они. Кузнецкий Алатау был сводом в девоне при сводообразовании Саяно-Тувинской платформы, в пермо-триасе при активизации Западно-Сибирской плиты, а с неогена вновь стал сводом в связи со сводообразованием Саяно-Тувинской платформы. Они также не ослабляются крупными впадинами проседания и являются глубоко денудированными структурами.

Межплатформенные сводовые поднятия, по-видимому, бывают двух видов: своды растяжения и своды сжатия. Первые распространены при сводообразовании той или иной из разделяемых платформ с его господствующим поднятием и растяжением. Вторые возможны при наличии в обеих соседних платформах отрицательных движений и связанных с ними условий сжатия. В ходе развития, изменения условий одни могут превращаться в другие.

Межсводовые прогибы либо разделяют соседние своды, либо размещаются внутри свода, описывающего около прогиба кольцо. В первом случае имеют длину до 2000 км, во втором — до 1800×2000 км. Могут существовать в течение ряда циклов сводообразования (Куддапахский прогиб). В этом случае между периодами сводообразования выглядят синеклизами (Московская синеклиза после девонского сводообразования), денудированы или заполняются тонкозернистыми, часто озерными осадками (прогибы Чад, Конго). В периоды сводообразования становятся глубокими,

заполняются мощными грубообломочными фациально-изменчивыми осадками и озерными, часто угленосными отложениями (прогибы Виктория, Ферганский).

Сводовые поднятия обращаются в послесводовые геосинклинали, осложняются авлакогенами, впадинами проседания, мульдами, грабенами, сводогорстами, горстами и перемычками.

Послесводовые геосинклинали — грандиозные провалы, возникающие на сводах и поглощающие их почти целиком, при этом континентальный режим сменяется морским, геосинклинальным (современное Красное море, в палеозое Урал, Сихотэ-Алинь, Аппалачи). Обычно это прямолинейные, длинные, относительно узкие (до 200—300 км) структуры. Располагаются между платформами и внутри них. В качестве геосинклинали существуют недолго, не более 1—2 циклов сводообразования, и нередко вновь обращаются в ороген, а затем в свод (современные Урал, Сихотэ-Алинь, Верхояно-Колымский свод и др.). Для выполняющих их пород характерно большое содержание терригенных отложений и даже кварцитов.

Авлакогены — провалы на сводах, образовавшиеся в результате слияния нескольких впадин проседания. Имеют длину до 1000 км и более, ширину до 100 км (оз. Байкал, Танганьика), заняты пресноводным бассейном. Впоследствии возможно проникновение в них морского бассейна (Донбасс в позднем девоне и карбоне). Существуют относительно кратковременно — 1—2 периода после породившего их сводообразования.

Впадины проседания — наложенные на свод отрицательные структуры размером до 250 × 100 км. Существуют не дольше, чем от начала до конца сводообразования, а часто менее, заполняются преимущественно угленосными отложениями и вулканическими породами. При детальном изучении оказываются образованными системой мульд. В основе имеют синклинальную структуру.

Мульды — элементарные округлые впадины размером до 120 × 25 км. Редко существуют самостоятельно, обычно сливаются с другими мульдами во впадины проседания. Однако и при этом между соседними мульдами сохраняются перемычки.

Грабены — узкие провалы, не имеющие в своей основе синклинальной структуры, образованы сбросами.

Сводогорсты — части свода, испытывающие поднятие, ограниченные впадинами проседания или впадиной проседания и межсводовым прогибом; возникают при расчленении свода и в основе имеют антиклинальную структуру.

Горсты — поднятые блоки свода, не имеющие в основе антиклинальной структуры, меньших размеров, чем сводогорсты. Обрезаны сбросами.

Перемычки — элементарные положительные антиклинальной природы структуры, разделяющие соседние мульды и впадины проседания. Часто осложняются сбросами.

СВОДООБРАЗОВАНИЕ И РАЗВИТИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Для определения места сводообразования в геологической истории следует проследить, насколько отличны тектонические движения в первичных океанах и геосинклиналях.

Тектонические процессы и их природа в геосинклиналях, несмотря на то, что им уделяется геологами основное внимание, из-за своей сложности до сих пор остаются во многом непонятными. Представляется, что они станут яснее на фоне изучения тектонических процессов на платформах и в океанах, как более простых; последние могут оказаться ключом к пониманию тектонических процессов и в геосинклиналях.

О СВОДООБРАЗОВАНИИ В ТИХОМ ОКЕАНЕ

В настоящее время на природу океанов имеется несколько точек зрения. Наибольшим признанием пользуется гипотеза, впервые высказанная Г. Штилле. Он разделяет океаны на древние и молодые, древними считает Тихий и Ледовитый океаны, северную и южную части Атлантического океана, целиком новообразованным — Индийский океан. А. Н. Мазарович различал первичные (Тихий и Арктический) и вторичные (Атлантический и Индийский) океаны, понимая последние как разросшиеся геосинклинали. В. Е. Хаин и Е. Е. Милановский считают, что все океаны и материка древние, докембрийские, но что впоследствии океаны, особенно Атлантический и Индийский, разрастались за счет активизированных платформ, а материка увеличивались за счет океанов. Позже В. Е. Хаин несколько изменил свое мнение. В. В. Белоусов (1955), В. А. Варсанюфьева и Д. Г. Панов считают, что океаны образовались в мезо-кайнозой в результате мощных опусканий.

Е. В. Павловский считает, что имеется ясная общая направленность процесса, выражающаяся в разрастании вторичных платформ (на материках) и сокращении первичных платформ (во внутренних частях океанов). Геосинклинали занимают промежуточное между ними положение. Первичные платформы превращаются во вторичные в результате обрастания гранитным слоем, возникающим за счет дифференциации базальтового слоя.

В Атлантическом и Индийском океанах таким образом уже образовался тонкий гранитный слой, на вторичных платформах материков сформирован уже мощный гранитный слой. В противоположность этому Э. Буллард считает, что накопление осадков, погружение и сжатие их непосредственно у материкового края могут вызвать образование пояса материковых пород вдоль границ бывшего океана. Однако Э. Буллард не видит возможности ограничивать процесс формирования гранитного слоя только описанными превращениями. Он утверждает, что на материках основание гранитного слоя должно нарастать снизу за счет дифференциации нижележащих пород. Это необходимо для компенсации того утонения гранитного слоя, которое осуществляется благодаря сносу осадков с материков.

Что же касается проблемы превращения континентальной коры в океаническую, то всеми геологами и геофизиками она считается особенно трудной. Многие (Э. Буллард, П. Н. Васильковский и др.) считают это превращение вообще невозможным, Ю. М. Шейнманн находит его загадочным. В. В. Белоусов (1967) привлекает для этой цели эклогитизацию и плавление эклогитов.

С излагаемых позиций платформенное развитие земной коры материков, периодически осложняемое сводообразованием, ведет к потере гранитного слоя в результате его денудации. Процесс этот протекает медленно, но, осуществляясь в течение сотен миллионов лет, способен привести к почти полной или полной потере гранитного слоя. Древние щиты дают многочисленные этому примеры. Имеются области, уже описанные нами, где гранитный слой в пределах древних щитов подобным образом почти полностью уничтожен. Если учесть, что формирование океанических бассейнов сопровождается массовым излиянием основных лав, перекрывающих остатки гранитного слоя, глубоким метаморфизмом последнего, то реальность такого пути формирования океанической коры станет очевидной.

С другой стороны, в прибрежных областях Тихого океана в процессе геосинклинального развития гранитный слой формируется. Он создается за счет накопления осадков, сносимых с материков, и уплотнения их тектоническими процессами. Внутри материков благодаря денудации и осадконакоплению происходит перераспределение материала слоя. Пополнение гранитного слоя и его первичное образование осуществляется за счет выветривания и осадочной дифференциации на материках. Поэтому его нет в Тихом океане, как не обнаруживается он и на Луне, где эти процессы исключаются.

Тектонические процессы, протекающие на дне Тихого океана, также понимаются по-разному. Сторонники взглядов, согласно которым океаны представляют собой первичные платформы, считают, что дно океанов тектонически малоподвижно. Другая группа геологов (А. Д. Архангельский, В. В. Белоусов, М. В. Муратов, В. Е. Хаин) утверждают, что на дне океанов происходят те же

тектонические явления, что и на материках. Вместе с тем они отмечают резко отличный характер тектонических структур в Тихом океане по сравнению с молодыми океанами. Тихий океан резко отграничивается от материков сплошным поясом послекембрийских геосинклиналей, и структуры материков в него не распространяются. Молодые океаны лишены геосинклиналей в прибрежной полосе, и структуры их являются естественным продолжением структур на материках. Мы придерживаемся этой последней точки зрения и попытаемся привести в ее пользу дополнительные доказательства.

Известно, что для геосинклинального процесса характерно прежде всего накопление весьма мощных преимущественно морских осадков. А для этого необходимо, чтобы осуществлялось длительное поступление больших масс обломочного материала, уплотняемых тектоническими силами, в подвижные преимущественно прогибающиеся бассейны.

В окраинных областях Тихого океана давно имеются все условия для геосинклинального развития. Этим и объясняется наличие Тихоокеанского пояса геосинклиналей. В прибрежных областях Атлантического и Индийского океанов, сформировавшихся в мезо-кайнозой, осадконакопление началось только с ранней юры. Процессы складко- и горообразования здесь могут начаться только тогда, когда накопятся мощные толщи рыхлых осадков (местами они уже имеются) и в мантии создадутся запасы радиогенной энергии, достаточные для высокой тектонической активности. И тогда на границах молодых океанов и материков возникнут орогены, отмеченные различия между молодыми океанами и Тихим уменьшатся. С течением времени океан, пройдя через геосинклинальное развитие, может превратиться в материк и как таковой исчезнуть. Так случилось с Тетисом, от которого остались лишь сравнительно небольшие геосинклинальные бассейны.

В. В. Белоусов, В. А. Варсанофьева и другие геологи считают, что дно Тихого океана в третичном и четвертичном периодах испытало мощные погружения. В доказательство этому приводятся, в частности, гайоты. О погружениях в третичное и четвертичное время говорят мощные рифовые постройки, образовавшиеся над многочисленными вулканическими островами Тихого океана. Возраст коралловых построек сверху вниз возрастает с четвертичного до эоценового.

Однако Г. Лис считает, что на мысе Гаттерас (Северная Каролина) погружение дна началось не с палеогена, а с раннего мела. Общая глубина опускания превысила 3 км. С. Н. Бубнов указывает, что между Маршалловым и Гавайским архипелагами имеется горная цепь. Усеченные горы (гайоты) слагаются оливковыми базальтами и несут коралловые постройки мелового возраста (от апта до сеномана) неритовой популяции. Эта цепь гор перед аптом была на уровне моря, затем произошло некоторое

погружение и заселение неритовой фауной, а с палеогена острова опустились на глубину до 2000 м. На подводной возвышенности Шатского установлен маастрихт, на склонах — сеноман, в основании разреза — поздняя юра (История мирового океана, 1970). С гайотов Мид-Пасифик подняты гальки и среднемеловая фауна. В настоящее время В. В. Белоусов (1967) не настаивает на кайнозойском погружении океанов.

Все многочисленные острова центральной части Тихого океана отличаются небольшими размерами и вулканическим происхождением. Отложения современных островов имеют поздне-третичный, чаще четвертичный возраст. Дно океана сложено лавами базальтов, прикрытых слоем пелагических илов мощностью около 300 м. Обычно оно осложнено вулканическими горами и возвышенностями. Наиболее распространены и наименее изучены куполообразные абиссальные холмы высотой до 1 км (Менард, 1966). Они обнаружены на 80—85% дна Тихого океана. На вершинах некоторых холмов найдены ранне- и среднетретичные глубоководные осадки, а также четвертичные отложения мощностью 40 см. На склонах холмов мощность несколько больше. Г. У. Менард считает абиссальные холмы вулканическими. Подводные горы высотой более 1 км имеют округлую форму и неширокую вершину. К настоящему времени известно около 2000 таких гор. Все поднятые с них образцы оказались базальтами. Учитывая это и их форму, можно заключить, что и они вулканические. Вулканы, поднявшиеся над поверхностью океана, превращаются в вулканические острова. На глазах человека возникло несколько таких островов: Фалькон, Богослов, Миоджин и др.

Г. У. Менард на территории океана выделяет несколько поднятий (сводовых поднятий по нашей терминологии). Среди них наиболее характерны и изучены два: Восточно-Тихоокеанское и Дарвина.

Восточно-Тихоокеанское сводовое поднятие имеет высоту 2—3 км, ширину 2000—4000 км и длину, вероятно, около 15 000 км. Склоны очень пологи и границы свода неопределенны. Поднятие располагается субпараллельно Америке и отделено от нее полосой океана значительной глубины. Свод осложнен низкими сводогорстами и впадинами проседания. В центральной части свода не отмечается крупного провала типа авлакогена (рифта). На своде много вулканов, но только несколько имеют надводный характер, продуктов вулканизма относительно мало. Почти нет и гайотов. Мощность земной коры на своде не больше, а местами даже меньше обычной, но в осевой части свода верхи мантии (их с большим основанием можно называть и низами земной коры) имеют пониженную плотность (скорости сейсмических волн около 7,2—7,6 км/с). Как пишет Г. У. Менард, «...по всем другим показателям он (материал. — И. К.) такой же, как и в других местах мантии по обеим сторонам свода». В осевой части свода отмечаются мелкофокусные землетрясения. Тепловой поток вдали от свода равен

в среднем $1,1 \text{ мккал} \cdot \text{см}^2 \cdot \text{с}^{-1}$, в приосевой полосе свода шириной несколько сотен километров он достигает $2-8,1 \text{ мккал} \cdot \text{см}^2 \cdot \text{с}^{-1}$. Свод начал формироваться, по-видимому, в раннетретичное время и еще не достиг зрелости.

Сводовое поднятие Дарвина располагается в центральной части Тихого океана, простираясь с юго-востока на северо-запад. В его пределах ($10\,000 \times 4000 \text{ км}$) располагается большая часть атоллов и гайотов океана. Частично еще действующие Гавайские вулканы. Глубина погружения гайотов ($1000-2000 \text{ м}$) выражает величину молодого опускания свода, начавшегося после прекращения вулканической деятельности. В меловом периоде от архипелага Туамоту до Маршалловых островов располагался свод, поднимавшийся над дном океана на 2 км . На нем находилось очень много огромных действующих надводных вулканов, аналогичных современным Гавайским. Вулканизм продолжался и в третичном периоде, когда поднялись Гавайские вулканы. Возраст гавайских лав изменяется от позднего плиоцена до современного. Рост каждого вулкана продолжался около $0,5 \text{ млн. лет}$ (Красный, 1968).

Свод расчленен сводагорстами и впадинами проседания, параллельными оси свода, и покрыт несравненно более мощными потоками лав, чем Восточно-Тихоокеанский. Мощность вулканического слоя увеличена против нормальной почти вдвое, до $2,4 \text{ км}$. Строение земной коры нормальное, однако скорость сейсмических волн ниже поверхности Мохо, по многочисленным замерам, высока, в среднем равна $8,36 \text{ км/с}$, а по отдельным замерам много больше. Повышенная плотность верхней мантии — результат большой потери тепла при вулканизме.

Итак, Тихому океану вулканизм свойствен едва ли не больше, чем материкам. В условиях очень замедленного осадконакопления и слабой подвижности глубинных вод океана вулканические аппараты и поля лавовых потоков консервируются. В значительной мере и поэтому так обильны на дне океана следы вулканической деятельности.

Как видно из сказанного, тектоническая деятельность в Тихом океане аналогична сводообразованию на материках. И здесь в мезозое в середине океана, а в третичное время на востоке его возникли громадные, много обширнее наземных, своды. Поднятие сводов вызывалось разогреванием и расширением верхней мантии. Затем началось расчленение свода и подводный вулканизм (Восточно-Тихоокеанский свод). Впоследствии, благодаря поднятию свода и росту вулканов, они превратились в надводные. С этим временем связаны особенно энергичный вулканизм, образование кальдер и громадных вулканических конусов. Большие потери тепла верхней мантией ведут к ее уплотнению, прекращению вулканизма, погружению свода. Вначале оседание свода осуществляется медленно и компенсируется ростом кораллов. Возникают атоллы. Но затем скорость погружения может превысить

скорость роста кораллов и атоллы превращаются в гайоты. Часть вулканов при этом продолжает действовать. В таком положении в настоящее время находится свод Дарвина. Надо думать, что он не самый древний в Тихом океане. Дело будущего — их обнаружить.

Таким образом, в одно и то же время одни своды, а с ними и вулканы могут зарождаться, подниматься, другие отмирать и погружаться.

Обычно исследователи не отмечают фактов, свидетельствующих о поднятии дна океанов. А между тем с рассматриваемой точки зрения процессы поднятия должны быть широко развиты. Однако разве факт существования многочисленных современных вулканических островов не свидетельствует о поднятии океанического дна? Их молодой возраст (не древнее плиоцена) несомненен и доказывается многочисленной фауной. Как объяснить образование вулканических островов в условиях одновременного энергичного погружения дна океана в соответствии с представлениями В. В. Белоусова и других ученых? Только совместное поднятие вулканических построек и сводов, на которых они возникают, способно привести к образованию вулканических островов в океане.

Г. Ф. Гаскел и Г. У. Менард считают причиной погружения вулканов избыточный вес вулканических построек. Но сила тяжести вулканического конуса, созданного глубинными силами, не может их превосходить, пока они не уменьшатся, израсходовавшись.

Тектонические движения в океанах принципиально не отличаются от движений на платформах. Те и другие сводятся к периодическим медленным и быстрым восходящим и нисходящим движениям, сопровождаемым на определенном этапе вулканизмом. Отличие заключается лишь в обстановке, в которой они осуществляются. Тектонические движения на платформах, в условиях воздействия агентов денудации, переноса и осадконакопления, сопровождаются перемещением гранитного слоя. В центральной части Тихого океана, где почти нет ни сноса, ни осадконакопления, тектонические движения не вызывают ни уничтожения базальтового слоя, ни возникновения гранитного. Здесь строение земной коры как бы законсервировано, первично. Вулканические процессы лишь перемещают глубинные массы базальта вверх, на место которых оседают базальты бывшего океанического дна. В этом смысле представление о первичности платформы Тихого океана и вторичности платформ на материках оправдывается.

Нужно полагать, что описанный характер носят тектонические движения и в геосинклиналях. Мощное осадконакопление приводит здесь к формированию гранитного слоя и наращиванию базальтового. Сторонники образования гранитного слоя при дифференциации базальтового не могут объяснить, почему в Тихом океане не возник гранитный слой.

Вертикальные колебательные движения, проявляясь в разных условиях, приводят к различным тектоническим последствиям. Там, где нет сноса и осадконакопления, нет слоистых толщ (океаническое дно), эти движения не вызывают складкообразования. Где преобладает снос над осадконакоплением и накапливаются сравнительно маломощные толщи слоистых пород (платформы), возникают простые тектонические структуры, среди которых преобладают разрывные нарушения. Наконец, там, где накапливаются мощные толщи осадков (геосинклинали), те же вертикальные движения приводят к возникновению очень сложных складчатых и разрывных структур.

Между геосинклиналями и Тихим океаном почти повсеместно располагаются глубоководные желоба и вулканические островные дуги подобно тому, как между платформами располагаются порой напоминающие их межплатформенные структуры. В тылу такой пары (островная дуга — желоб) ближе к материку размещается другая, вероятно, уже теряющая свое значение отмирающая пара подобных структур. Как будто бы океан и материк во взаимной борьбе воздвигли на своих рубежах рвы и огненные валы.

Наши построения имеют в виду древность Тихого океана. Это подтверждается тем, что, по М. Г. Валяшко, «...стабилизация формы существования элементов и состава вод океана произошла не менее $1,5 \cdot 10^9$ лет назад, а возможно и ранее». По С. В. Бруевичу, «...с развитием фотосинтеза ни аммионовый, ни катионный состав океанской воды (для концентраций 0,1%) не мог подвергнуться существенному изменению». По Л. А. Зенкевичу, «...за время существования морской фауны, которое можно принять в несколько миллиардов лет, солевой и температурный режим глубинных океанических вод не претерпел коренных изменений и может считаться «константой» (История мирового океана, 1970).

О СВОДОБРАЗОВАНИИ В МОЛОДЫХ ОКЕАНАХ

За редкими исключениями берега и невулканические острова всех молодых (вторичных) океанов образуют глубоко денудированные древние породы, несут все признаки сводообразования, завершившегося непосредственно перед юрским наступлением океана. Следы достаточно свежи и хорошо наблюдаются как на суше, так и на доступных изучению глубинах. Это типичные комплексы сводообразования, размещенные во впадинах проседания, межсводовых прогибах и т. д. Только базальтовых покровов на дне океанов больше, чем на материках. С большого числа точек дна океанов (Средне-Атлантического, Аравийско-Индийского и других хребтов и рифтовых долин) подняты зеленокаменные и другие метаморфизованные до амфиболитов породы. Повсеместно отмечается серпентинизация перидотитов, реже оталькование, амфиболизация, пренинизация, хлоритизация пород, образование вторичных граната, сфена, апатита. Описан габбровый

милонит со следами интенсивного выветривания (Чернышева, 1970). С поверхности хребта Ломоносова подняты гнейсы, песчаники, крошки угля. По А. Л. Яншину, отложения титона к северу от Бермудских островов залегают на осадочном слое мощностью до 500 м, а последний лежит на базальтах (триас?) (История мирового океана, 1970). Сравнительно древнее складчатое основание известно в районе островов Зеленого Мыса. Диориты, кварциты и доломиты обнаружены на острове Сан-Висенти, гранитовые гнейсы, слюдяные и глинистые сланцы и песчаники на острове Ман, диориты, сиениты, известняки на острове Санту-Антан (Штилле, 1968).

Кажется несомненным, что и дно молодых океанов слагают породы, аналогичные наблюдаемым на берегах и крупных островах, разве что сильнее денудированные и метаморфизованные.

В последнее время на западном и восточном берегах Африки, на восточном берегу Бразилии, в Мексиканском заливе вскрыты мощные залежи каменной соли и ангидрита. Располагаются они в основании океанских осадков на континентальных породах комплекса сводообразования в узких грабенах и прогибах, ограниченных со стороны материка сбросами. Возраст — ранняя юра — мел. Подобные же образования в более молодой структуре Суэца имеют и соответственно молодой возраст — конец олигоцена — начало миоцена (Кропоткин, Валяев, 1970). Названные авторы пытаются объяснить эти образования с позиций дрейфа континентов. Но при этом приходится прибегать к многочисленным натяжкам и допущениям. Между тем солеобразование во впадинах проседания в период начинающейся морской трансгрессии, следующей за сводообразованием, с ее изменчивым знаком движения — вполне закономерное и постоянно наблюдаемое в условиях жаркого сухого климата явление.

Во время формирования Индийского и южной части Атлантического океанов (юра — мел) вулканическая деятельность проявлялась на всей их территории. Затем она распространялась уже только локально, а возможно и совсем прекращалась. Определенно возобновился довольно обильный вулканизм в миоцене и продолжается поныне (Белоусов, 1967), будучи приурочен к срединным хребтам. По М. М. Иванову, срединные хребты Атлантического и Индийского океанов наложены на более древние структуры, и возраст их должен быть моложе юрского (Белоусов и Шейнманн, 1968). К осевой зоне срединных сводовых поднятий (хребтов) приурочены молодые авлакогены (рифты).

Под Средне-Атлантическим сводовым поднятием обнаруживается мощная (до 20 км) толща разуплотненных пород мантии. Плотность ее 3,15—3,20, тогда как окружающих пород 3,4. Тепловой поток достигает $6,6 \text{ мккал} \cdot \text{см}^2 \cdot \text{с}^{-1}$ при среднем для Земли $1,62 \text{ мккал} \cdot \text{см}^2 \cdot \text{с}^{-1}$. Современная сейсмическая и вулканическая деятельность этих океанов, за исключением Антильских и Индонезийских островов, сосредоточена также в срединных сводах.

Образование срединных хребтов и авлакогенов (рифтов) на них обычно объясняется дрейфом материков. Широко известна критика этой гипотезы, например В. В. Белоусовым (1962, 1967) и И. А. Резановым (1965), которую мы полностью разделяем. Хочется лишь отметить, что сторонники этой гипотезы одним явлением дрейфа объясняют и появление зон с повышенной плотностью земной коры (Красное море), и зон с пониженной плотностью (срединно-океанические хребты). Не может объясниться тангенциальным растяжением и образование сводовых поднятий, в том числе и срединноокеанических, ибо растяжение неизбежно связано с утонением, но не утолщением коры. По-видимому, представление о сводообразовании и здесь себя полностью оправдывает. Все имеющиеся факты хорошо с ним согласуются. После того как в мезозое в пределах бывшей Гондваны были оформлены Индийский и южная часть Атлантического океана, срединно-океанических хребтов еще не было. Они появились в связи с новым оживлением тектонической активности, сводообразованием в олигоцене. Этот инверсионный процесс напоминает зарождение центральных поднятий в геосинклиналях. Те и другие закладываются в наиболее прогнутых и ослабленных центральных зонах. На сводовых поднятиях, как производные от воздымания возникли впадины проседания, а затем отмечается вулканизм. Уже вследствие вулканизма (локального уплотнения мантии) впадины проседания трансформировались в авлакогены (рифты).

ОБРАТИМОСТЬ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Если считать, что оседание свода определяется мощностью денудированной гранитной оболочки, то опускание океанского дна на глубину 5—6 км может быть предопределено денудацией с этой территории пород мощностью 5—6 км. Такие масштабы денудации представляются реальными. Там, где подобная денудация осуществлялась на отдельном своде, возникает послесводовая геосинклиналь или авлакоген. При меньшей мощности денудированных с больших регионов пород возникали области опускания типа Западно-Сибирской низменности. Помимо масштабов сноса на размеры последующего опускания влияют масштабы предшествующего вулканизма, теплоотдачи глубинными частями земной коры и мантии.

Каждый отдельный цикл сводообразования в силу своей относительной кратковременности не способен к слишком мощному срезанию гранитной оболочки, к тому же это срезание затронет только свода. Но ряд циклов в суммарном своем действии в условиях меняющегося расположения сводов и межсводовых прогибов, их инверсии, метаморфизма пород способен привести к полному или почти полному уничтожению гранитного слоя на территориях, соизмеримых с океанами. Процесс этот противоречивый и временами, как мы видели, связан с восстановлением гранитного

слоя в послесводовых геосинклиналях и авлакогенах и на границах материков и первичных океанов. В пределах окраинных платформ перенос обломочного материала в океан особенно активен и потому здесь особенно быстро утоняется гранитный слой, возникают послесводовые геосинклинали и подвижные платформы. В результате поток обломочного материала направляется уже не в океан, а в новообразованные бассейны типа Берингова, Охотского, Японского морей даже со стороны океана — с Японских, Курильских островов, Камчатки и др. Поэтому рубеж материка и океана нередко надолго останавливается на месте (Японские острова).

Подобно тому как геосинклинальная область после ряда геотектонических циклов, накопив мощный гранитный слой, превращается в платформу, так платформа в результате ряда циклов сводообразования, лишившись гранитного слоя, превращается во вторичную океаническую впадину или послесводовую геосинклиналь.

Таким образом, процессы сноса и отложения осадков на земной поверхности в состоянии объяснить и возникновение материков, и возникновение океанов, а также превращение их друг в друга.

Из вышеизложенного следует, что нет достаточных оснований в признании необратимости развития земной коры в том виде, в котором она понимается. Если геосинклинальный путь развития ведет к созданию континентов, то противоположный ему путь сводообразования ведет к их уничтожению. Масса гранитного слоя совершает по земной поверхности круговорот. Гранитный слой постоянно пополняется за счет процессов выветривания. В этом, а также постепенном истощении радиоактивной энергии кроется элемент необратимости развития земной коры. Впрочем, и вторичные океаны, как и послесводовые геосинклинали, существенно отличаются от первичных океанов и геосинклиналей, отражая также необратимые изменения.

То обстоятельство, что кристаллическое основание повсеместно имеет интенсивно складчатое строение и древний возраст, может свидетельствовать не о том, что этап геосинклинального развития земной коры является исходным, и не о том, что Земля имеет возраст, близкий возрасту архейских пород. Это может объясняться тем, что в круговороте превращений земной коры от океанов к геосинклиналям, платформам и сводам и от сводов вновь к геосинклиналям и океаническим впадинам принимает участие кора всего земного шара. Все породы древнее архейских в ходе этих превращений оказываются либо погруженными на дно океанов, либо уничтоженными денудацией, либо переплавленными. Сохранились в доступных для наблюдения условиях породы, которые, возможно, возникли значительно позже. Геосинклинальные комплексы пород преобладают ввиду того, что сводообразование в основном ведет не к аккумуляции,

а к денудации пород. Самые древние платформы имеют возраст около 2 млрд. лет. Однако на этом основании еще рано утверждать, что более древних платформ не существовало. Обломки более древних платформ могут находиться на дне вторичных океанов, там же могут оказаться и участки более древней земной коры. Вероятно, не случайно самые древние породы (4,5 млрд. лет) встречены на о. Сант-Джон в Красном море (Удинцев и др., 1965), т. е. в области очень глубокой денудации земной коры.

Первичные геосинклинали в геологической истории Земли возникали по берегам Тихого океана и Тетиса, когда-то по размерам приближавшегося к океану. Наступление континентов на Тетис привело к почти полной его ликвидации. Остальные геосинклинали, вероятно, являются послесводовыми и эпизодически возникали и ликвидировались. Длительно существовать они не могли потому, что размеры их относительно невелики и они неминуемо быстро заполнялись осадками и замыкались.

Индийский и Атлантический океаны лишены окраинных геосинклиналей ввиду своей молодости. Новообразованные срединно океанические хребты и рвы можно бы отнести к центральным инверсионным поднятиям геосинклиналей, если бы они сопровождались мощным осадконакоплением, а значит складкообразованием и пр. Но в условиях большой удаленности от источников сноса это исключается. Там, где древняя Гондвана в свое время граничила с Тихим океаном, до сих пор сохранилась Индонезийская геосинклинальная зона. Древний материк распался и погрузился на дно океана, а пограничные геосинклинальные дуги сохранились и продолжают жить благодаря массам гранитного слоя, снесенного в свое время с Гондваны. Австралия лишена геосинклиналей со стороны Индийского океана, но имеет их по границе с Тихим океаном. Г. У. Менард (1966) считает, что территория морей между Северной и Южной Америкой в недалеком прошлом входила в Тихий океан. Геосинклинали Антильских островов располагались в то время также на границе Тихого океана и Гондваны.

Подробно вопросы положения альпийской складчатой системы в Тихоокеанском кольце и кольце Гондваны изложены В. Н. Соколовской (1966), но, вероятно, впервые отмечены нами (Корешков, 1960).

С излагаемых позиций можно объяснить, почему от Гондваны в настоящее время сохранились в основном окраинные части, граничащие либо с Тихим океаном (Южная Америка, Антарктида и Австралия), либо с Тетисом (Африка, южная часть Азии). Процесс распада континента обычно начинается с наиболее древних центральных частей и распространяется к периферии. Последняя позже вошла в состав материка и не успела лишиться гранитного слоя.

В заключение можно сказать, что выделение сводообразования как формы развития земной коры в геологическом прошлом помо-

гает понять ряд крупных геологических и географических явлений, отмечавшихся на Земле и не находивших себе рационального объяснения. Сюда можно отнести появление во впадинах проседания серий циклических осадков, поверхностей размывов и несогласий, образование послесводовых геосинклиналей и авлакогенов, месторождений угля, нефти, черных, цветных, редких и благородных металлов и других полезных ископаемых на платформах, возникновение и развитие межплатформенных структур, расположение древних сводов и межсводовых прогибов. Кроме того, выделение сводообразования помогает выяснить характер тектоники в океанах, обосновать обратимость и цикличность развития земной коры, круговорота вещества гранитного слоя, происхождение глубинных разломов и т. д.

Как при всяком обобщении, некоторые индивидуальные особенности того или иного явления в той или иной области оказываются утраченными и рисуемая картина является идеализированной. Упрек В. П. Нехорошева (1966) в том, что мы дали сильно идеализированную схему, показав «черепашовую структуру» Алтая, не совсем справедлив. Идеализация соответствовала задачам исследования. Такая же схематизация, или идеализация, коснулась и других рассмотренных явлений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреев Б. А. О геологических и геофизических особенностях районов сводовых поднятий. — «Труды ВСЕГЕИ, новая серия», т. 85, 1963, с. 101—109.
2. Белоусов В. В. О геологическом строении и развитии океанических впадин. — «Изв. АН СССР, серия геол.», 1955, № 3, с. 3—19.
3. Белоусов В. В. Основные черты тектоники Центрального и Южного Китая. — «Изв. АН СССР, серия геол.», 1956, № 8, с. 3—8.
4. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1962. 585 с.
5. Белоусов В. В. О происхождении океанов. — «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1967, т. XLII (5), с. 18—39.
6. Белоусов В. В., Шейнманн Ю. М. Мировая система больших грабенов. — В кн.: Байкальский рифт. М., 1968, с. 187—213.
7. Белый В. Ф., Тильманн С. М. Тектоника и история развития Охотско-Чукотского вулканического пояса. — «Геотектоника», 1966, № 2, с. 83—94.
8. Беляевский Н. А., Громов Ю. А. Центральный Сихотэ-Алинский структурный шов. — «ДАН СССР», 1955, т. 103, № 1, с. 109—115.
9. Беляевский Н. А., Громова Ю. А., Баскакова Л. А. Основные черты тектонического развития Сихотэ-Алиня. — В кн. «Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса». М., 1963, 659 с.
10. Береснев Л. Ф., Ковылин В. М. Некоторые особенности глубинного строения земной коры южной части Японского моря. — «Изв. АН СССР, серия геол.», 1969, № 5, с. 17—28.
11. Беэр А. А. Юдомо-Майский прогиб и его восточное обрамление в верхнем протерозое и нижнем палеозое. — «Изв. АН СССР, серия геол.», 1965, № 4, с. 71—78.
12. Бикенина Ф. Т. О существовании Пуровского хребта в гортив-барремское время. — «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1969, т. XLIV (1), с. 37—55.
13. Богачкин Б. М. Кайнозойские отложения и новейшие тектонические движения Яломанской впадины (Горный Алтай). — «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1967, т. XLII (4), с. 95—110.
14. Богданов В. В. Геология и угленосность района Тарбагатайского месторождения. — «Информ. сб. ВСЕГЕИ», 1958, № 5, с. 84.
15. Боголепов К. В. О тектонической природе фундамента северной части Западно-Сибирской низменности. — «Геология и геофизика», 1962, № 12, с. 22—39.
16. Боголепов К. В. Мезозойская тектоника Сибири. М., «Наука», 1967, 328 с.
17. Бочкарев В. С. О геотектонических условиях формирования депрессий восточного склона Урала и Зауралья. — «Изв. АН СССР, серия геол.», 1964, № 9, с. 42—46.

18. Бочкарев В. С., Ягафонова Ф. З. Новые данные о возрасте складчатого фундамента в районе Широкого Приобья Западно-Сибирской низменности. — «ДАН СССР», 1968, т. 181, № 3, с. 676—679.
19. Брунс Е. П. Стратиграфия древних доордовикских отложений западной части Русской платформы. — «Сов. геология», 1957, № 59, с. 3—25.
20. Булмасов А. П. О связи региональных магнитных аномалий Сибирской платформы с базальтовым слоем земной коры. — «Геология и геофизика», 1962, № 7, с. 32—46.
21. Буялов Н. И., Лукашев К. И. Нефтегазоносность недр Белорусской ССР. — «Сов. геология», 1966, № 9, с. 3—18.
22. Валеев Р. Н., Клубов В. А., Островский М. И. Сравнительный анализ условий формирования и пространственного размещения авлакогенов Русской платформы. — «Сов. геология», 1969, № 4, с. 56—67.
23. Веселовская М. М., Иванова З. П., Клевцова А. А. О погребенной диабазовой формации Волго-Уральского региона. — «Изв. АН СССР, серия геол.», 1960, № 8, с. 37—57.
24. Волхонин В. С., Бовенко В. Г., Барькин С. К. Новые данные о геологическом строении Сунтаро-Нюрбинского района Вилюйской синеклизы. — В кн.: Тектоника Сибири. Т. III. М., 1970, с. 118—129.
25. Вярюнен Х. Кристаллический фундамент Финляндии. Изд-во иностр. лит., 1959, 295 с.
26. Геология и закономерности размещения эндогенных месторождений Забайкалья. М., «Недра», 1970, 231 с.
27. Голубков В. С. О цикличности геологического развития северо-запада Сибирской платформы. — «Тр. НИИГА», 1963, т. 133, 61 с.
28. Гольц С. И. Неотектонические разрывные нарушения в ледниковой области Русской равнины. — «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1970, № 1, с. 158—159.
29. Горецкий Г. И. Аллювий великих антропогенных прарек Русской равнины. М., «Наука», 1964, 374 с.
30. Горецкий Г. И. Формирование долины р. Волги в раннем и среднем антропогене. М., «Наука», 1966, 412 с.
31. Горжевский Д. И., Козеренко В. Н., Фогельман Н. А. О металлогеническом районировании зон активизации. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. VIII. М., «Наука», 1967, с. 139—147.
32. Гричук В. П. К истории растительности Европейской части СССР в четвертичном периоде. — «Тр. института географии АН СССР», вып. 37, 1946, с. 221.
33. Дибров В. Е. Геология центральной части Восточного Саяна. М., «Наука», 1964, 334 с.
34. Дикси Ф. Великие африканские разломы. М., Изд-во иностр. лит., 1959, 234 с.
35. Дитмар В. И., Л. и А. Б., Цирельсон Б. С. Новые данные о возрасте складчатого фундамента Кызылкумской впадины. — «ДАН СССР», 1966, т. 168, № 4, с. 874—877.
36. Дубинский А. Я., Маценко Н. А. Вулканогенная осадочная толща в основании осадочного покрова восточной части Скифской плиты. — «Сов. геология», 1965, № 8, с. 151—157.
37. Дю Тойт. Геология Южной Африки. М., Изд-во иностр. лит., 1957, 488 с.
38. Ельянов А. А., Петрова М. Г., Соломоницина Н. Л. Первая находка кимберлитов на востоке Алданского щита. — «Изв. вузов, геология и разведка», 1964, № 8, с. 123—125.
39. Ерофеев В. С. Геологическая история южной периферии Алтая в палеогене и неогене. Алма-Ата, «Наука», 1969, 166 с.
40. Ефимцев Н. А. Четвертичное оледенение Западной Тувы и восточной части Горного Алтая. — «Тр. ГИН АН СССР», вып. 61, 1961, 164 с.

41. Жданов В. В. О двух типах земной коры без гранитного слоя на севере Балтийского щита. — «Сов. геология», 1965, № 5, с. 101—111.
42. Зарудный Н. Н. Основные черты тектонического развития Северо-Востока СССР в верхнем палеозое и мезозое. — В кн.: Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса, М., 1963, с. 217.
43. Звонарев И. Н. К истории мезозойского угленакопления в Кузнецком бассейне. — В кн.: Материалы Сибирской тематич. комиссии по истории угленакопл., вып. 2, 1962, с. 398—411.
44. Зорин Ю. А. К вопросу о механизме образования впадин Байкальского типа. — «Геология и геофизика», 1966, № 8, с. 109—112.
45. Зорин Ю. А. О глубинном строении впадины оз. Байкал по геофизическим данным. — «Изв. АН СССР, серия геол.», 1966, № 7, с. 75—80.
46. Ивановский Л. Н. Эпигенетические долины на Алтае. — «Изв. Всес. географ. об-ва», 1960, т. 92, вып. 5, с. 449—456.
47. Изох Э. П. Поперечная зональность структуры Сихотэ-Алиня. — «Геология и геофизика», 1966, № 1, с. 32—41.
48. Ирдли А. Структурная геология Северной Америки. М., Изд-во иностр. лит., 1954, 665 с.
49. История Мирового океана (материалы совещания в Москве). — «Геология и геофизика», 1970, № 5, с. 149—155.
50. Казаринов В. П. Геология коры выветривания южной части Кольвань-Томской складчатой зоны. — «Вестн. Зап.-Сиб. ГУ», 1942, № 3—4, с. 30—52.
51. Каперина В. В. Фациальный состав пород и условий осадконакопления балахонской серии Кузбасса. — В кн.: Материалы Сибирской тематич. комиссии по истории угленакопл., вып. 2, 1962, с. 394—397.
52. Карпов П. А., Чугунов К. А. Новые данные об эффузивной деятельности на восточном склоне Воронежского массива в девонское время. — «ДАН СССР», 1965, т. 165, № 4, с. 894—897.
53. Карпова Е. Д. Сводово-глыбовые области и их металлогения. — «Тр. ВСЕГЕИ, новая серия», 1968, т. 155, 175 с.
54. Карпова Е. Д. Принципы регионального металлогенического анализа востока Средней Азии и сопредельной территории Казахстана. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. IX, М., «Наука», 1970, с. 48—68.
55. Кэп Л. Геология Бельгийского Конго. М., Изд-во иностр. лит., 1958, 347 с.
56. Кашин С. А. Новые данные о юрских конгломератах юго-восточной части Иркутского угленосного бассейна. — «Геология и геофизика», 1962, № 12, с. 101—106.
57. Кайряк А. И. К проблеме «иотния» Западного Прионежья. — «Изв. АН СССР, серия геол.», 1969, № 1, с. 124—141.
58. Келлер Б. М. Верхний протерозой Русской платформы (рифей венд). М., Изд-во МГУ, 1968, 317 с.
59. Келлер Б. М. О формациях рифея. — «Изв. АН СССР, серия геол.», 1970, № 7, с. 98—107.
60. Кириченко Л. А. Новые данные о палеозойских породах на Кольском полуострове. — «Бюлл. научно-технич. информ.», Госгеолтехиздат, 1957, № 3 (8), с. 150—156.
61. Кириченко Л. А. О каменноугольных породах северо-восточной части Кольского полуострова. — «ДАН СССР», 1970, т. 194, № 1, с. 159—163.
62. Кирсанов В. В. Новые данные по стратиграфии рифейских отложений Востока Русской платформы. — «Бюлл. МОИП», 1970, т. XLV (3), с. 12—25.
63. Клевцова А. А. К вопросу о корреляции разрезов верхнекембрийских отложений Русской платформы и Урала. — «ДАН СССР», 1965, т. 165, № 6, с. 1371—1375.
64. Колесников Ч. М. Стратиграфия угленосного мезозоя Гусино-Удинской депрессионной зоны (Западное Забайкалье). — В кн.: Во-

просы геологии угленосных отложений Азиатской части СССР. М., 1961, с. 342—361.

65. Колотухина С. Е., Первухина А. В., Рожениц А. В. Геология месторождений редких элементов Африки. М., «Наука», 1964, 303 с.

66. Конивец В. И. О типах угленосных формаций Забайкалья. — В кн.: Угленосные формации некоторых регионов СССР. М., изд-во АН СССР, 1961, с. 74—97.

67. Корешков И. В. Области сводового поднятия и особенности их развития. М., Госгеолтехиздат, 1960, 174 с.

68. Корешков И. В. Эволюция гидросети, оледенений и осадконакопления в связи с формированием Алтайского свода. — В кн.: Новые данные по геологии и полезным ископаемым Алтайского края. Прокопьевск, 1968, с. 147—149.

69. Корешков И. В. О происхождении Кузбасса. — В кн.: Новые данные по геологии и географии Кузбасса и Алтая. Новокузнецк, 1969, с. 206—209.

70. Корешков И. В. О грабенах сводообразования Восточного Алтая. — В кн.: Материалы к научной конференции, секция геологии и физической географии. Новокузнецк, 1970, с. 25—29.

71. Корешков И. В. О причинах слабой обнаженности коренных пород Горной Шории. — В кн.: Природа и природные ресурсы Алтая и Кузбасса, ч. 2. Новосибирск, 1970, с. 108—110.

72. Корешков И. В. Роль сводовых поднятий в формировании структур Алтае-Саянской области. — В кн.: Вопросы тектоники Алтае-Саянской горной области. Новокузнецк, 1971, с. 108—119.

73. Коровин М. К. Основные элементы геологии и геотектонических структур Западной Сибири. — В кн.: Вопросы геологии Западно-Сибирской низменности. Новосибирск, 1956, с. 3—21.

74. Костенко Н. П. Геоморфологический анализ новейшего развития складок с большим радиусом кривизны и региональных разломов. — В кн.: Активизированные зоны земной коры. М., 1964, с. 183—198.

75. Косыгин Ю. А., Трофимук А. А. Тектоника и перспективы нефтегазосности платформенных областей Сибири. — Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 1, с. 80—94.

76. Косыгин Ю. А. Тектоника. М., «Недра», 1969, 616 с.

77. Котляр В. Н. Основы теории рудообразования. М., «Недра», 1970, 463 с.

78. Краснов А. И. О тектоническом строении фундамента Алданского щита в свете геологической интерпретации данных крупномасштабной аэромагнитной съемки. — «Сов. геология», 1964, № 11, с. 61—71.

79. Красный Л. И. Тихоокеанский подвижный пояс — важнейшая планетарная структура. — «Тр. ВСЕГЕИ, новая серия», 1968, т. 155, с. 17—39.

80. Крестников В. Н., Нерсесов И. Л. Тектоническое строение Памира и Тянь-Шаня и его связь с рельефом поверхности Мохорвичича. — «Сов. геология», 1962, № 11, с. 36—69.

81. Кропоткин П. Н. Краткий очерк неотектоники Сихотэ-Алиня. — «Изв. АН СССР, серия геол.», 1956, № 3, с. 34—42.

82. Кропоткин П. Н., Валяев Б. В. Каменная соль в глубоких грабенах и во впадинах с корой океанического типа. — «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1970, т. XLV (5), с. 27—42.

83. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964, 386 с.

84. Кузнецов Ю. А. Основные типы магмоконтролирующих структур и магматических формаций. — «Геология и геофизика», 1970, № 9, с. 3—23.

85. Кузнецов В. А. Геотектоническое строение Алтае-Саянской складчатой области. — В кн.: Вопросы геологии Азии. Т. 1. М., 1954, с. 202—227.

86. Кутейников Е. С., Наталов Л. М. Тектоническое строение крайней северо-восточной части Сибирской платформы. — «Труды ВАГТ, вып. 8», 1962, с. 158—171.

87. Ламакин В. В. Неотектоника Байкальской впадины. М., «Наука», 1968, с. 245.

88. Лейпциг А. В. История развития структур восточной окраины Сибирской платформы в мезозое. — «Геология и геофизика», 1962, № 4, с. 34—43.

89. Л. Кинг. Морфология Земли. М., «Прогресс», 1967, 559 с.

90. Линдберг Г. У. Четвертичный период в свете биографических данных. — М., Изд-во АН СССР, 1955, 334 с.

91. Ли Сы-гуан. Геология Китая. М., Изд-во иностр. лит., 1952, 519 с.

92. Лобанов М. Ф. Геологическое строение островов Врангеля и Геральда. — В кн.: Геология Советской Арктики. М., 1957, с. 100—111.

93. Лунгерсгаузен Г. Ф. О геологическом возрасте Верхоянских гор (методы исследования и выводы). — В кн.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М., 1967, с. 455—467.

94. Лучицкий И. В. К вопросу о строении Минусинского межгорного прогиба. — «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1957, т. XXXII (2), с. 65—74.

95. Лучицкий И. В., Бондаренко В. М. Эксперименты по моделированию сводовых поднятий Байкальского типа. — «Геотектоника», 1967, № 2, с. 3—18.

96. Малаховский Д. Б. К вопросу об истории развития рельефа в районе оз. Ильмень. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада РСФСР, вып. 5. М., 1966, с. 273—284.

97. Мальков Б. А. Новые данные о возрасте досилурийских интрузивных комплексов Тимана и Канина. — «ДАН СССР», 1966, № 3, с. 669—673.

98. Маркевич В. П., Волков Э. В., Козлова М. И. Шамский нефтеносный район. — В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность Западно-Сибирской низменности. М., 1964, с. 43—60.

99. Маркевич В. П., Теодорович Г. И. К вопросу о закономерностях размещения месторождений нефти и газа в Западно-Сибирской низменности. — «Сов. геология», 1965, № 8, с. 69—74.

100. Маркевич В. П. История геологического развития и нефтегазоносность Западно-Сибирской низменности. М., «Наука», 1966, 247 с.

101. Марков К. К., Лазурнов Г. И., Николаев В. А. Четвертичный период (ледниковый период — антропогенный период). Т. 1 (СССР). М., Изд. МГУ, 1965, 371 с.

102. Масайтис В. Л., Старицкий Ю. Г. Об особом типе структур Восточной Азии (третий основной структурный элемент континентальной земной коры. — дива). — «Тр. ВСЕГЕИ, новая серия», 1963, т. 85, с. 63—91.

103. Менард Г. У. Геология дна Тихого океана. М., «Мир», 1966, 275 с.

104. Милановский Е. Е. История рельефа и молодые тектонические движения восточной части Сарысу-Тенгизского водораздела (Центральный Казахстан). — «Сов. геология», 1957, № 62, с. 24—48.

105. Милановский Е. Е. Основные типы рифтовых зон материков. — «Вестник МГУ», 1970, № 2, с. 13—35.

106. Мирошников Л. Д. Палеогеография и история граптолитовых фаций арктической части СССР. — В кн.: Междунар. геол. конгресс, XXI сессия. Региональная палеогеография. Госгеолтехиздат, 1960, с. 25—33.

107. Мирчинк Г. Ф. Основные закономерности развития земного лика. — «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1940, т. XVIII (3—4), с. 53—60.

108. Моисеенко Ф. С. Строение и развитие земной коры южного горного обрамления Сибири. — М., «Наука», 1969, 207 с.

109. Мокринский В. В. Тектоника Южно-Якутской угленосной площади. — «Тр. Лабор. угля АН СССР», 1961, вып. XI, с. 278—355.

110. Мокшанцев К. Б. Роль орогенного этапа в развитии платформ и складчатых областей на примере Сибирской платформы и Верхояно-Чукотской обл. — В кн.: Тектоника Сибири. Т. III. М., 1970, с. 27—40.
111. Молчанова Т. В. Внегеосинклинальные мезозойские гранитоиды сводового поднятия Станового хребта и их структурное положение. — «Изв. АН СССР, серия геол.», 1964, № 7, с. 38—45.
112. Москалева С. В. О структурном положении гардбургитовой формации Урала. — «Сов. геология», 1962, № 12, с. 57—68.
113. Москалева С. В. О возрасте гипербазитов Южного Урала. — «ДАН СССР», 1963, т. 150, № 6, с. 1323—1327.
114. Моссаковский Л. А. Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое. М., Госгеолтехиздат, 1963, 215 с.
115. Муратов М. В. О тектоническом строении и положении Исландии. — «Изв. вузов, Геология и разведка», 1961, № 12, с. 16—30.
116. Муратов М. В. Тектоника Индийской платформы и сравнение ее развития с Восточно-Европейской. — «Изв. АН СССР, серия геол.», 1964, № 10, с. 10—16.
117. Нагибина М. С. О тектонических структурах, связанных с активизацией и рививацией. — «Геотектоника», 1967, № 4, с. 15—27.
118. Наливкин Д. В. Складчатость и несогласия. — «Сб., посвященный В. И. Вернадскому, т. II». М., Изд-во АН СССР, 1936, с. 135—153.
119. Наливкин Д. В. Геология СССР. М., Изд-во АН СССР, 1962. 813 с.
120. Наливкин В. Д. Сравнительная характеристика тектонических структур Западно-Сибирской, Туранско-Скифской и Русской плит. — «Тр. Международн. геолог. конгресса, XXII сессия. Доклады сов. геологов. Деформация пород и тектоника». М., «Наука», 1964, с. 71—83.
121. Негруца В. З. Опыт фациального изучения протерозойских (ятулийских) отложений Центральной Карелии. — «Сов. геология», 1963, № 7, с. 52—76.
122. Нефть и газ Западной Сибири (коллектив авторов). М., Изд. ЦНИИТЭ нефтегаза, 1965, 215 с.
123. Нехорошев В. П. Тектоника Алтая. М., «Недра», 1966, 306 с.
124. Нужнов С. В. Синийские (рифейские) отложения восточных склонов Алданского щита. — В кн.: Материалы по региональной геологии, вып. 7. М., 1961, с. 179—192.
125. Одинцов М. М. Геологические предпосылки и перспективы алмазоносности юго-западной части Сибирской платформы. — «Сов. геология», 1965, № 5, с. 71—77.
126. Огарин И. С. и Хатьянов Ф. И. К вопросу о восточной границе складчатого основания Русской платформы и ее тектонической связи с Уральской складчатой областью. — «ДАН СССР», 1962, т. 143, № 3, с. 678—682.
127. Оффман П. Е. Происхождение Тимана. М., Изд-во АН СССР, 1961, 138 с.
128. Оффман П. Е. Тектонические условия траппового вулканизма на Сибирской платформе. — «Материалы Междунар. геолог. конгресса. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Базальты плато». М., «Наука», 1964, с. 225.
129. О верхнеюрской коре выветривания в Западном Верхоянье. — «ДАН СССР», 1969, т. 184, № 1, с. 165—168. Авт.: Биджиев Р. А., Натапов Л. М., Сибирцева Н. Б., Егорова М. Н.
130. Павловский Е. В. Сравнительная тектоника мезозойских структур Восточной Сибири и Великого рифта Африки и Аравии. — «Изв. АН СССР, серия геол.», 1948, № 5, с. 17—31.
131. Петров Б. М. Об условиях накопления базальных отложений протерозоя северной части Михайловской структуры КМА. — «Изв. вузов, геология и разведка», 1971, № 2, с. 39—45.

132. Петрушевский Б. А. К истории развития зоны сочленения Азиатского материка и Тихого океана. — «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1966, т. XVI (1), с. 5—27.

133. Пидопличка И. Г. Очерк четвертичной палеогеографии Украины. — «Тр. ин-та географии АН СССР», 1946, вып. 37, с. 21—33.

134. Полканов А. А. Дочетвертичная геология Кольского полуострова и Карелии или наиболее восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита. — «Тр. XVII сессии междунар. геолог. конгресса». Т. II, 1939, с. 165—179.

135. Пучков В. П. Происхождение рифтовых морей. — «Изв. АН СССР, серия геол.», 1964, № 3, с. 52—69.

136. Раабен В. Ф. Закономерности размещения и условия формирования крупнейших и крупных по запасам залежей нефти в пределах Волго-Уральской области. — «Сов. геология», 1966, № 6, с. 126—130.

137. Рагозин Л. А. К вопросу о происхождении Телецкого озера. — «Вестн. МГУ», 1958, № 3, с. 109—115.

138. Резанов И. А. О Колымской платформе на северо-востоке СССР. — «Изв. АН СССР, серия геол.», 1964, № 11, с. 36—45.

139. Резанов И. А. «Фиксизм и неомобилизм». — «Изв. АН СССР, серия геол.», 1965, № 4, с. 134—143.

140. Резанов И. А., Чамо С. С. О причинах отсутствия гранитного слоя во впадинах типа Южно-Каспийской и Черноморской. — «Изв. АН СССР, серия геол.», 1969, № 2, с. 3—11.

141. О золотоносности железных руд Кривого Рога. — «ДАН СССР», 1971, т. 196, № 4, с. 923—927. Авт.: Рожков И. С., Ганжа Л. М. и др.

142. Сакс В. Н., Ронкина З. З. О развитии рельефа Сибири на протяжении мезозойской эры. — «Геология и геофизика», 1960, № 1, с. 58—73.

143. Салоп Л. И., Мурина Г. А. Возраст Бердяшского плутона рапакиви и проблема геохронологических границ нижнего рифея. — «Сов. геология», 1970, № 6, с. 15—28.

144. Саммет Э. Ю. О связи стаднальных краевых образований валдайского оледенения с гидрографической сетью северо-запада Русской равнины. — «Тр. комиссии по изуч. четверт. периода, XXI. Краевые формы рельефа материкового оледенения на Русской равнине». М., 1963, с. 174—186.

145. Сидоренко А. В. О доледниковом (дочетвертичном) континентальном этапе развития Кольского полуострова и восточной части Балтийского щита. — В кн.: Региональная палеогеография. М., 1960, с. 17—33.

146. Симоненко Т. Н., Толстухина М. М. К вопросу о сочленении Урала и Русской платформы. — «Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия», т. 85, 1963, с. 131—137.

147. Скок В. И. О ступенях глубинного метаморфизма ископаемых углей. — «Изв. АН СССР, серия геол.», 1954, № 6, с. 85—91.

148. Смирнов Г. А. О структурной дисгармонии между двумя крупными комплексами пород на Урале. — «ДАН СССР», т. 113, 1957, № 4, с. 893—896.

149. Соболевская В. Н. К вопросу о положении альпийской складчатой системы островов восточного обрамления Австралии в «Тихоокеанском кольце» и кольце Гондваны. — «Геотектоника», 1966, № 5, с. 66—86.

150. Соколов Н. Н. О положении границы оледенений в Европейской части СССР. — «Тр. ин-та географ. АН СССР, 1946, вып. 37, с. 152—168.

151. Солонцов Л. Ф., Клевцова Л. А., Аксенов Е. М. Новые данные о стратиграфии рифейских отложений востока Русской платформы. — «Сов. геология», 1966, № 1, с. 70—78.

152. Солоненко В. П. Живая тектоника, вулканы и сейсмология переходной зоны Прибайкальского и Якутского сейсмических регионов. — В кн.: Тектоника Советского Дальнего Востока и прилегающих акваторий. М., 1968, с. 233—257.

153. Спрингис К. Я. Тектоника Верхояно-Колымской складчатой области. Изд-во АН Латвийской ССР, 1958, 346 с.

154. Страхов Н. М. Основы исторической геологии. Ч. II. Госгеолтехиздат, 1948, 395 с.

155. Строение досреднеюрского фундамента Западно-Сибирской низменности в свете данных. — «Сов. геология», 1962, № 7, с. 26—38. Авт.: Дедеев В. А., Наливкин В. Д., Симоненко Т. Н. и др.

156. Тимофеев В. И., Моршинцев В. К. О составе и возрасте фундамента Вилуйской синеклизы. — В кн.: Тектоника Сибири. Т. III, М., 1970, с. 124—129.

157. Тихомиров С. Н., Яновский А. С. Новые данные о докембрии юго-восточного Приладожья. — «ДАН СССР», 1970, т. 194, № 3, с. 660—664.

158. Томсон И. Н., Кочнева Н. Т. Верхнемезозойские сводовые поднятия Восточного Забайкалья и их металлогеническое значение. — «Сов. геология», 1969, № 12, с. 22—35.

159. Томсон И. Н., Полякова О. П., Кочнева Н. Т. Структурное положение рудных районов Юго-Восточного Забайкалья. — «Сов. геология», 1970, № 10, с. 32—44.

160. Траппы Енисейской рудной провинции. — «Тр. НИИГА», 1968, т. 158, 190 с.

161. Удинцев Г. Б., Чернышева В. И. Образцы пород верхней мантии Земли из рифтовой зоны Индийского океана. — «ДАН СССР», 1965, т. 165, № 5, с. 1147—1151.

162. Фаворская М. А., Томсон И. Н. и др. Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой. М., «Недра», 1969.

163. Флетт Джон С. Проблема климата девонского континента времени отложения древнего красного песчаника. — «Тр. XVII сессии Междунар. геол. конгресса, т. VI», 1940, 317 с.

164. Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1960, 182 с.

165. Флоренсов Н. А., Солоненко В. П., Логачев Н. А. Кайнозойский вулканизм рифтовой зоны. — «Междунар. геол. конгр., XXIII сессия». Доклады советских геологов. Вулканизм и тектогенез. М., «Наука», 1968.

166. Фотиади Э. Э., Кузнецов Г. Ф. Новые представления о глубинном строении западной части Сибирской платформы по данным геофизических исследований и перспективы ее нефтегазоносности. — «Геология и геофизика», 1964, № 10, с. 21—31.

167. Фотиади Э. Э., Каратаев Г. И. Неотектоника, современные движения земной коры и граница Мохоровичича. — «Геология и геофизика», 1970, № 4, с. 21—33.

168. Фролов А. А. К проблеме вертикальной зональности оруденения (на примере формации ультраосновных-щелочных пород и карбонатов). — «Изв. АН СССР, серия геол.», 1970, № 9, с. 52—62.

169. Фролов А. А. Геолого-структурные особенности массивов ультраосновных-щелочных пород и карбонатов Восточного Саяна. — «Изв. АН СССР, серия геол.», 1971, № 2, с. 69—82.

170. Хаин В. Е. Взаимоотношения орогенеза и эпэйрогенеза в свете данных седиментации. — «Тр. XVII сессии междунароп. геол. конгресса, т. II», 1939, с. 4—27.

171. Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1964, 477 с.

172. Хаин В. Е. Возрожденные (эпиформенные) орогенические пояса и их тектоническая природа. — «Сов. геология», 1965, № 7, с. 3—18.

173. Хаин В. Е. Метаморфическая регенерация областей повторного орогенеза и проблемы новообразования океанических впадин. — «Геотектоника», 1969, № 3, с. 31—39.

174. Харин Е. П. Новые данные о глубинном строении Прибайкалья. — «ДАН СССР», 1963, т. 151, № 5, с. 1162—1163.

175. Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. М., Изд-во АН СССР, 1963, 117 с.

176. Химида И. Х. Геологическое строение Ливийской пустыни. — «Изв. вузов, геология и разведка», 1963, № 9, с. 29—40.
177. Хоутон С. Г. Африка южнее Сахары. М., «Мир», 1966, 363 с.
178. Чернышева В. И. Зеленокаменно-эволюционные породы рифтовой зоны срединных хребтов Индийского океана. — «Изв. АН СССР, серия геол.», 1970, № 9, с. 17—83.
179. Чжао-Цзун-Пу. О стратиграфии системы хуто и синия в Китае. — В кн.: Древнейшие породы Китая. М., 1962, с. 305—332.
180. Шандер Е. В., Микулина Т. М., Малиновский В. Ю. Кайнозой центральной части Казахского щита. М., изд. МГУ, 1967, 351 с.
181. Шатский Н. С. О длительности складкообразования и фазак складчатости. — «Изв. АН СССР, серия геол.», 1951, № 1, с. 15—54.
182. Щеглов А. Д. Особенности размещения мезозойских рудных месторождений в активизированных каледонских структурах Западного Забайкалья. — В кн.: Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М., 1963, с. 659—671.
183. Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. М., «Недра», 1968, 180 с.
184. Штилле Г. Ассинская тектоника в геологическом лике Земли. М., «Мир», 1968, 254 с.
185. Шульц С. С. Геоструктурные области и положение в структуре Земли областей горообразования по данным новейшей тектоники СССР. — В кн.: Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность. М., 1964, с. 31—33.
186. Эйноор О. Л. Корреляция и возраст основных разрезов верхнего палеозоя Печорско-Кузнецкой угленосной области. — «Сов. геология», 1958, № 1, с. 25—41.
187. Эллерн С. С., Валеев Р. Н. Главный девонский ров Восточно-Европейской платформы. — «ДАН СССР», 1962, т. 146, № 5, с. 1168—1172.
188. Яковлев И. А., Савицкий П. В. О глубинном строении юго-западной части Вилуйской синеклизы. — В кн.: Тектоника Сибири. Т. III, М., 1970, с. 114—118.
189. Reh H. Zur glazialen Entstehung der Witwatersrand-Konglomerate. — «Zeitschrift für angewandte Geologie», Heft 5/6, 1957.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
К истории изучения проблемы	3
Области современного и молодого сводообразования . .	11
Сводообразование в прошлом на современных платфор- мах	60
Общие черты развития областей сводовых поднятий . .	174
Сводообразование и развитие земной коры	186
Список литературы	198

Иван Васильевич Корешков

СВОДОБРАЗОВАНИЕ
И РАЗВИТИЕ
ЗЕМНОЙ КОРЫ

Редактор издательства В. И. Макеев
Переплет художника Е. Н. Волкова
Художественный редактор В. В. Евдокимов
Технический редактор В. В. Соколова
Корректор Т. Ю. Шульц

Сдано в набор 13/V 1975 г.
Подписано в печать 3/IX 1975 г. Т-15051.
Формат 60 × 90^{1/16}. Бумага № 2.
Печ. л. 13,0. Уч.-изд. л. 15,35.
Тираж 2100 экз. Заказ № 274/5453-1.
Цена 1 р. 65 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,
Третьяковский проезд, 1/19.

Ленинградская типография № 6
Союзполиграфпрома при Государственном
комитете Совета Министров СССР по делам
издательств, полиграфии и книжной торговли
196006, г. Ленинград, Московский пр., 91.

1 р. 65 к.

1387

НЕДРА