

Е.Н.АЛТУХОВ, А.Д.СМИРНОВ, Л.Н.ЛЕОНТЬЕВ

ТЕКТОНИКА ЗАБАЙКАЛЬЯ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ИНСТИТУТ МИНЕРАЛОГИИ, ГЕОХИМИИ И КРИСТАЛЛОХИМИИ
РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

Е. Н. АЛТУХОВ, А. Д. СМИРНОВ, Л. Н. ЛЕОНТЬЕВ

ТЕКТОНИКА ЗАБАЙКАЛЬЯ

1527



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1973



Алтухов Е. Н., Смирнов А. Д., Леонтьев Л. Н. Тектоника Забайкалья. М., «Недра», 1973. 172 с. (АН СССР, М-во геологии СССР. Ин-т минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов).

На основании многочисленных литературных материалов, а также результатов многолетних личных исследований авторами рассмотрен домезозойский этап развития Забайкалья и образованные в этот период структуры, по существу впервые дана полная сводка мезозойских структур, проведен анализ соотношения мезозойских структур с различными типами структур домезозойского фундамента. Особо подчеркивается в работе активизационная природа мезозойского этапа развития Забайкалья, с которым практически полностью связана металлогения этого региона. Работа рассчитана на широкий круг геологов регионального профиля и металлогенистов.

Таблиц 2, иллюстраций 19, список литературы — 218 назв.

ВВЕДЕНИЕ

Наряду с Уралом и Горным Алтаем Забайкалье¹ является одним из старейших горнопромышленных районов нашей страны; его геологическим изучением занимаются более 150 лет. И тем не менее еще и сейчас характерно обилие принципиальных разноречий в трактовках истории геологического развития, тектонических структур и металлогенических построений этого региона. История развития представлений на структуры Забайкалья весьма полно изложена в работе М. С. Нагибиной, опубликованной в 1963 г. Напомним лишь, что в конце XIX — начале XX веков Забайкалье рассматривалось как элемент «древнего темени» Азиатского континента. Позднее многочисленные исследователи Забайкалья стали выделять в его пределах каледониды и герциниды в резко менявшихся у отдельных авторов контурах, особенно широких для герцинид; в последние годы обосновывается представление о полноразвитом (выражены все этапы) мезозойском геосинклинальном цикле в Забайкалье; иногда предполагаются для истолкования тектоники Забайкалья даже идеи об его покровном строении.

Мезозойские отложения в морских и полуконтинентальных фациях относительно большой мощности известны на восточной окраине Восточного Забайкалья уже давно в двух прогибах — поздне триасовом и раннеюрском; в последний из них примерно в тех же контурах позже вложился среднеюрский прогиб. Первые два прогиба обычно рассматриваются как геосинклинальные, но очень своеобразные — весьма миниатюрные по площади и крайне «эфемерные» (хотя и с полным циклом развития) по краткости существования, а среднеюрский — в качестве орогенного прогиба мезозойской геосинклинали. Были также известны и некоторые структуры (ожившие в мезозое, а в отдельных случаях и собственно мезозойские), сопровождавшиеся приразломным накоплением юрско-меловых отложений. Изучение мезозойских структур (кроме детальных работ по упоминавшимся геосинклинальным прогибам) ранее носило либо фрагментарный характер, так как локализовалось на весьма небольших площадях, либо очень широкий региональный (Забайкалье, Прибайкалье, Витимо-Патомское нагорье и т. д.): в этом случае его целью было решение общих вопросов теоретической тектоники — о классификационной принадлежности структур, их соотношениях со сводно- и рифтообразованием и т. д. Был составлен также ряд последовательных региональных схем (А. Ф. Мушников),

¹ Под Забайкальем здесь и далее понимается территория, ограниченная с севера долинами Хилка, Ингоды и Шилки, с востока — Аргунью и с юга границей СССР с Монголией и Китаем. Эта территория традиционно включалась в состав так называемого Монголо-Охотского пояса, обычно считавшегося (целиком или почти целиком) герцинским и рассматривавшегося в качестве одного из поясов, обрамляющих с юга Сибирскую платформу. Прибайкальем принято называть территорию, прилегающую к оз. Байкал с запада.

характеризующих основные черты палеогеографической обстановки Восточного Забайкалья в течение мезозоя.

В последние 10—15 лет мезозойские пликвативные и дизъюнктивные структуры Забайкалья стали причинно связывать с тектоническими процессами, протекавшими в мезозое в Тихоокеанском кольце. Отсюда очевидно признание активизационной природы мезозойского этапа развития Забайкалья, хотя само по себе это еще не дает ответа на вопрос о конкретном распределении тех или иных форм ее проявления (геосинклинальные прогибы, дизъюнктивная тектоника, магматизм, особенно интрузивный, и пр.), что собственно и представляет наибольший практический (металлогенический) интерес. Положение особенно осложняется тем, что в мезозое Забайкалье являлось в большей своей части областью не осадконакопления, а воздымания и размыва. Поэтому мезозойские образования представлены там достаточно фрагментарно, устанавливая же активность в мезозое тех или иных разрывных нарушений (в большинстве еще домезозойских) и характер мезозойских блоковых движений чаще всего приходится по косвенным данным, основой для которых мог бы быть лишь анализ, опирающийся на структурные соотношения и историю развития домезозойского субстрата. Однако достоверность такого анализа до последнего времени существенно затруднялась изолированным характером изучения этого региона, что обуславливало отсутствие объективных возможностей проконтролировать на более широком региональном фоне предлагавшиеся для Забайкалья многочисленные, обычно взаимоисключающие структурно-тектонические построения. Обстановка существенно изменилась в этом смысле лишь в самые последние годы, особенно в отношении древнейших образований Забайкалья. В 60-х годах к югу и западу от Байкала авторам настоящей работы удалось выделить и сравнительно детально охарактеризовать крупнейший, окаймляющий с юга Сибирскую платформу пояс позднедокембрийской, рифейской, складчатости (Алтухов, Смирнов, 1964; Смирнов и др. 1967, и др.). Вслед за этим было установлено, что и в Забайкалье древним субстратом оказываются именно рифейские структуры; одновременно был в формационном и структурном отношении изучен сложный комплекс палеозойских отложений Забайкалья, ранее неизменно отождествлявшийся с геосинклинальными образованиями главным образом предполагавшихся там каледонид и реже герцинид. Результаты изучения этого комплекса однозначно показали его принадлежность (исключая Даурский и Борзинский прогибы) не к геосинклинальному, а эпигеосинклинальному, орогенному, классу формаций молассового типа, причем в большинстве случаев связанных не с обычными орогенными межгорными прогибами, а с прогибами, индуцированными под влиянием активизационных импульсов, проникавших в Забайкалье из развивавшихся рядом с ним герцинских геосинклинальных систем Большого Хингана. В последние годы был получен большой и достаточно детальный материал (В. А. Амантов, Л. П. Зоненшайн, Н. С. Зайцев, Р. А. Хасин и др.) по герцинидам Восточной Монголии, протягивающимся к южной границе Забайкалья и частично входящим в него. Эти материалы тоже подтвердили новые данные по геологии Забайкалья.

В результате анализа всех новейших исследований структурные соотношения внутри Забайкалья предстали в виде, резко отличавшемся от традиционных представлений. Были выявлены два древних срединных массива: дорифейский (а возможно и древнее) Агинский и заведомо допротерозойский (докарельский) Моклакано-Могочинский; основой структуры региона на большей части его площади оказались рифейские складчатые сооружения — геосинклинальные прогибы и геантиклинальные поднятия рифеид; существование каледонид, предполагавшихся в разных, но всегда очень широких контурах, не подтвер-

дилось вообще, а к герцинидам оказалось возможным отнести лишь два прогиба в обрамлении Агинского массива — Даурский и Борзинский.

Настоящая работа является монографическим описанием тектоники Забайкалья. В ней учтены все новейшие достижения в этой области за последние 10 лет. С новых позиций рассмотрен мезозойский тектогенез Забайкалья, а именно, с позиций анализа явления унаследованности его от предшествующего этапа развития, который охарактеризован в принципиально новом виде. Авторы надеются, что настоящая работа может явиться гораздо более достоверной геолого-структурной основой для металлогенических построений по Забайкалью, чем существующие прежде.

Глава I

ГЛАВНЕЙШИЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИКИ ЗАБАЙКАЛЬЯ И СМЕЖНЫХ РЕГИОНОВ СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В настоящее время большинство исследователей выделяют в регионах юго-западного обрамления Сибирской платформы ранние байкалиды, или рифейды, ранние каледониды, или салаириды, поздние каледониды и герциниды, последовательно сменяющие друг друга в направлении от платформы к оси Центрально-Азиатского складчатого пояса (Тектоническая карта Евразии, 1966 и др.). Впервые идея о постепенном обрастании Сибирской (Ангарской) платформы складчатыми зонами во время всеобщих орогенических эпох была высказана Делоне. В последующем она стала рассматриваться как всеобщая геотектоническая закономерность. Наиболее отчетливо эта закономерность была описана в работах А. Д. Архангельского на примере Европы и Северной Америки и вошла в литературу под названием «теории последовательного зонального обрастания платформ». К рифеидам, впервые выделенным нами под этим наименованием к западу от Байкала, относится большинство структур Прибайкалья и Северной Монголии, простирающихся на восток в Забайкалье (Алтухов, Смирнов, 1964, 1970; Клитин, Постельников, 1966; Зайцев, 1964 и др.), причем выделение рифеид Прибайкалья обосновывается тем, что на площади их распространения собственно геосинклинальный этап развития закончился в рифее, а в раннем палеозое (и, возможно, даже в верхах рифея) формировались молассовые комплексы в наложенных межгорных прогибах; на границе с древней платформой в конце рифея? — начале кембрия сформировался краевой прогиб (карагаско-оселочный комплекс и его аналоги). За пределами зоны рифеид Прибайкалья рифейская складчатость проявилась на огромных площадях юга Сибири, поскольку в салаиридах, каледонидах и герцинидах геосинклинальные складчатые комплексы докембрия образуют четко выраженные в ряде случаев структурные ярусы (Смирнов и др., 1967 и др.).

Все современные взгляды на домезозойские структуры Забайкалья можно разделить на две группы. Одна группа исследователей считает, что Монголо-Охотский пояс сложен герцинскими структурами (Нагибина, 1963; Арсентьев, Старченко, 1965 и др.), в соответствии с чем распространенные в нем толщи палеозоя относятся к классу геосинклинальных формаций; соответственно признается широкое распространение интрузивных пород каменноугольного возраста и все перерывы внутри разреза палеозоя считаются внутриформационными, не имеющими структурного значения. К северу от Монголо-Охотского разлома, по мнению этих исследователей, располагаются области байкальской и раннепротерозойской складчатости. Другая группа иссле-

дователей считает, что к поздним палеозоидам — ранним мезозоидам в Забайкалье принадлежат лишь структуры Даурии и Агинского поля, структуры же Приаргунья и Малхано-Олекминской зоны являются каледонскими (Шталь, 1960; Тихомиров и др. 1964; Амантов, 1966 и др.). Отсюда несогласие между девоном и нижележащими комплексами рассматривается как структурное, возникшее в результате каледонской складчатости, а докембрийские и раннепалеозойские комплексы отложений объединяются в единый доорогенный комплекс, формировавшийся в условиях полициклического геосинклинального развития Забайкалья.

Еще больше разногласий в трактовке мезозойского этапа развития. Некоторые исследователи понимают его как заключительный этап развития герцинид и говорят об «остаточной» или «отмирающей» мезозойской геосинклинали (Белоусов, 1954; Козеренко, 1956; Ицксон и др., 1960; Падалка, 1958). В. Н. Козеренко, говоря о завершении в мезозое геосинклинального этапа развития Забайкалья, относит структуры к востоку от Онон-Туринского разлома (где широко развиты морские и континентальные мезозойские отложения) к мезозоидам, а структуры к западу от этого разлома — к герцинидам. Сходные представления недавно развили Ю. А. Зорин и др. (1967), считающие, что в пределах Монголо-Охотского пояса Забайкалья в раннем триасе заложилась террагеосинклинали, развивавшаяся далее в ранней юре; в средней юре мезозойская геосинклинали перешла, по их представлениям, в орогенный этап развития.

Нередко мезозойский этап развития рассматривается как самостоятельный, не геосинклинальный, этап омоложения герцинских и более древних структур под влиянием тектонических процессов, протекавших в Тихоокеанском кольце (Нагибина, 1963). Иногда считают, что триасовые и юрские прогибы Забайкалья, хотя и с некоторой редуцированностью их развития, в общем равноценны геосинклинальным (Архангельский, Шатский, Меннер и др., 1937; Красный, 1958; Кормилицын, 1966; Щеглов, 1966 и др.).

Ныне большинство исследователей связывают мезозойские структуры Забайкалья с особым типом развития, равноценным (или почти равноценным) геосинклинальному и платформенному, а структурное своеобразие мезозойского этапа обычно подчеркивают применением различных генетических терминов: «аркогенез» (Павловский, 1948), «активизированная платформа» (Петрушевский, 1955; Белоусов, 1962), «субплатформа» (Флоренсов, 1960, Белов, 1963), «подвижная зона» (Комаров, 1960), «эпигональ» (Комаров, Хренов, 1962) «террасинклиналь» (Косыгин, Лучицкий, 1962), «активизированные каледониды и герциниды» (Щеглов, 1963; Арсентьев, 1965), «область сводового поднятия» (Корешков, 1960; Боголепов, 1962—1963), «эпиплатформенный орогенез» (Хаин, 1964, Яншин, 1965), «индукционные структуры» (Херасков, 1967) или «резонансно-тектонические структуры» (Пушаровский, 1969). Последние два термина обозначают прогибы, ответвившиеся далеко в глубь материка от соседней геосинклинальной системы (в нашем случае от мезозоид) под влиянием тектонических процессов, протекавших в последней. Тем самым сделан полный или почти полный возврат к представлению А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского (1933), считавших Монголо-Охотский пояс геосинклинальным ответвлением Тихоокеанских мезозоид внутрь Азиатского континента.

Наиболее общее и простое объяснение происхождения мезозойских структур Монголо-Охотского пояса дает применение термина «активизация», обозначающего большую тектоническую и магматическую активность в эту эру. Результат ее представляется в образовании умеренно складчатых и слабо складчатых структур в виде прогибов с раз-

ным режимом (в том числе с геосинклинальным или близким к нему), наложенных на резко выраженную глыбовую мозаику разновозрастного фундамента. Подобный тип развития уже давно выделялся под названием «глыбовые зоны» (Мирчинк, 1940) в качестве самостоятельного, равноправного геосинклинальному и платформенному.

Среди работ 60-х годов известный интерес представляют обобщения М. С. Нагибиной, Н. А. Фогельман, В. А. Соловьева и А. Ф. Мушников. М. С. Нагибина (1963, 1967) отрицает геосинклинальный генезис мезозойских структур восточной части Азиатского континента (в том числе и Монголо-Охотского пояса), последовательно выясняет образование их под воздействием тектонических процессов в тихоокеанских мезозоидах (вызвавших тектоническое оживление разновозрастных складчатых зон обширных пространств востока Азии) и подчеркивает резкое наложение мезозойских структур на позднепалеозойские. Мезозойские структуры она подразделяет на самостоятельные типы: монголо-охотский (раннемезозойский) и забайкальский (поздне-мезозойский). Многие ее частные выводы ныне принимаются большинством исследователей, например, представления о связи структур Монголо-Охотского пояса с тихоокеанскими мезозоидами. Однако отрицание геосинклинальной природы раннемезозойских прогибов многими оспаривается. В частности, геологи Читинского геологического управления в настоящее время убедительно доказывают принадлежность морских мезозойских прогибов Забайкалья к геосинклинальному типу.

Н. А. Фогельман (1968) в основу объяснения мезозойских структур Забайкалья положила представление о сводообразовании и выделила крупный, секущий древние структуры Даурский свод, а ограничивающие его с юго-востока мезозойские прогибы отнесла, как и М. С. Нагибина, к монголо-охотскому и забайкальскому типам. Эта же идея о сводообразовании как о ведущем типе развития континентальных структур была использована В. А. Соловьевым (1968) в сводке по мезозою Забайкалья; Малханский и Даурский структурные регионы вошли у него составными частями в крупный свод, именуемый Селенгино-Витимо-Ингодинской структурной зоной. Раннемезозойские прогибы Агинского и Восточно-Забайкальского регионов В. А. Соловьев счел необходимым по ряду признаков отнести к морским геосинклинальным.

После появления монографии М. С. Нагибиной (1963) накопилось много нового фактического материала в пользу «геосинклинальности» раннемезозойских морских прогибов. Много для этого дали стратиграфические работы В. Ф. Лоскутова (1968) по верхнему триасу Ингодино-Шилкинского прогиба. Наиболее последовательно защищает «геосинклинальность» нижнего мезозоя А. Ф. Мушников, (1966, 1968), много лет изучающий поздне триасовые и юрские структуры Монголо-Охотского пояса. Подчеркивая необходимость пересмотра взглядов М. С. Нагибиной, этот исследователь отмечает, что они могли возникнуть при скудности сведений об этих структурах в то время; ныне эти структуры изучены детально и старые представления не укладываются в новые фактические данные. По А. Ф. Мушникову, мезозойские структуры имеют более заверченный цикл развития по сравнению со среднепалеозойскими. «Начинаясь формированием прогибов с геосинклинальными формациями (граувакковая в верхнем триасе, флишевая в нижней юре), в средней юре они характеризуются образованием межгорных прогибов, выполненных молассовой формацией. Завершается цикл образованием грабен-синклиналей, выполненных угленосной формацией. Таким образом намечается закономерный ряд формаций: граувакковая — флишевая — молассовая — порфирировая — угленосная лимническая». В итоге «Восточное Забайкалье (сюда А. Ф. Мушников относит и Агинский структурный регион.— Прим.

ред.) следует рассматривать как часть несколько своеобразной Монголо-Охотской геосинклинальной системы, завершившей свое развитие в верхнем мезозое» (Мушников, 1968, стр. 27).

Существуют резкие разногласия среди исследователей Забайкалья по поводу трактовки его частных структур. А. Ф. Мушников (1968) считает Приаргунье срединным массивом, обрамленным палеозойскими геосинклинальными прогибами, другие считают его геоантиклинальным поднятием либо каледонид (Амантов, 1966 и др.), либо герцинид (Нагибина, 1963). Агинская структура рассматривается А. Ф. Мушниковым, а также В. А. Варламовым и В. В. Старченко (1968) как геосинклинальный прогиб в докембрии — раннем палеозое и как срединный массив в позднем палеозое, тогда как М. С. Нагибина (1963), А. Д. Щеглов (1966) и др. включают эту структуру в состав геосинклинального прогиба герцинид, причем, по В. А. Амантову (1966), Р. А. Хасину (1966) и др., на площади этой структуры следует выделять геосинклинальные прогибы и геоантиклинальные поднятия поздних палеозойских — ранних мезозойских, остаточный терригенный пермо-триасовый прогиб и позднепермский морской прогиб. В связи с этим естественно возникает вопрос, почему на «срединном» Приаргунском массиве широко развиты кембрийские отложения, причем, по мнению А. Ф. Мушникова, даже структурно связанные с докембрием, тогда как в «эвгеосинклинальном» Агинском прогибе кембрия вообще нет? Казалось, должно было бы быть наоборот. Тот же вопрос возникает и при анализе магматизма этих структур. В Приаргунье широко распространены граниты докембрийского, пермо-триасового и мезозойского возраста, а в Агинском поле только несколько массивов юрских гранитоидов, поэтому было бы логично считать именно эту структуру срединным массивом, так как именно срединные массивы часто (Яншин, 1965 и др.) характеризуются почти полным отсутствием интрузивных проявлений.

Весьма противоречива трактовка Малханской зоны Забайкалья. По мнению местных геологов (Фомин, Фомина, 1968; Сизых, 1967), это — краевая геоантиклиналь каледонского цикла, ограничивавшая каледониды с юга, в герцинском же цикле она в качестве краевой геоантиклинали ограничивала с севера герциниды Забайкалья. По Д. И. Горжевскому и Н. А. Фогельману (1966), эта зона являлась эвгеосинклинальным прогибом салаирид, поскольку катаевская толща (по мнению этих исследователей, кембрийская) обладает более типичными признаками геосинклинальных формаций, чем синхронные (в их трактовке) толщи Уда-Витимского прогиба, отнесенные к геоантиклинальному классу. При этом в более позднем этапе развития Малханская зона интерпретировалась Н. А. Фогельманом как геоантиклинальное поднятие герцинид, хотя отложения этого этапа представлены в ней лишь морскими и континентальными молассами карбона.

Следует отметить также, что в истории изучения Забайкалья наблюдалось весьма разноречивое понимание таких структур, как геосинклинальный прогиб или геоантиклинальное поднятие. Например, М. С. Нагибина (1963), рассматривая структуры, называемые ею забайкальскими герцинидами, говорит о Приаргунском поднятии и прилегающем к нему с запада Газимурском прогибе, именуемом ею (а также и Н. А. Фогельман) Центральным. Такая классификация совершенно оправдана для докембрийского этапа развития, но последокембрийский разрез Приаргунья образует морские толщи кембрия, силура, девона и континентальные отложения карбона и перми, тогда как в Газимурском прогибе он ограничивается только нижним карбоном. Очевидно, что классификация этих структур по их типу развития в герцинском этапе должна быть прямо противоположной той, которая принимается М. С. Нагибиной.

Перечень разногласий, подобных приведенным, можно значительно продолжить. Гораздо, однако, важнее подчеркнуть то общее, что объединяет подавляющую часть исследователей. Так, в домезозойском развитии Забайкалья, как правило, все выделяют два геосинклинальных этапа — раннекаледонский, проявленный в виде дуги, протягивающейся из Приаргунья в Малханскую зону, и герцинский, охватывающий практически почти всю остальную территорию Забайкалья. Геосинклинальный режим в кембрии либо классифицируется раннекаледонским (Щеглов, 1966; Амантов, 1966; Кормилицын, 1969 и др.), либо связывается с окончанием развития поздних байкалид, возраст завершающей складчатости которых традиционно определяется кембрийским. Никаких прямых геологических доказательств этих представлений не имеется. Единственное поле геологически обоснованного кембрия в предполагаемой зоне ранних каледонид имеется лишь в Приаргунье, но формационно кембрийский разрез здесь никак нельзя отнести к типично геосинклинальному. Нет нигде и интрузий, возраст которых можно было бы надежно документировать как кембрийский. Выделение этого геосинклинального этапа развития Забайкалья бази-

руется на априорном признании кембрийского возраста зеленосланцевых толщ низов разреза окаймляющей Забайкалье с севера и востока предполагаемой дуги каледонид (катаевская, куналейская, ононская, кулиндинская свиты и др.).

Герцинский геосинклинальный этап в Забайкалье ныне признается подавляющим большинством исследователей и в отличие от каледонского вопрос о его существовании можно считать решенным. Отложения, отвечающие стратиграфическому диапазону герцинского цикла, в Забайкалье имеются, достаточно широко (в Даурском, в меньшей мере Борзинском прогибах) развиты и гранитоидные интрузии пермотриасового (очевидно, герцинского) возраста. Следует отметить, что кроме упоминавшихся выше Даурского и Борзинского прогибов, где действительно развит практически весь разрез отложений герцинского цикла, причем в формационном смысле несомненно геосинклинальный, на остальной территории Забайкалья на далеко разобщенных площадях представлены лишь отдельные части этого разреза (например, девон и нижний карбон или только нижний карбон и т. д.), что делает интерпретацию их в качестве элементов разреза герцинской геосинклинали достаточно спорной.

В соответствии с изложенным обзором предыдущих исследований авторы настоящей работы сочли необходимым сконцентрировать внимание читателя на следующих главнейших вопросах:

1) выяснении стратиграфического положения (кембрий или верхний докембрий) зеленосланцевых толщ Забайкалья;

2) формационном анализе отложений, по возрасту отвечающих стратиграфическому диапазону герцинского и каледонского циклов, для выяснения их принадлежности к геосинклинальному классу (геосинклинальные и геантиклинальные формации) или к орогенным образованиям.

3) выяснении домезозойской тектонической истории Забайкалья.

4) типизации тектонических структур на формационной основе и их характеристике.

5) выяснении тектонической истории Забайкалья в мезозое и роли структур гетерогенного фундамента в формах конкретного проявления мезозойского тектонического процесса.

Поскольку непрерывно увеличивающееся обилие тектонических терминов привело к различному пониманию их отдельными исследователями, представляется целесообразным предпослать дальнейшему изложению наше толкование некоторых из них.

Под складчатыми зонами различного возраста (рифейды, салаириды, каледониды, герциниды, мезозониды) понимаются структуры, прошедшие в соответственное для каждой из этих зон время собственно геосинклинальный этап развития и в последующем развивавшиеся в условиях орогенного эпигеосинклинального режима. Возраст складчатости определяется временем окончания накопления толщ, участвующих в строении ряда формаций геосинклинального класса. Орогенный эпигеосинклинальный этап развития может и не быть представлен соответствующими формациями и структурами. Время, падающее на крупные континентальные паузы, известные на рубеже орогенного эпигеосинклинального и собственно геосинклинального этапов, включается нами в орогенный эпигеосинклинальный этап развития структур.

Под срединными массивами понимаются остатки более древнего (кратонового) фундамента, дискордантно выступающие по отношению к складчатым структурам рифейской (и раннепротерозойской) геосинклинали, т. е. массивы первого рода, по Ханьчу и Шейнманну (1960).

К срединным нами относятся массивы независимо от их размеров и места в складчатой области, т. е. располагающиеся как в пределах одной зоны складчатости, так и среди структур, принадлежащих разновозрастным складчатым зонам. В случае, когда срединный массив перекрыт осадками, синхронными выполняющим геосинклинальный прогиб, в котором он находится, толщи его чехла существенно отличаются по формациям, мощностям, типу дислокации и т. д. от типичных геосинклинальных. Определенные отличия имеет и магматизм на срединных массивах и в окружающих его геосинклиналях.

Геоантиклинальные структуры геосинклинальной стадии развития давно выделяются в качестве составных частей геосинклинальных систем различного возраста. Методом их объективного выделения может быть только формационный анализ тектонических структур, разработанный Н. С. Шатским и Н. П. Херасковым. Под геоантиклинальными поднятиями, по Н. П. Хераскову (1965, 1967), понимают структуры, развившиеся из геоантиклиналей и сложные геоантиклинальные формациями, синхронными формациям смежных геосинклинальных прогибов. Как последние, так и геоантиклинальные поднятия одновременно развиваются в единой геосинклинальной системе, образуя в ней одновозрастную систему складчатых дислокаций, в которой в дальнейшем формируются структуры, характеризующие орогенный эпигеосинклинальный этап ее развития.

Геоантиклинальные поднятия отличаются тем самым от геосинклинальных прогибов типом развития и формационным рядом отложений, а отнюдь не морфологией складчатой структуры — геоантиклинальными поднятиями морфологически могут быть и антиклинории, и обращенные в орогенном этапе синклинории, т. е. складчатые формы как унаследованного, так и инверсионного развития.

Важнейшим признаком геоантиклинальных поднятий является их генетическая сопряженность с геосинклинальными прогибами, обусловленная общим для всей геосинклинальной системы прогибанием поверхности Земли. Поэтому к геоантиклинальным поднятиям нельзя относить зоны более ранней складчатости или выступы ее частей внутри наложенной более молодой складчатой системы, если на этих древних структурах нет формаций геоантиклинального класса, синхронных ряду формаций, участвующему в строении наложенной геосинклинальной системы. О последнем ограничении практически забывают наиболее часто и включают зоны более ранней складчатости, выступающие в качестве краевых поднятий обрамления развивающейся геосинклинальной системы, в состав последней, именно в виде ее геоантиклинальных поднятий. Отсюда и присущий им «инородный» магматизм («телеоорогенный», «внегеосинклинальный», «магматизм отраженной активизации») произвольно интерпретируется как собственно геосинклинальный.

Геоантиклинальные формации отличаются от геосинклинальных сокращенными мощностями разреза, сокращенной стратиграфической полнотой, большей ролью грубообломочных пород в разрезах, наличием внутрiformационных перерывов, меньшей ролью вулканогенных пород, характеризующихся повышенной кислотностью и щелочностью, и т. д. При этом геосинклинальные формации, слагающие структуры геосинклинального в целом класса, живут в геосинклинальной зоне в качестве ее составной части, и дислокации геоантиклинальных зон вписываются в план складчатых дислокаций всей геосинклинальной системы. На геоантиклиналях могут образовываться орогенные геоантиклинальные формации, возникающие, однако, как нам представляется, лишь на какой-то зрелой стадии развития геоантиклиналей, чаще всего в период, предшествующий орогенному эпигеосинклинальному этапу.

Определенные коррелятивы должны быть внесены и в датировку возраста геоантиклиналей. Часто возраст геоантиклинальных поднятий и геосинклинальных прогибов определяется по времени окончания накопления формаций геосинклинального класса, обычно совпадающего с эпохой завершающей складчатости, приводящей к общему воздыманию площади геосинклинальной системы и началу накопления в ней формаций орогенного класса. Однако часто (например, на площади рифейд юга Сибири) началу формирования орогенных комплексов предшествует длительный региональный перерыв осадконакопления разной продолжительности в отдельных частях бывшей геосинклиналей), который и фиксирует первичный орогенез (протоорогенез) — собственно инверсионный орогенез геосинклиналей в его «чистом виде». Представляется наиболее правильным включать этот перерыв уже в орогенный эпигеосинклинальный этап развития, ограничивая собственно геосинклинальный этап временем окончания накопления формаций (геосинклинальных и геоантиклинальных) геосинклинального класса.

Вопрос о выделении геоантиклиналей (поднятий, систем) имеет важное металлогеническое значение, так как выяснилось, что в ряде регионов некоторые типы структур именно этой категории контролируют размещение редкометалльного оруденения.

Под **тектоническим режимом орогенного эпигеосинклинального этапа** нами понимается режим, характеризующийся формированием как собственно инверсионных, связанных с замыканием данной геосинклиналей, молассовых комплексов, так и образующихся иногда на ее площади активизационных (индукционных, резонансно-тектонических) орогенных комплексов, качественно идентичных первым. Индукционные орогенные комплексы известны еще под названием дейтероорогенных (Боголепов, 1968) или повторных орогенных (Булгатов, Красильников, 1968), а длительность их формирования иногда соизмерима почти со всем периодом развития индуцирующих их геосинклиналей и соответственно может охватывать несколько геологических периодов.

Следует особо подчеркнуть, что именно орогенные индукционные комплексы наиболее часто интерпретируются как геоантиклинальные, в частности, это имело место и в Забайкалье, что отражено в представлении о чрезвычайно широком пространственном развитии в нем герцинской геосинклинальной системы.

Для орогенных образований, как собственно инверсионных, так и орогенных активизационных (индукционных), характерны существенная обособленность областей аккумуляции, полимиктовость состава отложений, слабая их сортировка и аллохтон-

ность (Херасков, 1967 и др.). Морские молассы часто содержат обильный, но бедный по числу видов комплекс фаунистических остатков, свидетельствующих о значительной степени замкнутости морских бассейнов. Орогенные эпигеосинклинальные формации выполняют более или менее самостоятельные крупные структуры — краевые и внутренние прогибы, изолированные мульды и т. п. Важнейшим признаком орогенного эпигеосинклинального режима развития является отсутствие — по сравнению с развивающимися по соседству геосинклиналями — общего прогибания поверхности Земли.

По взаимоотношению друг с другом орогенные прогибы подразделяются на унаследованно-совмещенные (вкладывавшиеся друг в друга с тем или иным временным разрывом и площадным перекрытием) и мигрирующие («блуждающие»), эпизодические.

Под **межкратонными геосинклиналями** понимаются геосинклинали, располагающиеся на коре океанического типа. Среди них могут быть выделены (по морфологии в плане) эпиталассократонные и шовные геосинклинали, развившиеся в линейных зонах, вероятно, близких по типу океаническим желобам. Иногда эти геосинклинали именуются вслед за Ф. Дж. Уэллсом (Wells, 1949) энсиматическими.

Важнейшими признаками межкратонных геосинклинальных систем являются: отсутствие видимого гранито-гнейсового фундамента; наличие слабометаморфизованных (преимущественно зеленосланцевая фация метаморфизма) отложений в нижних частях геосинклинального комплекса, структурно тесно связанных с вышележащими отложениями; преобладающий основной состав вулканогенных пород в основании геосинклинального комплекса и преимущественно андезитовый состав магматизма для средних и реже поздних стадий развития геосинклинали; преимущественно кислый состав продуктов магматической деятельности лишь в эпигеосинклинальном орогенном этапе развития.

Под **эпикратонными (по Ю. А. Косыгину, надкратонными) геосинклиналями** понимаются геосинклинали, развившиеся на континентальной коре (на пракратонах), т. е. имевшие в своем основании в той или иной мере сформировавшийся сиалический слой. Вслед за А. Л. Яншиным, Е. В. Павловским, Л. И. Салопом и др. мы считаем, что режим формирования архейского фундамента эпикратонных систем был не геосинклинальным. Поэтому геосинклинальные системы, развившиеся на архейском сиалическом фундаменте, рассматриваются как первичные, в отличие от регенерированных (повторных, возрожденных). В основу выделения эпикратонных геосинклинальных систем положен факт наличия выступов архейского гранито-гнейсового фундамента в различных частях этих систем и широкое распространение во всем геосинклинальном комплексе кислых гранитоидных пород.

Под **регенерированными геосинклиналями** нами понимаются геосинклинали, образующиеся на уже сформированном складчатом и консолидированном геосинклинальном основании, т. е. на достаточно зрелом гранитно-метаморфическом слое. Для регенерированных геосинклиналей характерна редуцированность отдельных признаков, а иногда и стадий развития, свойственных ортогеосинклиналям.

Под **геоантиклинальными поднятиями типа бордерленда** (Николаев, 1944) понимаются краевые геоантиклинальные зоны с резко выраженной тенденцией к поднятию в течение всего геосинклинального цикла, погружающиеся в его конце, а затем перекрывающиеся осадками нового цикла. Своей внутренней частью бордерленд обращен к геосинклиналям, с внешней его стороны располагается океанический бассейн.

Глава II

О РИФЕИДАХ И РИФЕЙСКОМ ВОЗРАСТЕ ЗЕЛЕНОСЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩ ЗАБАЙКАЛЬЯ

Вопрос о возрасте зеленосланцевых толщ Забайкалья неразрывно связан с проблемой границы кембрия и докембрия в горном поясе юга Сибири и имеет крупнейшее значение для тектонических и металлогенических построений.

Принадлежность формаций зеленосланцевых образований Забайкалья к геосинклинальному классу признается всеми исследователями, однако возрастной диапазон некоторых толщ трактуется ими по-разному. Органические остатки в древних осадочно-метаморфических толщах Забайкалья редки и соответственно для определения их возраста особое значение приобретает историко-тектонический анализ, который нами и привлекается при рассмотрении отложений онойской серии (кулиндинская и онойская свиты¹), а также куналейской, катаевской, быркинской и нортуйской свит. В настоящее время многие геологи относят эти свиты к смежным слоям верхнего протерозоя — нижнего палеозоя обычно в силу традиционного признания в Забайкалье байкалид как структур, оформившихся в конце докембрия — начале кембрия. Нами перечисленные свиты отнесены к верхнему докембрию (риффею) и не к самым верхам, а к какой-то более низкой части, поскольку верхи докембрия характеризует крупный тектоно-магматический цикл (Радугин, 1966; А. Смирнов и др., 1967 и др.), что видно из рассмотрения разрезов нижнепалеозойских² и рифейских отложений Южной Сибири, в систему складчатых сооружений которой Забайкалье входит как составная часть (Алтухов и др., 1968).

Нижнепалеозойские образования Южной Сибири по типу строения разрезов делятся на две группы. Первую группу образуют разрезы собственно геосинклинальной зоны ранних каледонид (салаирид), вторую — разрезы синхронных отложений, развитых в зоне докембрийских структур — ранних байкалид (рифейд).

В геосинклинальных зонах салаирид кембрийские отложения характеризуются:

1) четко выраженной трехчленностью строения разрезов из-за наличия в их средней части карбонатной формации (карахольская, боксонская, хасуртинская и другие свиты). Лишь местами, преимущест-

¹ Ранее в онойской серии выделялись две свиты — онойская и нижняя кулиндинская, отличающиеся только ролью эффузивов в их составе. Ныне название кулиндинской свиты оставлено для отложений верхнего протерозоя Шилкинского шовного прогиба, а онойской — для Агинского срединного массива. Эти свиты рассматриваются нами как одновозрастные.

² В состав нижнепалеозойских отложений нами условно включается вендский комплекс.

венно в краевых частях зоны салаирид, эта формация замещается вулканогенно-обломочной, а роль карбонатных пород становится несущественной;

2) повсеместной фаунистической охарактеризованностью, что наряду с трехчленным делением разрезов говорит о сходстве палеогеографической и палеотектонической обстановки на больших пространствах от северо-западных отрогов Восточного Саяна и далее через Туву и Монголию до Большого Хингана;

3) несогласным налеганием (за исключением внутренних частей геосинклинальной зоны) базальных слоев нижнего палеозоя на отложения разных стратиграфических уровней докембрия, а также наличием в базальных слоях гальки всех метаморфических пород основания и интрузивных пород позднерифейского магматического цикла (Агентов, 1962; Булгатов, 1966; А. Смирнов и др., 1967). Эти признаки указывают на полное завершение предыдущего рифейского тектоно-магматического цикла, определяющее самостоятельное развитие новой, салаирской, геосинклинали;

4) слабой степени регионального метаморфизма. Зеленосланцевая фация обнаруживается крайне ограниченно — только по протяженным зонам разломов, и то нередко с сохранением первичных структур и текстур пород, тогда как для верхнего докембрия наиболее характерно повсеместное и равномерное развитие зеленосланцевой фации (Агентов, 1962; Смирнов, Алтухов, 1962 и др.);

5) наличием чрезвычайно характерных крупных открытых складок.

Перечисленные признаки свидетельствуют о сходстве тектонических условий развития в раннем палеозое в различных частях салаирских геосинклинальных зон. Характерный плагиогранитный магматизм салаирид тоже свидетельствует о сходных тектонических условиях развития на большой площади (Пинус, 1961).

В различных частях зоны салаирид известны верхнекембрийско-ордовикские молассы (арбатская, ямбуйская, иташинская и другие свиты), которых нет в районе Приаргунья, что заставляет сомневаться в интерпретации кембрийских структур Приаргунья в качестве геосинклинальных.

В зоне рифеид кембрийские отложения представлены двумя типами разрезов: а) внешних геосинклинальных прогибов, б) межгорных прогибов (рис. 1). Разрез Сархойско-Хубсугульского внешнего геосинклинального прогиба подробно описан Н. С. Зайцевым и А. Д. Смирновым (1965), Ф. К. Волколаковым и М. М. Языром (1966). Он отличается от разрезов собственно зоны салаирид лишь более кислым валовым составом эффузивов и присутствием красноватых пород. В основании разреза выделяется мощная толща собственно вулканогенно-терригенных отложений, залегающая резко несогласно на докембрии и согласно перекрываемая карбонатной толщей с фауной верхов алданского и ленского ярусов кембрия. Выше согласно залегают существенно терригенная толща нижнего — среднего кембрия. Подобное строение разрезов имеют и другие аналогичные структуры.

Кембрийские разрезы межгорных впадин зоны рифеид характеризуются: 1) стратиграфической неполнотой (по времени они обычно соответствуют верхам алданского и низам ленского ярусов), а также отсутствием или редуцированностью мощной однообразной толщи отложений, согласно подстилающей в геосинклинальной зоне ранних каледонид слоев, содержащие алданско-ленскую фауну (относимой в настоящее время некоторыми геологами к венду и, возможно, верхнему рифею); 2) участием толщи морских и континентальных моласс (грубообломочная терригенная, наземная вулканогенная, карбонатная,

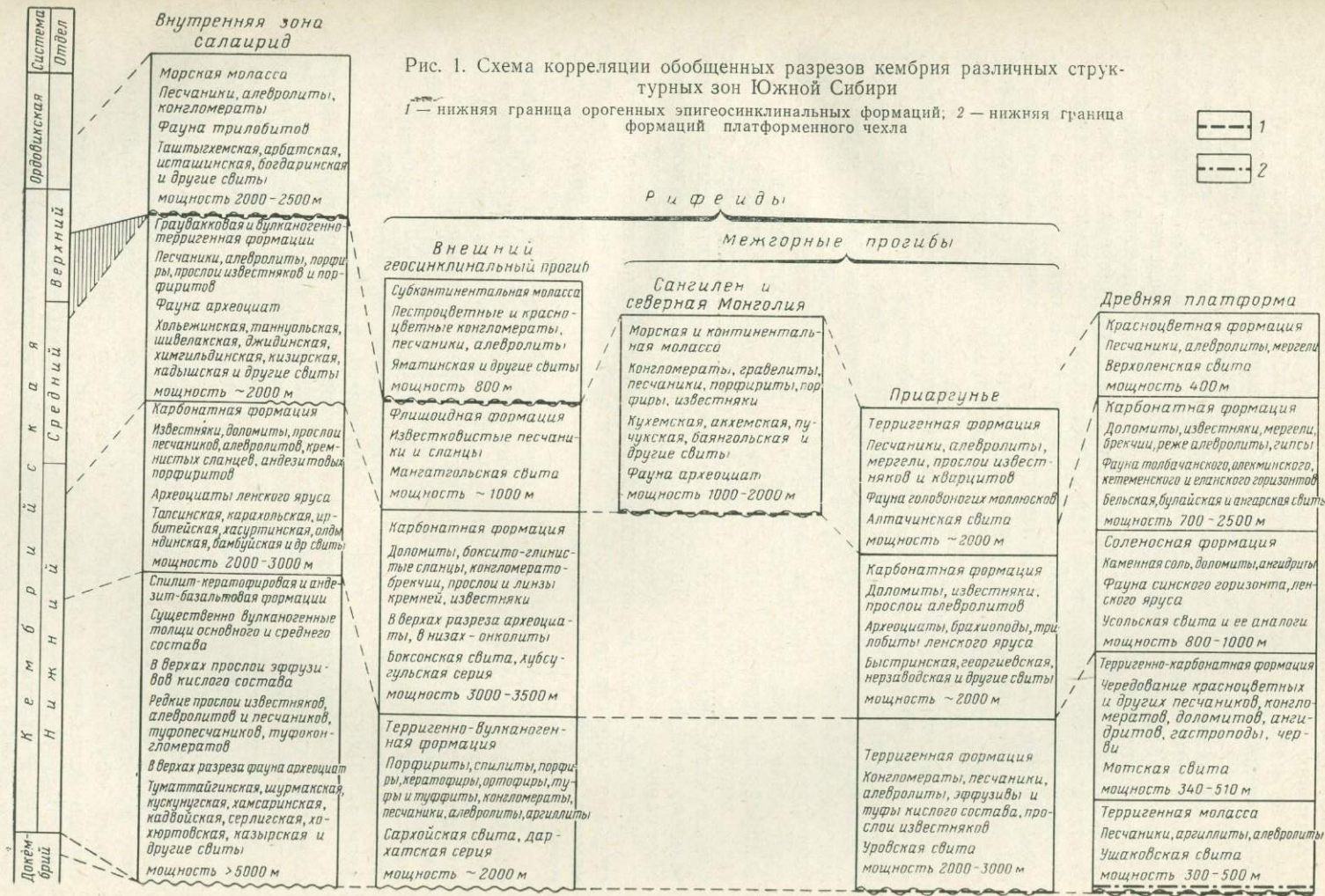


Рис. 1. Схема корреляции обобщенных разрезов кембрия различных структурных зон Южной Сибири
1 — нижняя граница орогенных эпигеосинклинальных формаций; 2 — нижняя граница формаций платформенного чехла

красноцветная и др. формации); 3) сокращенными мощностями по сравнению с разрезами кембрия салаирской геосинклинальной зоны.

Межгорные впадины, наложенные на рифеиды, характеризуются отсутствием способности к тектоническому резонансу, так как в процессе их развития не отмечается какого-либо сопряженного структурообразования. Этим они принципиально отличаются от салаирских геосинклиналей, которым свойственна активная индуцирующая способность. В кембрийский период в зоне рифеид, вероятно, существовала мелкопочная суша, разбитая на блоки с осадконакоплением во впадинах (грабенах). Такие структуры известны в пределах Сангиленского и Приаргунского краевых геоантиклинальных поднятий рифеид (Алтухов, Смирнов, Булдаков, 1968). По периферии рифеид существовали отчетливо выраженные в рельефе кордильеры, у подножия внешнего склона которых, на границе с салаиридами, в ряде случаев развивались шовные салаирские прогибы, характеризовавшиеся наиболее интенсивной вулканической деятельностью и мощным осадконакоплением; на стыке с древней платформой возникали типичные краевые прогибы.

Учитывая вышеизложенное напрашивается вывод, что фаунистически охарактеризованные отложения кембрия Восточного Забайкалья (быстринская в Приаргунье и др. свиты) по своим признакам хорошо вписываются именно в группу разрезов, развитых в зоне рифеид. По данным М. И. Стецюка Г. И. Князева, А. Н. Ефимова и нашим, особенности разреза кембрия там таковы: кембрийские отложения залегают резко несогласно, местами с базальными конгломератами на докембрийских породах (падь Колторотуй, по М. И. Стецюку и др. места), выполняя межгорный прогиб. Слои залегают в нем полого и представлены известняками, подстилаемыми и перекрываемыми терригенными отложениями. Каких-либо других толщ, которые можно было бы сравнить с кембрийскими отложениями, в Забайкалье нет.

Как уже указывалось выше, **зеленосланцевые катаевская, куналейская и другие свиты относятся нами к рифею, так как они резко отличаются** от описанных выше **нижнепалеозойских толщ** по ряду следующих признаков.

1. Зеленосланцевые отложения завершают, а не начинают разрез осадочного геосинклинального цикла. В связи с этим они структурно тесно связаны с нижележащими отложениями и дислоцированы в единую систему сложных складок. В раннем же палеозое (верхах рифея?) на юге Сибири начинается новый этап геосинклинального развития, а в зоне рифеид — орогенный эпигеосинклинальный этап (Агентов, 1962; Амантов, Матросов, 1961; Алтухов, 1968; Ефимов, Тетяева, 1968; Зайцев, 1964; А. Смирнов и др., 1967).

2. Зеленосланцевые отложения встречаются только в рифеидах, завершая стратиграфические разрезы докембрия, а в салаиридах входят уже в состав формаций комплекса основания (рис. 2). В этой связи зеленосланцевые толщи Забайкалья по всем признакам тоже должны быть отнесены к верхнему докембрию, т. е. структурным комплексам рифеид.

3. Если признать кембрийский возраст зеленосланцевых комплексов Забайкалья, то же следовало бы сделать и для других регионов, древняя геологическая история которых сходна — Байкальской горной области, Хамар-Дабана, Восточного Саяна. Однако это полностью исключено, поскольку докембрийский возраст зеленосланцевых толщ (окинская, битуджинская, харальская и др.) там давно доказан и стратиграфически выше наблюдается эпирифейское структурное несогласие и перерыв.

4. Признавая палеозойским возраст зеленосланцевых комплексов Забайкалья, приходится выделять два типа структур салаирского эта-

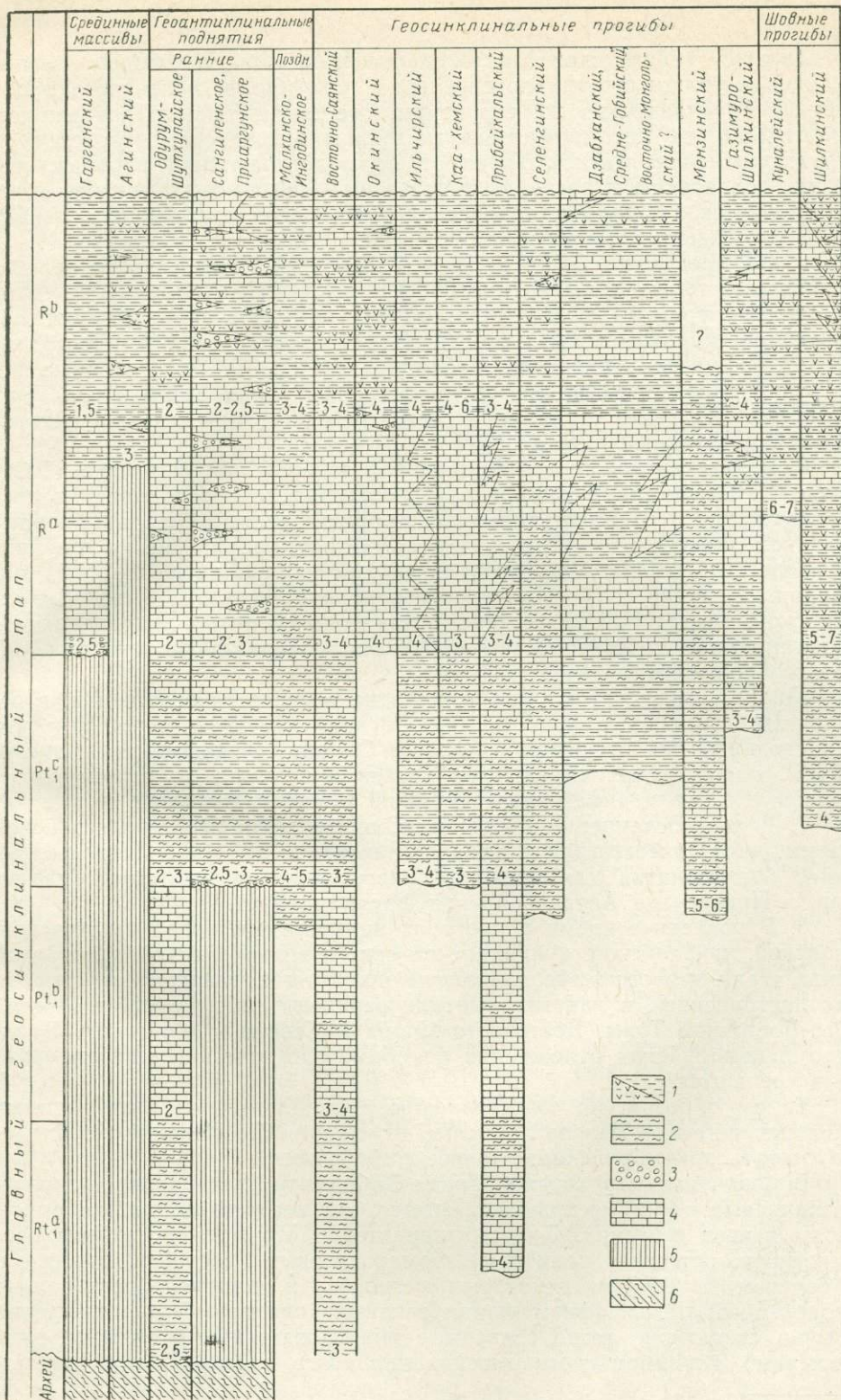


Рис. 2. Схема корреляции геологических комплексов геосинклинального и орогенного эогеосинклинального этапов развития рифеид Южной Сибири

1 — породы зеленосланцевой фации метаморфизма (зеленые сланцы, кремнистые сланцы, метаморфизованные песчаники, зеленокаменные породы); 2 — породы амфиболитовой фации метаморфизма (гнейсы, амфиболиты); 3 — конгломераты; 4 — карбонатные породы (мраморы); 5 — породы осадконакопления; 6 — гранито-гнейсы архея. Цифры на схеме обозначают мощность



па развития: унаследованно развивавшиеся прогибы, в которых зеленосланцевые толщи структурно связаны с докембрием и прогибы, наложенные на салаирские же структуры, где фаунистически доказанные, практически не метаморфизованные нижнепалеозойские отложения со структурным несогласием залегают на подстилающих породах, что трудно согласовать в пределах одной зоны и невозможно увязать с палеогеографической и палеотектонической обстановкой кембрийского периода на окружающих территориях.

5. За пределами Забайкалья, где докембрийский возраст зеленосланцевых толщ доказан, последние вмещают докембрийские синскладчатые граниты очень характерного облика — гнейсовидные, образующие широкие зоны мигматизации и инъецирования, часто сопровождающиеся пегматитами (Смирнов и др., 1967). Подобные же интрузии характерны и для зеленосланцевых толщ Забайкалья. В то же время они резко отличаются от интрузий, рвущих там палеонтологически доказанный нижний палеозой.

6. В Малханской геосинклинальной зоне Забайкалья (по В. И. Сизых и И. Н. Фомину, салаирской) катаевская зеленосланцевая толща (соответственно отнесенная ими к кембрию) оказывается метаморфизованной значительно сильнее, чем заведомо кембрийские толщи прилегающего с севера Уда-Витимского геосинклинального прогиба салаирид. В случае если Малханская зона действительно была бы салаирской, то для одновозрастных отложений, развитых в пределах геосинклинали и собственно геосинклинали, следовало бы ожидать обратного соотношения метаморфизма.

Многие ныне считают, что отложение катаевской толщи шло в остаточных прогибах в поле протерозойских гнейсовых куполов и что с последними она структурно связана. Отсюда, очевидно, должен следовать вывод о принадлежности катаевской толщи по структурному признаку к верхнерифейской орогенной геосинклинальной формации.

7. В зеленосланцевых отложениях нигде не найдено палеозойской фауны, хотя палеогеографическая обстановка в кембрии была чрезвычайно благоприятна для широкого расселения морских фаун (например, в Приаргунье Алтае-Саянская фауна и т. д.).

8. В последнее время в прослоях карбонатных пород быркинской, ононской, куналейской, кулиндинской свит и в карбонатной нортуйской свите стали известны строматолиты, онколиты и катаграфии, широко распространенные и характерные для верхнедокембрийских отложений Юго-Восточной Тувы, Восточного Саяна и Северной Монголии. В заведомо кембрийских отложениях подобные органические остатки нигде не встречаются.

Таким образом, по сопоставлению с аналогичными отложениями смежных регионов зеленосланцевые отложения Забайкалья необходимо считать докембрийскими, точнее рифейскими¹.

В различных структурных зонах Забайкалья характеристика зеленосланцевых толщ несколько разнится, но все они обладают рядом сходных черт строения. Для них характерно отсутствие скелетных органических остатков, наличие строматолитовых построек, известных в верхнем докембрии некоторых регионов, и, наконец, регионально проявленный метаморфизм фации зеленых сланцев. Эти отложения обычно структурно тесно связаны с нижележащими в едином ряде формаций докембрийского геосинклинального цикла, и в соответст-

¹ Следует отметить, что древние структуры Забайкалья испытали длительную и многократную тектоническую переработку в палеозое и мезозое. Поэтому цифры абсолютного возраста отложений докембрия везде оказываются резко омоложенными, противоречивыми и не соответствующими геологическим данным; тем самым использование их в целях корреляции разрезов и хронологической привязки в большинстве случаев невозможно.

вующих структурах вмещают синскладчатые тела верхнерифейских гранитоидов и пегматитов.

По всем этим признакам отложения куналейской, катаевской, кулиндинской, нортуйской, быркинской, а также онойской свит рассматриваются в одном стратиграфическом диапазоне и хорошо параллелизуются с зеленосланцевыми комплексами Протеросаяна, Хамар-Дабана, Тувы и Северной Монголии (Смирнов, Алтухов, 1964; Смирнов и др., 1967 и т. д.). Время завершения накопления зеленосланцевых толщ фиксирует окончание собственно геосинклинального этапа развития на рассматриваемой территории Забайкалья, поэтому возраст складчатости структур этой территории и определяется как рифейский.

Эпирифейское несогласие и перерыв имеют региональное распространение (в Алтае-Саянской и Байкальской складчатых областях, в структурных зонах Северной Монголии) и определяют естественно-исторический рубеж, к которому приурочена смена тектонического режима на огромной территории. К этому рубежу приурочено завершение верхнерифейского тектоно-магматического цикла, длительная седиментационная пауза, которая по имеющимся геологическим данным и цифрам абсолютного возраста оценивается в 100 млн. лет и более (Радугин, 1966; Смирнов и др., 1967). Все это свидетельствует о возникновении в конце докембрия крупнейшей в Сибири складчатой зоны рифейд, включающей и Забайкалье.

В конце позднего докембрия (рифей) вся площадь рифейд стала испытывать поднятие, продолжавшееся с кратковременными перерывами в течение всей последующей геологической истории. Лишь по западной периферии этой площади, в Алтае-Саянской области, рифейские структуры после воздымания (обусловленного движениями, сходными с протекавшими в собственно зоне рифейд, но не приведшими к созданию области заверченной складчатости), вскоре вновь вовлеклись в процесс интенсивного погружения, в результате чего там началась новая, раннекаледонская (салаирская) стадия геосинклинального развития. Соответственно в салаиридах в основании палеозойского разреза фиксируется структурное несогласие (Агентов, 1962; Алтухов, Смирнов, 1964; Алтухов, 1968; Зайцев, 1964 и др.).

Синхронно с заложением салаирид местами образовалась система салаирских геосинклинальных прогибов и во внутренних частях рифейской зоны (Сархойско-Хубсугульский, Джидинский, Уда-Витимский прогибы), в том числе и шовных прогибов (Байнхонгорский, Керуленский и др.). На подавляющей же части зоны рифейд с начала палеозоя началось дифференцированное по площади и разновременное формирование межгорных прогибов (на месте всей поднятой к началу палеозоя системы разнотипных структурных элементов), что ознаменовало начало качественно нового, орогенного эпигеосинклинального этапа ее развития.

Необходимо рассмотреть еще предпринятую недавно попытку выделить кембрий из герцинского разреза Даурии. Как известно, в строении Даурского прогиба принимают участие отложения нижней перми, карбона и условного девона, образующие мощную непрерывную серию осадков черносланцевой формации. В строении последней принимают участие черные глинистые филлитовидные сланцы и песчаники с маломощными и редкими прослоями эффузивов преимущественно среднего состава, кремнистых сланцев, яшм и линзами известняков, но общий облик формации определяется преобладающими в разрезе черными сланцами. Никаких признаков несогласий или перерывов внутри этой серии не обнаруживается, что показало изучение авторами ее разрезов во всех основных полях распространения (бассейны рек Чикоя и Ингоды). Ныне А. Д. Канищев и В. Г. Пономаренко (1968) разделяют черносланцевую серию на кембрий и верхний палеозой, считая, что карбон и нижняя пермь залегают на кембрии со структурным несогласием и одновременно принимая, что дислокации карбона и нижней перми, хотя и сложные, но их зеркало складчатости наклонено полого. В пользу кембрийского возраста выделяемой ими асаканской свиты приводится лишь факт обнаружения спор, сходных со спорами кембрийской алтачинской свиты Приаргунья. Вывод вышеназванных геологов не согласуется с наблюдением предыдущих исследо-

вателей, поскольку возраст отложений, выполняющих Даурский прогиб, обосновывается следующими данными.

В ряде пунктов из отложений верхней части серии, по данным В. А. Амантова и В. П. Краснова, содержится фауна и флора от турне до нижней перми включительно (Амантов, Котляр, Попеко, 1966). Возраст нижележащих отложений определяется как девонский по их согласному залеганию под карбоном и сопоставлению с фаунистически охарактеризованным девоном усть-борзинской свиты. Кроме того, в правом борту р. Горячей (правый приток р. Чикой) в линзе известняков В. А. Амантов собрал криноидеи и обломки высокоорганизованной фауны (мшанки), совершенно исключающей кембрийский возраст толщи, причем не характерной и для более молодых, чем девон, отложений палеозоя.

Приняв кембрийский возраст нижней части разреза серии, пришлось искусственно разделить ее на части, нижняя из которых образует ту же формацию, что и верхняя, но резко отлична от разрезов кембрия других структурных зон Южной Сибири. В этом случае трудно объяснить формационное сходство далеко оторванных во времени комплексов (залегающих согласно друг на друге) и широкое развитие пермотриасовых интрузий после вялого, амагматического и кратковременного герцинского цикла. Признание же в разрезе не кембрия, а девона (возможно, и верхов силура) придает серии черты, свойственные геосинклинальным прогибам герцинид, и широкое проявление указанного выше магматизма становится вполне оправданным и обычным.

Как известно, Даурский прогиб составляет окончание крупного Хангай-Хэнтейского герцинского прогиба Монголии, в пределах которого описана точно такая же серия осадков девона, карбона и нижней перми (Амантов, 1966; Хасин, Борзаковский, 1966 и др.). Все это говорит о необоснованности выделения аналогов кембрия из состава черносланцевой серии отложений Даурского прогиба. Захоронение *in situ* найденных А. Д. Канищевым и В. Г. Пономаренко спор может быть поставлено под сомнение, поскольку в течение длительного перерыва в осадконакоплении (от рифея до девона) могли возникнуть условия для их переотложения (например, из салаирского Уда-Витимского прогиба, находящегося от Даурского прогиба на расстоянии менее 100 км).

Таким образом, анализ имеющегося фактического материала заставляет определенно высказываться против каких-либо попыток выделения кембрийских геосинклинальных отложений в пределах изучавшейся территории Забайкалья (Уда-Витимский прогиб находится вне этой территории, а фаунистически обоснованные кембрийские отложения Приаргунья, как будет показано ниже, формационно не могут быть отнесены к геосинклинальному типу).

Глава III

ДОМЕЗОЗОЙСКИЕ СТРУКТУРЫ ЗАБАЙКАЛЬЯ

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДОМЕЗОЗОЙСКИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР ЮЖНОЙ СИБИРИ

Главную роль в строении складчатых сооружений Южной Сибири играют рифейды, к которым относятся Протеросаян, Енисейский кряж, Восточная и Юго-Восточная Тува и Хамар-Дабан (А. Смирнов и др., 1967). В результате приведенного выше обоснования докембрийского возраста зеленосланцевых комплексов Забайкалья этот регион, очевидно, также входит в состав рифейской области. Работы последних лет свидетельствуют о широком распространении рифейд и в Монголии (Зоненшайн, 1967, 1968, 1970 и др.). По-видимому, структуры рифейд, занимающие широкие зоны вдоль краев современных контуров Сибирской и Китайской платформ (рис. 3), имеют решающее значение в строении складчатого пояса Центральной Азии. В южном обрамлении Сибирской платформы они слагают крупнейшую самостоятельную зону завершенной рифейской складчатости, а в пределах Алтае-Саянских и Монгольских палеозоид часто образуют четко выраженный структурный ярус (Агентов, 1962; Черноморский, 1965; Амантов, Матросов, 1961 и др.).

Все это не согласуется с данными об ограниченном распространении рифейд к северу от пояса Тетиса, зато подтверждает представление о важнейшем значении в истории континента позднекембрийских тектонических процессов и о широком распространении рифейских складчатых зон в их пределах (Муратов, 1969; Штилле, 1969; Богданов, Хаин, 1969 и др.).

Общая характеристика доорогенных структур. Сравнительное рассмотрение тектоники Забайкальских и Прибайкальских рифейд и прилежащих более поздних складчатых областей позволяет выявить ряд характерных черт строения этих регионов.

Прежде всего наблюдаются существенные отличия между структурными планами Забайкалья и Прибайкалья в смысле пространственного взаимоотношения разновозрастных складчатых зон. Для юго-западного обрамления Сибирской платформы характерно отчетливо выраженное поясное размещение разновозрастных складчатых зон и последовательная их смена в направлении от платформы на запад, давно подмеченная и описанная многими исследователями. Для Забайкалья же подобного поясного размещения разновозрастных складчатых зон не выявляется, хотя ранее оно и описывалось как основная черта его структурного плана (Щеглов, 1966; Козеренко, 1956 и многие другие). Для структур Забайкалья характерно общее северо-восточное простирание, изменяющееся в широких пределах восточных румбов. Изменение простираний складчатых структур обусловлено на-

личие выступов (остатков) древней платформы, как перекрытых, так и не перекрытых осадочно-метаморфическими комплексами докембрийского этапа развития. Эти выступы (срединные массивы) дискордантны по отношению к обрамляющим их структурам и именно они создают блоковый структурный рисунок территории. Блоковым строе-

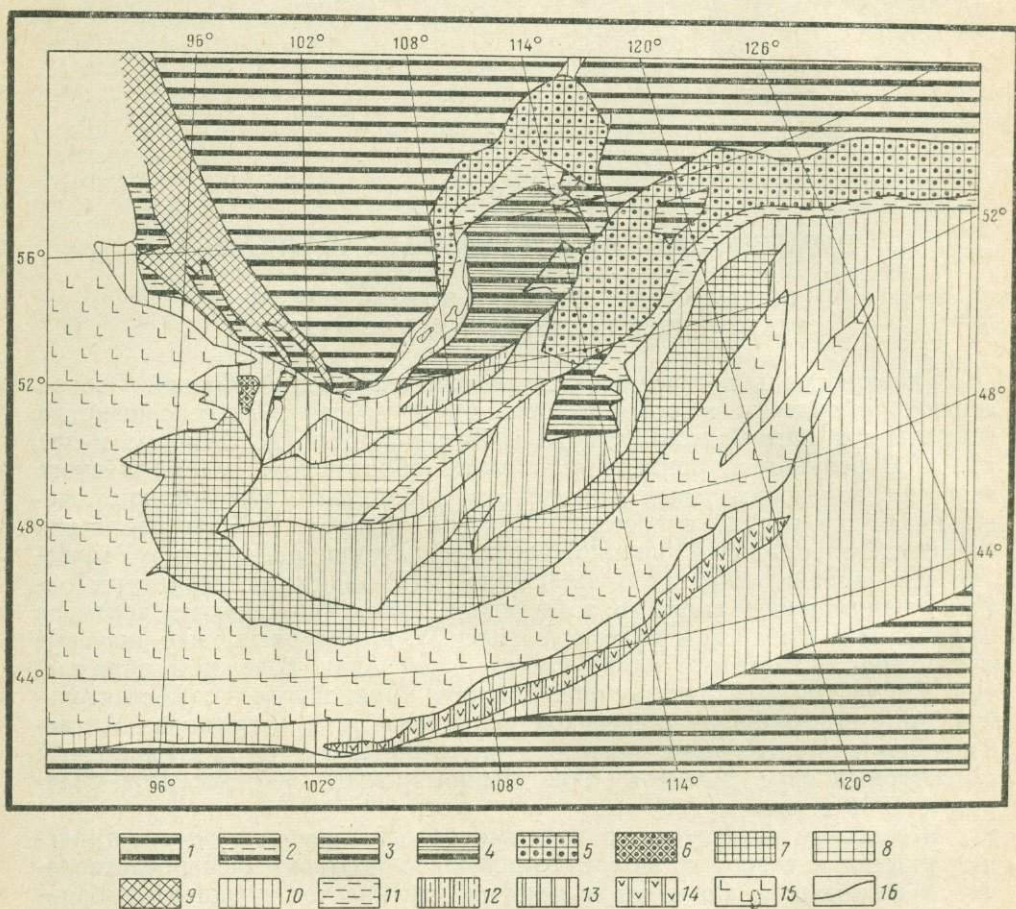


Рис. 3. Схема размещения доорогенных структур протерозойско-рифейской складчатой системы Центральной Азии

Складчатые комплексы кратонов: 1 — в фундаменте древних платформ; 2—4 — в фундаменте рифейд (2 — выступы в срединных массивах и глыбах, 3 — в фундаменте срединных массивов под маломощным чехлом, 4 — в фундаменте срединных массивов под редуцированным геосинклинальным комплексом). **Складчатые комплексы эпикратонной системы рифейд.** Геоантиклинали: 5 — краевые ранние складчатые («внутренние карелиды»), 6 — внутренние конседиментационные, 7 — краевые типы бордерленда, 8 — внутренние поздние; 9 — перикратонная геоантиклинальная система; 10 — геосинклинали в северном обрамлении Китайской платформы (без расчленения); 11 — шовные прогибы. Регенерированные геосинклинали: 12 — салаирид, 13 — терригенных поздних герцинид, 14 — вулканогенных поздних герцинид. 15 — межкратонные палеозониды (без расчленения); 16 — зоны глубинных разломов

нием и объясняется в Забайкалье отсутствие вергентности, характерной для линейных геосинклинальных систем, хотя в других складчатых зонах Южной Сибири — в каледонидах Западного Саяна, рифейдах Протеросаяна — вергентность проявлена отчетливо.

Считается, что явленная вергентности не характерно для складчатых систем Центральной Азии (Зоненшайн, 1967). В действительности же на юге Сибири мы имеем дело с сочетающимися между собой мозаичными и вергентными зонами, причем отдельные структуры, выступающие в крупном плане в качестве элементов мозаичной системы, сами по себе характеризуются вергентным строением.

Наличие срединных массивов в допалеозойских структурах, т. е. обломков фундамента геосинклинали, не подвергшихся переработке в процессе дальнейшего развития последней, представляет одну из важнейших черт строения протерозойско-рифейской складчатой системы. В ряде случаев породы фундамента этих массивов выведены на дневную поверхность (Моклакано-Могочинский, Гарганский и другие архейские срединные массивы). Состав пород, слагающих эти выступы, заставляет считать, что формирование протерозойско-рифейской геосинклинали происходило на сиалической коре, с чем, по-видимому, и связан широко развитый на площади рифеид гранитоидный магматизм. При этом характерные субмеридиональные простирания внутренних структур упомянутых выступов, вмещающих специфические комплексы интрузивных пород (чарнокитовые и аляскитовые граниты, анортозиты и т. д.), свидетельствуют о существовании к моменту заложения рифейской геосинклинали праоконтинента, более крупного, чем современная Сибирская платформа.

Эта одна из важнейших особенностей строения позднекембрийских геосинклиналей Забайкалья и Восточно-Саянских рифеид подтверждает их эпикратонную природу; для рифейских структур южного полушария этот вывод был уже сделан Н. А. Штрейсом (1964), а для отдельных частей рифеид юго-западного обрамления Сибирской платформы А. Д. Смирновым (1960), Н. С. Зайцевым (1964), Г. А. Кудрявцевым (1965), Б. Н. Красильниковым (1966), Е. Н. Алтуховым (1968), М. Н. Белянкиной и Е. А. Долгиновым (1969) и др. Поэтому распространенное раньше представление о том, что позднекембрийские складчатые сооружения наращивали в северном полушарии ядра древних платформ нуждается в уточнении, так как протерозойско-рифейская геосинклиналь, по крайней мере на юге Сибири, заложилась именно на окраинной части праократона и в результате рифейской складчатости вошла в его состав без расширения его первичных границ. При этом в пределах рифейской зоны возникла сложная блоковая мозаика, наблюдаемая в современном структурном плане Забайкалья и Восточно-Саянского региона.

Выделяемая на юге Сибири эпикратонная система рифеид во многом сходна с Восточно-Верхоянской эпикратонной системой, выделенной Ю. А. Косыгиным и И. В. Лучицким (1961) и недавно подробно описанной А. К. Башариным (1967), хотя от последней рифейская система отличается, в частности, эвгеосинклинальным типом развития (Восточно-Верхоянской системе свойствен миогеосинклинальный тип развития).

Стабилизация эпикратонных рифеид с установлением по существу платформенного режима произошла в итоге рифейской складчатости и последовавшего за ней регионального перерыва и, вероятно, явилась прямым следствием относительной жесткости фундамента рифейской геосинклинали.

Возраст отложений, слагающих фундамент срединных массивов зоны рифеид, принимается большинством исследователей как архейский; соответственно заложение рифейской геосинклинальной системы приходится датировать протерозоем. Возрастной диапазон геосинклинального комплекса рифеид отвечает всему протерозою, причем его верхние члены обычно относят к рефею на основании онколитов, строматолитов и катаграфий, содержащихся в отложениях, подстилающих заведомый венд либо кембрий (Ильин, Журавлева, 1968; А. Смирнов и др., 1963). Таким образом, развитие рифейской геосинклинали юга Сибири характеризовалось огромной длительностью и непрерывностью; как полагают многие исследователи, это одна из крупнейших эпох в истории Земли.

Заложение геосинклинали на юге Сибири происходило не одновременно. Судя по строению и стратиграфическому диапазону разрезов докембрия различных частей геосинклинальной складчатой системы рифеид раньше всего протерозойско-рифейские геосинклинальные прогибы заложились в северной (внутренней) эпикратонной зоне (Протеросаян, Хамар-Дабан), прилежащей к не испытавшей обрушения окраине кратона и в последующие этапы развития преобразовавшейся в эпирифейскую платформу. В этой зоне разрезы докембрия представлены наиболее полно; их возрастной диапазон охватывает здесь, по-видимому, весь протерозой (вместе с рифеем) при мощности разреза до 12—15 км.

Позже геосинклинальные прогибы возникли во внешних зонах рифейской системы — на юге, в самых краевых частях пракоинтента (краевые части эпикратонной системы рифеид), и севернее, на окраине эпирифейской платформы. В этих зонах отмечаются существенно менее полные разрезы докембрия: на окраине эпирифейской платформы они отвечают лишь самому верхнему (рифейскому) зеленосланцевому комплексу общего разреза мощностью 2—3 км (Смирнов, Алтухов, Леонтьев, 1967), а на Сангилене, в Приаргунье и, по-видимому, в Центрально-Монгольской зоне — трем (из пяти) верхним комплексам сводного разреза докембрия, имея суммарную мощность в 6—7 км.

Ранее нами было показано, что структуры Сангилена и Приаргунья представляют собой краевые геоантиклинальные поднятия рифеид, в основании которых находятся блоки древнего фундамента (Алтухов, Смирнов, Булдаков, 1968). Сходное строение разрезов докембрия Сангилена, Приаргунья и Центральной Монголии, а также однообразие проявленного в их пределах гранитоидного магматизма свидетельствуют о повсеместном почти одновременном вовлечении этих территорий в геосинклинальное погружение и сходном геоантиклинальном типе развития всей этой зоны в целом, которую можно рассматривать в качестве периферической геоантиклинали типа бордерленда. В процессе агрессивного развития геосинклинали происходило ее расширение путем вовлечения в погружение блоков пракоинтента. Иначе говоря, краевые части пракоинтента в течение длительного времени (нижний протерозой?) играли роль южного поднятия рамы раннепротерозойской геосинклинали.

В развитии геосинклинали рифеид устанавливается четко выраженная стадийность, соответствующая ранней, зрелой и предороговой стадиям ее развития, выявляемым практически на всей площади протерозойско-рифейской геосинклинальной системы. Эта стадийность обусловлена наличием характерного комплекса карбонатных отложений рифейского возраста мощностью 3—4 км (чартысская, айлыгская, гарганская, иркутная, тилимская, икатская, хойготская, нортуйская, свиты и их аналоги), ниже и выше которого распространены терригенные и терригенно-вулканогенные комплексы. Стадия формирования этих карбонатных пород иногда выделяется под названием квазиплатформенной (Хаин, 1964).

Сопряжение рифейской краевой геоантиклинальной зоны с Алтае-Саянскими и Южно-Монгольскими палеозоидами происходит по зонам глубинных долгоживущих разломов, местами на довольно значительных отрезках, маркируемых гипербазитовыми и офиолитовыми поясами (Зоненшайн, 1968). Именно эта граница, по-видимому, и являлась краем Сибирского пракоинтента, в южной окраинной зоне которого развилась геосинклинальная система эпикратонных рифеид, что подтверждается их разновозрастным обрамлением — салаирским на юго-западе и раннегерцинским на юге и юго-востоке, общим срезанием ими структур цоколя Сибирской платформы и широким развитием на

площади рифеид кислого (сиалического) рифейского магматизма. Жесткость догеосинклинального субстрата объясняет и еще одну из характерных черт развития геосинклинали — наличие в ней стадии квазиplatformного режима.

Характер догеосинклинального субстрата в большой мере определял особенности развития протерозойско-рифейской эпикратонной геосинклинальной системы. Для нее характерны резкие дифференцированные и асинхронные движения отдельных блоков, протекавшие на фоне значительных прогибаний, что в конечном итоге обусловило неодновременность заложения в разных частях системы геосинклинальных прогибов, а также длительность и асинхронность их замыкания, впрочем, все же в течение одной тектонической эпохи.

Процесс замыкания рифейских геосинклиналей начался с эпохи карельских движений, протекая фрагментарно, что отражено мозаичностью строения раздробленного кратонового фундамента. Поскольку в карельскую тектоническую эпоху в протерозойско-рифейской геосинклинальной системе складчатостью были охвачены относительно небольшие площади, примыкающие главным образом к неиспытанным обрушения краям кратонов (Байкало-Витимская, Становая и другие зоны) и не возникло эпикарельских моласс, представляется возможным считать их зонами ранней карельской консолидации или внутренними карелидами. В пользу этого свидетельствует также отсутствие четкой границы между рифеидами и зонами карельской консолидации и даже устанавливается постепенный переход между ними (Алтухов, Смирнов, Булдаков, 1968). Эта особенность развития рифейских геосинклиналей отмечалась ранее Н. П. Херасковым (1967), считавшим их характернейшим свойством унаследованное развитие структур, что послужило одним из решающих признаков для отнесения им Становика к байкалидам (рифеидам).

Разновременность и разная глубина заложения отдельных зон геосинклинали рифеид легко объясняет особенность их структурных планов. Так, имеющие глубокое заложение геосинклинальные зоны Протеросаяна и Хамар-Дабана (мощность геосинклинального комплекса 12—15 км) отличаются преобладанием крупных линейных, часто изоклинальных складок, характеризующихся вергентностью в сторону северного форланда (т. е. здесь проявлены элементы линейной складчатости). Наоборот, относительно неглубокое заложение геосинклинальных зон Сангилен и Приаргуны (мощность сводного разреза геосинклинального комплекса 6—7 км) способствовало широкому развитию глыбовой (германотипной) складчатости типа штампа — индикатора близости жестких блоков основания. Это отличие в типе складчатости позволяет судить об относительной жесткости комплекса основания и степени его тектонической переработки.

Общей чертой рифейских структур Забайкалья и Прибайкалья является почти одновременное замыкание геосинклинальной системы независимо от типа развития ее внутренних структур и вовлечение в позднем докембрии в общее воздымание, сопровождавшееся внедрением больших масс гранитоидных интрузий, приведших к созданию ныне наблюдаемого жесткого структурного каркаса.

Внутренние структуры рифеид группируются в ряд протяженных складчатых ветвей с характерными признаками строения каждой из них. Характеристика Прибайкальских ветвей приводилась нами ранее (Смирнов, Алтухов, Леонтьев, 1967). Восточно-Саянская ветвь их отличается от Хамардабан-Сангиленской прежде всего четко выдержанным общим северо-западным простиранием, тогда как для второй ветви характерен флексуобразный изгиб простирания в районе оз. Хубсугул (Косогол), субширотные простирания в Хамар-Дабане и невыдержанные северо-восточные, северо-западные и субширотные на Сан-

гилене. В промежутке между названными ветвями располагаются структуры, не подчиняющиеся преобладающей ориентировке и имеющие с элементами последней по существу торцовые сочленения, например, Одурум-Шутхулайское поднятие с субмеридиональной ориентировкой, а также выступы рифейских структур в системе палеозойд северо-восточного (Джебашский, Казыр-Кизирский горсты) или северо-западного (Харальский горст) простирания.

Несмотря на глыбовую природу территории Центральной Азии в целом, в ней все же четко выявляется дугообразное расположение отдельных зон складчатости. Структурные элементы складчатых дуг приспосабливаются при этом к двум основным направлениям — северо-западному (восточносаянскому) и северо-восточному (байкальскому), которому подчинены и появляющиеся в Восточном Забайкалье раннепротерозойские структуры Становика.

Специфической чертой строения древних структур Забайкалья является наличие обширных изометрических внутренних структур, группирующихся в ряд ветвей: Малхано-Олекминскую (в Бурятии развита своя ветвь древних структур) и Монголо-Охотскую, разделенных шовными прогибами, развившимися в зоне глубинного Монголо-Охотского разлома (рис. 3). В Монголо-Охотской ветви древние структуры приспосабливаются к внешнему контуру Агинского срединного массива. В отличие от Забайкальских ветвей рифейд, Прибайкальские ветви (Протеросян) характеризуются более сжатым структурным планом, компактностью, что может быть объяснено их положением непосредственно у окраины эпирифейской платформы, причем краевое поднятие фундамента платформы сыграло решающую роль в морфологии складчатого сооружения Протеросаяна (линейность, вергентность в сторону этого поднятия и т. д.).

В отличие от системы эпикратонных рифейд, в палеозоидах Алтае-Саянской области и Монголии не известны выступы пород комплекса основания, аналогичные блокам Сибирского праекратона. В то же время в их пределах широко развиты эвгеосинклинальные вулканогенные толщи спилит-диабазового, спилит-кератофирового, андезито-базальтового ряда и интрузивные породы основного, ультраосновного и среднего состава, что заставляет присоединиться к представлению об океаническом характере коры в основании названных палеозойд (Красильников, 1966) и относить их к межкратонному типу, а конкретные геосинклинальные зоны — к энсиматическому типу.

Характерной чертой строения этой геосинклинальной системы является длительное, сквозное — унаследованное или полициклическое — развитие, причем известные перерывы внутри сводных разрезов геосинклинальных зон фиксируют отдельные стадии их развития, реже имеют значение фаз складчатости (рифейская в Северо-Восточной Туве, Саяно-Алтае и других местах; салаирская в Туве, Хакассии и т. д.). Судя по региональному распространению верхнедокембрийских отложений в системе межкратонных палеозойд, отделенных географическим или в ряде случаев структурным эпирифейским несогласием от вышележащих геосинклинальных комплексов (Черноморский, 1965 и др.), предполагается, что и в этой геосинклинальной системе имели место тектонические процессы в конце докембрия, не создавшие, однако, завершённой складчатости. Из-за этого рифейскую часть сводного разреза геосинклинальных палеозойд приходится рассматривать как их комплекс основания, о чем свидетельствует и формационный ряд отложений кембрия, в низах которого находятся формации, характерные для начальных стадий развития салаирских геосинклиналей.

В целом различие типа фундамента геосинклинальных систем рифейд и палеозойд позволяет объяснить более раннюю стабилизацию

геосинклинального режима на площади эпикратонных рифеид, на которой уже к концу докембрия был сформирован достаточно мощный гранитно-метаморфический слой земной коры; в межкратонных же геосинклинальных системах тектонические процессы конца докембрия не привели к созданию достаточно мощного и консолидированного слоя сиалической коры и соответственно их геосинклинальное развитие продолжалось в палеозое и протекало двумя путями. Одним из них было последовательное приращение складчатых зон к праоконтиненту в результате последовательного смещения геосинклинального процесса в глубь праокеана (Алтае-Саянские палеозоиды) с постепенным разрастанием гранитно-метаморфического слоя в их основании, ранее имевшего талассократонный характер. Другой путь представлен длительным, вероятно, сквозным развитием в пределах узких протяженных зон типа океанических желобов (Южно-Монгольские и Обь-Зайсанские герциниды центральной части межкратонной геосинклинальной системы). В обоих типах межкратонных геосинклиналей окончательная ликвидация геосинклинального режима произошла в герцинском цикле (до верхнего карбона). Примечательно, что на поздних этапах развития межкратонных систем возникают «терригенные» (по терминологии Л. П. Зоненшайна) геосинклинали¹, которые можно рассматривать как остаточные прогибы Алтае-Саянских салаирид (каледонский прогиб Западного Саяна) и Чингизских и Терскейских каледонид (герцинский Джунгаро-Балхашский прогиб).

Для межкратонных палеозоид Алтае-Саянской области характерны складчато-глыбовые структуры, образованные изометрическими блоками и линейными шовными зонами с различным типом складчатостей, разной магматической проницаемостью и широким диапазоном состава развитых в них интрузивных тел. Изометрические блоки в структурном отношении соответствуют в палеозоидах синклиориям и антиклиориям, в которых широко развиты интрузии преимущественно плагиогранитового состава; в шовных зонах преобладают сжатые, часто изоклинные, килевидные складки, сопровождающиеся интрузивными и эффузивными образованиями не только основного, но часто и ультраосновного состава.

Итак, в Центрально-Азиатском складчатом поясе, расположенном между Сибирской и Китайской платформами, приходится выделять систему эпикратонных рифеид, возникших на коре сиалического типа, и межкратонную систему палеозоид перманентного и сквозного развития (рис. 4). Последняя резко гетерогенна по возрасту образующих ее пород, по времени их метаморфизма и степени консолидации метаморфического комплекса; в данной работе она не рассматривается.

Особенности типов догеосинклинального субстрата в конкретных геосинклинальных системах Центральной Азии обусловили различие в них типов складчатости. В отличие от рифеид с преобладающей ролью глыбовой складчатости и относительно подчиненной ролью линейной (что обусловило их резко выраженное мозаичное строение), в зонах проявления ранне-позднекаледонской и раннегерцинской складчатости широко развиты как линейные, так и глыбовые дислокации, оформившие блоко-шовную структуру этих зон; в поздних же межкратонных герцинидах (например, Обь-Зайсанских) характерной оказывается уже альпинотипная складчатость.

В результате рифейской складчатости раздробленные блоки фундамента Сибирского праоконтинента вновь спаялись, и соответственно

¹ Терригенные геосинклинали межкратонного палеозойского складчатого пояса, как будет показано ниже, существенно отличаются от сиалических регенерированных геосинклиналей на площади эпикратонного пояса, хотя те и другие формировались в течение одних и тех же тектонических эпох.

первой складчатой зоной, нарастившей Сибирский кратон, очевидно, следует считать не рифейды (ранние байкалиды), как обычно принято, а салаириды на юго-западе и ранние межкратонные герциниды на юге и юго-востоке, т. е. две разновозрастные складчатые системы.

Поскольку сущностью развития геосинклиналей является формирование коры континентального типа (по-видимому, в полном ее объеме, т. е. и базальтового и гранитного слоев), приходится признать, что на площади эпикратонной системы верхнерифейская стабилизация

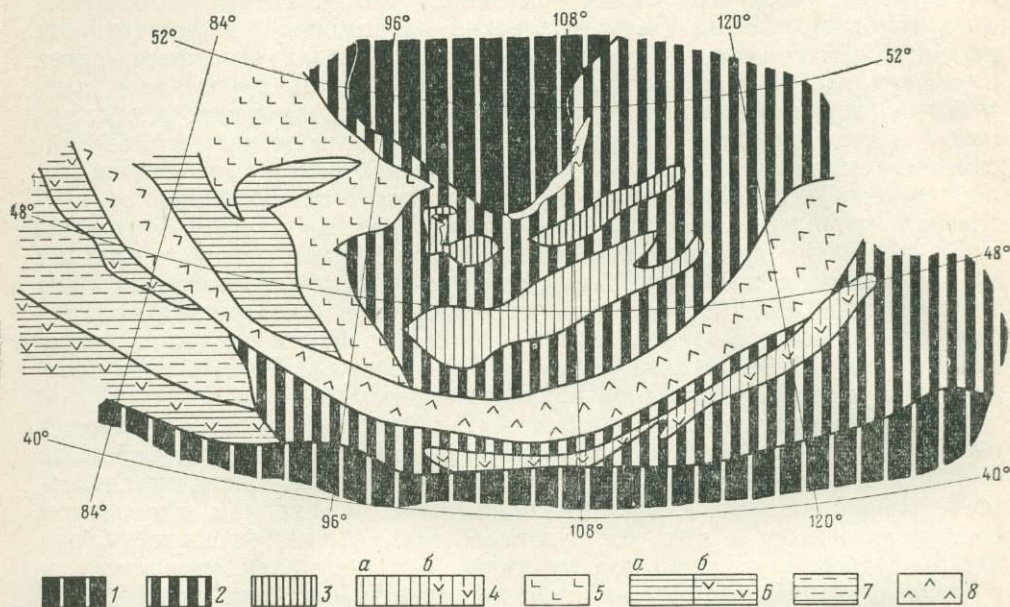


Рис. 4. Схема расчленения геосинклинальных систем Южной Сибири с учетом строения их фундамента

1 — эпифейские платформы и их краевые выступы (блоки Сибирского и Сино-Таримского кратонов), 2—4 — геосинклинальные системы, развившиеся на коре континентального типа (эпикратонные): 2 — рифейды; 3 — регенерированные на их площади ранние каледониды (салаириды) — Уда-Витимский и Джидинский с Сархойско-Хубсугульским прогибы; 4 — то же, поздние герциниды (а — Даурская терригенная зона и б — Чжеси-Эрлянская вулканогенная зона). 5—8 — геосинклинальные системы, развившиеся на океанической коре талассократонного типа: 5 — салаириды Саяно-Алтайской области; б — поздние каледониды (а — терригенные Западно-Саянские и б — вулканогенные Чингизские и Терские); 7 — поздние Джунгаро-Балхашские герциниды; 8 — геосинклинальные системы, развившиеся на коре типа океанических желобов — вулканогенные герциниды Обь-Зайсанской и Южно-Монгольской зон

прошла неравномерно и зрелость сиалического слоя по окончании рифейского геосинклинального цикла местами оказалась неполной; соответственно в пределах узких, протяженных и, очевидно, более пронизываемых зон дважды в палеозое произошла регенерация геосинклинального процесса (в начале палеозоя, когда заложилась Джидинская и Уда-Витимская геосинклинали и в среднем палеозое, когда заложилась Хангай-Даурская геосинкираль). Эти зоны, по-видимому, являются элементами сети наиболее крупных планетарных разломов (Пейве, 1956, 1960 и др.), которые последовательно вовлекались в процесс агрессивного развития протерозойско-рифейской геосинклинали (Алтухов, 1968). Одним из элементов таких планетарных разломов является, вероятно, Монголо-Охотский шов; другой отделял в течение нижнего — среднего (?) протерозоя краевое поднятие южной окраины проконтинента (Сангилен-Приаргунский бордерленд) от развивавшихся геосинклинальных зон Протеросаяна и Хамар-Дабана.

Регенерация геосинклинального режима происходила на площади рифейских геосинклинальных прогибов сквозного развития, т. е. прогибов, развивавшихся, по-видимому, непрерывно в течение всего протерозоя.

розоя (вместе с рифеем). Иначе говоря, салаирские Джидинский, Уда-Витимский и герцинский Хангай-Даурский геосинклинальные прогибы «вложены» в прогибы рифеид. Такое структурное положение регенерированных геосинклиналей свидетельствует об определенной унаследованности тектонических структур разных этапов развития и отражает процессы дозревания гранитно-метаморфического слоя коры на площадях, испытывавших длительное геосинклинальное прогибание в предшествующие регенерации циклы развития. Синхронно с геосинклинальной регенерацией на площади смежных рифейских геотектонических поднятий происходили процессы дейтероорогенного структурообразования, особенно четко проявившиеся в краевых частях этих поднятий, пограничных с регенерированными геосинклиналями. Однако наиболее мощно дейтероорогенное структурообразование, как увидим ниже, проявилось в зонах, пограничных с межкратонной геосинклинальной системой сквозного развития.

Регенерированные на площади рифеид геосинклинали отличаются от палеозойских геосинклиналей межкратонного типа (в частности салаирид Восточной Тувы, герцинид Обь-Зайсанской области) более коротким периодом развития, более поздним замыканием, резкой наложенностью на рифейский фундамент, тектонической инертностью (т. е. неспособностью к тектонической индукции, свойственной межкратонным геосинклиналям палеозойского типа), сиалическим магматизмом (геосинклинальным и субсеквентным) с редкометальной и редкометаллополиметаллической металлогенической специализацией, отсутствием или слабым развитием спилит-диабазовой формации. В частности, если на площади Алтае-Саянских межкратонных салаирид широко развиты кембрийские интрузии плагиогранитного состава, несущие полиметаллическую минерализацию, то одновозрастные им интрузивные комплексы на площади регенерированных в салаирское время прогибов (например, Уда-Витимского) отличаются более кислым составом и наряду с полиметаллической минерализацией характеризуются и редкометальной.

Показательно также сравнение периодов развития геосинклиналей, особенно герцинских: межкратонные Обь-Зайсанские и Южно-Монгольские герциниды имеют сквозное развитие от раннего (?) палеозоя до среднего карбона, тогда как регенерированные Хангай-Даурские в Северной Монголии — Забайкалье заложены в девоне (быть может, в силуре) и замкнулись в ранней перми, что свидетельствует об отсутствии взаимосвязи между ними. Регенерированные геосинклинали занимают относительно небольшие площади рифеид. Поскольку признаки их строения и развития оказываются редуцированными по сравнению с таковыми межкратонных геосинклиналей, они относительно слабо перерабатывают блоки своего основания; последние сохраняют черты, характерные для зоны рифеид в целом. Существенно подчеркнуть, что в Забайкалье герциниды принадлежат именно к разновидности регенерированных геосинклиналей.

Общая характеристика орогенных структур. Помимо регенерированных геосинклиналей на площади рифеид широко развиты орогенные структуры. Орогенный этап развития обычно рассматривается в качестве переходного от геосинклинального к платформенному, естественного этапа, являющегося следствием развития геосинклинали и ею обусловленного. Если сравнить орогенный этап развития рифеид с орогенными этапами развития других геосинклиналей (салаирид, каледонид, герцинид), то оказывается, что длительность процесса формирования моласс на рифеидах не является чем-то особо специфическим — орогенный этап развития поздних каледонид, в частности, охватывает период от девона, а может быть, и конца силура, до перми (Минусинские впадины и др.). Длительность орогенного этапа разви-

тия каледонид являлась предметом неоднократного обсуждения при сравнении складчатых зон герцинид и каледонид. Н. С. Шатский объяснял это неполным развитием каледонид, их незавершенностью.

Нам представляется, что продолжительность развития эпикаледонских структур обусловлена длительным развитием геосинклинальной зоны герцинид, под влиянием тектонических процессов из которой они и формировались; мысль об индукционной природе орогенных образований каледонид была уже высказана Н. П. Херасковым (1967 и др.). Развивая это представление, можно считать, что лишь тогда складчатая область превращается в молодую платформу, когда на нее прекращается влияние тектонических процессов из соседних развивающихся геосинклинальных зон. Такая ситуация сложилась в Алтае-Саянской области лишь к началу юры, когда и образовалась эпигерцинская платформа. В Забайкалье же настоящей платформы не возникло, поскольку в пределы этой территории индукция тектонических движений продолжалась в течение палеозоя и мезозоя из разновозрастных и разнотипных геосинклинальных зон.

Индукция тектонических процессов из соседних развивающихся геосинклинальных зон хорошо объясняет, таким образом, длительность формирования эпигеосинклинальных орогенных структур и на площади рифейд, хотя в ряде случаев оказывается затруднительным расклассифицировать орогенные образования на собственно инверсионные и индукционные. Поэтому на тектонических схемах орогенные комплексы нами показаны без подразделения, хотя и представляется возможным началом образования орогенных активизационных структур считать время заложения геосинклиналей, из которых происходила индукция тектонических движений.

Вышеизложенное подтверждают материалы по тектонике Евразии, отчетливо свидетельствующие, что эпигеосинклинальные структуры часто формируются не только в постинверсионную стадию развития геосинклиналей, но и в моменты активного проявления тектонических движений в геосинклиналях, смежных с зонами завершенной складчатости. Подобные же представления развивает Б. Н. Красильников (1966), считающий, что орогенные прогибы возникают в результате обрушения континентальных блоков, вызванного активизацией разновозрастных им геосинклинальных систем. Для Забайкалья сходные взгляды на природу орогенных образований высказал В. А. Амантов (1966), полагающий, что с нижнего девона до средней юры в нем сформировался комплекс отложений, обязанный своим возникновением процессам активизации рифейско-раннепалеозойской платформы, синхронным с протекавшими в палеозоиде — мезозоиде Монголо-Охотской геосинклинали. Следствием проявления этих процессов явилось образование тектонических форм, в структурном и формационном отношении сходных с орогенными, но в действительности не связанных с геосинклинальной предисторией региона. На материалах по Монголии и Забайкалью В. А. Амантов отмечает, что для этого этапа характерно интенсивное проявление субаэрального и наземного вулканизма, сочетавшегося с локальным накоплением континентальных грубокластических отложений, а также паралических и мелководных шельфовых отложений.

А. Л. Матвеевская (1968), анализируя орогенные герцинские образования юга Западной Сибири, пришла к выводу о необходимости выделения категории структур, развивающихся на территории рамы складчатости в связи с новым геосинклинальным процессом в соседних областях. Этот вывод обосновывается ею наличием многочисленных примеров несоответствия в пространстве орогенных образований с геосинклинальными прогибами более ранних систем, что, естественно, не позволяет рассматривать эти образования как завершающие предшествующий геосинклинальный этап.

Из сказанного можно сделать вывод, что вышеизложенные представления на генезис структур эпигеосинклинального этапа развития уже высказывались для разных районов и другими исследователями. Давно предпринимались и попытки расчленения орогенных образований для различных складчатых зон; например, А. А. Моссаковский (1965) выделял унаследованные и наложенные орогенные структуры каледонид Алтае-Саянской области, характеризующиеся специфическими чертами развития и строения. Эти же структуры К. В. Боголепов (1968) называет протоорогенными и дейтероорогенными. Под протоорогенными им понимаются структуры, развившиеся вслед за собственно геосинклинальной стадией развития, причем они могут быть наложенными и тесно спаянными со структурами геосинклинальных комплексов (Тувинский, Уйменско-Лебедской и др. прогибы). Под дейтероорогенными понимаются структуры, обязанные процессам вторичного горообразования (Миусинская, Рыбинская и другие впа-

дины), сформировавшиеся на месте выровненных в течение ордовика и силура салаирских и рифейских горных сооружений. Сходные представления сформулированы Б. Н. Красильниковым (1966), выделяющим среди орогенных структур краевые и внутренние поднятия и внутренние прогибы, различающиеся по времени их заложения и по возрасту складчатого сооружения, в пределах которого или рядом с которым они возникли.

А. Н. Булгатов и Б. Н. Красильников (1968) предлагают выделять эпигеосинклинальную и повторную орогенные системы. Возникновение структур эпигеосинклинальной орогенной системы связывается этими авторами (как и большинством геологов), с замыканием геосинклинали и превращением ее в горное сооружение. Среди этих структур выделяются межгорные впадины и прогибы, краевые прогибы и полигенные периферические структуры (Тувинский, Уйменско-Лебедской и др.). В основу их выделения положено время заложения и характер развития: первые три типа структур возникают с конца собственно геосинклинального этапа развития и формируются в орогенном этапе развития, а полигенные периферические системы закладываются намного раньше и продолжают активно развиваться в процессе поднятия складчатого пояса. Полигенные системы представляют собой компенсационные структуры, сопряженные с устойчиво поднимающимися складчатыми поясами, что сближает их (по мнению этих исследователей) с классическими краевыми прогибами.

Повторные орогенные системы развиваются на пенепленизированных складчатых поясах независимо от развития геосинклинальных областей. Они возникают много позже завершающей складчатости, после уже прошедшего эпигеосинклинального орогенного этапа; структурные формы их резко наложены на складчатое основание после длительного периода денудации в пределах древних пенепленов и не имеют ничего общего с эпохами тектогенеза, создавшими это складчатое основание (Минусинские впадины и др.). Среди структур повторных орогенных систем А. Н. Булгатов и Б. Н. Красильников выделяют предгорные и межгорные прогибы, внутреннее строение которых характеризуется брахискладками и германотипной тектоникой и сопровождается проявлением вначале субщелочного базальтового вулканизма, а позже трещинных тел и плутонов щелочного и субщелочного состава. В итоге принимается, что повторные орогенные системы знаменуют собой тектоническую активизацию уже консолидированной складчатой области.

Эти представления позволили А. Н. Булгатову и Б. Н. Красильникову иначе трактовать растянутость орогенного этапа развития байкалид (рифид) и салаирид. Датировку возраста структур эпигеосинклинальных орогенных систем предлагается производить по времени завершения главной складчатости (собственно геосинклинального этапа развития), а повторных орогенных — по тектоническому этапу, в течение которого они развивались. Тем самым Минусинская впадина, например, окажется герцинской, а Тувинский прогиб — каледонским.

Подробную характеристику осадочных и вулканогенных формаций складчатых геосинклинальных поясов дали недавно М. В. Муратов и В. М. Цейслер (1968), подразделив орогенные образования по структурно-тектоническому принципу на межгорные впадины и горные массивы, охарактеризованные специфическими формационными рядами. Однако такое подразделение орогенных структур хотя и может быть использовано для целей тектонического анализа, но не позволяет выявить структуры, различающиеся характером развития в эпигеосинклинальном этапе, тем более проследить зависимость между развитием структур в собственно геосинклинальном и орогенном эпигеосинклинальном этапе.

Характеристика структур орогенного этапа байкалид была дана также Е. А. Долгиновым (1969), считающим, что длительность его развития в пределах байкалид (рифид) определяется в 100—350 млн. лет, в связи с чем литологический состав их молассовых комплексов отличается хорошей дифференциацией, вообще не характерной для молассовых комплексов геосинклинальных систем фанерозоя. Возраст складчатости С. А. Долгинов предлагает определять по моменту окончания формирования молассового комплекса и не подразделяет собственно орогенные структуры байкалид.

Наконец, анализ общих условий образования орогенных структур был проведен В. А. Бушем и другими (1968), выделившими ряд этапов образования орогенных структур: 1) в конце геосинклинального развития — позднегеосинклинальный орогенез; 2) на этапе общей инверсии — эпигеосинклинальный орогенез; 3) на этапе платформенного развития — платформенный орогенез; 4) на этапе активизации платформы — эпиплатформенный орогенез.

Приведенный краткий обзор представлений на происхождение орогенных образований и их подразделение показывает, что в настоящее время этот вопрос еще далек от решения и требует дальнейшей разработки, хотя почти все исследователи приходят к выводу о необходимости расчленения орогенных структур на собственно инверсионные и индукционные.

На площади эпикратонной системы рифид юга Сибири широко и полно развиты орогенные прогибы. В отличие от регенерированных

геосинклиналей они формировались под влиянием тектонических процессов, развивающихся в соседних геосинклинальных зонах (являются тем самым наведенными, индукционными). Собственно же инверсионные орогенные прогибы рифейского цикла неизвестны; по-видимому, они и не формировались, поскольку этот этап характеризовался общим воздыманием территории, региональным перерывом в осадконакоплении и разрывом рифейских структур. Лишь на границе с древней платформой в конце докембрия — начале палеозоя образовался краевой прогиб (Клитин, Постельников, 1968 и др.).

Одним из важнейших признаков индукционного генезиса орогенных прогибов на площади рифеид является их тяготение к границам развивающихся геосинклиналей; по существу, они ограничиваются площадью краевой геосинклинальной системы рифеид. Подобные прогибы характерны и для других складчатых систем (Тектоническая карта Евразии, 1966), причем примечательно, что индукционные орогенные комплексы развиты во всей области разнотипных и разновозрастных палеозойских геосинклинальных систем юга Сибири. На площади эпикратонного геосинклинального пояса (рифейды юга Сибири и регенерированные на их площади салаириды и герциниды), характеризующегося в целом полициклическим развитием, широко развиты, особенно в Забайкалье, индукционные молассовые комплексы многоярусного строения.

Собственно инверсионные орогенные комплексы межкратонных геосинклиналей формировались наиболее активно лишь в эпигерцинском этапе развития. В областях же эпикратонных геосинклиналей (рифейды юга Сибири и регенерированные на их площади геосинклинальные прогибы салаирид и поздних герцинид) инверсионные комплексы ограничиваются верхнекембрийскими (салаирскими) молассадами Уда-Витимского прогиба и пермо-триасовыми (герцинскими) молассадами в Даурском прогибе и его складчатом обрамлении, тогда как в связи с рифеидами выделяются лишь индукционные орогенные прогибы кембрия, раннего силура, различных отделов девона, карбона и ранней перми, причем разновозрастность обрамления рифейской геосинклинальной системы обуславливает особенности размещения орогенных прогибов.

Кембрийские прогибы известны на Сангилене, в Центрально-Монгольской зоне и в Приаргунье, а средне-позднепалеозойские — в Центрально-Монгольской зоне и Забайкалье, отчетливо тяготея там к раннегерцинской геосинклинальной системе Большого Хингана и Южной Монголии, а также к позднегерцинской Хангай-Даурской геосинклинальной системе. Примечательно, что палеозойские орогенные прогибы унаследованно-совмещенного типа формировались на площади рифеид, смежной с межкратонной геосинклинальной зоной шовного типа (зоной сквозного развития), индуцировавшей движения длительное время на одну и ту же площадь обрамления — на Приаргунское поднятие рифеид, прогибы же эпизодического типа формировались на рифеидах вследствие передачи энергии из развивавшихся геосинклинальных зон талассократонного типа (Алтае-Саянские палеозоиды), а также регенерированных Хангай-Даурских герцинид. Особенностью тех и других зон геосинклиналей является относительно короткий период развития их на одной площади: в геосинклиналях талассократонного типа процесс собственно геосинклинального этапа развития смещался в глубь праокеана (Алтае-Саянские палеозоиды); в Хангай-Даурских герцинидах происходила миграция оси прогиба с запада на восток (Алтухов, Смирнов, 1970 и др.), вследствие чего индуцировавшаяся энергия рассредоточивалась по площади складчатой рамы.

В целом намечается явная взаимосвязь между активностью тектонических процессов в области геосинклинали и ее складчатой рамы.

Так, Восточно-Саянская ветвь рифеид обрамлена складчатыми сооружениями Саяно-Алтайских салаирид и соответственно испытывала тектонические воздействия лишь в течение периода развития салаирид, что в геологической структуре Восточно-Саянских рифеид нашло отражение в формировании наложенных прогибов, выполненных молассовым комплексом только раннекембрийского возраста (Сангилен). Забайкальская и Центрально-Монгольская ветви рифеид обрамляются раннегерцинскими сооружениями Большого Хингана и Южной Монголии, из которых тектоническая индукция передавалась на рифейские структуры Забайкалья более длительно — до среднего карбона, а в девоне — средней перми, кроме того, и из Хангай-Даурской системы поздних герцинид. Все это обуславливало формирование на Забайкальских и Центрально-Монгольских рифеидах весьма сложного комплекса орогенных структур. Пространственное их тяготение к соответствующим по возрасту развивающимся геосинклиналям свидетельствует о синхронности образования орогенных структур с моментами оживления геосинклинального процесса, т. е. об их активизационном, резонансно-тектоническом происхождении.

Подытоживая все вышеизложенное, следует сказать следующее.

1. Основу структурного плана Забайкалья составляют рифеиды (или ранние байкалиды), входящие в состав протерозойско-рифейской геосинклинальной системы Северо-Восточного Китая, Южной Сибири и Монголии. Имеются там также раннепротерозойские структуры. Неоднократно указывавшиеся для Забайкалья геосинклинальные каледониды в нем отсутствуют, но есть регенерированные салаириды. Герциниды представлены лишь наложенными прогибами Даурской и Борзинской зон.

2. Выделение рифеид производится на основании новых данных о рифейском возрасте зеленосланцевых комплексов, относившихся ранее к нижнему палеозою. Эти комплексы завершают геосинклинальные ряды формаций рифейского цикла. Палеозойские отложения на площади рифеид слагают структуры принципиально иного рода и относятся к орогенным эпигеосинклинальным комплексам индукционного (дейтероорогенного, резонансно-тектонического) происхождения.

3. Сравнительный анализ рифейских структур Забайкалья, Прибайкалья и смежных территорий позволил установить принадлежность рифейской геосинклинали к эпикратонному типу, в отличие от эпиталассократонных геосинклиналей палеозоид Алтае-Саянской области и Южной Монголии.

4. Особенности строения фундамента протерозойско-рифейской геосинклинальной системы позволяют объяснить мозаичность ее структурного плана, широко развитую глыбовую складчатость, длительность и асинхронность замыкания отдельных геосинклинальных зон, широко развитый на площади системы гранитоидный магматизм.

РАННИЕ ПРОТЕРОЗОИДЫ

К ранним протерозоидам (рис. 5) нами отнесены структуры Олекминской зоны, являющейся по простираанию восточным продолжением Малханской зоны рифеид Забайкалья и, с другой стороны, западным продолжением ранних протерозоид Становика. Граница между ранними протерозоидами и рифеидами не является здесь четкой, структурной; она условно проводится по коленообразному изгибу р. Ингоды и долине р. Читинки. Постепенность перехода от протерозоид в рифеиды подчеркивается наличием остаточных рифейских прогибов в Олекминской зоне (Нерча-Куенгинский) аналогичных прогибам, выполненным катаевской рифейской толщей в Малханской зоне. Более древние

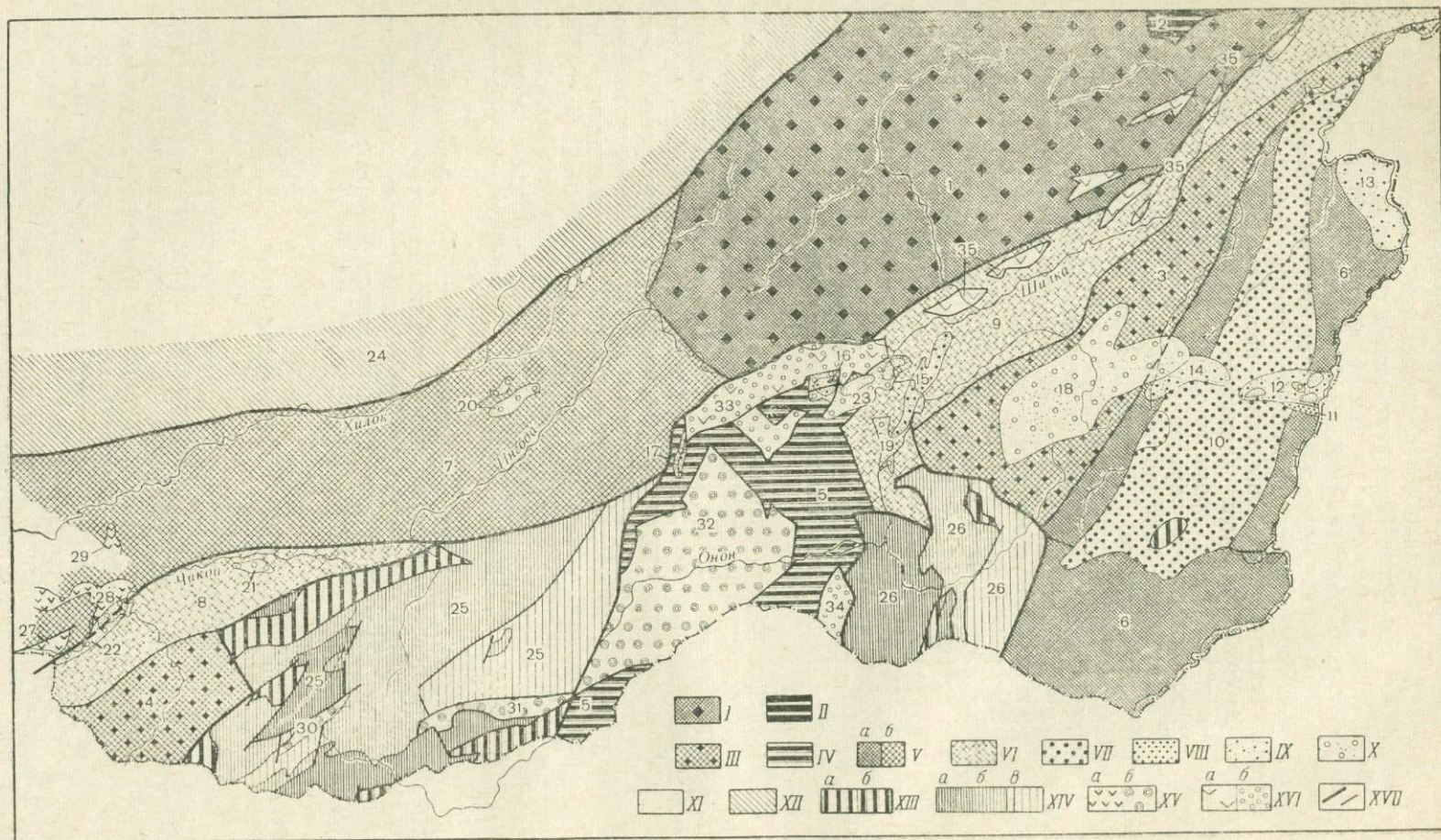


Рис. 5. Схема основных структурных элементов Восточного Забайкалья к началу мезозойской активизации

Ранние протерозоиды. Структуры геосинклинального этапа развития (Амазаро-Нерчинский, см. на схеме цифру 1); II — срединный массив (2 — Моклакано-Моточинский). Рифиды. Структуры геосинклинального этапа развития: III — геосинклинальные прогибы (3 — Газимуро-Шилкинский, 4 — Мезинский, IV — средние массивы (5 — Агинский), V — геосинклинальные подплати: а — раннее (6 — Приаргунское), б — позднее (7 — Малханское), VI — шовные прогибы (8 — Куналецкий, 9 — Шилкинский). Структуры эпигеосинклинального этапа развития. Предлагаемые контуры основных межгорных прогибов: VII — кембрийский (10 — Георгиевский), VIII — силурийский (11 — Зерентуйский), IX — девонских (12 — Благодатский, 13 — Жирголинский, 13а — Донинский, 14 — Павловский, 15 — Макаровский, 16 — Хара-Шибирский, 17 — Марковский, X — каменноугольных (18 — Шахтаманский, 19 — Аргалейский, 20 — Улестский, 21 — Мергенский, 22 — Гутайский), XI — ранние каледониды (24 — Укту-Витимский геосинклинальный прогиб). Герциниды. XVII — выступы комплекса основания: а — блоки рифид, б — блоки Агинского массива, XIV — структура Витимского геосинклинального этапа развития, VI — нижне-среднекаменноугольные, в — среднекаменноугольно-нижнепермские (25 — Даурский прогиб) и верхнепермские (26 — Борзинский прогиб) отложениями. Структуры эпигеосинклинального этапа развития. Межгорные прогибы: XV — верхнепермские — нижнетриасовые (27 — Жиндоконский, 28 — Байхорский, 29 — Буйский), б — терригенные (30 — Бальджанский, 31 — Ханчеранский, 32 — Средне-Ононский), XVI — верхнетриасовые: а — вулканогенные (33 — группа Шилкинских мелких прогибов), б — терригенные (33 — Ингодинский, 34 — Баян-Цатанский), XVII — разломы: а — пограничные, б — внутренние.

отложения в Малханской зоне образуют лишь ядра ранней консолидации — «гнейсовые купола», а в Олекминской — основу строения протерозойского прогиба. В связи с этим возраст структур этой зоны условно определяется раннепротерозойским.

В южной части Шилко-Олекминского междуречья выделяется цепочка узких грабенообразных прогибов, выполненных солонцовской толщей, считающейся позднедокембрийской и представленной метаморфизованными кислыми эффузивами с подчиненными им грубокластическими терригенными отложениями (бассейн р. Куэнги и др.). Возраст этих отложений истолковывается А. Ф. Озерским как позднепротерозойский по аналогии с позднедокембрийскими отложениями низовьев р. Шилки. Эту же толщу В. В. Старченко и Ю. Ф. Мисник (1968) на основании сходства с якобы аналогичными толщами Приаргунья отнесли к позднему докембрию — раннему палеозою, что позволяет интерпретировать ее как молассу ранних протерозоид. Однако строение и структурное положение толщи исключает ее докембрийский возраст. Сравнение ее с разрезом раннего палеозоя Приаргунья неправомерно, поскольку в Приаргунье он трехчленный, фаунистически охарактеризованный и выдержанный на огромных площадях; поля же выходов солонцовской толщи локализованы в грабенах системы разломов, которая контролирует размещение грабеновых структур триаса Верхнего Приамурья. На основании сходства по литологическому составу и формационной принадлежности с верхнетриасовыми отложениями, развитыми в бассейнах Ингоды, Шилки (куйтунская, чачинская свиты) и на востоке СССР (Окунева, 1968) и явного противопоставления ее заведомо верхнепротерозойским и нижнепалеозойским отложениям соседних территорий, а также по ее структурным соотношениям с системой разломов, определяющей грабеновые структуры верхнего триаса, солонцовская свита нами отнесена к верхнему триасу.

Одной из причин отнесения отложений солонцовской толщи к докембрию — раннему палеозою является их некоторый метаморфизм. Необоснованность подобных интерпретаций очевидна, так как ороговикование и даже зеленосланцевый метаморфизм достаточно типичны для отложений, попавших, как солонцовская толща, в зоны разломов. И. Г. Рутштейном недавно установлены верхнетриасовые отложения даже в амфиболитовой фации метаморфизма (Ингодинский прогиб).

Сотрудники Университета дружбы народов им. П. Лумумбы (Лоскутов, 1968 и др.) в пределах Ингодинского прогиба описали разрез отложений верхнего триаса с эффузивами в низах и терригенными породами с фауной в верхах, что позволило сопоставить его с разрезом эффузивных отложений района Куэнги и тоже отнести его к верхнему триасу.

При структурной интерпретации Олекминской зоны возникает ряд следующих затруднений. Так, рассматривая Олекминскую зону в системе протерозойско-рифейских складчатых дислокаций можно было бы ее интерпретировать как позднюю (относительно ранней Приаргунской) вулканогенную геосинклиналь. Но в формационном ряду этого прогиба нет формаций ни геосинклинальных, ни орогенных геосинклинальных (к последним можно было бы отнести лишь солонцовскую свиту, будь она верхнепротерозойской). Эпигеосинклинальный этап развития Олекминской зоны в этом случае начался бы, как и для рифеид, с раннего палеозоя. Кроме того, такая интерпретация затушевывает характер развития Олекминской зоны в собственно геосинклинальном этапе как эвгеосинклинального прогиба.

Рассматривая протерозойско-рифейскую систему складчатых дислокаций совместно, можно было бы выделить Олекминскую структуру (в состав которой входит Амазаро-Нерчинский прогиб) в зону ранней консолидации, наметив в ней геосинклинальные поднятия и геосинклинальные прогибы. Однако обычно зонами ранней консолидации принято называть именно ранние поднятия внутри геосинклинальных систем, Олекминская же структура является в системе протерозойско-рифейских дислокаций поздним поднятием (послепалеозойским).

Будучи частью самостоятельной складчатой системы ранних протерозоид Становика, Олекминская зона должна была бы отделяться от рифеид структурными швами, как это имеет место в подавляющем большинстве примеров соотношений складчатых зон различного возраста (например, рифеид и палеозоид). В данном случае Олекминская зона отделена от Малханской условно по разломам, проходящим по долине р. Читинки к коленообразному изгибу р. Ингоды. Условность разграничения зон ранних протерозоид и рифеид подчеркивается и отсутствием четкого рубежа на грани протерозоя и рифея также в зоне собственно рифеид, что, очевидно, обусловлено именно постепенной сменой последними ранних протерозоид по их простиранию, т. е. постепенным «скольжением возраста» складчатости вдоль протерозойско-рифейской складчатой системы. Сказанное подчеркивается также общностью тектоно-магматических процессов в зонах рифеид и ранних протерозоид на рифейском этапе развития. В это время тектонические движения в собственно зоне рифеид вовлекли в сферу своего влияния нечетко ограниченные от них ранние протерозоиды Олекминской зоны, что выразилось в распространении ареала рифейских интрузий на площадь последней.

В западной части Олекминской зоны ранних (в нашей трактовке) протерозоид Н. А. Фогельман (1968) выделяет Нерчинско-Куэнгинскую зону поздних байкалит, исходя из позднепротерозойско-раннепалеозойского, по ее мнению, возраста зеленосланцевых и зеленокаменных толщ (с прослоями известняков), развитых у пос. Букача и в других местах. Нами эти отложения сопоставлены по ряду признаков с кулиндинской и катаевской свитами верхнего докембрия. Структурное же их положение определено по аналогии с катаевской толщей Малханской зоны — в обоих случаях эти толщи образуют остаточные прогибы среди ядер карельской консолидации. Признавая существование Нерчинско-Куэнгинской зоны как структуры, в пределах которой развиты зеленосланцевые толщи, приходится, однако, еще раз подчеркнуть условность географической границы между ранними протерозоидами и продолжающими их по простиранию рифеидами.

По данным В. И. Шульдинера и А. Ф. Озерского, внутреннее строение раннепротерозойской Олекминской зоны рисуется в следующем виде. На юге, вдоль долины р. Шилки, выделяется Амазарский синклиниорий, сложенный мощной толщей эффузивов спилито-кератофировой

формации (более 5000 м мощности), смятых в линейные складки. Среди интрузивных образований в синклиналии выделяются раннепротерозойские доорогенные интрузии основного и ультраосновного состава, складчатые интрузии габбро-кварцевых диоритов и позднекладчатые массивы гранитов. Севернее расположен антиклинорий, сложенный архейскими образованиями. Еще далее к северу выделяется Тунгиро-Олекминская зона, отличающаяся преобладанием в разрезах хемогенных и хорошо сортированных терригенных осадков сокращенной мощности (2000—3500 м). Дислокации зоны характеризуются широким распространением куполовидных структур наряду с линейными, а ее интрузивный раннепротерозойский магматизм — редуцированностью в смысле полноты развития и разнообразия состава: отсутствуют породы габбро-перидотитовой формации, слабо развиты складчатые интрузии габбро-кварцевых диоритов и позднекладчатых гранитов. В пределах Тунгиро-Олекминской зоны выделяется внутреннее Моклаканское поднятие, в котором развиты менее мощные карбонатные толщи, чем в Тунгирском синклиналии.

Тунгиро-Олекминскую зону В. И. Шульдинер и А. Ф. Озерский считают миогеосинклиальной, отмечая, что характерной чертой ее раннепротерозойских структур является широкое развитие гнейсовых куполов. Такая интерпретация этой зоны вряд ли справедлива, поскольку миогеосинклиналиями называются структуры, характеризующиеся не только отсутствием в составе их формационного ряда вулканических образований, но и занимающие вполне определенное положение в складчатой системе по отношению к платформе. В последнем смысле Тунгиро-Олекминскую зону считать миогеосинклиальной нельзя, поскольку платформе с севера нет. Нами выходы архея среди нижнепротерозойских толщ интерпретируются как выступы комплекса основания раннепротерозойской геосинклинали; в то же время они образуют крупный Моклаканско-Могочинский срединный массив, в пределах которого нижнепротерозойские толщи (Тунгирский прогиб находится за пределами нашей схемы) представлены формациями, характеризующими его как более стабильную структуру в системе ранних протерозоид. По своему положению в геосинклиальной области и по строению этот массив сходен с Гарганским срединным массивом Восточно-Саянской ветви рифейд, развитый же в его пределах Тунгирский прогиб может быть сопоставлен с Удоканским не только по возрасту выполняющих его образований, но и по структурному положению (оба эти прогиба наложены на архейский фундамент). С юга и севера Моклаканско-Могочинский срединный массив обрамляется эвгеосинклиальными прогибами ранних протерозоид — соответственно Амазаро-Нерчинским и Моклаканским. Последний далеко выходит за пределы территории исследования и нами не рассматривается.

Таким образом, раннепротерозойский геосинклиальный бассейн Олекминской зоны был дифференцированным и замкнулся в результате тектонических движений карельской эпохи. Эпигеосинклиальный этап развития протерозоид начался с рифея и продолжался весь палеозой. В течение этого времени Олекминская зона представляла собой отчетливо выраженное эпигеосинклиальное поднятие, поставившее обломочный материал в развивавшиеся прогибы рифейд и палеозоид. В позднем триасе ранние протерозоиды были активизированы тектоническими движениями, протекавшими в мезозойском Тихоокеанском поясе и на них (как и на других структурах востока Азии) вдоль зоны разломов Монголо-Охотского линеймента заложилась система грабен-синклинальных структур, имевших палеогеографические связи с Верхоянским геосинклиальным поздне триасовым прогибом. В юре система Монголо-Охотских разломов была подновлена, в связи с чем вдоль нее сформировались цепочки интрузивных тел.

На основании сравнительного формационного анализа в зоне рифейд выделяются структуры разных генетических типов: геоантиклинальные поднятия, срединный массив и геосинклинальные прогибы (разновидностью последних являются шовные прогибы), то есть все основные типы структурных элементов, известные в Прибайкальских ветвях рифейд (Алтухов, Смирнов, 1964) и характерные для более молодых складчатых сооружений палеозоя. Тем самым рифейские структуры Забайкалья по всем основным признакам хорошо вписываются в зону структур южного ограничения дорифейской Сибирской платформы, составляя непосредственное продолжение древних структур Прибайкалья, Западного Забайкалья и Северной Монголии.

Тектоническая расчлененность древних структур Забайкалья и Прибайкалья свидетельствует о несомненной дифференцированности режима тектонического развития в докембрии и его активности. Поэтому необходимо внести поправку в представления исследователей, считавших, что докембрийская история характеризовалась вялым проявлением тектонических движений. В действительности известная выдержанность тектонического режима имела место лишь в пределах отдельных крупных структур, и то лишь в некоторые периоды их развития, что нельзя распространять на зону в целом. Специфика докембрийской тектонической истории проявляется лишь в крупности масштаба отдельных внутренних структур.

Наличие древних, раннепротерозойских, ядер консолидации в единой системе протерозойско-рифейских складчатых дислокаций Забайкалья сказалось на плане развития его собственно рифейских структур, для которых, в частности, характерны выполненные мощными толщами осадков узкие протяженные шовные прогибы, развившиеся вдоль зоны Монголо-Охотского разлома (ограничивающего с юга карельские структуры Становика). Иначе говоря, рифейские шовные прогибы располагаются в месте сопряжения структурных ветвей Малхано-Олекминской и Монголо-Охотской зон и связаны с подвижностью вдоль шва, наметившейся еще в раннем протерозое и сохранившейся до наших дней; в палеозое эта зона отделяла область развития прогибов регенерированных герцинид и орогенных эпигеосинклинальных прогибов на площади рифейд от расположенной к северу от нее области устойчивого с позднего протерозоя воздымания.

Другой важной чертой рифейд Забайкалья является наличие в них древнего Агинского срединного массива, определившего план обрамлявших его рифейских прогибов. Характерно также, что непосредственно на западном окончании Олекминской зоны ранних протерозоид после карельской тектонической эпохи возникло Малханское геоантиклинальное поднятие. Однако оно в процессе своего последующего (рифейского) развития отличалось от однотипных структур рифейд повышенной подвижностью и большой ролью эффузивов в составе рифейских осадочно-метаморфических комплексов.

Характерной чертой развития рифейской геосинклинали Забайкалья является отчетливо выраженное на всей ее площади завершение собственно геосинклинального этапа в позднем докембрии и последующее общее воздымание. В палеозое на площади рифейд формировались дейтероорогенные (по К. В. Боголепову, 1968) прогибы унаследованно-совмещенного и эпизодического типов, а в интервале девон — нижняя пермь на части территории — регенерированные герциниды с их собственно инверсионными орогенными прогибами.

Геосинклинальные прогибы

Среди структур этого типа выделяются Мензинский и Газимуро-Шилкинский геосинклинальные прогибы, а также отличающиеся особым положением в зоне рифейд и специфическими формационными рядами шовные прогибы — Куналейский и Шилкинский (см. рис. 5).

Мензинский прогиб, находящийся в юго-западной части Зачикойской Даурии, выполнен нижнепротерозойскими отложениями, сопоставляющимися по составу и степени метаморфизма с малханской серией. Отложений верхнего протерозоя здесь не известно; вероятно, они были эродированы в течение додевонского перерыва, начавшегося после рифейской складчатости. О прежнем распространении верхнепротерозойских пород свидетельствуют лишь данные региональной тектоники, в частности, положение прогиба в зоне рифейд и история развития структур этой зоны в целом, а также обрывки толщ верхнего протерозоя в зоне Куналейского разлома, не выходящих, впрочем, далеко за пределы одноименного шовного прогиба. Нижнепротерозойские отложения представлены биотитовыми, биотит-амфиболовыми, реже пироксен-биотит-амфиболовыми кристаллическими сланцами и гнейсами с прослоями кварцитов и амфиболитов. Отчетливое представление о составе отложений дают разрезы в долине р. Мензы, где в ряде коренных выходов обнажаются гнейсовые толщи, насыщенные интрузиями и пегматитами.

Большая часть прогиба в среднем палеозое была занята наложившимися на рифейды герцинидами. О распространении структур Мензинского прогиба под герцинским Даурским прогибом свидетельствуют выступы основания герцинид, выведенные на современную поверхность в ряде пунктов Даурского прогиба.

Во внутреннем строении Мензинского прогиба выявляются гнейсовые купола — своеобразные ядра ранней консолидации, но проявлены они не четко, вероятно, в связи с меньшим воздействием при его формировании тектонических процессов, протекавших в Олекминской зоне ранних протерозоид.

Газимуро-Шилкинский прогиб расположен в Восточном Забайкалье и известен в литературе под названием Центрального (Нагибина, 1963; Фогельман, 1968). В его строении принимают участие мощные, существенно вулканогенные (зеленокаменные) отложения кулиндинской свиты и подстилающие ее гнейсовые толщи, по-видимому, соответствующие никитинской серии более северных районов. Этим разрез отложений прогиба принципиально отличается от разреза докембрийских отложений Приаргунского геосинклинального поднятия. В формационном ряду последнего широко развиты карбонатные породы, постепенно выклинивающиеся по направлению на запад к Газимуро-Шилкинскому геосинклинальному прогибу, что свидетельствует о постепенном переходе между этими структурами.

Карбонатные породы играют существенную роль в разрезе докембрия северо-восточной части Газимуро-Шилкинского прогиба, в зоне Шилка-Аргунского поперечного порога. К юго-западу от него они постепенно исчезают, замещаясь зеленосланцевыми и зеленокаменными, о чем можно судить по составу ксенолитов в полях разновозрастных гранитоидов.

В процессе рифейской складчатости в геосинклинальном комплексе Газимуро-Шилкинского прогиба сформировалось большое количество гранитоидных массивов, интенсивно переработавших и ассимилировавших вмещающие протерозойско-рифейские отложения. Обилие

продуктов докембрийской магматической деятельности, принимающих участие в строении прогиба, свидетельствует о заложении его в зоне повышенной проницаемости, что сказалось в более позднем, орогенном эпигеосинклинальном этапе развития. Так, в пермо-триасе, при оформлении складчатой зоны герцинид, и в мезозое, в связи с процессами мезозойской активизации, на площади прогиба продолжалось становление интрузивных комплексов, т. е. наблюдается длительный, хотя и с крупными перерывами, процесс формирования магматических пород. Судя по составу разновозрастных интрузивных пород, развитие магматизма в прогибе отвечает рекуррентному типу (Лучицкий, 1968).

Одним из признаков, позволяющим судить о подвижности прогиба в процессе развития рифеид, является состав его верхнерифейских магматических образований. По широко распространенному представлению геосинклинальные прогибы сопровождаются интрузиями фемического уклона, а для геоантиклинальных поднятий более типичен их сиалический профиль. С этих позиций Газимуро-Шилкинская структура тоже отчетливо выражена как геосинклинальный прогиб, поскольку в нем широким развитием пользуются интрузии гранодиоритового и диоритового состава.

В настоящее время осадочно-вулканогенные отложения докембрия на площади прогиба сохранились лишь в виде ксенолитов и провесов кровли. Поэтому для суждения о внутреннем его строении нет достаточных данных и судить о нем приходится лишь по интерполяции характеристик внутреннего строения других геосинклинальных прогибов зоны рифеид. Исходя из этого и учитывая морфологические признаки сохранившихся реликтов толщ, можно предполагать, что толщи Газимуро-Шилкинского прогиба имели общее северо-восточное простирание и были собраны в систему складок, близких к изоклинальным, о чем свидетельствует узкий и протяженный в плане рисунок прогиба. Выявляется резкое сужение прогиба в месте пересечения его с Нерзаводско-Сретенским поперечным разломом, сходное с сужением Шилкинского шовного прогиба в этой же зоне. Можно полагать, что к месту сужения прогиба были приурочены интенсивно сжатые складки, тогда как по направлению на запад, в сторону Агинского массива, наблюдается расширение Газимуро-Шилкинского прогиба и его общее центриклинальное замыкание. В западной части прогиба тем самым, вероятно, существовали менее напряженные складки, расходившиеся на запад.

Куналейский шовный прогиб расположен в зоне Монголо-Охотского шва, ограничиваясь разломами с юга и с севера — соответственно Куналейским и Чикойским. Прогиб выполнен с поверхности куналейской рифейской свитой, локализованной в виде узкой клиновидной полосы, четко обозначающей его контуры. В строении прогиба, несомненно, принимают участие и не выведенные на современную поверхность отложения более глубоких частей разреза протерозоя. Эта особенность Куналейского прогиба может быть объяснена его повышенной подвижностью в течение докембрийского этапа развития, которую он не утратил в палеозое и мезозое; в силу этого эрозия выполняющих его толщ происходила менее интенсивно, чем на смежных структурах.

Куналейская свита сложена метаморфизованными песчаниками и зелеными сланцами: хлорит-актинолитовыми, серицит-хлоритовыми, хлорит-биотитовыми и др. с прослоями кварцитов, кремнистых сланцев, зеленокаменных пород и мраморизованных известняков. Многие исследователи считают куналейскую свиту флишоидной, нам же представляется более правильным относить ее к кремнисто-сланцевой формации шовного прогиба. Мощность свиты 4000—5000 м. Отложения куналейской свиты дислоцированы в линейные и изоклинальные складки субширотного простирания: отмечается их запрокидывание на северо-восток (Сизых, 1967), углы падения достигают 75—80°; свита вмещает

массивы гранитоидов позднедокембрийского возраста, в том числе и синскладчатые.

А. Д. Канищев (1966, 1968) считает, что куналейская свита является вероятным возрастным аналогом рифейской малханской серии; нами куналейская свита сопоставляется с катаевской и битуджидинской более западных районов.

Шилкинский шовный прогиб расположен, как и Куналейский, вдоль зоны Монголо-Охотского шва к востоку от Агинского срединного массива. В литературе он больше известен под названием Борщовочного антиклинория герцинид. Действительно, в герцинском этапе эта структура, как и другие частные структуры рифеид, представляла собой морфологически выраженное поднятие, лишь локально и кратковременно вовлекавшееся в опускание с образованием межгорных прогибов. В собственно геосинклинальном же этапе рифеид Шилкинская структура представляла собой отчетливо выраженный шовный прогиб, в котором формировались мощные толщи существенно вулканогенных пород (кулиндинская, джерольская и др.).

В строении прогиба участвуют мощные, глубокометаморфизованные толщи гнейсов и кристаллических сланцев. Толща гнейсов, слагающая нижнюю часть разреза, обычно именуемая никитинской серией, развита наиболее полно в зоне ранних протерозоид Амазарского прогиба, где в ее составе выделяются пеньковская, утаканская и часовинская свиты общей мощностью около 5000 м. Преимущественным развитием в никитинской серии пользуются гнейсы и кристаллические сланцы, возникшие за счет метаморфизма преимущественно вулканогенных пород основного — среднего состава, на что указывают В. И. Шульдинер, А. Ф. Озерский, В. В. Старченко, Ю. Ф. Мисник, Е. М. Лейфман и др.

В Шилкинском шовном прогибе толщи нижнего протерозоя сохранились в виде ксенолитов и скиалитов в древних гранитоидах, но местами все же наблюдается более низкое залегание толщи гнейсов относительно кулиндинской свиты. Эту гнейсовую часть разреза можно параллелизовать с какой-то частью разреза никитинской серии — по степени метаморфизма и общему массивному облику пород, не типичному для кулиндинской свиты, характеризующейся более тонкослоистым сложением. Одним из мест, где видны соотношения гнейсовой и сланцевой свит, является лево- и правобережье р. Шилки около д. Ломы; толща гнейсов представлена здесь массивными биотитовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами с горизонтами массивных «очковых», возникших, вероятно, вследствие тектонических подвижек, т. е. по древним тектонитам. Выше залегает зеленосланцевая кулиндинская толща (выходы на левом берегу Шилки и в бассейне р. Джерол), относимая нами, как и другими исследователями, к верхнему протерозою и именуемая иногда джерольской свитой, или борщовочной серией. Она выполняет с поверхности Шилкинский шовный прогиб, подобно куналейской свите одноименного прогиба. В составе борщовочной серии в настоящее время В. В. Старченко, Ю. Ф. Мисник и другие выделяют ряд свит, что не является общепризнанным и не прослеживается на площади всего прогиба, а потому ранг свит названным элементам разреза присвоен ошибочно. Отложения борщовочной серии обычно описываются без более подробного подразделения и с общей характеристикой разреза, как толщи зеленокаменноизмененных эффузивов основного состава, зеленых сланцев, биотитовых, биотит-амфиболовых и других гнейсов.

В верхах разреза Шилкинского прогиба В. В. Старченко, Ю. Ф. Мисник и другие выделяют две толщи, которые сопоставляются с кембрийскими уровской и быстринской свитами Приаргунья. Залегают они с параллельным несогласием на подстилающих и метамор-

физованы в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях. Возрастное обоснование этих толщ не надежно. Как было показано выше, кембрийские отложения на юге Сибири резко противопоставляются докембрийским, а сходство некоторых разрезов проявляется лишь в одинаковом чередовании терригенных и карбонатных пород. Поэтому весьма вероятно, что карбонатные отложения восточной части прогиба принадлежат внутренним частям разреза докембрия, тем более что в соседней с юга Приаргунской структуре рифейд в разрезе докембрия карбонатные отложения пользуются широким распространением. Нами в пределах Шилкинского прогиба аналогов нижнего кембрия не выделено, однако надо иметь в виду, что их присутствие не меняет принципиально структурной ситуации, изображенной на прилагаемых схемах, особенно в смысле выделения первичных, геосинклинальных структур.

Дислокации кулиндинской свиты Шилкинского прогиба отличаются напряженностью, линейным и изоклинальным типом, подобно дислокациям куналейской свиты одноименного шовного прогиба, на что указывают сохранившиеся элементы внутреннего строения толщи в ряде выходов. В качестве шовного Шилкинский прогиб выделен по отношению к Газимуро-Шилкинскому, в разрезе формационного ряда которого вулканогенные образования играют относительно меньшую роль, а карбонатные породы — большую. Положение Шилкинского прогиба в зоне Монголо-Охотского шва объясняет и насыщенность его массивами основных и ультраосновных пород.

В настоящее время в пределах выделяемого нами Шилкинского прогиба рифейд читинские геологи (Рутштейн, Сосницкий и др.) выделили блоки архея, выведенные на дневную поверхность, и блоки архея (в контуре Агинского массива), перекрытые толщами верхнего протерозоя небольшой мощности. Выходы архея на поверхность образуют удлиненное в меридиональном направлении тело, отдельные фрагменты которого ранее картировались как каменноугольные диориты. Мы считаем, что неглубокое залегание архея на Агинском поле действительно имеет место, однако утратить уверенность о наличии его выходов на поверхность в прогибе преждевременно, в чем нас убедил осмотр некоторых частей этого блока. Прямые данные об архейском возрасте «диоритов» отсутствуют. Северо-западное же простирание складчатых структур этих древних образований, привлекаемое в качестве одного из главных признаков, характерных для архейских комплексов соседних районов, в данном случае не доказательно, так как и Шилкинский шовный прогиб в этой части имеет общее северо-западное простирание, подчиненное внешнему контуру Агинского срединного массива. Вероятнее, что мелкозернистые амфиболиты окрестностей Оловянной принадлежат сохондинскому комплексу, а линзы белых известняков, как и другие осадочно-вулканогенные отложения, кулиндинской свите.

Геосинклинальные поднятия

При движении на юго-восток, к Приаргунской структуре, отложения докембрия претерпевают существенные изменения. В сравнении со всеми характеризованными элементами зоны рифейд эта структура выступает как отчетливо выраженное геосинклинальное поднятие. В его строении преобладают осадочные отложения с редкими и мало-мощными прослоями вулканогенных образований.

Для древних толщ **Приаргунского поднятия** (см. рис. 5) предложено несколько схем стратиграфии. Наиболее отвечает нашим представлениям схема М. И. Стецюка (1965), согласно которой в основании разреза выделяется урулюнгуевская свита, вероятным аналогом которой является серебрянская.

Урулюнгуевская свита сложена метаморфизованными аркозовыми и кварцевыми песчаниками, гравелитами, биотитовыми и хлорит-биотитовыми сланцами с прослоями и линзами конгломератов, амфиболитов и известняков. Для отложений свиты характерен невыдержанный фациальный облик по простиранию. Вверх по разрезу отмечается погрубение материала, а на контакте с вышележащей карбонатной нортуйской свитой имеется пачка перемежаемости карбонатных пород и метаморфизованных песчаников, что наряду с их общим структурным планом свидетельствует о постепенности перехода между свитами, вопреки мнению Г. И. Князева о наличии несогласия между ними. Видимая мощность урулюнгуевской свиты оценивается в 1500 м.

Нортуйская свита сложена метаморфизованными известняками и доломитами с прослоями зеленых сланцев. Карбонатные породы содержат остатки онколитов *Osagia tenuilamellata* Reitl., *Os. undosa* Reitl., катаграфий *Vesicularites flexuosus* Reitl. и строматолитов *Conophyton* sp., *Tunicathella* sp. и др., характерных для трехчленного байкальского комплекса рифея и других верхнедокембрийских толщ. Мощность свиты около 2000 м. Согласно и с постепенным переходом выше залегает венчающая разрез верхнего докембрия Приаргунья быркинская свита. В составе последней преимущественно распространены темно-серые, черные кварц-углисто-сланцевые, кварц-углистые и углистые сланцы с линзами внутриформационных конгломератов, кварцитовидных песчаников и прослоями карбонатных пород. В средней части разреза располагается пачка метаморфизованных эффузивов среднего состава, линзы кварц-сланцевых сланцев, карбонатных пород и метаморфизованных конгломератов. В верхах свиты преимущественно развиты карбонатные породы с прослоями сланцев. Общая мощность быркинской свиты около 3000 м, ее карбонатные породы, по данным А. П. Ефимова и Т. М. Тетяевой (1968), содержат те же органические остатки, что и нортуйская свита.

Таким образом, в разрезе Приаргунья четко выделяются три комплекса осадков полного осадочного геосинклинального цикла: терригенная формация внизу, карбонатная в средней части разреза и терригенно-вулканогенно-карбонатная вверху. На разных стратиграфических уровнях докембрия Приаргунья с резким несогласием и перерывом залегают отложения палеозоя, характеризующие качественно новый этап развития структуры.

Приведенная характеристика разреза докембрия Приаргунья очень сходна с характеристикой разреза докембрия Сангилена (Алтухов, Смирнов, 1964; Алтухов, 1967 и др.). Это сходство обнаруживается как в строении разрезом в целом (трехчленность), так и в деталях. В частности, карбонатные породы Сангилена содержат тот же набор органических остатков, что и в Приаргунье; эффузивы известны в низах и верхах разреза и на Сангилене, и в Приаргунье; карбонатные породы помимо концентрации в средней части разрезов образуют мощные пачки и верхах соответствующих разрезов докембрия; в различных частях разрезов как Сангилена, так и Приаргунья имеются линзы внутриформационных конгломератов и т. д. Поэтому по сопоставлению с Сангиленом возраст быркинской и нортуйской свит нами принимается рифейским, а урулюнгуевской свиты — раннепротерозойским.

Помимо описанного сходства разрезов Сангилена и Приаргунья, сходно и их структурное положение — это краевые геоантиклинальные поднятия зоны рифеид. Ранее нами было показано (Алтухов, 1968), что имеется ряд признаков, свидетельствующих о неглубоком залегании архейских глыб в основании разреза Сангилена. Сходство строения разрезов Сангилена и Приаргунья позволяет предполагать наличие подобных глыб и в основании разреза последнего, чему не проти-

воречит характер складчатых форм в пределах этой структуры, что в целом позволяет проводить широкие интерполяции по магматизму, металлогении для допалеозойского этапа развития. Палеозойская же история этих структур существенно различается вследствие того, что их обрамляют складчатые зоны разного возраста: Сангилен — салаирского, а Приаргунье — герцинского.

Приаргунская структура в нижнем протерозое была вовлечена в относительное поднятие, в связи с чем отмечается общее погрубение обломочного материала вверх по разрезу урулюнгуевской свиты и образование внутрiformационных конгломератов. Это поднятие, по-видимому, связано с крупными восходящими движениями в зоне ранних протерозоид и, вероятно, сопровождалось образованием раннепротерозойских гранито-гнейсовых куполов, выделяемых, в частности, в Урулюнгуевском блоке (как и в других частях зоны рифеид: Мензинском прогибе, Малханском поднятии и других структурах).

Описанные выше толщи развиты по всему Приаргунскому поднятию. Возможно, к их аналогам должны быть отнесены и некоторые поля выходов метаморфизованных отложений так называемых урульской, быстринской и алтачинской свит, обычно относимых к кембрию. Подобная датировка их крайне сомнительна, поскольку заведомо кембрийские отложения (охарактеризованные фаунистически) резко противопоставляются отложениям докембрия по степени метаморфизма; однако последовательность толщ с разной литологической характеристикой в разрезах кембрия и докембрия сходна, что и приводит, по нашему мнению, к ошибочной в ряде случаев интерпретации их возраста. Кроме того, возрастная датировка кембрийских и докембрийских толщ затрудняется сходным планом их дислокаций. Для дислокаций докембрийских толщ Приаргунья (как и для Сангилен) характерен глыбовой тип с развитием крупных изометрических, брахиформных складок, разделенных узкими, килевидными складчатыми формами. Такие складки с несомненностью свидетельствуют о близости жесткого основания, которое благодаря особенностям структурного плана «просвечивает» через эти толщи. То же самое явление было описано нами ранее для структурного плана Сангилен (Алтухов, Смирнов, 1963). Для брахиформных дислокаций Приаргунья, как отмечают некоторые исследователи, характерны резко выраженные ундуляции осей складок (Нагибина, 1963). В современном структурном плане дислокации в докембрийских толщах устанавливаются по обрывкам складчатых форм. Однако очевидно, что к началу палеозоя Приаргунье представляло собой единую структуру с отличающимися ее от смежных структур характерными признаками строения. Блоковая же мозаика, наблюдаемая в современном структурном плане Приаргунья, возникла в результате позднего, может быть, предмезозойского или мезозойского блокового дробления.

По данным М. С. Нагибиной, в бассейне верхнего течения р. Урюкан толщи докембрия дислоцированы в крупные антиклинальные и синклинальные складки северо-восточного простирания, осложненные на крыльях более мелкими складками и плейчатостью. В долине р. Серебрянки отмечаются изоклинальные складки, запрокинутые на северо-запад. В целом для древних толщ Приаргунского геоантиклинального поднятия характерно сочетание крупных линейных складок с брахиформными.

Наиболее интенсивные дислокации отмечаются в северо-восточной части поднятия, особенно вблизи Приаргунской зоны разломов. Усложнение дислокаций на северо-востоке Приаргунского поднятия связано, как отмечает М. С. Нагибина (1963), с общим поворотом складчатых структур в верховьях Амура от почти меридионального через

близкое к широтному к северо-западному в районе Гонжинского выступа.

Малханское поднятие занимает междуречье Чикоя и Хилка и простирается на восток примерно до меридиана г. Читы, где постепенно переходит по простиранию в Олекминскую зону структур ранних протерозойских; по простиранию же на запад структуры Малханского поднятия непосредственно сливаются со структурами Хамар-Дабана.

Есть некоторые основания полагать, что в состав выделяемого нами Малханского поднятия включены еще не распознанные разнотипные структуры, в частности, что западная часть Малханского поднятия по особенностям строения разреза (меньшая роль эффузивов, больше карбонатов и т. д.) может быть классифицирована как терригенная геосинклиналь рифейских в сравнении с восточной частью структуры, где, возможно, выделится прогиб. Такое предположение подтверждается и особенностями складчатых дислокаций, выражающихся в широком развитии гнейсовых куполов на западе, в то время как в восточной части поднятия они развиты меньше. Намечающаяся дифференциация Малханской структуры требует специальных дополнительных исследований, но уже сейчас может в какой-то мере быть учтена при анализе закономерностей связи различного типа и возраста оруденения со структурами (пегматиты рифейского возраста, вольфрам и т. д.). Поэтому необходимо иметь в виду, что хотя описание Малханского поднятия сейчас производится нами в целом, в дальнейшем его, возможно, придется подразделить на разные типы структур.

Некоторые геологи Малханскую структуру тоже относят к геосинклинальной, но для каледонского и герцинского этапов развития (Сизых, 1967; Фомин, Фомина, 1968 и др.), с чем нельзя согласиться. Действительно, Малханская структура по отношению к развивавшимся системам ранних каледонид и герцинид представляла собой чужеродное тело — складчатую жесткую раму, обрамляющую каледониды с юга, а герциниды с севера. Тем не менее И. Н. Фомин и В. А. Фомина (1968) считают, что древняя Малханская структура в нижнем карбоне представляла собой краевое геосинклинальное поднятие, в пределах которого происходило накопление грубообломочных прибрежно-континентальных отложений молассовой формации и кислых эффузивов в наложенных впадинах, ограниченных жесткими глыбами «раннепалеозойской консолидации»; о жесткости фундамента свидетельствуют, по их мнению, простые, брахиформные складчатые структуры каменноугольных отложений. Тем самым эти исследователи, с одной стороны, признают, что карбон в Малханской зоне принадлежит молассовой формации, т. е. слагает орогенные структуры, а, с другой стороны, включают эту зону в краевое геосинклинальное поднятие, то есть в геосинклинальную систему герцинид. Применение этих тектонических поднятий к одной структуре вызывает недоумение, но подобные ошибки не единичны и ведут к ошибочным выводам по магматизму, металлогении и т. д. Нетрудно видеть, что в Малханской зоне нет ряда палеозойских формаций геосинклинального класса и не найдены (несмотря на попытки) герцинские (каменноугольные) интрузии (Канищев, 1963 и др.), отложения же карбона локализованы только в полосе приразломных прогибов, возникших под влиянием процессов, протекавших в развивавшейся по соседству Хангай-Даурской геосинклинальной системе.

В непрерывном разрезе Малханского поднятия принимают участие березовская, коротковская, шильниковская и застепинская толщи нижнего протерозоя и катаевская толща верхнего протерозоя.

Нижнепротерозойские толщи обычно объединяются в малханскую серию, сложенную амфиболовыми, биотитовыми, биотит-амфиболовыми, мусковитовыми, гранат-биотитовыми гнейсами и кристаллическими сланцами, среди которых встречаются прослой кварцитов, амфиболитов, мраморов, порфиринов и порфиритоидов. Мощность малханской серии около 5000 м, возраст же определяется как раннепротерозойский по сопоставлению с переходящей в нее по простиранию хангарульской свитой Западного Забайкалья.

Верхнепротерозойская катаевская толща сложена андезитовыми и диабазовыми порфиритами, зелеными сланцами разнообразного со-

става (преимущественно серицит-биотит-амфиболовыми) с прослоями альбитофиров, кварцевых порфиров и их туфолов. Мощность катаевской свиты около 3000 м; ее возраст, как и других зеленосланцевых толщ Забайкалья, был обоснован в главе II.

Катаевская толща в современном плане развита фрагментарно, но там, где ее выходы сохранились, она участвует в строении тех же структур, что и толщи малханской серии. Формирование катаевской толщи, возможно, происходило в остаточных прогибах, тогда как разделявшие их пространства в рифее испытывали воздымание. В этом случае катаевскую толщу следует отнести к орогенной геоантиклинальной формации, в пользу чего говорит и ее состав (в частности, наличие кислых эффузивов).

Локальное воздымание начавшееся в рифее в Малханском поднятии в связи с общим воздыманием зоны ранних протерозоид, сопровождалось формированием гнейсовых куполов (особенно интенсивным в западной части поднятия), рассматриваемых нами к качеству «ранних ядер консолидации», типичных для структур геоантиклинального типа. Как отмечает А. Л. Яншин (1965), для этих структур характерны сравнительно ранние проявления складчатости и гранитизации.

Примечательно, что для катаевской толщи отмечается запрокидывание крыльев складок на юго-восток, что может быть объяснено не наличием гипотетических жестких блоков (Фомина, Фомин, 1968), а приуроченностью толщи к остаточным прогибам, в которых катаевская толща в процессе складчатости подверглась интенсивному сжатию, ее слои оказались поставленными на голову (например, разрез по р. Унго) и в ряде случаев запрокинутыми. Такая интерпретация структурного положения катаевской толщи не противоречит представлению о постепенном удревлении возраста структур по простиранию протерозойско-рифейской складчатой системы. В этом смысле положение Малханского поднятия оказывается промежуточным между ранними протерозоидами Олекминской зоны и рифеидами Западного Забайкалья и Прибайкалья. В позднем докембрии (в конце рифея) Малханская структура наряду с другими структурами зоны рифеид была втянута в общее воздымание и консолидирована интрузиями верхнерифейских магматических комплексов.

Внутреннее строение Малханского поднятия характеризуется наличием ряда антиклиналей и синклиналей. В. И. Сизых, проводивший здесь детальные исследования, выделяет Малханскую, Безымянную, Заганскую и Цаган-Хуртейскую антиклинали, разделенные Унгинской, Малетинской и Тугнуйской синклиналями. Для всех антиклиналей, по В. И. Сизых, характерно наличие в замковых частях куполовидных складок, выделяемых по гнейсовидности в гранито-гнейсах. На крыльях складок, особенно на участках распространения кристаллических сланцев и темных мигматитов, наблюдается более сложная складчатость. Размеры антиклиналей по видимому размаху крыльев достигают 30 км; углы их падения преимущественно 20—30°. Ядра гнейсовых куполов обычно заняты гранитами массивного облика, в краевых частях приобретающих гнейсовые текстуры; далее через зоны мигматизации они постепенно переходят в гнейсы и кристаллические сланцы малханской серии. Те же морфологические признаки присущи и синклинальным складкам. Толщи пород, принимающие участие в их строении (катаевская толща преимущественно), тоже характеризуются наличием гнейсовых куполов. Наиболее отчетливо купольная структура катаевской толщи проявлена в Заганской антиклинали. На участке зеленосланцевых и зеленокаменных пород этой свиты на образование гнейсовых куполов указывает также, по мнению В. И. Сизых, линейность в сланцах, устанавливаемая по полосовидным скоплениям биотита и совпадающая с линейностью в гранито-гнейсах (ЮВ 150 <

<10—20°). Тот же тип складок развит и в восточной части Малханской структуры.

В течение палеозоя система антиклиналей и синклиналей Малханского поднятия испытывала преимущественное воздымание. В мезозое на крыльях антиклиналей и в пределах синклиналей заложилась система впадин, выполненных осадочно-эффузивными угленосными отложениями. Ядра древних антиклиналей в мезозое играли роль ядер сводовых поднятий, рост которых обусловил развитие по их краям тектонических смещений типа аркогенных надвигов (Сизых, 1967; Данилович, 1963).

Агинский срединный массив

В зоне рифеид Забайкалья выделяется еще одна структура, которая активно не участвовала в процессе геосинклинального развития, оставаясь чужеродным телом, но которая в какой-то степени была вовлечена в общее погружение во время развития геосинклинальной системы рифеид. Этой структурой является Агинский срединный массив (см. рис. 5). Он расположен в центральной части рифеид Забайкалья и известен в литературе под различными наименованиями: Агинское палеозойское поле (Аманов, 1963; Барабашев, Трушева, 1966 и др.), эвгеосинклинальный прогиб поздних байкалид (Мушников, 1968 и др.), эвгеосинклинальный прогиб герцинид (Амантов, 1963; Нагибина, 1963), эвгеосинклинальный прогиб мезозоид (Зорин, Барабашев, Чабан, 1967 и др.), жесткий массив (Ициксон и др., 1960), Агинский песчано-сланцевый массив и т. д. Одни исследователи считают, что в мезозое Агинское поле в основной своей части не вовлекалось в прогибание, являясь срединным массивом (Козеренко, 1956; Зорин, 1964 и др.). Другие (Мушников, 1968; Варламов, Старченко, 1968 и др.) рассматривают Агинскую структуру в качестве срединного массива уже в герцинском этапе развития Забайкалья, но не всю целиком, а лишь ее западную часть, именуемую Дульдургинским массивом, контуры которого совпадают с полем современного распространения отложений акшинско-илинской серии (пермо-триасовая моласса герцинид); в байкальском и каледонском этапах развития Агинское поле включается этими исследователями в состав эвгеосинклинальной зоны, а срединным для этого времени интерпретируется Приаргунье. Несколько ранее Ю. А. Зорин и В. В. Старченко (1966), а также другие геологи не видели разницы между Агинским полем и Даурией также в герцинском этапе развития, поскольку считалось, что на Агинском поле развиты отложения ундургинской свиты «девона» (зеленосланцевая формация, в настоящее время рассматриваемая как докембрийская), сопоставлявшиеся ими тогда с нижней частью разреза герцинского прогиба Даурии.

Разнобой во взглядах на Агинскую структуру обусловлен, в частности, разным толкованием возраста и структурной позиции зеленосланцевых толщ, развитых в ее пределах, а также их формационной принадлежности. До последнего времени наиболее широко было распространено мнение о силурийском возрасте ононской, существенно терригенной, и «нижележащей» кулиндинской, существенно вулканогенной, свит, широко развитых в пределах Агинского поля и якобы согласно подстилающих фаунистически охарактеризованные отложения девона. К последнему относили и ундургинскую зеленосланцевую свиту, ошибочно сопоставлявшуюся с фаунистически охарактеризованным девоном района курорта Дарасун (Старченко, 1964; Амантов, Зорина, 1961 и др.).

Данные последних лет в корне изменили эти представления, показав, что ундургинская свита эквивалентна ононской и близка по возрасту кулиндинской (и тем самым куналейской и другим зеленослан-

цевым комплексам Забайкалья, см. выше)¹. Выяснилось также, что вулканогенные образования встречаются на различных стратиграфических уровнях ононской «серии», а не только в ее низах, и преимущественно тяготеют к краевым частям Агинского массива (Ефимов, Тетяева, 1968; Алтухов, Смирнов, Булдаков, 1968), причем еще В. А. Амантов (1963) считал, что основные поля эффузивов кулиндинской свиты находятся на востоке Агинского поля и связаны с краевыми разломами восточной окраины Агинской структуры. Все это, наряду с находками в отложениях кулиндинской и ононской свит сходных комплексов органических остатков, заставляет признать, что кулиндинская свита не имеет в Агинском поле самостоятельного значения и должна рассматриваться в качестве вулканогенной составляющей ононской «серии». Соответственно название «кулиндинская свита» (с ее аналогом джерольской свитой более восточных районов) должно быть сохранено лишь за собственно вулканогенными образованиями за пределами Агинского поля. Иначе говоря, ононская и кулиндинская свиты примерно соответствуют одному стратиграфическому уровню, но находятся в разных структурных условиях. Отложения же девона, карбона и перми, развитые на Агинском поле, как теперь установлено, не имеют ничего общего с одновозрастными отложениями Даурского и Борзинского прогибов герцинид и представлены принципиально разными формациями. Соответственно они слагают и разные типы тектонических структур: наложенные мульды, выполненные молассовыми комплексами — с одной стороны и геосинклинальные прогибы — с другой (Алтухов, Смирнов, Булдаков, 1968; Варламов, Старченко, 1968 и др.). Тем самым они резко противопоставляются друг другу, и объединение их в одну группу структур, проводившееся до сих пор большинством исследователей, представляется ошибочным.

Принадлежность ононской свиты к геосинклинальному классу формаций (Ефимов, Тетяева, 1968; Амантов, 1963; Мушников, 1968 и др.) определялась традиционно, к тому же при формационном анализе большинство исследователей не учитывали ни плана складчатых структур Агинского поля, ни его положение в региональных структурах, ни полного отсутствия в нем домезозойского интрузивного магматизма (что подтверждается и геофизическими данными, согласно которым интрузивных тел нет и на глубине). По всем этим признакам Агинское поле не может быть включено в геосинклинальную систему в качестве ее элемента и выступает в виде инородного тела — срединной массы, обломка древней платформы, перекрытого осадками «платформенного» типа. Вся «геосинклинальность» ононской песчаниково-сланцевой свиты состоит лишь в наличии линз эффузивов, причем основные поля эффузивов, развитые на востоке «Агинского палеозойского поля», участвуют в строении шовного Шилкинского прогиба. Во внутренних же частях массива эффузивы приурочены к разломам, обрамляющим перекрытые ононской свитой архейские (?) глыбы комплекса основания, причем эффузивы на западной окраине массива — в районе курорта Дарасун, возможно, тоже связаны с существовавшим там шовным прогибом, подобным Шилкинскому. Основу же в строении ононской свиты составляют метаморфизованные песчаники и зеленые сланцы с прослоями и линзами кремнистых сланцев, зеленокаменных пород (по средним и основным эффузивам), амфиболитов, известняков и т. д. и, что самое главное, — карбонатные породы ононской свиты содержат остатки строматолитов, онколитов и катаграфий, типичных для докембрия других регионов.

¹ Еще ранее В. В. Старченко (1964) правильно сопоставлял куналейскую свиту Центрального Забайкалья с ундургинской, хотя и относил ту и другую к девону.

Докембрийский возраст ононской свиты нами уже был обоснован ранее (см. главу II) и в настоящее время принимается все большим числом геологов. Заметим, что зеленосланцевый метаморфизм отложенный ононской свиты выражен слабо. По внешнему виду и составу она часто очень сходна с девонскими, каменноугольными, пермо-триасовыми и даже юрскими отложениями, развитыми на Агинском поле и за его пределами, что также являлось одной из причин ошибочного отнесения ее к силуру, девону и т. д. В действительности же отложения ононской свиты образуют докембрийский чехол срединного массива с отчетливо выраженными глыбовыми дислокациями.

Роль Агинской структуры в качестве срединного массива выявляется с глубокого докембрия. Общее дискордантное положение массива в системе рифеид хорошо видно (рис. 6) по клиньям Шилкинского шовного прогиба вдающимся в тело жесткой массы. Для палеозоя и мезозоя массив описывался также в качестве порога, т. е. поперечной структуры, В. В. Амантовым, Э. В. Михайловым и В. В. Старченко (1967). Не отрицая этой его роли в палеозое и мезозое, добавим, что поперечное направление структуры массива к общему простиранию системы рифеид Забайкалья является древним, вероятно, архейским, унаследованно сохранявшимся в течение всей последующей геологической истории.

Сложная палеозойская и мезозойская история тектонического развития Забайкалья в целом отразилась и на срединном Агинском массиве. Это выразилось в наложении на его западную и восточную окраины прогибов герцинид. С этого времени Агинская структура с разных сторон стала обрамляться разновозрастными складчатыми зонами, то есть приобрела признаки, характерные для платформ. В пределах сохранившейся от переработки герцинидами части массива в позднем палеозое и мезозое формировались молассовые комплексы в межгорных прогибах, в том числе и типа краевых (Р—Т).

В современном структурном плане Агинский массив имеет изометричные, прямоугольные очертания. С севера он ограничивается зоной Монголо-Охотского шва, в пределах которой в палеозое и мезозое возникли приразломные прогибы, выполненные разнообразными отложениями. С юга массив ограничивается Эрен-Дабанским выступом докембрийского фундамента в герцинидах Даурского прогиба, с запада его граница проводится по Онон-Туринскому шву, заложившемуся в палеозое во время развития геосинклинальной системы герцинид. Предполагается, что первичная граница Агинского массива с запада проходила по Оленгуй-Былыринскому разлому, пространство между которым и Онон-Туринским в герцинском этапе развития было вовлечено в процесс геосинклинального погружения с дальнейшим интенсивным проявлением здесь субсеквентного пермо-триасового магматизма и магматизма этапа мезозойской активизации. В настоящее время эта переработанная часть Агинского массива выведена на поверхность в ряде участков, выделяемых на структурных схемах в качестве блоков фундамента в герцинском Даурском прогибе. Онон-Туринский шов (разлом) ныне является пограничным между герцинским Даурским прогибом и срединным Агинским массивом. В мезозое вдоль разлома возникла цепочка впадин.

Восточная граница Агинского массива проходит по разломам, ограничивающим герцинский Борзинский и рифейский Шилкинский прогибы. Первичная восточная граница массива, очевидно, проходила по зоне четко фиксируемого в геофизических полях Онон-Борзинского шва, однако не ограничивавшего с запада Борзинский прогиб, развившийся на восточной окраине Агинского массива.

Как в любых типичных срединных массивах, в строении Агинского массива выделяются фундамент и чехол. Выходов фундамента

на дневную поверхность в настоящее время не известно, но ряд признаков (в том числе полученных и геофизическими методами) неглубокого его залегания имеется.

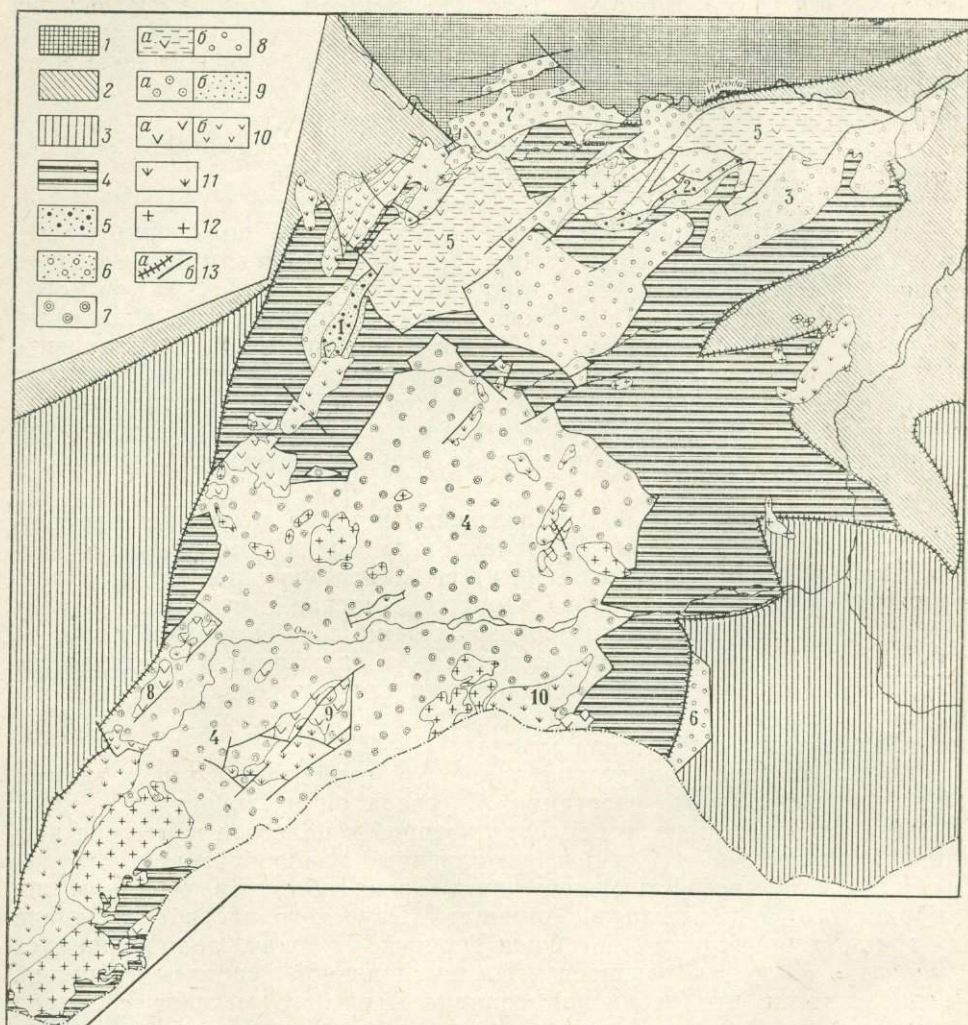


Рис. 6. Тектоническая схема Агинского массива

Структуры обрамления: 1 — протерозойды, 2 — рифиды, 3 — поздние герцины. Структуры Агинского массива: 4 — рифейский чехол (ононская свита). Условные контуры наложенных прогибов, заложившихся: 5 — в девоне (Марковский и Хара-Шабирский, см. на схеме соответственно цифры 1 и 2), 6 — в карбоне (3 — Чиронский), 7 — в конце перми — начале триаса (4 — Средне-Ононский), 8 — в позднем триасе: а — вулканогенно-терригенные прогибы (5 — Ингодино-Шилкинский), б — терригенные покровы (6 — Баян-Саганский); 9 — в ранней — средней юре: а — терригенные прогибы (7 — Карымский), б — терригенные покровы; 10 — в поздней юре: а — вулканогенные покровы (8 — Цусурхойский, 9 — Топхор-Могойтуйевский); б — вулканогенные прогибы, 11 — в поздней юре — раннем мелу (10 — Дурулгуйевский). 12 — позднеюрские нерасчлененные гранитоиды, 13 — разломы и зоны разломов: а — пограничные, б — прочие

Данные геофизики сводятся к следующему. Над Агинским массивом отмечается четкое поле положительных гравитационных аномалий субмеридионального простирания, тождественных простираниям аномалий над блоками архейских пород, выведенных на дневную поверхность (Чарская, Муйская, Амалатская и др. глыбы). Естественно предположение о существовании погребенной архейской глыбы и на месте Агинского массива, что подтверждается и рядом геологических явлений, зафиксированных в строении покрова массива — ононской свиты.

Как уже отмечалось, в строении чехла массива принимает участие олонская терригенно-вулканогенная свита. Структурный план ее отложений характеризуется сочетанием линейных и брахиформных скла-

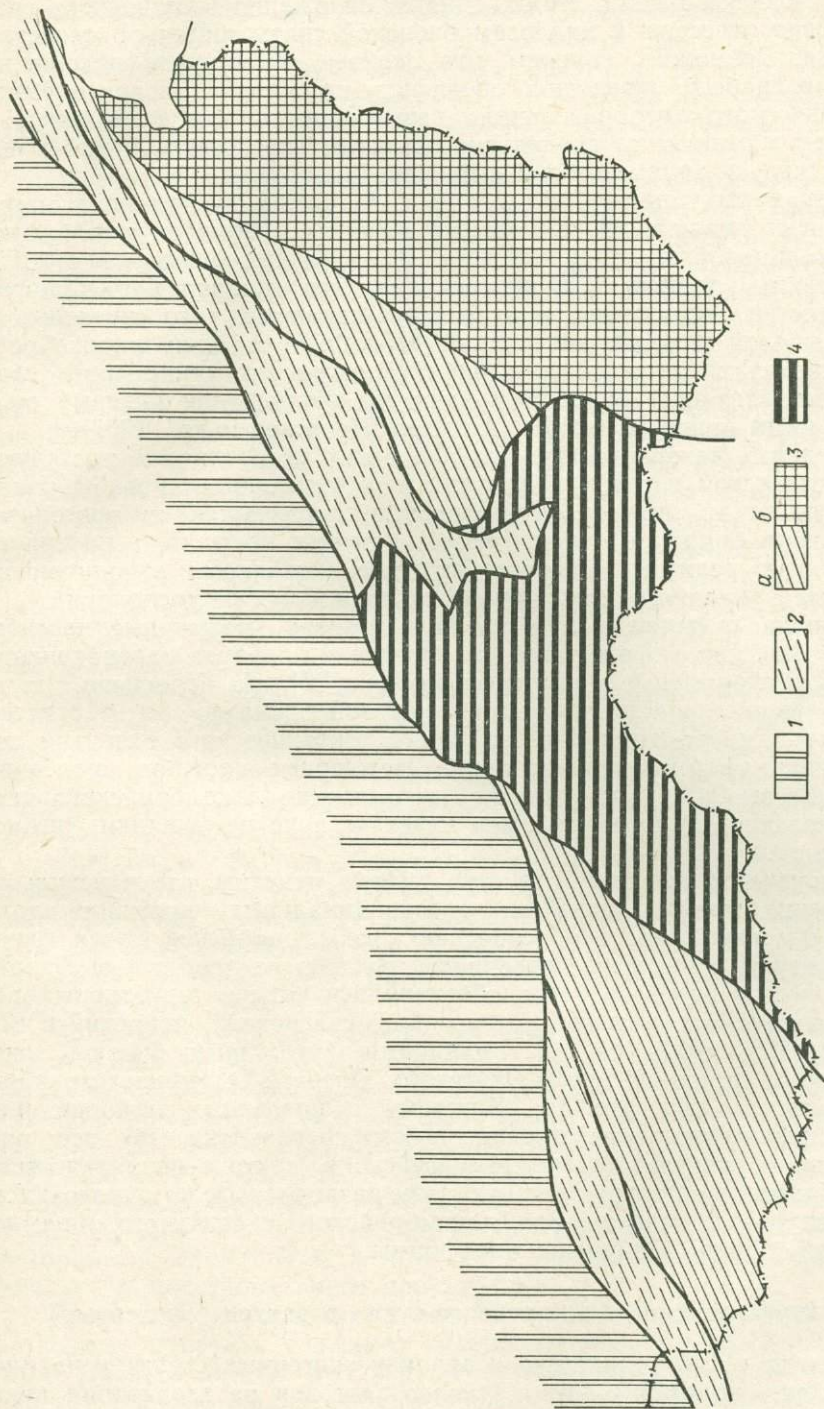


Рис. 7. Палеотектоническая схема Забайкалья к концу рифея

Рифейды и протерозойды нерасчлененные. Структурные регионы:

1 — Малхано-Олекминский; 2 — Даурский (шовный прогиб); 3 — Восточно-Забайкальский (а — геосинклинальные прогибы; б — геосинклинальное поднятие); 4 — Агинский (средний массив)

док, определенным образом группирующихся в пространстве. Линейные складки образуют две дуги, обращенные выпуклостями друг к другу — западную и восточную, подчиняющиеся контурам жесткого фундамента. В месте синтаксиса складчатых дуг расположен Хилинский грабен.

Возраст отложений, выполняющих этот грабен, не установлен. Некоторыми он считается поздне триасовым, чему не противоречит его положение между поздне триасовыми прогибами, развитыми на севере и на юге Агинского поля. Нами, однако, отложения Хилинского грабена условно отнесены к аналогам оной свиты рифея по сходству их состава. Возможно, впрочем, что особое структурное положение Хилинского грабена определило специфику строения и дислокационно-метаморфического преобразования выполняющих его отложений, в связи с чем в отличие от поздне триасовых грабенов севера и юга Агинского массива, в Хилинском развиты линейные складки.

Между расходящимися флангами складчатых дуг располагаются поля пологих дислокаций, в которых развиты изометричные брахиформенные и подобные им складки, размерами от нескольких сот метров до нескольких километров в поперечнике. Эти складки размещаются в пространстве бессистемно, и их оси пересекаются, что свидетельствует о глыбовой природе дислокаций. Подобные складки широко развиты в пределах Сангиленского рифейского геоантиклинального поднятия Тувы, глыбовая природа и характер размещения которых описались нами ранее (Смирнов, Алтухов, Леонтьев и др., 1967).

В пределах межфланговых полей пологих дислокаций в последующей геологической истории формировались межгорные прогибы. Наиболее крупные из них — пермо-триасовые, возникшие в орогенный этап развития герцинид, и на Агинском массиве могут быть интерпретированы как реликты краевого прогиба, целиком заполнявшего пространство западного межфлангового поля пологих дислокаций.

Возникшие в течение палеозоя и в мезозое межгорные прогибы Агинского массива в формационном отношении следует рассматривать как метаплатформенные по классификации Н. П. Хераскова, т. е. сформировавшиеся на платформе, к каковой должен быть отнесен Агинский массив по типу режима своего тектонического развития после окончания формирования чехла. Межгорные прогибы, особенно пермо-триасовые, скрывают внутреннее строение докембрийского чехла, но, вероятно, на их месте были развиты пологие складки «штампового» типа.

В заключение описания структур рифеид отметим, что в результате заложения шовных рифейских геосинклинальных прогибов вдоль Монголо-Охотского шва и обособлению уже в рифейское время Агинской структуры в качестве среднего массива, на территории Забайкалья к началу палеозоя четко обозначились четыре структурных региона: Малхано-Олекминский, Даурский (Мензинский), Агинский и Восточно-Забайкальский (рис. 7). Границами между ними явились зоны глубинных разломов: Монголо-Охотского, Оленгуй-Былыринского и Восточно-Агинского (см. рис. 14). Каждому из названных регионов присущи специфические черты строения и истории развития, но все они оформились в результате поздне рифейского тектоно-магматического цикла, образовав обширную единую зону разнородных, но разновозрастных структур — составную часть докембрийского складчатого обрамления южной окраины Сибирской платформы.

Структуры эпигеосинклинального этапа развития (орогенные)

Переходя к характеристике и анализу орогенных структур на площади рифеид, напомним, что в течение палеозоя на территории древних структур Забайкалья существовали разнообразные условия режима тектонического развития, что выражалось в дифференцированном по площади и одновременном формировании независимых друг от друга, то есть структурно обособленных межгорных прогибов. В целом комплекс орогенных формаций имеет многоярусное строение вследст-

вие наличия ряда перерывов между возрастными подразделениями молассового комплекса.

Переход к орогенному этапу развития структур рифейд произошел еще в конце докембрия, когда все без исключения структурные элементы были вовлечены в общее поднятие, продолжавшееся с кратковременными перерывами в течение последующей геологической истории. Примечательно, что орогенный режим развития на площади рифейд Забайкалья, в отличие от рифейских структур их забайкальских ветвей, характеризовался большей дифференцированностью и в то же время почти полной амагматичностью.

Орогенный этап развития на площади рифейд вообще и в Забайкалье в частности чрезвычайно продолжителен, что (см. главу I) обусловлено тектоническими движениями, протекавшими в палеозойских геосинклиналях межкратонного типа (герциниды Большого Хингана, Южной Монголии, салаириды Тувы, озерной зоны Монголии), и в регенерированных позднепалеозойских (герцинских) геосинклиналях Хангай-Даурской системы. Структурным выражением этого этапа явилось образование на рифейдах Забайкалья системы межгорных прогибов (табл. 1). В формационном отношении этот этап представлен многоярусным молассовым комплексом огромного стратиграфического диапазона — от кембрия (венда?) до пермо-триаса включительно, причем следует подчеркнуть, что в каждом конкретном прогибе представлена лишь часть (обычно небольшая) этого сводного стратиграфического разреза молассового комплекса. Сходный в известной мере процесс развития возобновился и позже, в мезозое (с конца триаса), когда на рифеидах Забайкалья, как и на другие структуры Востока Азии, начали индуцироваться тектонические процессы их тихоокеанских мезозойд.

Наиболее древними в Забайкалье являются межгорные прогибы кембрийского возраста. В настоящее время палеонтологически обоснованные отложения кембрия известны лишь в Приаргунье. На остальной, большей по площади территории Забайкалья, в течение кембрия, ордовика и, вероятно, силура длилась континентальная пауза, и созданные в докембрии структуры подвергались размыву.

Отложения кембрия распространены в Приаргунье широко, но прерывисто, залегая со структурным несогласием на разных толщах докембрия, что выявляется из анализа геологической карты и непосредственными наблюдениями (Стецюк, 1965; Арсентьев, Буфф, Лейтес, 1958; Нагибина, 1963; Ефимов, Тетяева, 1968; Падалка, 1969; Алтухов, Смирнов, 1970 и др.).

Наиболее трудно усмотреть это несогласие в центральных и южных районах Приаргунья, где кембрийские и докембрийские слои характеризуются глыбовым типом дислокаций, что создает иногда впечатление видимого согласия на фоне общих с докембрием пологих дислокаций. На севере же района, в бассейне нижнего течения рек Уров и Урюмкан, по данным А. М. Лейтеса, нижнепалеозойские карбонатные и сланцевые отложения с угловым несогласием залегают на крыльях узких линейных складчатых структур гнейсовых толщ докембрия и кембрийские слои смяты в крупные открытые складки северо-восточного и субмеридионального простирания.

Разрозненные, сохранившиеся от эрозии поля выходов кембрия позволяют наметить условную границу первичного кембрийского прогиба. Представляется наиболее вероятным внутреннее строение кембрийского прогиба в следующем виде. В обширном прогибе субмеридионального простирания существовали разделенные широкими полями относительных поднятий внутренние изометричные впадины. Кембрийские отложения сохранились от последующей эрозии именно в этих впадинах, являющихся в течение палеозоя, а затем и в мезозое, обла-

Орогенные докембрийские прогибы Забайкалья и крат

Даурский регион	Агинский регион				Восточно-
					Шилкинский
					Межгорные
Жиндоконский	Средне-Ононский	Хара-Шибирский	Марковский	Чиронский	
Терригенно-вулканогенная моласса Р-Т на герцинидах	Моласса морская Р₂-Т₁ Песчаники с прослоями туфопесчаников, кислых и основных эффузивов, алевролитов, аргиллитов, конгломератов и известняков. Фауна аммонитов, рыб. флора (акшинско-илинская серия). 2500—3000 м	Моласса морская D₃-C₁ Песчаники, гравелиты, конгломераты, прослойки кислых эффузивов 350 м	Моласса морская C₁t Алевролиты, песчаники, гравелиты, конгломераты. Фауна брахиопод, криноидов, гастропод 150 м Моласса морская D₁₋₂ Песчаники, алевролиты, фауна брахиопод и др. 2000 м	Моласса морская C₁-P₁ Песчаники и конгломераты. Фауна брахиопод, криноидов (чиронская серия) 1000—1500 м	

Даурский регион	Восточно-Забайкальский регион				
	Приаргунское раннее геосинклинальное поднятие				
Межгорные					
Жиндокинский	Благодатский	Жиргодинский	Павловский	Донинский	
Терригенно-вулканогенная моласса Р-Т на герцинидах	Моласса континентальная Р₂ Конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты. Флора. 500 м Моласса континентальная C₁ Песчаники, конгломераты 300—400 м Моласса морская Dc Аргиллиты с прослоями туфов, известняков и песчаников. Фауна брахиопод и др. 600 м	Моласса морская D₂₋₃ Известняки, песчаники, глинистые сланцы и конгломераты. Фауна брахиопод, мшанок, кораллов 2000 м	Моласса морская D_{1c}-C_{1v} Известняки, песчаники, алевролиты. Фауна криноидов, брахиопод и др. (тайнинская, ильдижанская, газимурозаводская свиты) 2300 м	Моласса морская D_{2gv}-D₃ Известняки с прослоями песчаников конгломератов и алевролитов. Фауна мшанок, брахиопод 1000 м	

Таблица 1

краткая характеристика выполняющих их отложений

Забайкальский регион				
шовный прогиб	Газимуро-Шилкинский прогиб	Приаргунское раннее геосинклинальное поднятие		
прогибы				
Аргалейский	Макаровский	Шахтаминский	Георгиевский	Зерентуйский
Моласса морская C₁t Алевролиты, песчаники, прослойки и линзы известняков. Фауна пелеципод (аргалейская свита) 700 м	Моласса морская D₂₋₃ Алевролиты, песчаники, прослойки, конгломератов. Фауна брахиопод, криноидов, мшанок 600 м.	Моласса морская C₁t-v Песчаники, алевролиты, мергели, прослойки известняков и конгломератов. Фауна брахиопод, мшанок и др. (газимуровская свита) 1000—2000 м	Моласса морская C_{m1-3}v Песчаники, алевролиты, известняки. Фауна археоциат (уровневая, быстринская, алтачинская свиты) 3000—4000 м	Моласса морская S₁¹ Алевролиты, мергели, доломиты. Фауна брахиопод 50—60 м

Продолжение табл. 1

Малхано-Олекминский регион			
Куналейский шовный прогиб		Малханское позднее геосинклинальное поднятие	
прогибы			
Мергеньский	Гутайский	Байхорский и Буйский	Улетский
Моласса морская C_{1n}-C₂ Песчаники с прослоями конгломератов и алевролитов. Фауна брахиопод, моллюсков, мшанок 1200 м	Моласса морская C₁-C₂ Песчаники с прослоями конгломератов и алевролитов. Фауна брахиопод (гутайская свита) 1000 м	Моласса континентальная Р₂-Т₁ Эффузивы кислого, среднего и основного состава с прослоями песчаников, алевролитов и конгломератов. Флора (джида-хилокская серия) 2000—3000 м	Моласса континентальная C Песчаники с прослоями алевролитов и кислых эффузивов. Флора (ортинская свита) 2000 м

стями накопления морских моласс более молодого возраста, тогда как разделяющие впадины поднятия подвергались преимущественно эрозии. Возрастной диапазон кембрийских отложений отвечает нижнему, среднему и, возможно, верхнему отделам.

В низах сводного кембрийского разреза выделяется уровская свита мощностью 1,6 км, сложенная алевролитами, песчаниками с линзами туфов и эффузивов кислого состава. В основании разреза свиты местами отмечаются конгломераты до 100 м мощностью (например, падь Колторотуй). Выше согласно залегает быстринская свита (мощность 1,8 км), сложенная известняками и доломитами и содержащая богатый комплекс фауны археоциат. На последней согласно залегает алтачинская песчаниково-алевролитовая свита нижнего — среднего кембрия (Стецюк, 1965) мощностью 1,6 км.

В верхах кембрийского разреза некоторые исследователи выделяют так называемую нерзаводскую свиту верхнего кембрия — ордовика. Нами вслед за Г. И. Князевым и др. (1960 г.) нерзаводская свита рассматривается в качестве аналога быстринской свиты, имеющей сходную с ней литологическую характеристику. Г. И. Князев указывает также, что в окрестностях Мальцевско-Калгинского месторождения отложения, относимые к нерзаводской свите, подстилаются отложениями, которые, по нашим представлениям, как и по представлениям других исследователей, отвечают уровской свите нижнего кембрия (венда?), т. е. уровню быстринской свиты. Отмечая неправомочность отнесения нерзаводской свиты к верхам разреза кембрия, А. А. Локерман также считает, что идентичный горизонт перемежаемости, наблюдающийся в основании быстринской и нерзаводской свит, свидетельствуют о их синхронности.

Характеристика отложений кембрия Приаргуны, изложенная выше, свидетельствует о том, что в формационном отношении они могут быть отнесены к морским молассам.

В пределах Приаргунского геантиклинального поднятия рифейд в окрестности с. Благодатки известны отложения венлокского яруса силура, сохранившиеся в очень мелких выходах, объединенных в Зерентуйский прогиб. Эти пологозалегавшие отложения представлены доломитами, мергелями и алевритами, образующими пестроцветную формацию мощностью 50—60 м. Возраст отложений обосновывается фауной брахиопод, аналогичных широко развитым в Туве.

Несмотря на фрагментарность выходов, отложения силура имеют большое значение для суждения о палеогеографической и палеотектонической обстановке этого периода на территории Приаргуны. Несомненно, что трансгрессия силурийского моря шла из прогиба Большого Хингана и не распространялась сколько-нибудь широко по территории Приаргуны, о чем свидетельствуют и исследования В. В. Амантова (1966).

В Приаргунье некоторые исследователи (Лешкевич, 1969 и др.) относят к силуру красноярскую толщу кислых эффузивов в окрестностях пос. Усть-Алентуй спорного возрастного положения. Учитывая материалы по региональной стратиграфии, нами принимается представление исследователей, датирующих эту толщу верхней юрой и сопоставляющих ее с шадоронской свитой.

Более сложная история тектонического развития структур рифейд началась с девона, когда различные части территории Забайкалья стали вовлекаться в погружение с формированием обособленных друг от друга межгорных прогибов. В то же время произошло заложение герцинских Даурского и Борзинского геосинклинальных прогибов Забайкалья, описываемых ниже.

На площади рифейских структур Забайкалья в девонское время намечается по крайней мере два направления трансгрессий. Одна из

них шла со стороны Борзинского прогиба на север и, огибая Агинский массив с востока и севера, достигала его северо-западных частей. По этому направлению в разные эпохи девонского периода заложились и развились межгорные прогибы, в частности, Макаровский, Хара-Шибирский и Марковский. Их заложение происходило в связи с оживлением системы разломов, ограничивающих Агинский срединный массив, причем на направление развития трансгрессии именно со стороны Борзинского прогиба указывает существование в нем палеогеографической и фацальной обстановки, благоприятной для развития девонской фауны (фораминифер, в частности). Существенно иная фацальная обстановка существовала в Даурском прогибе, где в девоне формировались черносланцевые толщи в бассейне, по-видимому, характеризовавшемся сероводородным заражением с восстановительной геохимической обстановкой (широко проявленная пиритизация сланцевых толщ девона), причем и в настоящее время с этими толщами связано распространение сероводородных термальных источников. В связи с такой обстановкой в Даурском прогибе условия для существования морских фаун были неблагоприятные, и они там не известны. Таким образом, расселение фауны происходило скорее всего со стороны Борзинского прогиба, но не исключено, что в течение девонского периода, особенно в конце его, палеогеографическая связь существовала именно с Даурским прогибом, поскольку отложения верхнего девона в Борзинском прогибе достоверно не установлены, хотя некоторые исследователи (представления которых разделяются нами) считают, что верхняя часть усть-борзинской свиты отвечает именно верхнему отделу девона (Модзалевская, 1968). Так или иначе, несомненно, что в периферийных частях Агинского массива и вблизи его происходило формирование девонских межгорных прогибов. Пространственное размещение и общее направление простираения этих прогибов подчинялось направлениям оживших в девоне разломов (Монголо-Охотский, Онон-Туринский, Онон-Борзинский), в пределах которых эти прогибы заложились.

Другое направление девонской трансгрессии устанавливается с востока, со стороны прогиба Большого Хингана. В связи с этой трансгрессией сформировались Жиргодинский, Благодатский и Павловский прогибы. Трансгрессия с востока распространялась примерно до долины р. Газимур, поскольку западнее ее в раннем карбоне непосредственно на докембрийском основании развился Шахтаминский прогиб. При этом примечательно, что восточнее р. Газимур этот прогиб унаследовал развитие девонского Павловского прогиба, в результате чего там наблюдается непрерывный разрез отложений от нижнего девона до нижнего карбона. При непрерывном осадконакоплении восточнее р. Газимур (в районе совмещения девонского и каменноугольного прогибов) невозможно предположить, что западнее этой же реки могла иметь место континентальная пауза, в течение которой отложения девона были бы целиком эродированы. Этот вывод подкрепляется тем фактом, что в Павловском прогибе отложения девона и карбона надежно охарактеризованы фаунистически и не допускают возможности иного толкования разреза.

Восточная трансгрессия шла по меньшей мере двумя проливами. В пределах одного из них развились Благодатский и Павловский прогибы и прогиб у пос. Доно, а в пределах другого — Жиргодинский. В разделявших их пространствах, по-видимому, сформировались незначительные мощности отложений. При последующей эрозии они были уничтожены, что разобщило сохранившиеся ныне реликты прогибов. Предполагается, что эти проливы разделялись Шилка-Аргунским порогом, вдоль склонов которого и развились девонские трансгрессии. Девонское море широко покрывало Приаргунское поднятие и Агинское

поле, но общая конфигурация его была сложной, характерной для эпиконтинентальных морей.

Таким образом, на фоне широкого площадного покрытия территорий девонским морем существенное осадконакопление происходило лишь в отдельных прогибах, причем в разное время: в Благодатском — в раннем девоне; в Павловском — в течение всего девона, а в его западной части и в раннем карбоне, у пос. Доно — в среднем — позднем девоне; в Жиргодинском прогибе — в среднем — позднем девоне; в Макаровском — в среднем — позднем девоне; в Хара-Шибирском — в позднем девоне — раннем карбоне; в Марковском — в раннем — среднем девоне, а затем в раннем карбоне. Наиболее обширным было море в середине девонского периода.

Некоторые из прогибов формировались в конце девона — начале карбона (Хара-Шибирский), либо были пространственно совмещены в период девонского и каменноугольного осадконакопления (Марково). Возраст Хара-Шибирского прогиба нами принят девонским, т. е. определен по времени его заложения, формирование же Марковского прогиба рассматривается бициклическим.

В течение карбона и ранней перми морские трансгрессии, как это следует из наличия соответствующей фауны, распространялись как из Борзинского, так и из Даурского прогибов, очевидно, имевших палеогеографические связи через Агинское поле. Иначе развивалась трансгрессия в поздней перми; по В. А. Амантову (1966), она шла со стороны Дальнего Востока, через Большой Хинган и территорию Монголии в Борзинский прогиб.

Приведем краткую характеристику прогибов.

Макаровский прогиб расположен в нижнем течении р. Онон. Судя по сохранившимся фрагментам его внутреннего строения и особенностям литологического состава толщ в его пределах, первичные контуры прогиба были шире. Прогиб простирался по крайней мере до пос. Куэнга (где известны фаунистически охарактеризованные верхнедевонские отложения), наследуя в какой-то мере простирание рифейского Шилкинского прогиба и контролируясь зонами разломов восточного ограничения Агинского массива и Монголо-Охотского шва.

В строении прогиба принимают участие отложения макаровской свиты живетского возраста, определяемого по комплексу органических остатков (брахиоподы, криноидеи, мшанки и т. д.) ольдойского горизонта Дальнего Востока (Модзалевская, 1968), но состав фауны не противоречит и низам франского яруса. Поэтому время формирования Макаровского прогиба принимается в интервале среднего — позднего девона (Амантов, Зорина, 1961 и др.).

Макаровская свита сложена песчаниками, алевролитами с прослоями конгломератов, образующими морскую молассовую формацию. Мощность отложений около 600 м. Внутри прогиба выделяются мелкие изометричные складки северо-восточного простирания с углами падения на крыльях в среднем 30—40°. Одна из них — брахиантиклинальная — расположена в центральной части прогиба, в участке его местного расширения. Дислокации девонских отложений в Макаровском, как и в других орогенных прогибах, отчетливо глыбовые.

Хара-Шибирский прогиб, контролируемый зоной Монголо-Охотского шва, расположен в бассейне Хара-Шибиря и Золтонги. Прогиб выполнен отложениями девона — нижнего карбона, датированных по фауне брахиопод и криноидей (Варламов и др., 1966). В составе отложений принимают участие преимущественно терригенные породы — песчаники, гравелиты, мелкогалечные конгломераты с редкими прослоями кислых эффузивов (кварцевые порфиры). Видимая мощность отложений около 350 м; в формационном отношении они соответствуют морской молассе.

Внутреннее строение прогиба характеризуется рядом простых брахиформных и сундучных складок, на образование которых, как отмечают В. А. Варламов и др., наложил отпечаток жесткий, разбитый к моменту их образования, протерозойский фундамент. В пределах Хара-Шибирского прогиба В. А. Варламовым и др. описывается удлиненная в субширотном направлении брахиантиклинальная складка с углами падения крыльев 20—30°. Строение складки осложнено более мелкими куполовидными структурами, одна из которых описана в правом борту пади Хара-Шибир и имеет ширину 1 км, длину 2 км, углы падения на крыльях 30—40°. В центральных частях складки отмечаются субгоризонтальные залегания (5—10°); у разломов, обычно молодого возраста, осложняющих внутреннее строение прогиба в целом, иногда наблюдаются крутые падения слоев (до 60—70°).

Марковский прогиб расположен на западной окраине Агинского массива, у курорта Дарасун. Выполняющие его отложения отвечают морской молассе (песчаники и алевролиты, подвергшиеся динамометаморфизму, в связи с положением прогиба в зоне долгоживущего Онон-Туринского шва, обновленного, в частности, в мезозое). Среди песчаников в правом борту пади Маркова имеется маломощная линза рифогенных известняков с многочисленными остатками брахиопод, табулят и другой фауны, характерной для эйфельских отложений Кузбасса, по которым возраст толщ прогиба определяется в интервале нижнего — среднего отделов девона. Мощность отложений около 2000 м.

В связи с положением в зоне разлома внутренние дислокации девонских отложений Марковского прогиба представлены узкими, сжатыми складками; крылья их, по данным В. А. Амантова, обнаруживают тенденцию к запрокидыванию на северо-запад, причем отмечается увеличение напряженности дислокаций в сторону долины р. Туры — к зоне Онон-Туринского шва.

В пределы девонского Марковского прогиба в раннем карбоне вновь ингрессировало море, причем продолжалось и формирование структуры прогиба. Однако структуры карбона не унаследовали девонские структуры, а несколько наложился на них, с несовпадением, как отмечает В. А. Амантов, простирающийся складчатых дислокаций девона и карбона. Отложения нижнего карбона в прогибе представлены ритмичным переслаиванием песчаников, конгломератов, гравелитов и алевролитов. Возраст отложений устанавливается по фауне брахиопод и гастропод как турнейский; их мощность около 150 м. Внутреннее строение каменноугольного прогиба характеризуется простотой — намечается моноклираль, падающая на северо-запад. Девонские и каменноугольные отложения Марковского прогиба относятся к морской молассе.

В пределах Агинского массива известны отложения, условно относимые к девону — поле девона (?) у пос. Бытев и некоторые мелкие выходы среди пород акшинско-илинской серии южнее, у государственной границы СССР. Нами все эти отложения включены в состав акшинско-илинской серии пермо-триаса, так как характеристики тех и других отложений очень близки, однако мы допускаем, как и Н. Н. Чабан, возможность их принадлежности к девону (что принципиально не меняет выводов по структуре Агинского массива), к молассам, аналогичным описанным выше.

Рассмотренные выше орогенные прогибы девонского периода, возникли, как отмечалось, по периферии Агинского массива и не были связаны с прогибами, формировавшимися хотя и синхронно, но структурно и палеогеографически обособленно от прогибов Восточного Забайкалья (рис. 8). Девонские прогибы Приаргунья, описываемые ниже, палеогеографически были связаны с герцинидами Большого Хингана.

Жиргодинский прогиб расположен в междуречье нижнего течения Урова и Урюмкана. В структурном отношении прогиб развился на северо-восточном склоне Шилка-Аргунского порога, что обусловило его общее северо-западное простираие, не характерное для структурного плана Забайкалья.

Девонские отложения залегают здесь резко несогласно на допалеозойских структурах и образуют широкую синклиналиную складку, осложненную более мелкими складками брахисинклиналиной формы и разделяющими их узкими антиклинальными гребнями; на крыльях последних отмечаются углы падения до 80°. Помимо этого наблюдается расширение синклинали в северном направлении, сопровождаемое разветвлением структур на три расходящиеся веером ветви. Общие раз-

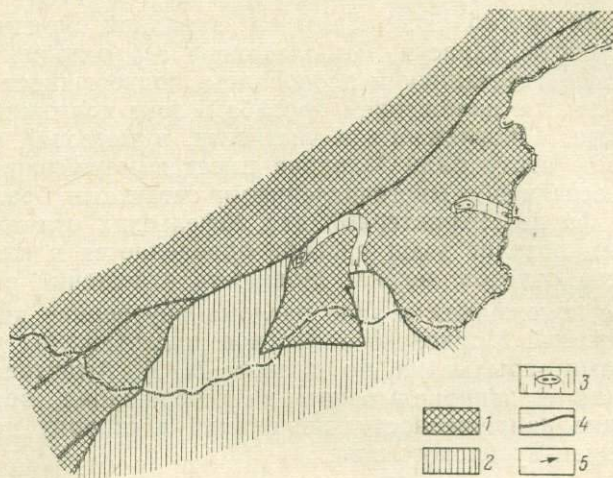


Рис. 8. Палеотектоническая схема Забайкалья в нижнем девоне

1 — структуры рифейского фундамента; 2 — геосинклиналиные прогибы герцинид; 3 — предполагаемые контуры межгорных прогибов с накоплением морских моласс в мульдах; 4 — зоны разломов; 5 — направление трансгрессий

меры прогиба, сохранившиеся в настоящее время, составляют до 200 км в длину и 100 км в ширину.

Выполняющие прогиб отложения представлены преимущественно известняками. В средней части разреза появляются прослои известковистых песчаников и алевролитов, а местами, преимущественно тоже в средней части разреза, песчаники, глинистые сланцы и конгломераты образуют мощные пачки с линзами известняков. Верхняя часть разреза представлена известковистыми конгломератами с редкими прослоями и линзами известковистых песчаников и сланцев. В целом разрез девона общей мощностью около 2000 м отвечает морской молассовой терригенно-карбонатной формации. Возраст отложений (средний — поздний девон) определяется по фауне брахиопод, мшанок и кораллов в средней части разреза, характеризующей живетский — франский ярусы.

В отличие от Жиргодинского прогиба, другая группа одновозрастных ему прогибов развилась на юго-западном склоне поперечного Шилка-Аргунского порога (рис. 9). Девонское море покрывало здесь большую площадь и представляло собой островной бассейн сложных географических очертаний, что характерно для эпиконтинентальных морей жестких массивов (платформ). На фоне островного бассейна — в различных его частях и в разное время — формировались изометричные впадины и узкие прогибы, в которых накапливались толщи мор-

ских моласс (песчаники, известняки, кремнисто-глинистые сланцы, конгломераты и др.). На разделявших эти прогибы пространствах накапливались те же толщи, но гораздо меньшей мощности, которые позднее были эродированы. Конфигурация бассейна постоянно менялась, что видно по разновозрастности базальных слоев девонских отложений в различных частях этой площади.

Вероятно, в раннем девоне возник пролив вдоль Шилка-Аргунского поднятия; тогда же оформился Благодатский прогиб, а в месте пересечения Нерзаводско-Сретенской и Газимурской зон разломов заложился Павловский прогиб. В среднем и позднем девоне унаследован-

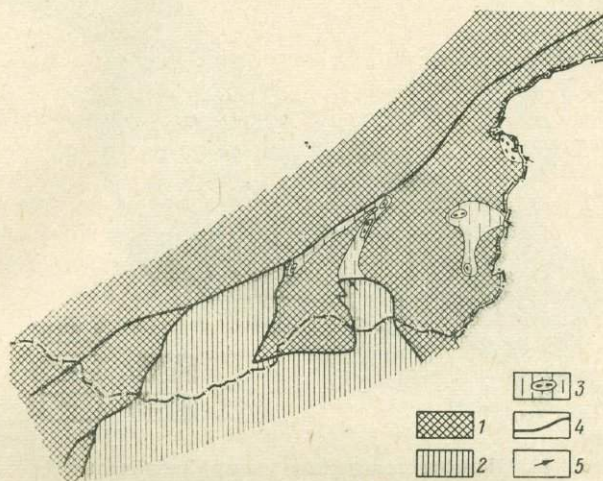


Рис. 9. Палеотектоническая схема Забайкалья в среднем девоне. Условные обозначения те же, что к рис. 8

но развивался лишь Павловский прогиб и вследствие расширения трансгрессии моря к югу (рис. 10) заложился Донинский.

Несмотря на широкое распространение морского режима, в девоне не было сплошного покрытия морем территории Восточного Забайкалья; бассейн отличался расчлененностью, причем в отдельных впадинах накапливались довольно мощные (до 1500 м) толщи морских моласс.

Благодатский прогиб расположен в левом борту р. Аргуни в районе одноименного рудника и выполнен аргиллитами с прослоями туффилов, тонкообломочных туфов, известняков и песчаников благодатской свиты мощностью около 600 м. Возраст толщи фаунистически определен как кобленцкий. Сохранившаяся от эрозии часть отложений, выполняющих прогиб, образует маленький выход на северо-восточном склоне горы Благодатской; судить о внутренней структуре прогиба поэтому не представляется возможным.

В пределах Благодатского прогиба известны континентальные отложения, возраст которых однозначно не установлен. Это толща кварцитовидных песчаников и конгломератов мощностью 300—400 м, относимая условно к нижнему карбону. Здесь же выделяется толща конгломератов, песчаников, алевролитов и аргиллитов мощностью до 500 м, относимая к верхней перми. В формационном отношении отложения девона характеризуют морскую молассу, а условные карбон и пермь — континентальную молассу.

Донинский прогиб, расположенный в окрестностях пос. Доно, выполнен толщей известняков с прослоями песчаников, конгломератов и

алевролитов морской молассовой формации общей мощностью около 1000 м. Возраст отложений определяется по фауне мшанок и брахиопод в интервале верхов живетского — низов франского ярусов. Внутреннее строение прогиба не ясно, поскольку в современном плане от него остались лишь реликты.

Павловский прогиб, расположенный в окрестностях с. Павловка Газимуровского района, заложился одновременно с Благодатским, но развивался в течение всего девона и в раннем карбоне. Разрез отло-

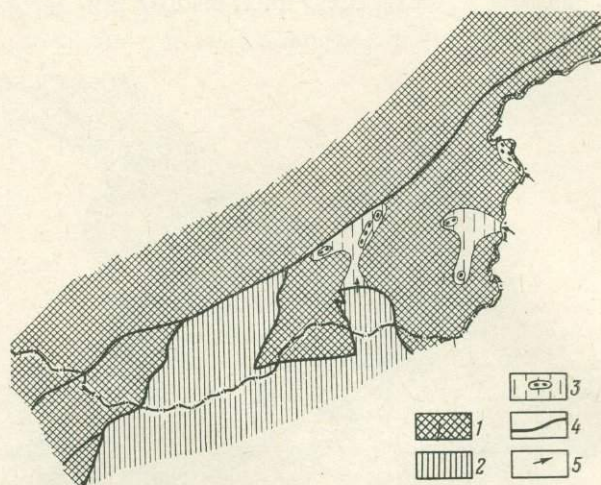


Рис. 10. Палеотектоническая схема Забайкалья в позднем девоне. Условные обозначения те же, что к рис. 8

жений прогиба слагают следующие толщи. Внизу залегает толща органогенных и пелитоморфных известняков с прослоями яшмовидных сланцев тайнинской свиты мощностью 200 м; ее возраст обосновывается фаунистически в интервале кобленцкого — низов эйфельского ярусов. Выше залегают алевролиты с прослоями известняков, содержащих фауну эйфельских криноидей (ильдиканская свита); мощность толщи 410 м. На ильдиканскую свиту согласно ложится яковлевская свита песчаников, алевролитов и известняков с фауной франского и фаменского ярусов; мощность свиты 800 м. Согласно залегающая выше газимурская свита венчает разрез девона. Она сложена песчаниками и алевролитами с фауной турне и визе мощностью 900 м. Общая мощность сводного разреза девонских отложений прогиба 2300 м.

Описанные толщи принадлежат к морской молассовой терригенно-карбонатной формации, накапливавшейся в длительно и унаследованно развивавшемся прогибе. Внутреннее его строение характеризуется наличием ряда брахискладок, осложненных разломами, преимущественно мезозойского возраста.

Описанная палеотектоническая и палеогеографическая обстановка девонского периода несколько видоизменилась в карбоне, когда стали оформляться преимущественно приразломные прогибы вдоль долгоживущих зон разломов (рис. 11). Все они заложились в раннем карбоне на древнем основании. Только в Павловском прогибе устанавливается преобладание осадконакопления от девона к карбону, но лишь в западной его части, в которую морская трансгрессия в карбоне проникла из Борзинского прогиба герцинид. Сформировавшийся в результате этого Шахтаминский каменноугольный прогиб большей своей частью расположен на древнем основании. Все остальные морские

прогибы карбонового периода четко локализованы вдоль зоны Монголо-Охотского шва и по разломам, окаймляющим Агинский массив. За пределами этих зон шло осадконакопление в континентальных условиях — в мелких, изолированных межгорных прогибах.

Шахтаминский прогиб расположен в бассейне верхнего течения Унды и Газимура. Контуры прогиба, очерченные на прилагаемых схемах, условные и проведены, как и для других прогибов, по сохранившимся выходам карбона в современном плане с учетом некоторых косвенных признаков, преимущественно тектонических и литолого-фациальных.

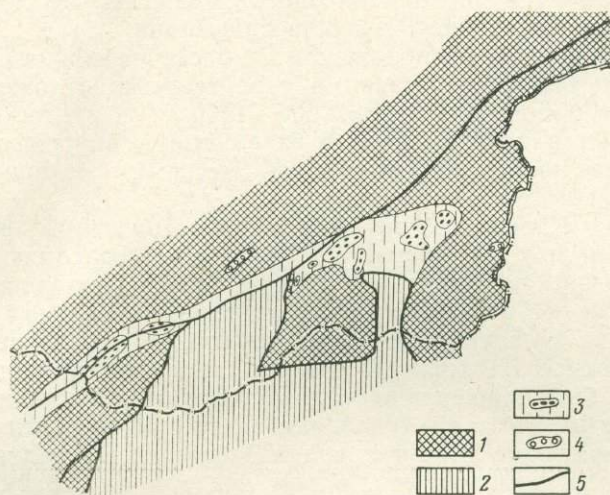


Рис. 11. Палеотектоническая схема Забайкалья в карбоне и перми

1 — структуры рифейского фундамента; 2 — геосинклинальные прогибы герцинид; 3 — предполагаемые контуры межгорных прогибов с накоплением морских моласс в мульдах; 4 — предполагаемые контуры межгорных прогибов с накоплением континентальных моласс в мульдах; 5 — зоны разломов

В частности, по направлению на север и запад к бортам прогиба в разрезе газимуро-заводской свиты нижнего карбона (турне) отмечается увеличение роли песчаников и глинистых сланцев, известняки же образуют здесь лишь отдельные прослои, в то время как на востоке и в центральной части прогиба они приобретают существенное значение в разрезах. Тем самым можно предположить, что наиболее прогнутая часть прогиба находилась вблизи зоны Газимурского разлома. Это предположение подчеркивается и сравнением мощностей разрезов газимуро-заводской свиты в разных частях прогиба — в периферийных частях они достигают 1000—1300 м, а в центральной части до 2000 м (район Шелопугино, верховья р. Б. Ильдикан и т. д.).

Газимуро-заводская свита, выполняющая прогиб, в целом представлена терригенными морскими отложениями (алевролиты, песчаники, конгломераты, мергели) и известняками и может быть отнесена к морской молассе. Возраст отложений определяется по фауне брахиопод, мшанок и трилобитов турнейского яруса, весь же возрастной интервал обычно принимается в пределах нижнего карбона. Внутреннее строение прогиба характеризуется рядом изометричных складок глыбовой природы, осложненных разломами в последующую геологическую историю.

Аргалейский прогиб расположен в зоне стыка Агинского массива с Шилкинским шовным прогибом, то есть приурочен к долгоживущему

Онон-Борзинскому глубинному разлому. Выполняющая прогиб аргалейская свита мощностью около 700 м сложена алевролитами, песчаниками с прослоями и линзами известняков и содержит фауну нижнего карбона (турнейский ярус); в формационном отношении отложения отвечают морской молассе. Внутреннее строение прогиба характеризуется наличием в его южной части сжатых складок субмеридионального простирания, плавно раскрывающихся на север, где слои, постепенно приобретая северо-западное и северо-восточное простирание, образуют пологопадающую на север, дугообразно изогнутую моноклираль. Лишь у разломов можно наблюдать крутое залегание слоев (до 70°), однако вне разломов дислокации слоев плавные, что хорошо видно в обрывах р. Онон ниже пос. Цугуловский Дацан.

Чиронский прогиб, расположенный в бассейне нижнего течения Ингоды и Онона, выполнен морскими терригенными отложениями (морская моласса) мощностью около 1000—1500 м. В их составе преобладают песчаники и конгломераты — базальные и внутрiformационные; в гальках базальных конгломератов — местный материал (породы ононской серии).

Отложения Чиронского прогиба охарактеризованы фаунистически (брахиоподы и др.), но возрастной диапазон выполняющих прогиб толщ до сих пор дискутируется. Долгое время считалось, что фауна Чиронского, как и Гутайского прогибов, имея бореальный облик, чрезвычайно сходна с фауной из низов верхоянского комплекса в горах Хараулах (Южное Верхоянье), где она характеризует пермь. В последние годы был проведен пересмотр возраста отложений Верхоянья с удревнением их до среднего карбона. Подвергся пересмотру и возраст отложений Чиронского и других полей Забайкалья. Анализ материалов по региональной стратиграфии, в том числе и биостратиграфический, проведенный В. А. Амантовым, Г. В. Котляром и Л. И. Попеко (1966), позволил установить, что низы чиронской серии (тутхалтуйская и часть хара-шибирской свиты) должны быть отнесены к намюрскому и башкирскому ярусам, верхняя же часть хара-шибирской и шазагайтуйской свит принадлежит московскому ярусу и верхнему карбону. Завершающая разрез чиронской серии жипхошинская свита (песчаники, алевролиты, линзы конгломератов) содержит фауну раннепермских брахиопод и криноидей, сопоставляемых с раннепермскими комплексами Верхоянья и других районов.

Таким образом, время заложения Чиронского прогиба не совпадает со временем заложения Аргалейского, Шахтаминского и Марковского прогибов, начавших формироваться в турне. Вместе с тем синхронно с Чиронским прогибом в намюре возникли Мергенский, Гутайский и другие прогибы, расположенные в зоне Монголо-Охотского шва. При этом отмечается удревнение возраста базальных слоев каменноугольных отложений по направлению на запад, в Монголию, где у местечка Урмугтей-Ула В. А. Бобровым и В. А. Амантовым описан разрез каменноугольных отложений от турне до среднего карбона включительно.

Тем самым намечаются две группы каменноугольных прогибов — ранние, связанные с воздействием тектонических процессов из геосинклинальных прогибов Хангайских герцинид, и поздние, связанные с оживлением Монголо-Охотского шва, произошедшим несколько позже (в Забайкалье в намюре). Среди этих прогибов наиболее длительно развивался Чиронский, — вероятно, в виде существенно замкнутого, остаточного прогиба, о чем свидетельствует однообразный видовой состав фауны.

Внутреннее строение Чиронского прогиба характеризуется рядом асимметричных складок северо-восточного простирания, мульдового и брахиформного типа. Общее строение прогиба синклинальное, в совре-

менном плане сильно нарушенное сбросами и надвигами. Крылья мелких складок иногда осложнены складками высших порядков, запрокидывающихся на северо-запад; углы падения на крыльях складок в среднем 30—40° и крутые, как правило, у разломов. В зоне стыка структур Чиронского и Ингодинского (заложившегося в позднем триасе) прогибов отмечается система чешуйчатых надвигов, в результате чего имеет место вклинивание триасовых песчаников с фауной в фаунистически охарактеризованные отложения верхнего палеозоя (Луцицкий, 1954).

Мергеньский прогиб расположен в зоне Монголо-Охотского шва, в левом борту долины р. Чикой, в приустьевой части р. Мергень. Прогиб выполнен отложениями гутайской свиты, сложенной песчаниками, с прослоями и линзами конгломератов и алевролитов (морская моласса) мощностью около 1200 м. Возраст отложений свиты в настоящее время определяется как намюрский — среднекаменноугольный. Прогиб составляет часть одной протяженной системы приразломных каменноугольных прогибов, протягивающихся из Монголии до низовьев р. Онон почти на 1200 км. Внутреннее строение этой приразломной системы характеризовалось наличием ряда изометричных более мелких прогибов, разделенных участками относительных поднятий. С последних отложения карбона были позднее смыты, а в прогибах, часто унаследованно развивавшихся и в мезозое, сохранились по сей день.

Заложение Мергеньского, как и других, сходных с ним прогибов, произошло на жестком фундаменте рифейд и было неглубоким; соответственно морфология внутренних структур этих прогибов отчетливо глыбовая. В Мергеньском прогибе выявляется простая моноклираль северо-западного простирания, соответствующего местному изменению направления Монголо-Охотского шва. Моноклираль представляет собой юго-западное крыло простой синклинали, северо-восточное крыло которой ныне размыто. Углы падения слоев 40°, с постепенным выполаживанием в сторону ядра до 30°.

Гутайский прогиб расположен в среднем течении Чикоя и выделяется по ряду разрозненных выходов фаунистически охарактеризованных каменноугольных отложений у селений Байхор, Гремячка, Маргинтуй, Гутай и т. д. Состав, возраст и формационная принадлежность отложений Гутайского прогиба те же, что и Мергеньского. Внутреннее строение прогиба характеризуется наличием ряда мелких простых изометричных складок, одна из которых хорошо прослежена у горы Зарод. В западном направлении полоса выходов карбона продолжается в Монголии, где эти отложения развиты более широко и полно.

Улетский прогиб расположен в водораздельной части Малханского хребта, в бассейне верховьев рек Улетка Ингодинская и Улетка Хилокская. В его строении принимают участие континентальные песчано-глинистые отложения с прослоями эффузивов, выделенные в ортинкскую свиту карбона по растительным остаткам. Мощность свиты около 2000 м. В формационном отношении свита отвечает континентальной молассе.

Улетский прогиб структурно располагается в зоне сопряжения салаирского Уда-Витимского прогиба и рифейских структур Малханской зоны. Внутреннее строение Улетского прогиба характеризуется простыми складками с углами падения на их крыльях 20—40°. В. В. Старченко и другие отмечают в прогибе пологие надвиги.

В заключение характеристики структур орогенного этапа развития рифейд следует отметить наиболее важные черты их строения. Этап формирования орогенных прогибов на рифеидах представляет собой длительный непрерывно-прерывистый процесс без рубежей, принципиально изменяющих ход истории тектонического развития. При этом орогенные прогибы, как правило, не совмещены друг с другом пространственно, в связи с чем сформировавшийся в палеозое орогенный

комплекс формаций характеризуется преимущественно морскими молассами и многоярусным строением сводного разреза, что приводило к общей впечатляющей мощности сводного разреза (до 8—10 км). Последнее, помимо прочих признаков, ныне пересмотренных, и явилось поводом для выделения в пределах рассматриваемых древних структур Забайкалья геосинклинальной зоны каледонид и якобы широко развитых герцинид. Однако в действительности мощность молассового комплекса в пределах каждого конкретного прогиба нигде не превышает 2000 м, а иногда составляет несколько сот или даже десятков метров; не менее примечателен и факт практически полной амагматичности всего палеозойского этапа развития Забайкалья, исключая рассматриваемые ниже регенерированные герциниды Даурского и отчасти Борзинского прогибов¹.

Нижнекембрийские отложения как наиболее древние из комплекса молассовых отложений залегают со структурным несогласием, четко отбивая нижнюю границу молассового комплекса от собственно геосинклинального, докембрийского. Преимущественным распространением среди орогенных комплексов пользуются морские молассы — песчаники, алевролиты, конгломераты и известняки, имеются, однако, и континентальные молассы каменноугольного и пермского возраста, представленные конгломератами, песчаниками и алевролитами (см. табл. 1). Маломощные прослои (от 5 до 50 м) кислых (кварцевые порфиры) эффузивов известны среди кембрийских отложений (Георгиевский прогиб) и верхнедевонских — нижнекаменноугольных отложений (Хара-Шибирский прогиб).

Межгорные орогенные прогибы на рифеидах в своем пространственном размещении тяготеют к геосинклинальным зонам, синхронно с которыми они развивались, а также к зоне Монголо-Охотского шва, и тем самым выступают как отчетливо-выраженные резонансно-тектонические структуры, по Ю. М. Пушаровскому (1969), или структуры индукционного образования (Алтухов, Смирнов, Булдаков, 1968). При этом среди орогенных структур на рифеидах Забайкалья структуры собственно инверсионного этапа, по-видимому, отсутствуют, ибо на возможный период их формирования падает тектоно-денудационный перерыв между кембрием и докембрием, длившийся, как и в других частях рифейской системы, около 100 млн. лет.

Примечательно, что в зонах, удаленных от развивающихся геосинклиналей, орогенные структуры, как правило, не формировались и тектоническое развитие протекало в условиях эпигеосинклинального поднятия (в частности, Мензинский (Даурский) структурный регион).

Орогенные структуры преимущественно представлены мелкими изометричными наложенными прогибами, возникшими в условиях островного открытого моря, и лишь кембрийский прогиб отличался отчетливой вытянутостью в северо-восточном направлении. Внутреннее строение межгорных прогибов характеризуется простотой, обычно в их пределах выделяются широкие синклинали с углами падения на крыльях в среднем 30—40°.

Характернейшим признаком палеозойской тектонической истории на площади рифеид является отсутствие общего, с развивавшимися по соседству геосинклиналями герцинид Большого Хингана и Хангай-Даурской области, прогибания земной поверхности; соответственно формировавшиеся в это время наложенные прогибы Забайкалья накладывались на разнотипные структуры фундамента, отчетливо тяготея к крайним частям области завершенной рифейской складчатости. Все это от-

¹ Возраст широко выделявшихся ранее на территории Восточного Забайкалья каменноугольных гранитоидов в настоящее время многими пересматривается (Канищев, 1963 и др.).

вечает орогенному эпигеосинклинальному этапу развития (Херасков, 1967 и др.).

Представление М. С. Нагибиной (1963) и других геологов об отсутствии принципиальных рубежей в палеозойской истории на площади Забайкалья было по существу справедливым, но широкое выделение «герцинид» привело к ошибочному выводу о широком же развитии каменноугольного геосинклинального магматизма, что ныне большинством геологов обоснованно ставится под сомнение. В связи с изложенным полезно пересмотреть и интерпретация тектонических структур, так как палеозойские осадочные комплексы Забайкалья образованы рядом не геоантиклинальных, а орогенных эпигеосинклинальных формаций. Время начала формирования последних (кембрий или венд³) являлось значительно более ранним, чем время заложения регенерированной геосинклинали поздних герцинид Даурии и Борзинского района (период собственно геосинклинального этапа развития девон — ранняя пермь). Представлению о герцинском возрасте всех структур Забайкалья противоречит отсутствие на подавляющей части его площади прогибов и впадин, выполненных молассовыми комплексами пермотриаса, в то время как в пределах Даурского прогиба герцинид и в краевых частях его рамы пермо-триасовые молассы пользуются широким распространением.

К выводу об отсутствии в Забайкалье единого прогиба герцинид пришел и А. Ф. Мушников (1968), считающий, что в среднем палеозое, после крупного перерыва, здесь формировались лишь узкие линейные прогибы, разделенные значительными поднятиями, причем частные прогибы девона и карбона в большинстве случаев пространственно не совпадали.

Судя по опубликованным материалам по геологии Северной Монголии (Бобров, 1961; Бобров, Модзалевская, 1964; Амантов, Матросов, 1961; Хасин, Борзаковский, 1966 и др.), там тоже широко развиты палеозойские формации, сложенные субаэральными эффузивными и субконтинентальными пестроцветными толщами, участвующими, как и в Забайкалье, в строении наложенных мульд. По нашим представлениям, все это характеризует орогенный эпигеосинклинальный этап развития рифеид; в понимании Р. А. Хасина (1966) это эпигеосинклинальный этап развития геоантиклинальных поднятий каледонид, а по Л. П. Зоненшайну (1967) — орогенные геоантиклинальные образования герцинид (варисцид). Данные Л. П. Зоненшайна (1968) по Восточно-Монгольской и Средне-Гобийской зонам представляют большой интерес, поскольку им рисуется весьма сходная с Забайкальем тектоническая картина. Так, девонские и каменноугольные отложения представлены там морскими терригенными, карбонатными и вулканогенными толщами, залегающими в разобщенных и почти не связанных между собой прогибах, причем одни из таких прогибов выполнены только нижним девоном, другие только средним девоном или нижним карбоном. Именно такая обстановка характерна и для Забайкалья. Она свидетельствует об орогенном эпигеосинклинальном этапе развития. Видимо, таким же был режим развития и в структурных зонах Монголии, переходящих по простиранию на территорию Забайкалья.

Наиболее длительно и активно орогенные структуры формировались на площади Приаргунского геоантиклинального поднятия, которое на протяжении палеозоя разными своими частями вовлекалось в процесс опускания. Поэтому помимо эпизодических «мигрирующих» прогибов в пределах Благодатско-Шахтаминского блока формировались и орогенные прогибы унаследованно-совмещенного типа, что, в частности, сыграло решающую роль в определении металлогенической зональности этой структуры. В отличие от Приаргунского поднятия значительная часть геосинклинальных прогибов рифеид развивалась в палеозое в режиме устойчивого эпигеосинклинального поднятия.

Для целей металлогенического анализа нами предпринята попытка классификации не самих орогенных структур (как это обычно делается), а первичных, геосинклинальных, структур рифеид по типу их развития в эпигеосинклинальном этапе. При этом можно выделить:

1) геоантиклинальные поднятия рифеид и их части, приобретшие в палеозое стабильность (эпигеосинклинальные унаследованные поднятия). К ним относятся Усть-Уровский, Усть-Будюмканский и Урулюн-

гуетский блоки Приаргунского поднятия, Агинский и Маклакано-Могочинский срединные массивы и некоторые блоки Малханского поднятия;

2) геоантиклинальные поднятия, в орогенном этапе приобретшие относительную подвижность (эпигеосинклинальные инверсионные поднятия). К ним в пределах Приаргунского поднятия относятся Благодатско-Шахтаминский блок, на котором в палеозое длительное время формировались межгорные прогибы;

3) геосинклинальные прогибы, в орогенном этапе приобретшие стабильность (эпигеосинклинальные инверсионные прогибы). К этой группе относятся почти все прогибы рифеид, кроме северного борта Куналейского и западной части Шилкинского;

4) геосинклинальные прогибы, в орогенном этапе испытавшие существенные опускания (эпигеосинклинальные унаследованные прогибы). К ним относятся северный борт Куналейского и западная часть Шилкинского прогибов.

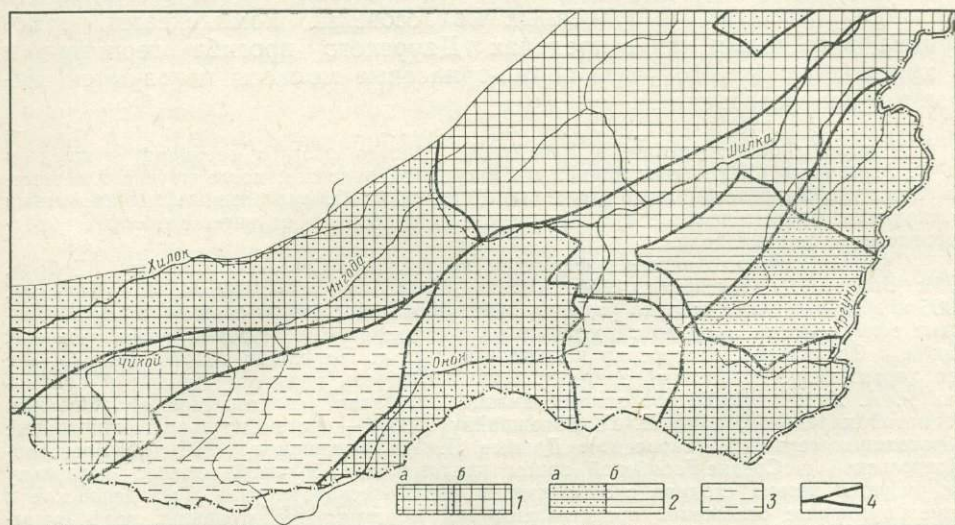


Рис. 12. Схема тектонического расчленения рифеид Забайкалья в палеозое
1 — области устойчивого воздымания (а — унаследованные эпигеосинклинальные поднятия, б — обращенные эпигеосинклинальные поднятия); 2 — области устойчивого прогибания (а — обращенные эпигеосинклинальные прогибы, б — унаследованные эпигеосинклинальные прогибы); 3 — регенерированные геосинклинальные прогибы герцинид; 4 — зоны разломов

Из анализа карты тектонического расчленения рифеид в орогенном этапе видно (рис. 12), что в ряде случаев тогда произошло как бы обращение режима тектонического развития, наблюдавшегося в собственно геосинклинальном этапе, и соответственно специфика развития рифейских структур в орогенном эпигеосинклинальном этапе оказала влияние на характер металлогенической специализации отдельных территорий в эпоху мезозойской тектонической активизации. В этой связи пока следует лишь отметить, что в процессе палеозойского орогенного развития границы между различными типами структур рифеид (границы блоков земной коры с различным строением) как бы «стерлись», и в значительной мере прекратили активное существование, т. е. произошла «гомогенизация» строения земной коры под ними. Вследствие этого ареалы распространения различных типов эндогенных месторождений Забайкалья, в основной массе принадлежащих мезозойской металлогенической эпохе, четко не контролируются первичными геосинклинальными (рифейскими) структурами.

РЕГЕНЕРИРОВАННЫЕ САЛАИРИДЫ

Как выше уже отмечалось, на территории собственно Монголо-Охотского пояса салаирических структур нет. Не являются ими и структуры Малханской зоны, где И. Н. Фоминым и В. А. Фоминой (1968) выделяется краевая геосинклинальная зона салаиридов, якобы отделяющая Алтае-Саянские ветви от Забайкальских (Даурско-Ононской и т. д.). Поводом для такой интерпретации структур Малханской зоны явилось признание кембрийского возраста катаевской вулканогенно-сланцевой толщи. Однако выше было показано, что эта толща принадлежит верхнему докембрию и относится к орогенной геосинклинальной формации. Поэтому трактовка Малханской зоны как кордильеры или геосинклинального поднятия салаиридов, по-видимому, ошибочна.

Салаириды выделяются лишь севернее Малханской зоны, в Бурятии, где известен Уда-Витимский, или Селенгино-Витимский, прогиб. Строение его и характеристика формационного ряда здесь не рассматриваются.

Собственно каледонские структуры на территории Забайкалья тоже отсутствуют; нет их и в прилежащих регионах. На период главного геосинклинального этапа развития каледонид здесь падает общий перерыв осадконакопления. В частности, на территории Забайкалья отсутствуют отложения кембрия, ордовика и силура. Лишь в Приаргунье, расположенном на границе с длительно развивающимися структурами герцинид Большого Хингана (заложившихся, видимо, в начале палеозоя), выделяются отложения нижнего кембрия и силура, локализованные в наложенных индукционных межгорных прогибах.

Интересно отметить, что каледонский этап развития на востоке Азии вообще проявлен слабо, а там, где он выражен, каледонские движения лишь завершают предыдущие этапы геосинклинального развития (формирование остаточных прогибов). На западе Центральной Азии каледониды проявлены широко и полно и по представлениям некоторых исследователей каледонские движения явились там начальным этапом формирования структурного плана герцинид (Шейнманн, 1958; Ицксон, Музылев, 1963 и др.).

РЕГЕНЕРИРОВАННЫЕ ГЕРЦИНИДЫ

Структуры герцинид в Забайкалье выделяются уже давно и традиционно. Выше было показано, что в настоящее время вопрос об этих структурах необходимо существенно пересмотреть, и к собственно герцинидам в Забайкалье нами отнесены только Даурский и Борзинский прогибы, обрамляющие с востока и запада древний Агинский срединный массив и составляющие лишь часть крупной, развитой в Монголии Хангай-Даурской герцинической геосинклинальной системы.

При рассмотрении Хангай-Даурской системы в целом возникает вопрос о ее классификационной принадлежности, поскольку она отличается от герцинид Южной Монголии как временем развития, так и формациями, участвующими в строении ее отдельных структурных зон.

В Южно-Монгольской зоне герцинид разрез собственно геосинклинального комплекса охватывает интервал времени от нижнего палеозоя до конца нижнего карбона. В разрезе комплекса преобладают вулканогенные отложения в сочетании с кремнисто-сланцевыми, карбонатными и граувакковыми толщами, среди же вулканогенных пород преобладают лавы основного состава, с которыми ассоциируют гипербазиты; складкообразовательные движения прошли до среднего карбона, в связи с чем между верхним палеозоем и нижним карбоном фиксируется структурное несогласие (Зоненшайн, 1967 и др.). По возрасту складчатости Южно-Монгольские герциниды тождественны западноевропейским (ренидам).

Существенно иными как по строению, так и по времени развития являются герциниды Хангай-Даурской системы. Разрез главного геосинклинального комплекса отложений представлен здесь монотонной терригенной толщей с прослоями эффузивов и яшм, отвечающей девону (возможно, и некоторой части силура), карбону и нижней перми. Пермо-триасовые отложения представлены уже молассовыми комплексами и локализованы в наложенных межгорных впадинах. Тем самым возраст складчатости Хангай-Даурской геосинклинальной системы в целом определяется как допозднепермский.

Л. П. Зоненшайн, анализируя материалы по складчатым поясам Евразии и Америки, пришел к выводу, что Хангай-Даурская система герцинид должна быть отнесена к категории структур, входящих в состав мозаичных складчатых областей, именуемых терригенными геосинклиналями, в отличие от вулканогенных геосинклиналей и особенно миогеосинклиналей. Последние свойственны лишь линейным системам и располагаются в краевых частях геосинклинальных областей по границе с платформами.

Терригенные геосинклинали принципиально отличаются от миогеосинклиналей по ряду признаков. Главными признаками терригенных геосинклиналей по Л. П. Зоненшайну являются: 1) их расположение преимущественно во внутренних частях геосинклинальных областей; 2) начальный магматизм, хотя и слабо проявленный; 3) интенсивный синорогенный и субсеквентный магматизм, в частности гранитоидные интрузии; 4) метаморфизм, местами весьма значительный; 5) геологические формации типично геосинклинальные с преобладанием мощных и однообразных терригенных и кремнисто-терригенных; 6) длительный и унаследованный процесс складчатости, мигрирующей от краев к центру; 7) интенсивная и равномерно распределенная по всей площади складчатость; 8) несогласное перекрытие наложенными орогенными структурами.

Практически терригенные зоны часто именуются миогеосинклинальными, но в силу перечисленных признаков к последним никак нельзя отнести Хангай-Даурские герциниды, поскольку для типичных миогеосинклиналей характерны другие признаки. Среди этих признаков Л. П. Зоненшайн называет: 1) расположение только в краевых частях геосинклинальных областей — по границе с платформами; 2) магматические проявления отсутствуют или крайне слабы; 3) метаморфизм отсутствует; 4) преобладают геологические формации платформенного типа; 5) складчатость наложена, оторвана во времени от седиментации и мигрирует от оси миогеосинклинали к ее краям, причем ее интенсивность резко убывает по направлению к платформе; 6) геосинклинали наследуются краевыми прогибами.

Исходя из изложенного Даурский и Борзинский прогибы Забайкалья по ряду их характеристик отвечают терригенным геосинклиналям, по Л. П. Зоненшайну, но эти прогибы одновременно обладают и специфическими чертами развития и строения, не свойственными терригенным геосинклиналям, в том числе и Центральной Азии. Например, для Даурского и Борзинского прогибов характерна миграция осей прогибов с запада на восток, в связи с чем в орогенном этапе развития межгорный пермо-триасовый прогиб «накатился» на жесткий Агинский массив.

По времени завершения накопления формаций геосинклинального класса (P_1) герциниды Хангай-Даурской системы относятся к поздним, в отличие от ранних вулканогенных Южно-Монгольских, замкнувшихся в раннем карбоне. Относительно территории МНР, где расположена большая часть Хангай-Даурской системы герцинид, в настоящее время дискутируется вопрос о возрасте ее складчатости (Зайцев, Моссаковский и др., 1969; Филиппова, 1969 и др.). Имеются указания и на пере-

смотр возраста верхней части разреза ингодинской серии даурской части (зоны) этой системы (рябиновская свита) в сторону ее удревнения до карбона. По нашему мнению, попытки пересмотра возраста верхней части разреза ингодинской серии являются неоправданными, поскольку в раннепермское время, как и в более позднее, существовала палеогеографическая связь Даурского прогиба с Чиронским межгорным прогибом, с одной стороны, и прогибами того же возраста на территории МНР, с другой. Признание более древним возраста ингодинской серии приведет к «изоляции» морских раннепермских прогибов и их искусственному отторжению от материнской геосинклинали. Заметим также, что в борзинской части прогиба тех же герцинид тоже известны отложения ранней перми, хотя и в неясном пока структурном положении.

Специфичным является также и пространственное расположение Хангай-Даурских герцинид. Если герцинские структуры Алтае-Саянской области обрамляют по периферии каледониды, располагаясь в последовательном ряду складчатых зон, окаймляющих Сибирскую платформу с юго-запада, то Хангай-Даурская геосинклиналичная система герцинид резко наложена на рифейды, ограничивающие ее со всех сторон и выступающие на поверхность в виде горстов в ее внутренних частях. Местоположение геосинклиналичной системы было намечено гораздо раньше времени ее заложения, еще в кембрии, когда возникла система шовных прогибов (подобных современному байкальскому рифту), ныне окаймляющих ее прерывистой дугой с юга и запада.

Слабое развитие в герцинидах основных интрузий и широкое — кислых, несомненно, свидетельствует о сиалическом типе фундамента, на котором была заложена Хангай-Даурская геосинклиналичная система, о чем говорит и сам терригенный ее характер.

В процессе замыкания герцинской геосинклиналичной системы в поднятие вовлекались и смежные территории, что следует из широкого распространения пермо-триасовых позднегеосинклиналичных гранитоидных интрузий за пределами собственно геосинклиналичной системы. Одновременно в пермо-триасе западная окраина Агинского срединного массива была вовлечена в погружение в качестве компенсации поднятия Даурской зоны герцинид, и на краю массива возник крупный (идиоморфный, по терминологии В. В. Белоусова) прогиб, который может также рассматриваться в качестве краевого прогиба герцинид.

Структуры собственно геосинклиналичного этапа развития герцинид

Даурский прогиб

Рассматриваемая структура расположена в Зачикойской Даурии и в плане представляет собой изометричный, треугольной формы прогиб, вытягивающийся на северо-восток. С северо-запада он ограничен Куналейским разломом, а с юго-востока — Онон-Туринским. Заложение прогиба происходило не одновременно по всей площади, а отдельными частями, постепенно смещавшимися в сторону Агинского массива. В связи с таким смещением, а также по некоторым признакам строения выполняющих его толщ представляется возможность произвести внутреннее расчленение прогиба на частные краевые геоантиклиналичные поднятия и осевой прогиб. Последний выполнен комплексом осадков наиболее широкого возрастного диапазона, наиболее мощным и «геосинклиналичным», в отличие от выделяемых с северо-запада и юго-востока геоантиклиналичных поднятий, где разрез отложений среднего — верхнего палеозоя сокращен по полноте и мощности, т. е. более «геоантиклиналичен».

Северо-Даурское геоантиклиналичное поднятие выделяется на северо-западе Даурских герцинид. Контуры его, как и других внутренних

структур, условны, так как выполняющие его толщи сохранились фрагментарно. Северная граница поднятия проходит по зоне Куналейского разлома, а южная — ограничивается зоной разломов, протягивающейся параллельно Куналейскому из верховьев р. Большой (правый приток р. Мензы) к верхнеюрскому покрову междуречья Или — Урея.

Северо-Даурское поднятие выполнено отложениями девона, карбона и нижней перми. К девону нами относится асаканская (агуцинская) свита, ныне неоправданно выделяемая в условный кембрий. Литологический состав свиты в пределах поднятия характеризуется существенной ролью в разрезе гравелитов, конгломератов и песчаников. По направлению на юго-восток они замещаются алевролитами.

Вышележащие отложения обычно выделяются в ингодинскую серию, в состав которой нами включается и асаканская свита. На последней без видимого несогласия залегают киркунская, или горначихинская (C_{1-2}), дабан-горхонская (C_{1-2}) и рябиновская ($C_2—P_1$) свиты. В пределах поднятия эти свиты сложены песчаниками, конгломератами с прослоями кремнистых пород, андезитовых и диабазовых порфиринов (дабан-горхонская свита) и кислых эффузивов (горначихинская свита). Общая мощность разреза геосинклинального комплекса около 2500 м.

Возраст отложений киркунской свиты определяется по фауне мшанок, брахиопод и криноидей, собранных в пади Баян-Булак, как послетурнейский. В верховьях р. Ингоды в отложениях верхов дабан-горхонской свиты известны остатки растений, характерных для нижнего карбона, в рябиновской свите обнаружены нижнепермские фораминиферы. Тем самым возраст ингодинской серии в целом определяется в интервале девон — нижняя пермь.

Внутреннее строение поднятия характеризуется рядом линейных складок северо-восточного простирания, часто симметричных. Выделяется несколько синклинориев и антиклинориев. В юго-западном направлении, по данным В. В. Старченко и других, намечается обтекание палеозойскими складками выступа Мензинского массива.

Южно-Даурское геоантиклинальное поднятие выделяется на юго-западе Даурского прогиба герцинид. Западная его граница проходит по Оленгуй-Былыринской зоне разломов, а восточная — по Онон-Туринскому тектоническому шву. Разрез отложений геосинклинального комплекса этой структуры характеризуется неполнотой и сокращенной мощностью, причем в ее пределах выступают на поверхность и глыбы фундамента. В процессе развития геосинклинали эти глыбы, видимо, испытали неглубокое погружение. Как и в Северо-Даурском поднятии, в составе отложений, слагающих Южно-Даурское поднятие, преобладают песчаники и конгломераты при подчиненной роли эффузивов и кремнистых пород. Ориентировочно мощность отложений оценивается в 2000—2500 м. Возраст их определяется в интервале девон — нижняя пермь по аналогии с вышеизложенным обоснованием его в Северо-Даурском поднятии. Внутреннее строение поднятия характеризуется наличием складок северо-восточного и субширотного простирания, отличающихся более простыми дислокациями, чем в смежном Даурском прогибе.

Блоки фундамента Агинского массива, вовлеченные в процесс геосинклинального погружения, подверглись интенсивной переработке, развившейся преимущественно в дроблении. В дальнейшем зоны разломов фундамента, частично перекрытого толщами пермо-карбона, явились магмоконтролирующими структурами, к которым приурочились пермо-триасовые и мезозойские гранитоиды.

Даурский осевой геосинклинальный прогиб выделяется в центральной части системы поздних герцинид. В отличие от смежных с ним краевых поднятий в его строении участвуют существенно кремнисто-вулканогенные толщи с прослоями филлитовидных сланцев, песчаников и

линзами конгломератов; среди эффузивов отмечаются андезитовые и диабазовые порфириты. Отложения прогиба относятся к черносланцевой формации; их общая мощность оценивается до 6000 м.

Внутреннее строение прогиба характеризуется наличием сложных линейных складок близширотного и северо-восточного простирания. Широко распространены изоклинальные складки, крылья которых иногда запрокинуты на север и северо-запад. В пределах прогиба намечается несколько крупных синклиналей и антиклиналей.

Описанные структуры герцинид Даурской зоны прослежены Р. А. Хасиным и другими геологами в пределах Хангай-Хэнтэйской части прогиба.

Борзинский прогиб

Борзинский прогиб герцинид обрамляет Агинский срединный массив с востока. Строение его отличается большей сложностью, чем Даурского, хотя основные черты Даурского прогиба повторяются и в нем, причем также устанавливается последовательное во времени смещение его оси с запада на восток. Однако разрез Борзинского прогиба характеризуется прерывистостью, большим периодом развития — от девона до верхней перми включительно и значительной ролью вулканогенных толщ в различных его частях. Примечательно также — в отличие от Даурского прогиба — отсутствие в нем орогенных эпигеосинклинальных образований. По типу выполняющих прогиб формаций его нельзя считать терригенным, что уточняет общую характеристику Хангай-Даурской системы герцинид, данную нами выше.

Пространственное смещение оси прогиба во времени подчеркивается относительно четким литологическим и структурным расчленением разреза его отложений на три яруса, каждый из которых фиксирует отдельные стадии развития этого прогиба. В каждую из таких стадий происходило формирование частных прогибов, последовательно накладывавшихся на краевые части структур, сформированных в предыдущую стадию развития при общей тенденции к миграции геосинклинального процесса с запада на восток.

Девонские отложения, участвующие в строении прогиба, выделяются в усть-борзинскую свиту, сложенную глинисто-кремнистыми и филлитовидными сланцами, эффузивами среднего, основного и кислого состава и яшмами; песчаники образуют в составе свиты редкие прослои, а известняки представлены рифогенными фациями. Мощность разреза девона около 2000 м. Возраст отложений обоснован палеонтологически, однако возрастные интервалы пока точно не датированы. Установлено, что в составе усть-борзинской свиты нет отложений древнее девона, верхний же возрастной предел усть-борзинской свиты большинством исследователей принимается условно как среднедевонский, а некоторые (Модзалевская, 1968) считают, что верхняя часть усть-борзинской свиты, представленная глинисто-кремнистыми сланцами с прослоями песчаников и пластовыми телами спилитов и альбитофиров, относится к верхнему девону, что разделяется и нами.

Структура девонского поля Борзинского прогиба пока еще не представляется достаточно ясной. В одной из линз рифогенных известняков В. А. Амантовым (1963) были обнаружены сильно перекристаллизованные остатки фораминифер с обликом фаун швагеринового горизонта нижней перми (сакмарский ярус), тогда как другие считают, что фауна эта принадлежит пермо-карбону. Можно предположить, что в связи с общим сходством разреза девона, карбона и перми, образующим геосинклинальную вулканогенно-терригенную формацию, нижнепермские отложения здесь еще не выделены, в частности, из состава девона.

Признание пермо-карбонных отложений в разрезе Борзинского прогиба может в значительной степени снивелировать его отличия от Даурского в смысле прерывистости развития во времени. Возможно, в дальнейшем наметятся и внутренние, остаточные, прогибы, подобные тем, что развиты в краевых поднятиях Даурской зоны.

Выше усть-борзинской свиты без структурного несогласия залегает ургуйская нижнекаменноугольная свита. Она сложена филлитовидными сланцами, песчаниками и алевролитами с прослоями, а иногда мощными пачками диабазовых порфиритов (нижняя часть свиты), андезитовых порфиритов (верхняя часть свиты), яшмоидных пород и линзами рифогенных известняков. Мощность разреза карбона до 3500 м. Возраст отложений устанавливается по фауне криноидей, брахиопод и др. как визейский, что допускает между девоном и карбоном перерыв в осадконакоплении. Однако, по-видимому, существенного перерыва на границе девона и карбона в Борзинском прогибе не было, так как визейская фауна находится в верхней части разреза, в составе же усть-борзинской свиты предполагаются аналоги верхнего девона. Кроме того, в позднем девоне существовали прогибы (Макаровский, Хара-Шибирский и др.) на площади рифейд, тяготевшие к Борзинскому прогибу, наличие в которых морской верхнедевонской фауны свидетельствует о палеогеографических связях с геосинклинальной герцинской зоной; в пределах последней Борзинский прогиб наиболее отвечает роли материнского, из которого шли трансгрессии на рифейский континент. Поэтому естественно допускать в Борзинском прогибе наличие непрерывного разреза от девона к карбону или существование лишь незначительного перерыва между ними.

Разрез Борзинского прогиба завершают пермские отложения. В их составе Б. И. Олексив ныне выделяет девять свит, в строении которых преобладают песчаники, гравелиты, граувакки и алевролиты с прослоями конгломератов, туфов, альбитофинов и кремнистых пород. Общая мощность пермских отложений около 6000 м. Возраст отложений определяется как верхнепермский по фауне брахиопод, мшанок, пелеципод и гастропод, встречающихся преимущественно в нижней части разреза. Предполагается (Котляр, 1968), что верхняя часть разреза может иметь пермо-триасовый возраст.

Верхнепермские отложения залегают с перерывом и несогласием на нижнем карбоне. Такое же соотношение отмечается В. А. Амантовым и др. (1966) для структурных зон Монголии. Предверхнепермский перерыв, вероятно, охватывал незначительный отрезок времени, поскольку в Борзинском прогибе известны отложения карбона — нижней перми, но в поле развития отложения девона. Основная часть перерыва в разрезе очевидно падает на верхнюю и среднюю части карбона.

Перерыв, отмечающийся в основании верхней перми, связан с изменением палеогеографической обстановки в результате орогенических движений в герцинских прогибах Даурии и Хангая. Перерыв же, падающий на вторую половину карбона, вероятно, обусловлен орогеническими движениями, проявившимися в ранних герцинидах юга Монголии и Китая (Большой Хинган) и вовлекшими окружающие территории Забайкалья в общее воздымание (начало инверсии геосинклинали ранних герцинид падает на намюр — средний карбон). В зоне Даурского прогиба эти движения не проявились, вероятно, потому, что экранировались жесткой массой Агинского блока. Орогенические движения в основной (хангай-хентейской и собственно даурской) части системы поздних герцинид произошли позже, в пермо-триасе. Характеризуя разрез Борзинского прогиба в целом, необходимо подчеркнуть, что отложения девона, карбона и перми участвуют в строении ряда геосинклинальных формаций существенно терригенно-вулканогенного состава.

В заключение описания собственно геосинклинального этапа развития герцинид следует отметить следующие черты палеогеографии и палеотектоники герцинского этапа развития территории Забайкалья.

Трансгрессии девонского моря из Борзинского прогиба, судя по строению и пространственному размещению орогенных прогибов этого возраста, осуществлялись по узким эпиконтинентальным проливам вдоль восточной и северной окраин Агинского срединного массива. Более крупный пролив возник в намюре — среднем карбоне вдоль зоны Монголо-Охотского шва и восточной окраины Агинского массива; отдельными языками он проникал в Восточное Забайкалье. Этот пролив отделялся от геосинклинальной зоны герцинид узким, линейновытянутым поднятием, простиравшимся вдоль Монголо-Охотского шва. Структурно эти проливы приурочены к зонам разломов, окаймляющих древний Агинский срединный массив с севера и востока, т. е. к Монголо-Охотскому шву и главным разломам его оперения. Время существования проливов было непродолжительным, и разившиеся ко второй половине среднего карбона внутренние поднятия окончательно разобщили некогда единый морской пролив на частные прогибы, вскоре после чего и они прекратили свое существование. Лишь в Чиронском прогибе в течение всего верхнего карбона и в ранней перми сохранялся морской режим. Связь Чиронского моря с геосинклинальными бассейнами герцинид осуществлялась через Борзинский прогиб, где также установлены каменноугольно-пермские отложения.

В поздней перми палеогеографическая обстановка несколько изменилась. Морской режим сохранился лишь в Борзинском прогибе, простиравшемся из Забайкалья в Северную Монголию (Хентей) и имевшим палеогеографические связи с позднепермскими бассейнами Северо-Востока СССР. Примечательно, что пермские трансгрессии, окаймляя структуры Восточного Забайкалья с востока и юга, распространялись с востока СССР, что устанавливается многими исследователями по распределению бореальной фауны.

В конце перми вновь возникли крупные межгорные прогибы, выполненные на западной окраине Агинского массива паралическими и другими отложениями, характеризующими уже орогенный этап развития герцинид.

Сравнение Даурского и Борзинского прогибов выявляет важное различие в характере их фундамента. Если Даурский прогиб «накатился» на Агинский массив лишь в конце собственно геосинклинального этапа развития, то Борзинский наложился на массив с самого начала своего возникновения и, возможно, целиком располагался на последнем. Такое различие в типе фундамента, естественно, отразилось на характере внутренних структур этих герцинских геосинклинальных прогибов. Так, изометричное очертание девонского частного прогиба внутри Борзинской геосинклинальной зоны, вероятно, связано с жесткостью фундамента последней. В этой же связи в пределах Борзинской зоны не проявился и субсеквентный магматизм, столь характерный для Даурского прогиба. Известные отличия несут также магматизм и металлогения этапа мезозойской активизации в пределах площади обоих прогибов.

Структуры эпигеосинклинального этапа развития (орогенные)

Большая часть Хангай-Даурской геосинклинальной системы в конце перми испытала инверсию и перешла на режим орогенного эпигеосинклинального развития с формированием межгорных впадин на площади разнотипных внутренних структур герцинид. Выделяются собственно инверсионные орогенные пермо-триасовые, а затем орогенные активизационные позднетриасовые, юрские и нижнемеловые впадины и прогибы. Орогенные структуры герцинид формировались не только в пре-

делах площади геосинклинальной зоны; они широко распространены и вне ее — на структурах рифеид, в том числе и на Агинском срединном массиве. При этом активизационные поздне триасовые структуры преимущественно тяготеют к наиболее ослабленным тектоническим зонам, а также к зонам, вновь приобретшим активность в позднем триасе. Пермо-триасовый орогенный эпигеосинклинальный структурный комплекс герцинид представлен двумя видами формаций: терригенной (морской и континентальной) и вулканогенной (преимущественно наземной).

Среди терригенных пермо-триасовых межгорных прогибов наиболее крупным является **Средне-Ононский**, расположенный на западной окраине Агинского срединного массива. Ранее считалось, что отложения, выполняющие прогиб, относятся к древним комплексам — девонскому и нижнепалеозойскому (или докембрийскому). Однако в 1965 г. Е. В. Барабашевым и Н. А. Трущевой в бассейнах Аги, Догоя и Могойтуя среди этих отложений, ныне выделяемых в акшинско-илинскую серию, были обнаружены остатки раннемезозойской фауны. Пока возрастной интервал серии однозначно не определен, не совсем ясно ее внутреннее строение, дискутируется и вопрос о существовании несогласия и перерыва между агинской свитой (нижний член серии) и верхней частью разреза серии, где выделяются зуткулейская и тулутайская свиты. Некоторые исследователи всю акшинско-илинскую серию относят к триасу (Зорин и др., 1967), другие принимают возраст агинской свиты пермо-карбонным или каменноугольным, а зуткулейской и тулутайской свит — триасовым (Барабашев, Трущева, 1967), Н. Н. Чабан (1967) считает возраст акшинско-илинской серии пермо-триасовым, так как помимо триасовой фауны в отложениях хапчерангинской свиты, являющейся аналогом этой серии, известна пермская флора; к этому выводу присоединяются и авторы настоящей работы.

С момента открытия мезозойских отложений на Агинском поле начался пересмотр традиционных представлений об его структуре, в первую очередь представлений В. Н. Козеренко (1956), Ю. А. Зорина (1964) и других геологов, считавших, что в мезозое большая часть Агинского поля не вовлекалась в прогибание и играла роль срединного массива. Стало ясно, что в позднем палеозое — раннем мезозое Агинское поле вовлекалось в прогибание в условиях морского режима. Однако вопрос о тектонической природе формировавшихся в это время структур однозначно не решен. Некоторые исследователи полагают, что пермо-триасовый (триасовый) морской прогиб следует считать геосинклинальным, располагавшимся в центральной части мезозойской подвижной области Забайкалья (Зорин и др., 1967). В качестве аргументов в пользу такого представления привлекаются формационный облик разреза, якобы характерный для ранних этапов развития подвижных областей (песчаники, алевролиты, конгломераты, горизонты средних — основных эффузивов и карбонатных пород), и большая мощность отложений акшинско-илинской серии (5000—6000 м). Кроме того, считается, что аналогичные отложения развиты в Даурской зоне и сопредельных районах Монголии (Амантов, Зорина, 1961).

Сторонники признания геосинклинального развития Забайкалья в мезозое считают, что наиболее глубокая, осевая часть триасового прогиба располагалась в пределах западной половины Агинского поля, на месте современного Средне-Ононского прогиба, северо-западная же граница некогда единого геосинклинального бассейна проходила по линии Чикой-Ингодинских разломов, а Пришилжинская зона верхнетриасовых отложений являлась узким северо-восточным продолжением геосинклинального прогиба мезозойского (Зорин и др., 1967). По периферии выделяемой геосинклинальной зоны существовали геоантиклинальные зоны, к которым Ю. А. Зорин и др. (1967) относят Приаргунье и Шилка-Аргунское междуречье, где стратифицированных триасовых образований либо вообще не существовало, либо они развиты локально, а также Малханскую зону (Хилок-Уда-Селенгинскую); последняя рассматривается как периферическая геоантиклиналь первого порядка, в локальных прогибах которой, преимущественно в континентальных условиях, происходило накопление эффузивов и эффузивно-осадочных образований мощностью 2000—3000 м. Состав эффузивов здесь варьировал от основных до кислых, при этом частные триасовые прогибы во времени меняли свое пространственное положение. Геосинклинальный триасовый прогиб продолжал развиваться в ранней и средней юре, отвечающих средним этапам развития мезозойской подвижной области. Выделяются и поздние этапы, начавшиеся с орогенических движений средней юры. Тем самым, с точки зрения Ю. А. Зорина и др. (1967), отвергается кратковременность периода развития мезозойских структур Забайкалья как один из аргументов (Нагибина, 1963) в пользу выделения их в самостоятельную ка-

тегорию в систематике тектонических структур, поскольку сторонники выделения в Забайкалье мезозойид находят все основные стадии развития, характерные для классических геосинклиналей. В то же время отмечаются и некоторые особенности в развитии мезозойской геосинклинальной зоны Забайкалья, выражающиеся в отсутствии передовых прогибов на месте периферических геосинклиналей раннего и среднего этапов развития, в неполноте формационного ряда с наличием в нем континентальных отложений, в простоте складчатых форм. Одновременно подчеркиваются и признаки типичного геосинклинального режима: интенсивность проявления гранитного магматизма, большие скорости прогибания на ранних и средних этапах развития, смещение во времени прогибов и поднятий. Основную особенность в развитии мезозойской геосинклинали Забайкалья Ю. А. Зорин и др. (1967) видят в положении подвижной области внутри континента, следствием чего и явились ее вышеперечисленные особенности. По мнению других исследователей, мезозойская геосинклиналь Забайкалья может быть отнесена к разряду террасинклиналей по классификации Ю. А. Косыгина и И. В. Лучицкого (1962).

Высказываются и принципиально иные представления на структуру пермо-триасовых образований. Так, В. В. Старченко, Н. Н. Чабан и др. считают, что пермо-триасовые образования акшинско-илинской серии участвуют в строении структурного комплекса наложенных и остаточных прогибов раннепалеозойской и среднепалеозойской геосинклиналей. По мнению этих исследователей, в юго-западной части Агинской структуры в пермо-триасе сформировался Средне-Ононский прогиб, выполненный параллельными, граувакковыми молассоидными отложениями акшинско-илинской серии (Чабан, Гунбин, 1966; Варламов, Старченко, 1968). При этом признается унаследованное развитие прогиба на каледонском срединном массиве (Дульдургинском), что обосновывается конформностью дислокаций прогиба с дислокациями обрамляющих его раннекаледонских (по мнению упомянутых авторов) структур и наличием в области прогиба положительной гравитационной аномалии (Зорин, 1964).

Нами, как и рядом других исследователей, Средне-Ононский прогиб рассматривается в качестве межгорного, возникшего в результате инверсии герцинид Даурской зоны (проявившейся в раннепермское время), когда этот компенсационный прогиб наложился на юго-западную окраину Агинского срединного массива в связи с общим смещением во времени осей частных прогибов герцинид с запада на восток.

Рассматривая соотношение Средне-Ононского прогиба со структурами его фундамента, приходится отметить, что он развился не унаследованно, как считают некоторые исследователи (Варламов, Старченко, 1968 и др.), а является резко наложенным на Дульдургинский блок Агинского массива. Этот блок расположен в створе западной структурной дуги, является наиболее крупным и наименее раздробленным, тогда как другие блоки Агинского массива претерпели большую переработку и дробление; соответственно в геофизических полях они выражены более дифференцированными аномалиями по сравнению с менее дифференцированным гравитационным и магнитным полями Дульдургинского блока.

Средне-Ононский прогиб может рассматриваться и в качестве краевого прогиба на срединных массивах, по Ю. Я. Громову (1963). По классификации этого автора данная структура относится к категории краевых прогибов срединных массивов, врезанных в их древние структуры и отделявшихся от складчатых зон системой окраинных поднятий. Примерами подобных прогибов на срединных массивах являются Зырянский позднемезозойский прогиб Колымского массива, Буреинский меловой прогиб одноименного массива и т. д. Помимо краевых прогибов, врезанных в срединные массивы, Ю. Я. Громов (1963) выделяет еще непосредственно примыкающие к складчатым зонам — такие, как Кучерский и Яркендский (Предкузньлуньский) прогибы Таримского массива и др.

Характеристика Средне-Ононского прогиба будет, однако, неточной, если не отметить, что помимо отчетливо выраженного врезания его северной части в тело срединного массива, южная его часть по существу сливается с Хапчерангинским прогибом, расположенным уже на герцинидах Даурии. Эти прогибы были разобщены лишь в результате более поздней тектоники.

Как уже отмечалось, в строении Средне-Ононского прогиба принимают участие отложения акшинско-илинской серии, представляющие собой морскую молассу сложного внутреннего строения. В низах ее разреза выделяется агинская свита полимиктовых песчаников с прослоями и линзами туфопесчаников, туфоалевролитов, кремнистых аргиллитов, алевролитов, метаэффузивов и известняков. Н. Н. Чабан (1967) отмечает, что для отложений свиты характерно наличие хорошо выдержанных по простиранию прослоев туфопесчаников и туфоалевролитов, присутствие пирокластического материала в песчаниках и их относительно хорошая сортировка. Залегающая выше зуткулейская свита сложена песчаниками и алевролитами с линзами и прослоями конгломератов, гравелитов и метаэффузивов. В строении свиты намечается ритмичность. Венчающая разрез тулутайская свита образована однородными по составу полимиктовыми песчаниками с редкими прослоями алевролитов, линзами гравелитов и конгломератов.

Все свиты залегают согласно и характеризуются слабой фациальной расчлененностью (последнее обстоятельство приводится Н. Н. Чабаном и др. в качестве аргумента в пользу формирования серии на моноплитной глыбе срединного массива).

Содержащиеся в составе серии эффузивы принадлежат главным образом к кислым, реже к основным разностям. Породы акшинско-илинской серии слабо метаморфизованы. Общая ее мощность оценивается в 5000—6000 м, однако данные геофизики говорят о завышении этой мощности в 2—3 раза, с чем, видимо, следует согласиться.

Как указывают Е. В. Барабашев и Н. А. Трушева (1967), отложения акшинско-илинской серии сформировались в мелководных морских и прибрежно-морских условиях и не отличаются той сложностью тектонического строения, которая им ранее приписывалась. По данным Н. Н. Чабана и В. Д. Гунбина (1966), породы акшинско-илинской серии смяты в пологие складки, среди которых характерны брахиформные, вероятно, обусловленные близостью жестких блоков фундамента, тогда как указывавшиеся ранее опрокинутые складки в действительности отсутствуют.

В пределах прогиба выделяются Лево-Ононский и Право-Ононский синклинории и разделяющий их Ононский антиклинорий. При этом Лево-Ононский синклинорий пространственно совпадает с выделявшимся ранее Борщовочным «антиклинорием», Право-Ононский — с «антиклинорием» хребта Эрмана, а Ононский антиклинорий располагается внутри бывшего Ононского «синклинория». Предложенная Н. Н. Чабаном схема тектоники Средне-Ононского прогиба хорошо согласуется с гравиметрическими данными (Зорин, 1959), согласно которым максимум силы тяжести совпадает с антиклинорием, а минимумы — с синклинориями. Ранее эти соотношения были обратными, что, естественно, вызывало недоумения.

Выделяемые Н. Н. Чабаном синклинории и антиклинорий имеют общее северо-восточное простирание. Как антиклинорий, так и синклинории осложнены крупными, близкими к линейным складками с размахом крыльев до 10 км. Линейные складки сочетаются с брахиформными, а на востоке прогиба отмечаются сундучные складки типа штамповых. В целом для Средне-Ононского прогиба, как отмечает Н. Н. Чабан, характерно поглубение обломочного материала выполняющих его отложений от центра к периферии, а также увеличение мощностей от краев к центру, из чего можно заключить, что Средне-Ононский прогиб является конседиментационной структурой. По справедливому замечанию Н. Н. Чабана, в целом структура Средне-Ононского прогиба типична для наложенных мульд, развивающихся на консолидированном основании.

Хапчерангинский прогиб расположен в юго-восточной части Даурской зоны герцинид. Выполняющая его хапчерангинская свита является аналогом акшинско-илинской серии. В ее составе значительную роль играют песчаники махорочного цвета с остатками пермской флоры, а также алевролиты и другие отложения с фауной триаса (аммониты нижнего триаса). Прогиб наложен на гетерогенный фундамент — в южной части на блоки Агинского массива, испытавшие в процессе геосинклинального развития герцинид среднепалеозойское погружение, а в западной части — на структуры герцинид. Несомненное существование связи между Хапчерангинским и Средне-Ононским прогибами следует хотя бы из факта наличия в них обоих морской триасовой фауны. В последующую историю некогда единый пермо-триасовый прогиб был разобран в результате глыбовых перемещений вдоль Онон-Туринского тектонического шва и заложения вдоль него позднеюрской, а затем меловой Ононской впадины.

Хапчерангинский прогиб представляет собой крупный синклиниорий, состоящий из ряда простых опрокинутых к его оси складок; углы падения слоев в их крыльях меняются от 15 до 90°. Отложения хапчерангинской свиты относятся к параллическим молассам. Мощность отложений около 3000 м.

Бальджинский прогиб расположен в водораздельной части левых притоков р. Онон — Бальджи, Бальджикана, Киркуна и др. Выполняющая прогиб бальджинская свита пермо-триаса сложена песчаниками и туфопесчаниками с прослоями пуддингов и кремнисто-глинистых алевролитов, слагающих молассовую (прибрежно-морскую) формацию мощностью до 2000 м. Возраст отложений определяется по сопоставлению со сходными отложениями Хапчерангинского прогиба. Формирование молассового комплекса происходило, по мнению В. В. Старченко, в приразломном прогибе, судить о внутреннем строении которого крайне трудно, поскольку в настоящее время от него остались лишь реликты. Оба рассмотренных пермо-триасовых прогиба, выполненные морскими молассами, были, вероятно, палеогеографически связаны между собой.

Существенно иной формационный тип отложений пермо-триаса развит в Малханской зоне, где в локальных прогибах в континентальных условиях накапливались мощные (до 2000—3000 м) толщи вулканитов тамирской, чернойровской и цаган-хунтейской свит, с которыми пространственно и генетически связаны вулcano-плутонические пояса. Следует отметить, что последовательность перечисленных свит в разрезе твердо не установлена; не установлена и их возрастная принадлежность. Например, В. А. Соловьев (1968) тамирскую и цаган-хунтейскую свиты относит к триасу, а чернойровскую к нижней — средней юре.

Среди эффузивов Малханской зоны выделяются основные, средние и кислые разности, причем мощность вулканогенно-осадочных пермо-триасовых образований резко меняется по латерали, так как оси частных прогибов не совпадали пространственно друг с другом во времени, на что указывают Ю. А. Зорин, Е. В. Барабашев и др. (1967). Нельзя, однако, соглашаться с включением этими исследователями Малханской зоны в состав периферической геосинклинали мезозой, поскольку очевидно, что мезозойские образования принадлежат к молассам, локализованным в наложенных межгорных прогибах и характеризующим, как и отложения пермо-триаса внутренних частей Даурской зоны, орогенный, эпигеосинклинальный этап развития территории.

Принадлежность отдельных вулканогенно-осадочных толщ Малханской зоны к тому или иному возрасту пока еще дискутируется, наиболее приемлемым представляется предложение В. И. Сизых (1967) объединить их в джида-хилокскую серию пермо-триаса. Ее образования сохранились на изученной нами территории фрагментарно и вследствие однообразия состава этих отложений объединены в Нижне-Чикойскую и

Верхне-Хилокскую группы мелких прогибов. По данным В. И. Сизых (1967), отложения джида-хилокской серии слагают полосу шириной 60—80 км, протягивающуюся от истоков р. Джиды в северо-восточном направлении на 500 км. В нижней части серии преобладают лавы кислого состава с прослоями туфов, туфолов, реже конгломератов, песчаников и алевролитов, в средней части — эффузивы среднего и основного состава; в верхах разреза вновь наблюдается преобладание эффузивов кислого состава. В целом серия отвечает континентальной вулканогенно-терригенной молассе пермо-триасового возраста; в нижней части ее разреза имеются растительные остатки позднепермского возраста, а в вышележащих толщах известна флора триаса (Сизых, 1967). Флористические остатками нижнего — среднего и среднего — верхнего триаса охарактеризованы также вулканогенно-терригенные молассы в Тарято-Селенгинской зоне Монголии.

Внутреннее строение пермо-триасовых образований простое. Как отмечают В. В. Старченко и др., в Малханском хребте толщи вулканитов в ряде случаев образуют моноклинали с углами падения 40—60°, возникшие, по мнению В. В. Старченко, в процессе разрастания поднятий, о чем свидетельствует их размещение вокруг последних. В других случаях (Цаган-Хуртейский хребет) наблюдаются пологие синклинальные складки субширотного простирания с углами падения на крыльях 10—25°.

Преимущественная приуроченность пермо-триасовых, а затем и более молодых мезозойских образований к склонам гнейсовых куполов, крыльям антиклиналей и т. д. послужила поводом для предположения об унаследованности движений от древних этапов развития к молодым, и, как следствие этого, и для выделения в ряде случаев складчатых форм по полям развития мезозойских образований, принимая при этом, что мезозойские отложения вложены в синклинорные структуры фундамента. В этом отношении показательны представления В. И. Сизых (1967), отмечающего, что в Малханской зоне синклинали в древних отложениях наиболее отчетливо выявляются по мезозойским вулканогенным и осадочным образованиям.

В заключение следует отметить, что пермо-триасовые молассовые комплексы развиты лишь в Даурии, в Малханской зоне и на Агинском массиве и не известны в Борзинском прогибе, как, впрочем, и на остальной территории Восточного Забайкалья. Отсутствие их в Борзинском прогибе может быть объяснено тем, что последний, в отличие от Даурского, развивался прерывисто, с четким смещением частных прогибов к востоку, в силу чего выключался из геосинклинального режима отдельными частями, причем в верхней перми замкнулся его последний остаточный прогиб. Так как время окончательного замыкания Борзинского прогиба падает на конец перми (по мнению Т. А. Окуневой, в составе верхов перми есть элементы нижнего триаса), орогенез, в который был вовлечен Даурский прогиб в пермо-триасе, не мог охватить Борзинский остаточный позднепермский геосинклинальный прогиб, пространственно отделенный от Даурского Агинским срединным массивом.

Возможно, в связи с замыканием Борзинского прогиба триасовые молассы и образовывались, но в последующем либо были эродированы, либо оказались погребенными под прогибами юры. В пользу возможного их образования свидетельствует наличие триасовых моласс на монгольской территории на площади Хангай-Хентейской зоны герцинид и в его юго-восточном обрамлении. Среди молассовых комплексов герцинид там выделяются морские и континентальные молассы верхней перми (песчаники, алевролиты, конгломераты) и вулканогенные молассы триаса (андезитовые порфиры, дациты, туфобрекчии, ортофиры, трахиандезиты и др.).

В целом сложная тектоническая история развития территории Забайкалья в палеозое привела к ее еще более четкой, чем в конце рифейского времени, дифференциации на крупные блоки — структурные регионы, причем Малхано-Олекминский регион в течение палеозоя практически не реагировал на тектонические процессы, протекавшие в развивавшихся по соседству геосинклинальных зонах. На месте Мензинского прогиба рифейд, на западной, южной и восточной окраинах Агинского

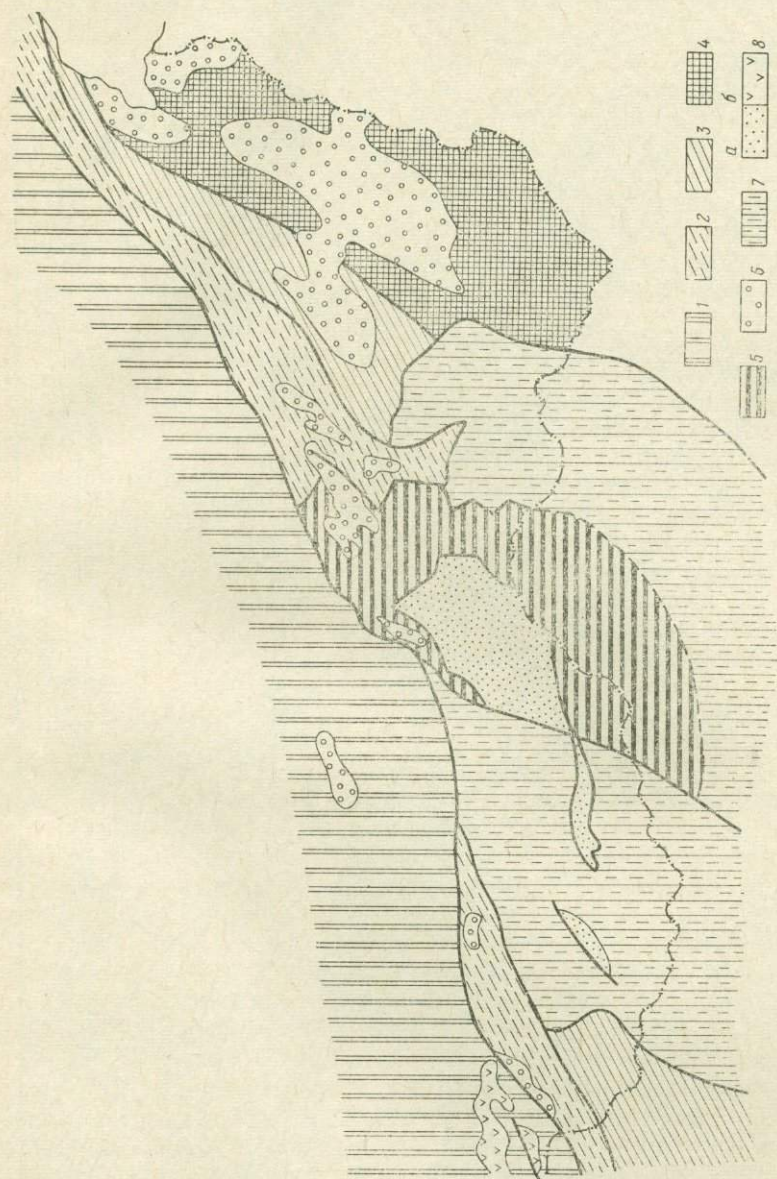


Рис. 13. Палеотектоническая схема Забайкалья к началу позднего триаса

Рифейды и протерозойды нерасчленены:

1 — структура Малхано-Олекминской зоны; 2 — шовные прогибы; 3 — геосинклинальные прогибы; 4 — геосинклинальное поднятие; 5 — средний массив; 6 — молассовые комплексы палеозой. Герциниды; 7 — геосинклинальные прогибы; 8 — молассовые комплексы пермо-триаса (а — терригенные, б — вулканогенные)

массива развились структуры Даурского герцинского региона. Обрамленная с запада, востока и юга герцинидами, а с севера по зоне Монголо-Охотского шва рифейдами, Агинская структура еще более резко обозначилась в качестве самостоятельного региона, хотя и претерпевшего некоторую площадную редукцию вследствие вовлечения краевых частей в геосинклинальное погружение в герцинском цикле развития (рис. 13). Поэтому, по крайней мере с девона, западной границей Агинского ре-

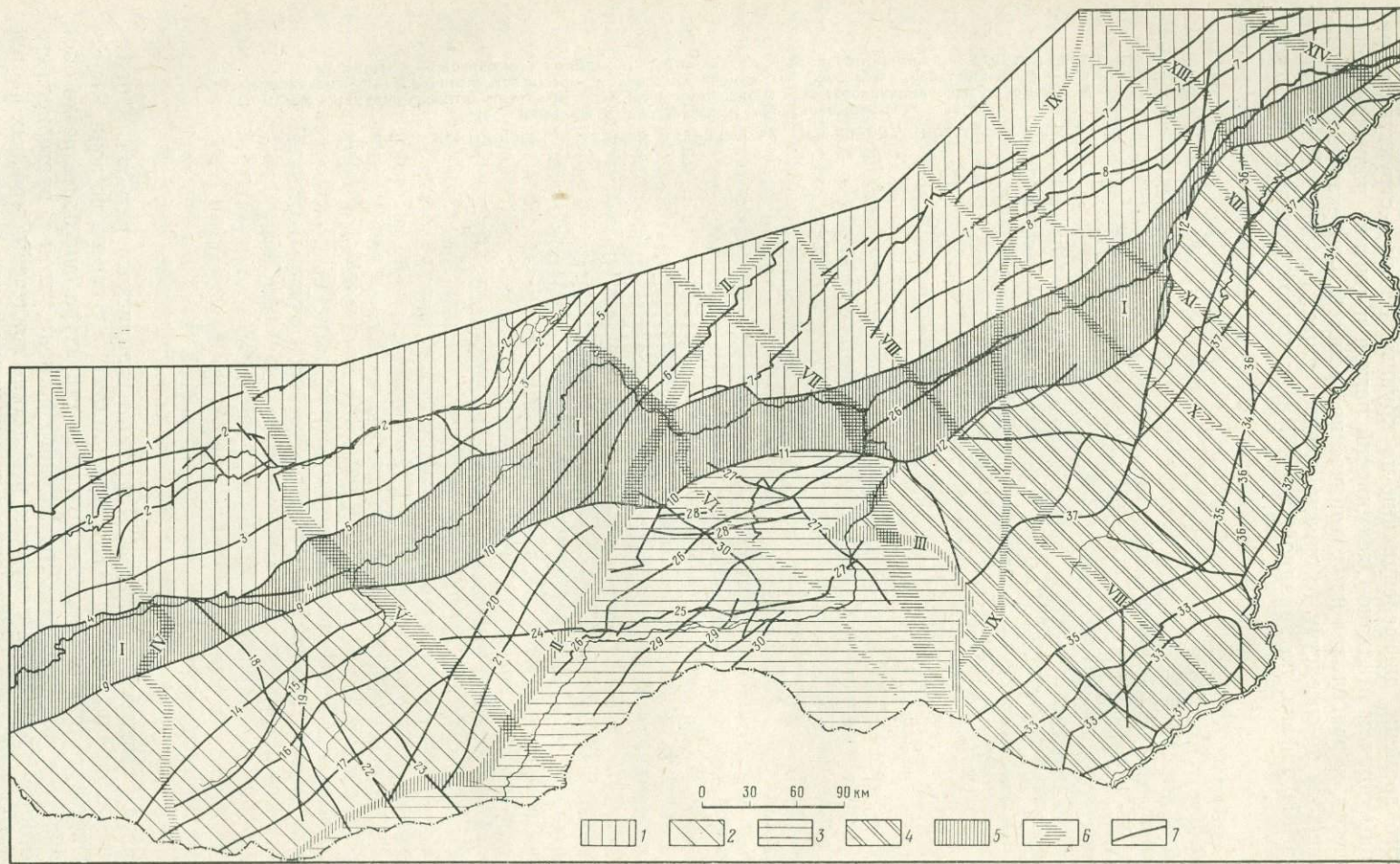


Рис. 14. Схема сети основных зон разломов Забайкалья

Структурные регионы:

1 — Малхано-Олекминский, 2 — Даурский, 3 — Агинский, 4 — Восточно-Забайкальский, 5 — тектонические швы по границам структурных регионов (см. цифры на схеме 1—III), 6 — сквозные секущие зоны скрытых глубинных разломов — пороги (см. цифры на схеме 1—37), 7 — прочие крупные зоны разломов (см. цифры на схеме 1—37).

Цифры на схеме. Тектонические швы

1 — Монголо-Охотский, 2 — Онон-Туринский, 3 — Онон-Борзинский, 4 — Сквозные зоны скрытых разломов: IV — Ашига-Баягинская, V — Харалга-Хилокская, VI — Агинская, VII — Восточно-Агинская, VIII — Валейско-Курулуаевская, IX — Амурско-Курулуаевская, X — Нерзаволско-Среднеагинская, XI — Ушумунская, XII — Уров-Джалырская, XIII — Будомкано-Ксеньевская, XIV — Аникинская. Прочие крупные зоны разломов: I — Тугуй-Кижингинская, 2 — Хилокская, 3 — Арей-Иргеньевская, 4 — Чикой-Ингодинская, 5 — Яблоновая, 6 — Оленгуй-Ульдургинская, 7 — Бушедей-Могочинская, 8 — Ульдургинская, 9 — Куналейская, 10 — Правое-Ингодинская, 11 — Могойтуйская, 12 — Борщовая, 13 — Правое-Шилкинская, 14 — Чикоконская, 15 — Средне-Ингодинская, 16 — Даурская, 17 — Хавергуно-Боруйанская, 18 — Черемхо-Ясгайская, 19 — Чатагинская, 20 — Оленийско-Шерловогорская, 21 — Бырца-Урейская, 22 — Агудинская, 23 — Кыринская, 24 — Боруйанско-Акинская, 25 — Бугутуйская, 26 — Саханая, 27 — Спокойнско-Шерловогорская, 28 — Орловская, 29 — Хангайско-Дурулгуевская, 30 — Дульдургинская, 31 — Пограничная, 32 — Аргунская, 33 — Уруллонгуйская, 34 — Уруллонгуй-Уровская, 35 — Уруллонгуй-Борзинская, 36 — Покровско-Кутлуминская, 37 — Газнур-Борзинская

гиона стала зона Онон-Туринского тектонического шва. В пределах Восточно-Забайкальского региона в течение палеозоя происходили сложные блоковые перемещения с формированием разновозрастных моласс.

РАЗЛОМЫ И ЗОНЫ РАЗЛОМОВ¹

Разрывная тектоника Забайкалья проявлена широко и многообразно. Если нанести на карту все разломы, выявленные как по геологическим, так и по геофизическим данным, то получится сплошная сеть, разобраться в которой практически невозможно. Такое построение сети разломов, в частности, было произведено Ф. Я. Корытовым (1968), причем и он нанес далеко не все известные различным исследователям разломы.

Нами на схеме (рис. 14) показаны лишь разломы (точнее, зоны разломов), имеющие структурное значение, причем некоторые из них подтверждаются данными геофизических исследований. Известны, кроме того, так называемые поперечные разломы северо-западного простирания, в отличие от генерального северо-восточного, которое имеют большинство других. Поперечные разломы в ряде случаев ограничивают так называемые пороги — поперечные поднятия, частично фиксирующиеся геологическими данными.

Все структурные разломы, изображенные на схеме, являются долгоживущими, глубинными (Пейве, 1945, 1956, 1966). Среди них наиболее важное значение имеет зона Монголо-Охотского шва.

Зона Монголо-Охотского тектонического шва протягивается почти на 3000 км из Прихубсугулья Монголии к Охотскому морю. В пределах Забайкалья она обычно описывается в качестве границы, разделяющей расположенные к югу от нее каледониды и герциниды от находящихся севернее байкалید (Горжевский, Лазько, 1961 и др.), либо каледонид от герцинид (Гладков, Фомин, Сизых, 1966 и др.).

Имеются и другие взгляды на структурное положение Монголо-Охотского разлома, в частности, Ю. А. Косыгина и И. В. Лучицкого (1962) и др., считающих, что Монголо-Охотский пояс палеозойд, оконтуренный с севера одноименным швом,

¹ Для удобства в настоящем разделе рассмотрено кратко и развитие разломов в мезозойско-кайнозойское время.

ограничивает с юго-востока Сибирскую платформу подобно тому, как салаириды Восточного Саяна ограничивают ее с юго-запада. Соответственно принимается, что при таком проведении границ платформы ее краевые поднятия должны пониматься как щиты или выступы складчатого основания.

В настоящее время подобный принцип проведения границ Сибирской платформы утратил свое значение (что хорошо видно на примере ее юго-восточного обрамления), так как стало ясным, что Монголо-Охотский разлом ограничивает не герциниды, а проходит внутри зоны рифеид, герциниды же Даурского прогиба наложены на рифеиды и ограничиваются Монголо-Охотским разломом лишь в их локальном отрезке. Кроме того, оказалось, что на протяжении всей доступной изучению геологической истории роль разлома менялась. Поэтому границу платформы приходится проводить не по Монголо-Охотскому разлому, а по внешнему краю зоны протерозойско-рифейской складчатости.

Тем не менее роль этого разлома в истории тектонического развития Забайкалья велика. Одни исследователи видят проявление зоны разлома в палеозое (Шенфильд, Чацкис, 1966), другие — в протерозое (Амантов, Михайлов, Старченко, 1967 и др.). Судя по последним геолого-геофизическим данным, заложение Монголо-Охотского разлома произошло в конце архея, когда обособился Агинский срединный массив в начавшей развиваться протерозойско-рифейской геосинклинальной зоне. В раннем протерозое разлом отсекал массив с севера, а его побочные ветви — с востока и запада.

Активная жизнь Монголо-Охотского разлома прослеживается в течение всей послепалеозойской геологической истории, так как именно к его зоне приурочены разновозрастные приразломные прогибы Приаргунья, Забайкалья и Восточной Монголии. В плане зона Монголо-Охотского разлома представляет собой ломаную линию, состоящую из продолжающих друг друга сопряженных разломов.

Подробная характеристика системы разломов западной части Монголо-Охотской складчатой области и ее обрамления была недавно дана В. А. Амантовым, Э. В. Михайловым и В. В. Старченко (1967), а несколько ранее Д. И. Горжевским и Е. М. Лазько (1961). Поэтому отметим те элементы строения зоны разлома, которые прослеживаются в Забайкалье, где фрагментами единой зоны разлома являются Шилкинский и Чикой-Ингодинский разломы вдоль долин одноименных рек.

Монголо-Охотский разлом в целом, вероятно, разновозрастен (Нагибина, 1963), однако в пределах Забайкалья время его заложения было почти одновременным, хотя в процессе своего развития отдельные части разлома проявлялись по-разному.

Заложившись в архее, Монголо-Охотский шов уже в раннем протерозое ограничивал раннепротерозойские структуры Олекминской зоны от продолжавших развиваться рифейских структур к югу от него. При этом вдоль зоны разломов в раннем протерозое возник существенно вулканогенный Амазаро-Нерчинский эвгеосинклинальный прогиб и внедрились массивы ультраосновных и основных пород.

Некоторые исследователи связывали с данным разломом и формирование приразломных прогибов, выполненных молассой ранних протерозонд (солонцовской свиты), возраст которой пересмотрен нами на верхнетриасовый. В рифейском цикле Монголо-Охотский разлом разграничивал и контролировал развитие структур с разным режимом — Агинский массив, на котором формировался осадочный чехол, не затронутый рифейским геосинклинальным магматизмом (интрузивным), и шовные Куналейский и Шилкинский прогибы, накапливавшие мощные вулканогенные и кремнисто-сланцевые толщи. В процессе становления позднерифейского магматического цикла в зоне разлома внедрялись

массивы основных — ультраосновных пород, а проявления вулканизма отличались преимущественно основным составом.

В течение кембрия, ордовика и силура в зоне Монголо-Охотского разлома осадконакопления не отмечается. Не было его и на большей части территории Забайкалья (исключая Приаргунье).

В девоне и карбоне в связи с заложением и развитием геосинклинального прогиба герцинид в зоне Монголо-Охотского разлома и по оперяющим его разломам, ограничивающим Агинский массив, развилась система приразломных прогибов, выполненных морскими молассами (Гутайский, Мергенский, Хара-Шибирский и др.). В ранней перми произошло замыкание всех приразломных прогибов, и лишь в Чиронском в это время осадконакопление продолжалось. В пермо-триасе вдоль разлома формируются приразломные вулканогенные прогибы орогенного этапа развития герцинид (группа Нижне-Чикойских прогибов). В триасе вдоль Монголо-Охотского разлома заложилась система мелких прогибов и Ингодинский шовный внешний геосинклинальный прогиб. С этого момента начинает отчетливо выявляться влияние тектонических процессов, индуцированных из мезозой Тихоокеанского пояса. В юре и мелу в зоне Монголо-Охотского разлома развились ряд впадин — Чикойская, Ингодинская и др.

Все приразломные прогибы зоны Монголо-Охотского шва имеют отчетливо выраженное эшелонированное северо-восточное простирание, конформное простиранию основного ствола Монголо-Охотского разлома. Широко развитые в зоне разлома крутые разрывы обусловили характерные для многих приразломных прогибов прямолинейные очертания крыльев. В кайнозой тектонические движения вдоль зоны разлома продолжались и продолжают по сей день, о чем свидетельствуют излияния неогеновых базальтов и приуроченность к разлому долин крупных рек — Чикоя, Ингоды, Шилки, развивающихся и в настоящее время.

Зона Монголо-Охотского шва являлась локализатором магматических проявлений в различные этапы геологического развития — от протерозоя до современного. При этом существенная роль среди разновозрастных интрузивных комплексов принадлежит в ней основным и ультраосновным, а также средним (габбро-диоритовая формация) породам. Интрузивы часто характеризуются отчетливой вытянутостью вдоль разлома. К зоне Монголо-Охотского разлома приурочены многочисленные месторождения полезных ископаемых так называемого золото-молибденового пояса.

Приведенная краткая характеристика истории развития Монголо-Охотского разлома, несомненно, свидетельствует о его глубинности, продолжительности формирования и важном значении в развитии структур региона. Однако на территории Забайкалья, как уже упоминалось, Монголо-Охотский разлом не имеет значения краевого, приписываемого ему большинством исследователей — в региональном плане он разграничивает лишь крупные ветви прибайкальских и забайкальских рифеид.

В гравитационном поле зона Монголо-Охотского разлома проявлена в большей своей части четкими ступенями, а магнитные поля по обе стороны от него имеют различные характеристики.

Строение зоны разлома сложное. В его шилкинском фрагменте (Шилкинском разломе), по данным В. А. Амантова, Э. В. Михайлова и В. В. Старченко (1967), устанавливается чешуйчато-надвиговое строение отдельных блоков; сдвиговые перемещения сопровождаются на различных участках Шилкинской зоны лежащими и крутыми «стоячими», опрокинутыми складками, причем их шарниры обычно ориентированы в север-северо-восточном и меридиональном направлениях; отмечается разновозрастная пиритизация пород, их окварцевание и проявления метасоматоза.

К зоне Монголо-Охотского шва принадлежат и сопряженные с ним разломы. Некоторые из них, в бассейне среднего течения р. Шилки, описаны В. Ю. Шенфилем и И. Д. Чацкисом (1966); они прослежены на расстоянии до 150 км в виде зон катаклаза, милонитизации и брекчирования шириной от 3 до 8 км. Подобные сопряженные разломы установлены на всем протяжении Монголо-Охотского шва, определяя общую ширину его зоны более чем в 100 км. Надо, впрочем, заметить, что некоторые из разломов, относимые к сопряженным, например Куналейский и Борщовочный, заложены позже самого Монголо-Охотского шва и в процессе геологической истории движения вдоль них происходили менее активно. Поэтому они описываются нами отдельно.

Чикой-Ингодинский разлом составляет на территории Забайкалья западный фрагмент Монголо-Охотского шва. Он проявлен разрывными деформациями типа пологих и крутопадающих зон расланцевания, милонитизации, брекчирования, представляющих собой многочешуйчатые надвиги, ограничивающие с юго-востока линейное поднятие Яблонового хребта. Детали внутреннего строения этого разлома недавно описаны В. Г. Гладковым, И. Н. Фоминым и И. В. Сизых (1966), и остается лишь отметить, что в намюре и среднем карбоне этот разлом контролировал развитие и размещение орогенных эпигеосинклинальных прогибов, выполненных морскими молассаами. В перми, триасе и ранней юре он являлся южной границей распространения континентальных впадин и прогибов Западного Забайкалья. В поздней юре и раннем мелу вдоль Чикой-Ингодинского разлома сформировались угленосные впадины. Многие считают, что Чикой-Ингодинский разлом является рубежом, ограничивающим Малханскую (Хилокскую) геантиклинальную зону ранних каледонид от Зачикойской геосинклинальной, с чем нельзя согласиться, так как кембрийских геосинклинальных формаций ни в Малханской зоне, ни в Зачикойской нет и не было, а потому и о каледонидах здесь говорить вообще не приходится.

Одновременно с Монголо-Охотским заложены Оленгуй-Былыринский, Онон-Борзинский и Восточно-Агинский разломы.

Оленгуй-Былыринский разлом прослеживается по долинам одноименных рек и маркируется в современном плане цепочкой мезозойских впадин, приуроченных к зоне разлома почти по всей ее длине (Старченко, Беляков и др., 1966). В раннем протерозое разлом ограничивал Агинский массив с запада от развивавшейся геосинклинальной системы рифейд. Возможно, значение Оленгуй-Былыринского разлома несколько менялось во времени и в качестве пограничного для Агинского массива в пермо-триасе оказался разлом, вдоль которого развился Хапчерангинский прогиб. Как и Монголо-Охотский, Оленгуй-Былыринский разлом в начале палеозоя утратил свою активность в результате его насыщения древними интрузиями, проработавшими и краевую часть Агинского массива. Но в процессе развития герцинской геосинклинали разлом снова активизировался и в конце карбона явился довольно четким рубежом, отграничивающим частный раннепермский прогиб, «накатившийся» на краевую часть Агинского массива, от «остаточного» осевого, собственно Даурского прогиба. В среднем — позднем палеозое Оленгуй-Былыринский разлом отделял Восточно-Даурское геантиклинальное поднятие от Даурского геосинклинального прогиба. В конце перми — начале триаса в связи с широким проявлением пермо-триасового магматизма Оленгуй-Былыринский разлом как один из главных разломов, контролировавших размещение субсеквентного герцинского магматизма, вновь консолидировался, а в юре опять приобрел подвижность. В течение юры и в мелу в его зоне образовались крупные впадины, заполнявшиеся существенно вулканогенными комплексами. Описываемый разлом фиксируется в геофизических полях (Канищев, 1966).

Для Онон-Борзинского и Восточно-Агинского разломов характерны большая активность и смещение во времени с запада на восток. Контуры разломов сложные, ломаные. В протерозое они ограничивали с запада шовный Шилкинский прогиб и проходили где-то под современными полями распространения карбона и перми Борзинского прогиба. В рифее вдоль этих разломов происходило интенсивное излияние эффузивов кулиндинской свиты, превращенных позднее в амфиболиты и зеленокаменные породы.

В девоне Восточно-Агинский и Онон-Борзинский разломы оказались внутри Борзинского прогиба, наложившегося на восточную окраину Агинского массива, а в карбоне и перми вдоль них развились частные геосинклинальные прогибы.

Как отмечает Л. А. Мастюлин (1966), средне-верхнепалеозойские осадки в зоне разломов отличаются специфическим фациальным обликом, выражающимся в большой роли эффузивов основного, среднего и кислого состава, туфов, яшмоидов, кварцитовидных песчаников и сланцев. Все это позволяет говорить о долгоживучести и активности зоны этих разломов, вдоль которых периодически и в целом длительное время происходили излияния эффузивов. Примечательно, что в западном и восточном направлениях от разломов происходит резкое выклинивание вулканогенных толщ, что позволяет предположить наличие подводного желоба, в котором накапливались продукты вулканизма (Мастюлин, 1966). Контуры разломов подчинены и генеральные простирания средне-верхнепалеозойских толщ Борзинского прогиба.

В юре Восточно-Агинский и Онон-Борзинский разломы контролировали распределение эффузивов и гранитоидов, а также предопределили структурный план юрских образований. В раннемеловое время вдоль разлома заложилась Хараноро-Борзинская впадина, в настоящее же время она является геоморфологической границей, разделяющей Агинские степи от расчлененного рельефа междуречья Унды и Газимура. На геофизических картах эти разломы выделяются четкими гравитационными ступенями и сериями мелких магнитных аномалий.

Оленгуй-Былыринский, Онон-Борзинский и Восточно-Агинский разломы, ограничивающие Агинский массив, активно влияли на формирование структурного плана рифеид. Очевидно, они являются дорифейскими, разграничивающими разнотипные рифейские структуры.

К древним структурным разломам относятся Куналейский, Борщовочный и Газимурский (Газимуро-Борзинский).

Куналейский разлом развился вдоль Монголо-Охотского шва и в течение протерозоя и рифея являлся естественным барьером, ограничивающим с юга Куналейский шовный прогиб. Часто этот разлом описывают совместно с Чикой-Ингодинским, полагая, что оба они имеют одно структурное значение. Нам, однако, представляется, что Куналейский разлом заслуживает отдельного рассмотрения, хотя он имеет и меньшее значение, чем Чикой-Ингодинский, особенно в мезозойский этап развития региона. Однако в герцинском тектоническом этапе Куналейский разлом ограничивал с севера Даурский прогиб, т. е. имел для герциниды краевое значение, что обычно приписывается Чикой-Ингодинскому разлому. В мезозое вдоль Куналейского разлома возник узкий, вероятно, приразломный прогиб, выполненный «гольцовой юрой». Морфологически Куналейский разлом проявлен так же, как и Чикой-Ингодинский; он четко фиксируется в гравитационном и магнитном полях.

Борщовочный разлом ограничивает Шилкинский шовный прогиб с юга, как и Куналейский, но в отличие от последнего не является краевым для герциниды; не контролировал он и размещение межгорных прогибов орогенного эпигеосинклинального этапа развития рифеид и лишь в юре разлом оказался северной границей распространения морских отложений. Таким образом, активная жизнь разлома проявлялась в про-

цессе геосинклинального развития рифеид и в этапе мезозойской активизации.

Зона разлома морфологически хорошо выражена в виде уступа у подножия Боршовочного хребта; древние гнейсы и граниты в ней будинированы, катаклазированы и брекчированы. При этом широко развиты прототектонические брекчии по гранитам Удинского массива, превращенные в «очковые» гнейсированные породы, образование которых могло произойти только в докембрии, поскольку в мезозое подобных пород не известно. Это свидетельствует в свою очередь о древнем заложении разлома и активном развитии его в докембрии.

Газимурский разлом прослеживается вдоль долин Борзи, в ее верхнем течении, и Газимура. Разлом отделяет Приаргунское геосинклинальное поднятие от Газимуро-Шилкинского прогиба.

Эти смежные структуры выделяются четко, в связи с резкой сменой формаций в зоне разлома: к востоку от него широко развиты карбонатные толщи, к западу — вулканогенно-терригенные. В палеозое разлом контролировал распространение межгорных прогибов кембрия и девона, не развивавшихся западнее его, в карбоне же Шахтаминский прогиб не проник далеко на восток за зону разлома.

Газимурский разлом активно влиял и на процессы, протекавшие в Борзинском герцинском прогибе, что сказывается, в частности, в повороте простираний пермских структур от меридиональных на севере на северо-восточные в районе г. Борзи, приспособившихся к простиранию разлома (Мастюлин, 1966). В мезозое фрагменты разлома играли роль юго-восточной границы морского прогиба. К зоне разлома приурочены юрские гранитоиды и излияния раннемеловых базальтов (Амантов, Михайлов, Старченко, 1967).

Хилокский разлом протягивается в пределах Читинской области вдоль долины р. Хилок, ограничивая на всем своем протяжении южный борт Уда-Витимского прогиба. Простирание Хилокского разлома параллельно Монголо-Охотскому, и в Монголии его непосредственным продолжением служит Хангайский разлом. Подобно Монголо-Охотскому, Хилокский разлом четко проявлен гравитационными ступенями и линейно вытянутыми магнитными аномалиями.

Вероятно древнее заложение Хилокского разлома. В раннем кембрии он ограничивал южный борт Уда-Витимского прогиба, контролируя размещение кембрийских вулканогенных и рифовых формаций, а также салаирских интрузий. В карбоне зона Хилокского разлома контролировала размещение межгорных прогибов, выполненных континентальными молассаами; в мезозое вдоль него возникли цепочки вулканов, поставивших вулканогенный материал, в связи с чем сформировались поля эффузивов джида-хилокской серии триаса, средней — верхней юры (харюлгатинская, джаргалантуйская и др. свиты) и мела. В зоне разлома локализовано большое количество интрузий триаса и юры; в позднем мезозое в ней развились угленосные впадины.

Таким образом, Хилокский разлом проявлял активность в течение длительного отрезка геологического времени, а в связи с интенсивными движениями в мезозое приобрел важное значение и в металлогении.

Важное структурное значение в раннем палеозое имел **Урулюнгуйский разлом**, отделяющий южный блок Приаргунского поднятия от северного. Разлом проявил большую активность в кембрии, являясь тогда барьером для распространения трансгрессии на юг; аналогичную роль он играл и в девоне. В мезозое, особенно позднем, с зоной разлома связано формирование крупных впадин, заполнявшихся вулканогенными и терригенными отложениями. Урулюнгуйский разлом имеет важное металлогеническое значение, разграничивая структуры домезозойского фундамента, существенно различающиеся историей их развития в палеозое.

Онон-Туринский разлом отделяет Агинский срединный массив от Даурского прогиба герцинид и соответственно имеет краевое значение. Считалось, и многими считается до сих пор, что разлом заложился в триасе, поскольку параллельно его зоне располагаются триасовые интрузии. Палеозойская же история по обе стороны от разлома обычно считается сходной (Зорин, Старченко, 1966 и др.), из-за широко распространенного мнения, что ундургинская свита девона (агуцинская) Даурии аналогична ононской и ундургинской Агинского поля, а отложения акшинско-илинской серии верхнего палеозоя — нижнего триаса развиты по обе стороны от разлома. Ошибочность таких построений теперь очевидна, так как доказан докембрийский возраст ононской серии Агинского поля, а ундургинская свита на Агинском поле сопоставлена с ононской серией. Девонские образования Агинского поля представлены морскими молассами, локализованными в межгорных прогибах; девонские же отложения Даурского прогиба слагают часть мощного разреза геосинклинальной черносланцевой формации. Поэтому вполне естествен вывод о девонском по крайней мере времени заложения зоны Онон-Туринского разлома, разделившего структуры с принципиально разным режимом тектонического развития.

Это значение разлом сохранил в течение всего геосинклинального этапа развития герцинид. Активно проявили себя его отдельные части и в пермо-триасе, когда образовалось краевое поднятие Агинского срединного массива, отделившее формирующийся орогенный прогиб герцинид от геосинклинальной зоны. Тектонические движения вдоль южного фланга зоны разлома способствовали существенному обособлению Хапчерангинского межгорного прогиба от Средне-Ононского, что следует из особенностей литологического состава пермо-триасовых отложений — в Хапчерангинском прогибе помимо морских отложений известны прибрежно-морские и континентальные с флорой (рыхлые рыжеватые песчаники), тогда как более мощный и однообразный разрез акшинско-илинской серии представлен в Средне-Ононском прогибе исключительно морской молассой. В поздней юре и мелу в зоне разлома возникли впадины, выполненные эффузивно-осадочными толщами.

Тектонические движения вдоль зоны разлома продолжают и в настоящее время, что следует из характера рельефа по обе ее стороны и приуроченности к ней минеральных источников.

Таким образом, ныне можно уверенно считать, что заложение Онон-Туринского разлома произошло не позже девона, когда он разграничил разные по типу развития области — срединный массив и геосинклиналь. Тем самым представляются ошибочными объяснения различий между Агинским полем и Даурией лишь разной глубиной их эрозионного среза, основанные на предположении, что вследствие относительно меньшего воздымания Агинского массива в его пределах остались не вскрытыми как триасовые, так и более древние гранитоиды (Зорин, Старченко, 1966). Вернее, что эти гранитоиды в пределах массива вообще не формировались или имели крайне локальное развитие, о чем свидетельствуют и последние выводы геофизиков. В гравитационном поле Онон-Туринский разлом фиксируется полосой повышенных горизонтальных градиентов силы тяжести; над Агинским массивом наблюдается региональный гравитационный максимум, а над Даурской зоной — глубокий минимум (Зорин, Старченко, 1966).

Все описанные разломы имеют важное структурное значение — они являются пограничными между складчатыми зонами рифеид и герцинид, либо разграничивают их крупные внутренние структуры.

Выделяется, кроме того, еще много разломов, часть которых маркирует границы межгорных прогибов орогенного этапа развития герцинид. Большое количество таких разломов выявлено на Агинском массиве. Они были подробно описаны Н. Н. Чабаном и др.; необходимо лишь

отметить, что почти все они четко группируются в две системы, подчиняясь структурному плану складчатых дуг чехла Агинского массива, и некоторые из них контролируют размещение мезозойского магматизма и связанного с ним оруденения¹.

Как уже отмечалось, помимо разломов северо-восточного простирания, в Забайкалье выявлены и описаны поперечные разломы северо-западного простирания, в ряде случаев ограничивающие крупные поперечные структуры, называемые, вслед за С. Н. Бубновым, порогами. Отдельные исследователи выделяют различное количество таких поперечных разломов, часто пространственно не совпадающих на разных схемах, а иногда и противоречащих геологическим данным. Так, считается, что Баляга-Ашингинский разлом ограничивает с востока Мензинский блок, хотя геологические материалы свидетельствуют о том, что последний расположен западнее этого разлома, секущего структуры среднего — позднего палеозоя и т. д. В связи с многочисленными неясностями в выделении поперечных разломов и их слабой в ряде случаев обоснованности остановимся на наиболее достоверных, подтверждающихся в той или иной степени геологическими данными.

Аникинский порог (разлом) отделяет Приаргунское геоантиклинальное поднятие от Верхнеамурского синклиория. Наиболее отчетливо он проявлен по мезозойским структурам, хотя по данным В. В. Старченко и др. в докембрийских структурах Становой зоны порог фиксируется выходом Могочинской архейской глыбы с северо-западным простиранием пород.

Влияние порога на тектоническое развитие выявляется и в среднем палеозое, что следует из подчинения его направлению простирания Жиргодинского прогиба девона. В мезозое, точнее в юре, порог разделял Ольдойский и Восточно-Забайкальский внешние геосинклинальные прогибы, причем с востока у порога отмечаются повышенные мощности разрезов относительно развитых западнее синхронных отложений.

Юрские отложения Забайкалья по направлению к порогу резко сокращаются в мощностях, а в его пределах вообще отсутствуют. Аникинский порог имеет тем самым важное значение в тектонической истории региона и важное, по-видимому, металлогеническое значение. Детали его строения описаны Э. А. Портнягиным и З. Л. Москаленко (1965).

Почти параллельно Аникинскому расположен **Шилка-Аргунский порог**, описанный недавно Ю. Ф. Мисником (1967). Чаще эту структуру называют Нерзаводско-Сретенским поперечным разломом.

Нам представляется, что так как порогами называют поперечные положительные элементы геосинклинали (Бубнов, 1960), то Шилка-Аргунский порог должен рассматриваться в первую очередь именно как поперечное поднятие. Его границами, по-видимому, являются Нерзаводско-Сретенский и Уров-Джалирский глубинные разломы, выявляемые геофизически, а в отдельные отрезки истории развития и геологически. В таком понимании Шилка-Аргунский порог можно охарактеризовать как крупную долгоживущую структуру, имеющую важное металлогеническое значение.

В докембрийской истории развития роль порога сказывается в том, что к востоку от ограничивающего его с северо-востока Уров-Джалирского разлома в составе докембрийских метаморфических толщ в большом количестве развиты эффузивы основного состава, а к западу от него их количество уменьшается (Мастюлин, 1966).

В зоне порога в составе отложений Газимуро-Шилкинского прогиба существенную роль в разрезах докембрия играют карбонатные отложения, что, в частности, является для некоторых геологов поводом

¹ Характеристика их дается при описании мезозойских структур.

для объединения этой структуры с Приаргунским геантиклинальным поднятием в единую структуру — «Приаргунский срединный массив».

В зоне порога, кроме того, происходит резкое сужение рифейских прогибов и замещение вулканогенных толщ Шилкинского прогиба терригенными и терригенно-карбонатными. В палеозое влияние порога на размещение орогенных эпигеосинклинальных прогибов рифейцев устанавливается вполне отчетливо. Вдоль его юго-западного борта проникали трансгрессии силура, девона и карбона из герциниды Большого Хингана и Борзинской зоны. Кроме того, вдоль этого же крыла порога формировались континентальные молассы карбона и перми.

Вдоль северо-восточного крыла порога, подчиняясь его направлению, в среднем — позднем девоне развился Жиргодинский прогиб, располагавшийся между рассматриваемым и Аникинским порогами и простиранный согласно их общему северо-западному направлению.

В течение мезозоя в зоне порога не отмечается существенных изменений в строении и размещении соответствующих прогибов, но он выступает в качестве магмоконтролирующей и рудоконтролирующей структуры (Мисник, 1967).

Приведенная история развития порога может быть принята и для обрамляющих его разломов. Добавим лишь, что Уров-Джалирский разлом, по данным Л. А. Мاستюлина (1966), маркируется гравитационной ступенью от низовьев р. Уров вдоль р. Черной и далее в бассейне р. Джалир; вдоль разлома прослеживается гнейсовый вал пород докембрия север-северо-восточного простирания, протягивающийся, по данным В. В. Старченко и др., вдоль пади Ульдыгича (приток р. Черной). На продолжении этого вала, в бассейне р. Джалир, также выявлена цепочка гнейсовых куполовидных структур.

В зоне Монголо-Охотского разлома Уров-Джалирский разлом вызывает резкую редукцию и замыкание приразломных прогибов верхнего триаса (Куйтунский, Чачинский и другие частные прогибы, объединенные в группу Шилкинских мелких прогибов). В мезозое вдоль разлома произошло внедрение интрузий амананского комплекса, отдельные массивы которого имеют линейную форму и северо-западное простирание контактов (бассейн р. Джалир и др.).

Вдоль Нерзаводско-Сретенского разлома, ограничивающего Шилка-Аргунский порог с юго-запада, отмечается изменение фаций и мощностей нижнеюрских осадочных толщ Забайкалья (Огородников, 1966). В ранне-среднеюрское время этот разлом ограничивал в Приаргунье распространение континентальных отложений калганской свиты (Огородников, 1966), причем к востоку от разлома, т. е. в пределах Шилка-Аргунского порога, отмечается существенное сокращение мощностей ранне-среднеюрских отложений и погрубение их состава, что указывает на активную жизнь Шилка-Аргунского порога в юрское время.

По данным В. Д. Огородникова (1966), Нерзаводско-Сретенский разлом прослеживается под общим азимутом 320° из района Нерчинского Завода в верховьях р. Урюмкана и далее на г. Сретенск вплоть до Бушулей-Могочинского разлома. В подтверждение его древней активности обычно приводят данные о развороте складок в зоне разлома, перегибе складчатых структур и концентрации, по данным Ю. Ф. Мисника, мелких тел серпентинитов. Однако эти данные не однозначны и могут быть интерпретированы иначе. Более уверенно можно говорить об истории развития зоны разлома со среднего палеозоя (как это было отмечено для Шилка-Аргунского поднятия в целом). Геологически наиболее отчетливо он был выражен в мезозое, когда его зона контролировала размещение массивов юрских гранитоидов, рудных полей и месторождений. Сюда относятся крупные массивы района г. Сретенска, массивы междуречья Газимура и Шилки, Лугинский массив и другие (Огородников, 1966).

К поперечной структуре должно быть отнесено в Забайкалье и **Агинское палеозойское поле**. В последнее время В. А. Амантов и др. (1967) описали в качестве порога лишь центральную часть Агинского, палеозойского, по их мнению, поля. В свете же вышеизложенного, Агинская структура в целом (от Онон-Туринского до Онон-Борзинского разломов) представляет собой поперечную структуру. История ее развития излагалась нами выше, здесь отметим лишь, что помимо геологически выраженной роли Агинского порога в докембрии и палеозое, в мезозое он ограничивал морской прогиб нижней юры, представленной западнее уже в континентальных фациях. Общеизвестно и огромное металлогеническое значение Агинской структуры.

В заключение характеристики поперечных структур Забайкалья отметим, что им обычно приписывается роль структурных барьеров, разграничивающих блоки с различной историей развития. В связи с изложенным этот вывод, вероятно, справедлив лишь начиная со среднепалеозойской истории (кроме Агинского массива). В докембрийское время структурное значение имели северо-восточные разломы, ограничивающие внутренние структуры зоны рифеид. В мезозойской же истории поперечные структуры проявили себя наиболее отчетливо и приобрели важное металлогеническое значение.

Таким образом, рассмотрение домезозойской тектоники Забайкалья приводит к следующим основным выводам:

1. Во внутреннем строении ранних протерозоид (карелид) и рифеид по формационному признаку выделены геоантиклинальные поднятия (ранние и поздние) и геосинклинальные прогибы. Разновидностью последних являются шовные прогибы.

2. Агинская структура, относившаяся ранее чаще всего к прогибу герцинид, представляет собой срединный массив начиная с раннего протерозоя.

3. Во внутреннем строении Даурского прогиба герцинид выделены краевые геоантиклинальные поднятия и осевой прогиб. Борзинский герцинский прогиб отчетливо асимметричен и отличается от Даурского периодом развития и строением.

4. По типу тектонического режима развития структур рифеид в палеозое, выделены блоки эпигеосинклинальных поднятий и прогибаний с унаследованной и обращенной схемами развития.

5. Характерной чертой тектоники Забайкалья является наличие разрывных зон, а также порогов — длительно развивавшихся поперечных структур.

Глава IV

ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДОМЕЗОЗОЙСКИХ СТРУКТУР ЗАБАЙКАЛЯ

На большей части Забайкалья проведены аэромагнитные и гравиметрические съемки, а также тематические геофизические исследования. Обобщение всех этих материалов было произведено под руководством Л. А. Мастюлина и В. Д. Огородникова. В результате была построена схема домезозойских структур «гранитно-метаморфического» слоя Забайкалья (рис. 15). Сравнивая эту схему со схемой, построенной по

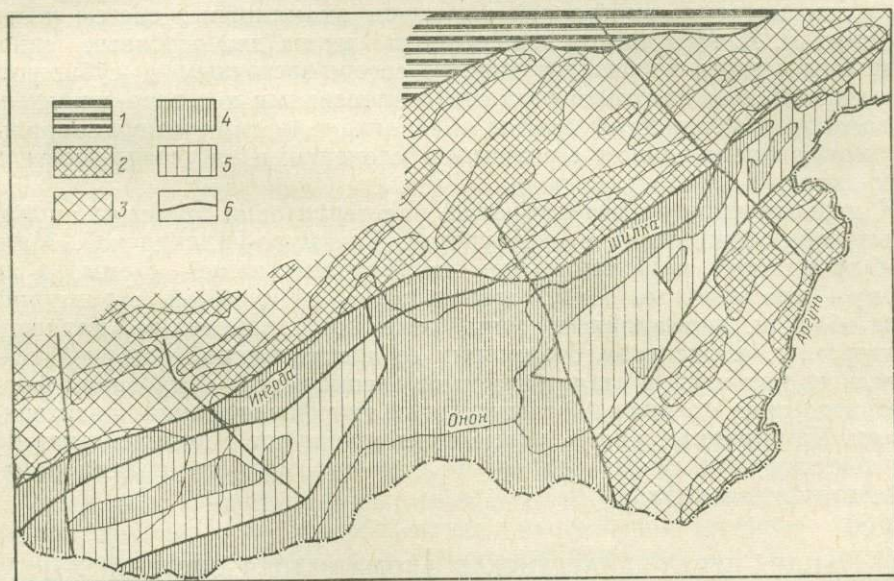


Рис. 15. Схема домезозойских структур «гранитно-метаморфического» слоя Забайкалья по геофизическим данным. Составлена по материалам Л. А. Мастюлина
1 — Витимо-Олекминская аномальная система (структуры основания); 2—3 — Хилок-Нерча-Приаргунская аномальная система (2 — устойчивые блоки, 3 — мобильные зоны); 4—5 — Шилка-Онойская аномальная система (4 — устойчивые блоки, 5 — мобильные зоны); 6 — зоны поперечных и продольных разломов

геологическим (см. рис. 5) данным, можно видеть большое сходство выделяемых на них главнейших структур. Наблюдаемые расхождения связаны с различием взглядов геологов на датировку времени формирования тектонических структур; так, большая часть забайкальского звена Монголо-Охотского пояса относится нами к складчатой зоне рифеид, а к герцинидам — лишь Даурский и Борзинский прогибы; по мнению же некоторых других геологов (В. В. Старченко, В. А. Амантов,

М. С. Нагибина и др.), структуры Забайкалья принадлежат либо целиком к герцинидам, либо к герцинидам и частично к каледонидам (см. главу I).

При анализе структуры гравитационного и магнитного полей Забайкалья исходя из морфологических признаков Л. А. Мастюлин (1967) выделяет ряд крупных морфологически выраженных элементов региональной зональности — аномалийные системы, подразделяемые на аномалийные зоны. Под аномалийной системой им понимается «участок поля, характеризующийся общим средним уровнем физического поля; общим аномалийным планом, то есть общим простиранием длинных осей аномалий; общими формами аномалий, их интенсивностью, размерами, формой кривых и т. д.». Локальные изменения свойств аномалийных систем позволяют выделять в их пределах аномалийные зоны.

На описываемой территории выделено две аномалийные системы — Хилок-Нерча-Приаргунская и Шилка-Ононская. Первая из них характеризует Малханское и Приаргунское геоантиклинальные поднятия рифеид, а также Амазаро-Нерчинский геосинклинальный прогиб ранних протерозоид, вторая — остальные структурные элементы рифеид и герцинид нашей схемы. При этом Л. А. Мастюлин отмечает, что «... включение Агинской зоны в состав Шилка-Ононской системы произведено условно, принимая во внимание лишь сходство геологического развития этой территории в среднем палеозое¹; более верно было бы ее рассматривать как реликт самостоятельной более древней аномалийной системы...» Рассмотрение внутренней структуры аномалийных систем и зон позволило Л. А. Мастюлину подразделить их на два основных типа: 1) системы и зоны, характеризующиеся северо-восточным и субширотным аномалийным планом с редкими отклонениями к северо-западным направлениям; 2) системы и зоны, обладающие четким субмеридиональным аномалийным планом с редкими отклонениями на северо-восток и северо-запад.

К первому типу на интересующей нас территории отнесены аномалийные зоны, совпадающие с Даурской, Газимуро-Шилкинской, Малханско-Олекминской и Приаргунской структурами нашей схемы, а ко второму — аномалийные зоны, совпадающие с Агинской структурой. Таким образом, аномалийные зоны отвечают конкретным крупным структурам, т. е. участкам территории со специфической историей тектонического развития, а стало быть, и со специфическим строением формационного ряда отложений и присущими ему физическими характеристиками. Как правило, аномалийные зоны совпадают с выделенными по геологическим данным региональными структурными элементами докембрийского фундамента.

ХИЛОК-НЕРЧА-ПРИАРГУНСКАЯ АНОМАЛИЙНАЯ СИСТЕМА

Эта аномалийная система располагается в бассейнах рек Уда, Хилок, Каренга, Нерча и низовьев рек Шилки и Аргуни, в междуречье Газимуро и Аргуни, где развиты протяженные аномалии минимумов и максимумов магнитного и гравитационного полей северо-восточного простирания, совпадающие по знаку и по площади и объединяющиеся в Хилок-Нерча-Приаргунскую аномалийную систему. Средние размеры локальных гравитационных и магнитных аномалий 30—40 км по ширине и 200—300 км и более по их простиранию. В плане они располагаются кулисообразно. Напряженность отдельных положительных магнитных аномалий колеблется в широких пределах (300—1000 гамм). В ряде мест отмечается изменение по простиранию интенсивности магнитных

¹ В настоящее время это представление многими пересмотрено, что было показано в предыдущей главе.

аномалий. Напряженность локальных гравитационных аномалий изменяется как по площади, так и по простиранию отдельных аномалий. Перепады напряженности по простиранию приурочены к узким (2—4 км) зонам. По особенностям гравитационных и магнитных аномалий, а также по среднему уровню геофизических полей Хилок-Нерча-Приаргунская аномалийная система подразделяется на Хилокскую, Нерча-Урюмканскую и Приаргунскую аномалийные зоны.

Хилокская аномалийная зона (Малханское поднятие и южная часть Уда-Витимского прогиба) выделяется повышенным уровнем магнитного и средним уровнем гравитационного полей. Простирание аномалий северо-восточное и близкое к субширотному. В междуречье Чикоя и Хилка (собственно Малханская зона) форма магнитных и гравитационных максимумов довольно прямолинейная. Севернее, в пределах Уда-Витимского прогиба салаирид нашей схемы (бассейн р. Худун), максимумы и минимумы теряют линейную вытянутость, уменьшается их интенсивность и протяженность по простиранию. Значительно усложняется и форма графиков магнитных максимумов, приобретающих весьма изрезанную пилообразную форму; появляется большое количество изометричных и сложных в плане магнитных аномалий.

Приведенные отличия в характерах аномалийных полей Малханского поднятия рифид и Уда-Витимского прогиба салаирид дополняют геологические материалы, свидетельствующие о существенном различии в строении и времени формирования этих структур (см. главу I).

Провести границу между Малханской и Уда-Витимской структурами на карте магнитных и гравитационных аномалий очень трудно: она четко не улавливается, что объясняется неглубоким заложением Уда-Витимского прогиба, вялым и кратковременным его развитием. Как известно, в отличие от салаирских геосинклинальных прогибов Алтае-Саянской области и Джидинского прогиба Бурятии, в Уда-Витимском прогибе разрез геосинклинального комплекса характеризуется редуцированностью признаков, а по особенностям внутреннего строения (наличие крупных внутренних поднятий — блоков, четко выраженное воздымание его ложа у бортов и т. д.) прогиб обладает рядом черт, присущих межгорным прогибам эпигеосинклинального этапа развития рифид. Иначе говоря, в краевых частях Уда-Витимского прогиба в физических полях еще существенно сказывается влияние рифейского фундамента, на котором он заложен и который выведен на поверхность в Малханской зоне и в ряде участков во внутренних частях Уда-Витимского прогиба; тем самым, четкой геофизической границы между этими структурами не выявляется.

Восточнее Хилокской зоны выделяется **Нерча-Урюмская аномалийная зона**, отличающаяся пониженным, часто отрицательным уровнем магнитного (—100—50 гамм) и гравитационного полей.

Напряженность крупных локальных магнитных и гравитационных максимумов резко падает. Большинство положительных магнитных аномалий характеризуется напряженностью 250—350 гамм. Форма графиков аномалий ΔT_a резко дифференцирована и имеет пилообразный характер.

Контрастность гравитационных минимумов и максимумов, особенно в центральной части зоны, незначительная. Преобладают плавные переходы между минимумами и максимумами и интенсивность минимумов и максимумов весьма разнообразная. Наиболее интенсивный сложный локальный максимум силы тяжести расположен по левобережью р. Шилки и протягивается от устья р. Нерчи в бассейн р. Амазара, совпадая с положительной магнитной аномалией. Вторая полоса слабоинтенсивных магнитных и гравитационных максимумов прослеживается с верховьев р. Куэнги в верховья р. Джалира. Эти полосы разделены полосой протяженных сложных минимумов.

На тектонической схеме полосам магнитных и гравитационных максимумов соответствуют эвгеосинклинальные прогибы ранних протерозоид, в строении формационных рядов которых существенную роль играют толщи вулканогенных пород. Один из прогибов выделен под названием Амазаро-Нерчинского, другой — за пределами площади тектонической схемы — известен под названием Тунгирского синклинория (Шульдинер, Озерский, 1967).

Полоса сложных магнитных и гравитационных минимумов соответствует выходам на поверхность и неглубокому залеганию комплекса основания ранних протерозоид. На тектонической карте один из таких выступов нами выделен под названием Маклакано-Могочинского срединного массива, где широко распространены терригенные и карбонатные отложения и гранитоиды.

Плавное уменьшение уровня магнитных и гравитационных аномалий от Хилок-Нерчинской к Нерча-Урюмской аномалийной зоне подтверждает мысль о плавности скольжения возраста складчатости с возрастанием его по направлению на восток, что выражается в наличии «переходных структур» в этих зонах. В то же время относительная близость порядка интенсивности локальных аномалий, их формы и т. д. свидетельствуют о структурном единстве этих зон, заложившихся в раннем протерозое, но замыкавшихся неодновременно — раньше на востоке и позже на западе.

Приаргунская аномалийная зона совпадает с одноименным ранним геоантиклинальным поднятием рифеид и характеризуется резко повышенным уровнем гравитационного поля и уровнем магнитного поля, близким к нулю. Локальные гравитационные и магнитные аномалии отличаются от аномалий остальных зон описываемой системы угловатыми формами и меньшими размерами по простиранию. Интенсивность магнитных аномалий колеблется в пределах 300—600 гамм. Локальные гравитационные максимумы имеют более сложную в плане форму, чем в остальных зонах системы. Специфическим свойством Приаргунской зоны является то, что гравитационные и магнитные аномалии одного знака очень нечетко совпадают по площади, хотя тяготеют друг к другу.

Наиболее четко выраженными аномалийными элементами Приаргунской зоны являются полосы максимумов ΔT_a . Одна полоса максимумов, располагающаяся по правобережью р. Газимур, в верховьях р. Урюмка и прослеживающаяся на юго-запад до ст. Даурия, состоит из ряда изолированных максимумов и совпадает с полосой выходов на поверхность гнейсовых толщ. Вторая полоса гравитационных максимумов располагается по левобережью р. Аргуни и в бассейне р. Урулюнгуя. В ее пределах выделяются две положительные площадные магнитные аномалии, одна из которых расположена севернее по с. Нерчинский Завод, вторая — в устьевой части р. Урулюнгуя. Эти полосы разделяются магнитным и гравитационным минимумами, причем, как и в первом случае, вторая полоса гравитационных максимумов совпадает с полосой выходов гнейсовых толщ докембрия.

Особенности гравитационных и магнитных аномалий на территории Приаргунского геоантиклинального поднятия отражают его неоднородность, возникшую в результате всей истории тектонического развития этой структуры, прежде всего ее блоковый характер. Последний проявился и в характере складчатых деформаций. Причина этого в следующем.

Геоантиклинальный режим развития в рифее predetermined накопление сокращенных мощностей геосинклинальных отложений, сквозь которые как бы просвечивают блоки комплекса основания, образующие в его покрове складки типа штампа. Еще более резко этот тип дислокаций подчеркнут в отложениях палеозоя, характеризующих орогенный эпигеосинклинальный этап развития структуры, когда разновеликие

блоки Приаргунского поднятия одновременно вовлекались в дифференциальные перемещения с формированием наложенных межгорных прогибов. Все эти особенности складчатых деформаций выразились, с одной стороны, в повышенном уровне аномалий, а с другой — в пространственной неупорядоченности и сложных очертаниях локальных аномалий физических полей.

ШИЛКА-ОНОНСКАЯ АНОМАЛИЙНАЯ СИСТЕМА

Эта система расположена южнее Чикой-Ингодинского разлома, на территории Зачикойской горной страны, Агинского поля и Шилка-Газимурского междуречья. Характерными ее чертами являются плавно сменяющиеся, близкие к нулю магнитные и резко изменяющиеся гравитационные поля. Локальные гравитационные и магнитные аномалии имеют здесь северо-западные, северо-восточные, субширотные и субмеридиональные простирания. Интенсивность магнитных аномалий невысокая (150—250 гамм). Преобладают аномалии небольших размеров линейной формы, часть аномалий имеет слегка вытянутую изометричную форму. Гравитационные локальные минимумы и максимумы четкие, напряженность их изменяется в широких пределах. Шилка-Ононская система подразделяется на ряд аномалийных зон.

Чикойская аномалийная зона соответствует структурным элементам Зачикойской Даурии. Отличается пониженным гравитационным и нормальным магнитным полями.

Преобладают слабоинтенсивные гравитационные максимумы северо-восточного простирания, разделенные полосами минимумов. Одна полоса гравитационных максимумов прослеживается от с. Менза вдоль Чиконокского хребта до долины р. Ингоды и включает главные повышения магнитного поля небольшой интенсивности (150—200 гамм). Этой полосе гравитационных максимумов соответствует Чиконокский блок — выступ рифейского фундамента на поверхность в пределах герцинской геосинклинальной зоны (см. рис. 19). Однако это соответствие не совсем отчетливое, поскольку восточная часть полосы максимумов, по-видимому, фиксирует «подземное» продолжение Чиконокского выступа.

Другая полоса гравитационных максимумов располагается вдоль границы с Монголией в бассейне рек Бальджи, Алтан, причем магнитные локальные аномалии в пределах полосы не выражены. Этой полосе соответствует Нижне-Кыринский выступ фундамента Агинской структуры в герцинской зоне, наложившейся на ее западную окраину.

Названные полосы гравитационных максимумов разделяются сложными минимумами гравитационного и магнитного полей. Отчетливая полоса гравитационных минимумов прослеживается по левобережью Чикоя и соответствует Куналейскому шовному прогибу рифеид, выполненному преимущественно терригенной и терригенно-кремнистой формациями. Те же минимумы отличают Даурский геосинклинальный прогиб герцинид.

Заметим, что хотя в физических полях Куналейский и Даурский прогибы различаются слабо, геологически эти структуры обособляются друг от друга совершенно отчетливо, будучи сложными из формаций, сходных по исходному составу пород, но разного времени формирования.

Чикойская зона на северо-востоке овально ограничивается в верховьях рек Аленгуя и Иля. Восточная граница ее совпадает с геологической границей, проходящей по глубинному Онон-Туринскому разлому, отмеченному в физическом поле гравитационной ступенью.

Агинская аномалийная зона выделяется на площади Агинской структуры повышенным уровнем гравитационного и магнитного полей. Локальные гравитационные и магнитные аномалии имеют преимущественно

но северо-западное и субмеридиональное направление, реже северо-восточное. Особенно характерны северо-западные и субмеридиональные направления аномалий для южной и восточной частей Агинской зоны. Северо-восточные аномалии отмечаются лишь в северной части зоны, у Монголо-Охотского шва. Агинская аномалийная зона ограничена с запада, севера и востока гравитационными ступенями. Сведений о ее южной границе пока не имеется.

Л. А. Мاستюлин (1967) подчеркивает, что «развитие в пределах Агинской зоны северо-западных и субмеридиональных структур, типичных для архейского фундамента Сибирской платформы, в частности, четко документирующихся как геофизически, так и геологически и являющихся резко несогласными с протерозойскими и более поздними структурами, позволяет рассматривать Агинскую структуру как своеобразный реликт верхнеархейской структурной системы. Следует, однако, допустить, что в более поздние эпохи эта территория погружалась под уровень моря и над ней происходило осадконакопление. Однако магматической и структурной перестройки коры в связи с ними здесь, по-видимому, не произошло, ибо в противном случае не наблюдался бы весьма интенсивный региональный гравитационный максимум. Тем не менее, уже стало традицией включение Агинской аномалийной зоны в Шилка-Ононскую аномалийную систему. Условность этого включения отмечается и самим Л. А. Мастюлиным.

В целом геофизические данные, как и новейшие геологические, свидетельствуют о необходимости обособления Агинской структуры от смежных с ней, а общее дискордантное ее положение в системе складчатых сооружений обрамления наряду с отмеченными особенностями геологического строения (см. главу I) заставляет относить ее к категории срединных массивов.

Ундино-Газимурская аномалийная зона совпадает с западной частью Газимуро-Шилкинского и Шилкинского геосинклинальных прогибов рифеид. В месте ее «выклинивания», по геофизическим данным, проходит поперечный Шилка-Аргунский порог, геологически фиксируемый изменением литологического состава в разрезе докембрия по обе стороны от него и резким сужением прогиба в месте его пересечения порогом (см. рис. 14). Видимо, эта структура вызвала существенное возмущение в физических полях, выразившееся в резком повышении уровня гравитационных и магнитных аномалий. Это в свою очередь предопределило большое сходство плана и характеристик физических полей на площади этого порога с полями Приаргунской и Нерча-Урюмской аномалийной зон, объединенных по геофизическим данным в одну аномалийную систему. Геологические данные свидетельствуют также о продолжении Газимуро-Шилкинского прогиба далее на восток, вдоль долины р. Газимур, а Шилкинского прогиба — вдоль р. Шилки. Последний на востоке в физических полях не фиксируется (Л. А. Мастюлин).

Ундино-Газимурская аномалийная зона как западная часть Газимуро-Шилкинского прогиба рифеид характеризуется отрицательным уровнем гравитационного и магнитного полей. Локальные гравитационные минимумы и максимумы отличаются контрастностью, на границе их располагаются зоны больших градиентов. Форма аномалий треугольная, ромбовидная, изометричная. Четкие линейные формы аномалий практически отсутствуют. Наиболее интенсивные минимумы расположены по правобережью р. Турги и в бассейне р. Туров. Крупные магнитные аномалии в пределах Ундино-Газимурской зоны отсутствуют и развиты лишь мелкие линейные и изометричные аномалии интенсивностью 200—300 гамм, сконцентрированные в основном в верховьях р. Унды.

Как можно видеть из сравнения тектонической схемы (см. рис. 5) и схемы размещения структур, построенных по геофизическим данным, в составе Шилка-Ононской системы трем аномалийным зонам соответ-

ствуют три типа тектонических структур. Примечательно, что отрицательные уровни гравитационных и магнитных полей характерны для Даурской зоны герцинид и для структур Шилка-Газимурского междуречья. В геологическом отношении эти структуры представляют собой геосинклинальные прогибы со сложным внутренним строением (выступы фундамента, пережимы, наличие порогов и т. д.), выполненные сходными по первичному составу породами — терригенными с обычно подчиненной ролью вулканогенно-кремнистых и карбонатных. В пределах этих структур широко развиты и сходные магматические образования — гранитоиды кислого и реже среднего состава. Однако время формирования этих прогибов соответственно падает на герцинский и рифейский этапы тектонического развития территории. Тем самым можно сделать вывод, что аномалийные системы не могут интерпретироваться как складчатые области или зоны (как ранее предполагали Л. А. Мастюлин, Ю. А. Зорин, Ц. И. Цырендоржиев и др.), так как в состав этих областей попадают структурные элементы разных этапов формирования, но в то же время характеризующиеся сходным стилем тектонического развития в соответствующих этапах. В отличие от аномалийных систем, аномалийные зоны, как правило, соответствуют крупным структурным элементам докембрийского фундамента и именно эти зоны следует прежде всего учитывать при тектоническом расчленении территории.

При тектоническом районировании Забайкалья часто возникает вопрос о самостоятельности структур на площади Шилка-Газимурского междуречья. Высказываются мнения о якобы невозможности расчленения Приаргунского геантиклинального поднятия и выделяемого нами Газимуро-Шилкинского прогиба, в частности, в докембрии (Старченко, Стецюк и др.). Между тем, приведенные выше геологические, а также и геофизические данные не позволяют произвести объединение названных структур (Нагибина, 1963 и др.). Кроме того, материалы геофизических съемок свидетельствуют даже о сходстве характеристик Газимуро-Шилкинского и Шилкинского прогибов, что следует из анализа и геологических материалов.

Приведенная краткая характеристика магнитного и гравитационного полей позволяет наметить, помимо вышеназванных различий, некоторые общие черты аномалийных зон. Наиболее общими их свойствами являются:

- 1) линейность и большая протяженность по простиранию;
- 2) согласие внутренних аномалий с простиранием аномалийной зоны в целом, за исключением отдельных участков;
- 3) примерное совпадение по знаку и по площади гравитационных и магнитных локальных аномалий (за исключением Приаргунья);
- 4) ширина большинства локальных гравитационных и магнитных аномалий оценивается в 30—50 км и, следовательно, близка или больше средней мощности земной коры континентов;
- 5) аномалийные зоны пространственно соответствуют конкретным тектоническим структурам;
- 6) ориентировка геофизических аномалий Агинского массива совпадает с таковой для фундамента Сибирской платформы и отчетливо дискордантна по отношению ко всем остальным (рифейским и герцинским) структурам Забайкалья.

Глава V

МЕЗОЗОЙСКИЕ СТРУКТУРЫ ЗАБАЙКАЛЬЯ

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕЗОЗОЙСКОГО ЭТАПА РАЗВИТИЯ ЗАБАЙКАЛЬЯ

Мезозойский этап развития Забайкалья являлся предметом длительных дискуссий как из-за необычности своего тектонического проявления, так и из-за выдающегося металлогенического значения. Именно с этим этапом большая часть исследователей связывает закономерности в проявлении, зональном размещении и локализации большинства эндогенных месторождений.

В мезозое в забайкальской части Монголо-Охотского пояса накапливались верхнетриасовые, юрские и нижнемеловые отложения разных генетических типов. В позднем триасе формировались морские вулканогенно-терригенные и континентальные, преимущественно вулканогенные образования; в юре — морские терригенные, прибрежно-континентальные и континентальные, а также наземные эффузивные и эффузивно-терригенные. Нижнемеловые отложения известны только в виде континентальных — типа угленосной молассы и лишь местами в ней появляются немногочисленные эффузивные покровы, занимающие значительное место восточнее Забайкалья, в разрезе приамурской части Монголо-Охотского пояса. Верхнемеловые отложения в Забайкалье не доказаны, но некоторые исследователи условно относят к ним верхние слои нижнемелового разреза. Широко развиты верхнемеловые отложения только в более восточной части Монголо-Охотского пояса — в бассейне Зеи и Уркана. Характерной особенностью мезозойских отложений является отсутствие в них заметного количества карбонатных пород; лишь изредка в верхнем триасе, а также в нижнем мелу Ононской грабен-синклинали встречаются прослой глинистых и песчанистых известняков или ракушечников.

Разнообразные по составу и мощностям отложения мезозоя образуют разновеликие поля — фрагменты разновозрастных структур, по-видимому, представляющие автономные ареалы седиментации; лишь в Восточно-Забайкальском регионе юрские морские отложения образуют компактное поле, называемое Главным юрским прогибом. Лоскутность в современном распространении отложений является характерной чертой мезозоя Монголо-Охотского пояса.

Возраст отдельных частей общего мезозойского разреза определяется в пределах системы и иногда отдела по редко встречаемой пресноводной фауне или наземной флоре, не дающих узкостратиграфической датировки, и последняя обычно дополняется сопоставлениями частных разрезов по сумме геологических признаков. В большинстве мест не устанавливаются границы не только ярусов, но и отделов. Более четко определяется возраст только морских отложений верхнего триаса Ингодино-Шилкинского прогиба и нижней юры Главного прогиба в Восточ-

но-Забайкальском регионе. В обоих случаях морская фауна определяет ярусы, и сами разрезы являются реперами для определения различных частей разрезов континентального мезозоя и их сопоставлений в разных структурных регионах.

При всем этом еще существуют значительные расхождения и нечеткость в возрастной индексировке членов мезозойского разреза, в особенности среди юрских отложений, например, J_{1+2} , J_{2+3} . Индекс J_{1+2} означает, что существующий комплекс отложений относится к нижнеюрскому отделу, но может содержать часть отложений и среднеюрского возраста, соответственно понимается индекс J_{2+3} и т. д. Нами для удобства пользования структурной основой прежние индексы J_{1+2} , J_{2+3} заменены индексами J_1 , J_2 , J_3 и оставлен индекс J_3 —Ст₁ как общепринятый, что, однако, не отрицает возможности присутствия, например, среднеюрских слоев в нижнеюрском комплексе J_1 или верхнеюрских в среднеюрском. К этому надо добавить, что в мезозое Монголо-Охотского пояса границы свит обычно не совпадают с границами ярусов и отделов, и к тому же возрастные границы нередко оказываются скользящими в пространстве по отношению к границам свит, как это недавно указывалось для морской нижней юры Восточно-Забайкальского региона (Мушников, 1966). Это делает возрастные индексы разных комплексов мезозоя еще менее точными.

Существенные различия мезозойских отложений подчеркиваются существованием в Забайкалье известных четырех древних структурных регионов — Малхано-Олекминского, Агинского, Восточно-Забайкальского и Даурского, первые три из которых оформились еще до палеозоя, а последний к его концу. В мезозое они сохраняют свою индивидуальность до поздней юры и начинают ее терять с конца поздней юры, ко времени формирования грабен-синклинальных структур нижнего мела. Поэтому описание разновозрастных мезозойских структур будет производиться нами по этим домезозойским регионам.

Как уже указывалось (см. главу I), наиболее дискуссионным при изучении мезозойских структур является вопрос о принадлежности этих структур к геосинклинальному или иному типу, например платформенному. Последние, как известно, действительно несут смешанные признаки — платформенные и геосинклинальные и однозначно, без оговорок, не могут быть отнесены к тому или иному типу. При этом смущает и их пространственная близость к мезозоидам Тихоокеанского кольца. Наибольший интерес представляют морские прогибы позднего триаса и ранней юры. Еще недавно их без оговорок относили к геосинклинальным, а после настойчивой аргументации противников геосинклинальной природы этих прогибов некоторые геологи стали называть их остаточными геосинклинальными прогибами или прогибами, близкими геосинклинальным.

Авторами настоящей работы предмезозойские (пермо-раннетриасовые) структуры герцинид отнесены к орогенным инверсионным (раннеорогенным) структурам, выполненным терригенной морской и терригенно-вулканогенной континентальной молассами. Однако естественного перехода Монголо-Охотского пояса в молодую платформу не произошло, так как на орогенные структуры позднего палеозоя — раннего триаса вскоре наложилась сильно проявленная активизация. В первом приближении мезозойские структуры поэтому считаются нами вслед за М. С. Нагибиной и многими другими активизационными. Активизации подверглась огромная часть Восточно-Азиатского континента, более сильно она проявилась в собственно Монголо-Охотском поясе и в долгоживущей глубинной зоне разломов Монголо-Охотского шва. Этой активизацией объясняется необычно сильная дифференциальная (глыбовая) подвижность жесткого континента, которая не позволяет считать его платформой в мезозое. Не приходится поэтому удивляться, что вдоль Монголо-Охотского шва далеко на запад в глубь жесткого континента проникли геосинклинальные прогибы из тихоокеанских мезозоид. Вслед за В. Ф. Лоскутовым, А. Ф. Мушниковым и многими другими следует отнести раннемезозойские прогибы Забайкалья к шовным в структур-

ном отношении, к геосинклинальным по типу формаций, к внешним геосинклинальным прогибам мезозойд по положению. Последнее, конечно, не означает, что эти прогибы как геосинклинальные входят в состав площади материнских мезозойд; имея все признаки геосинклинальных,

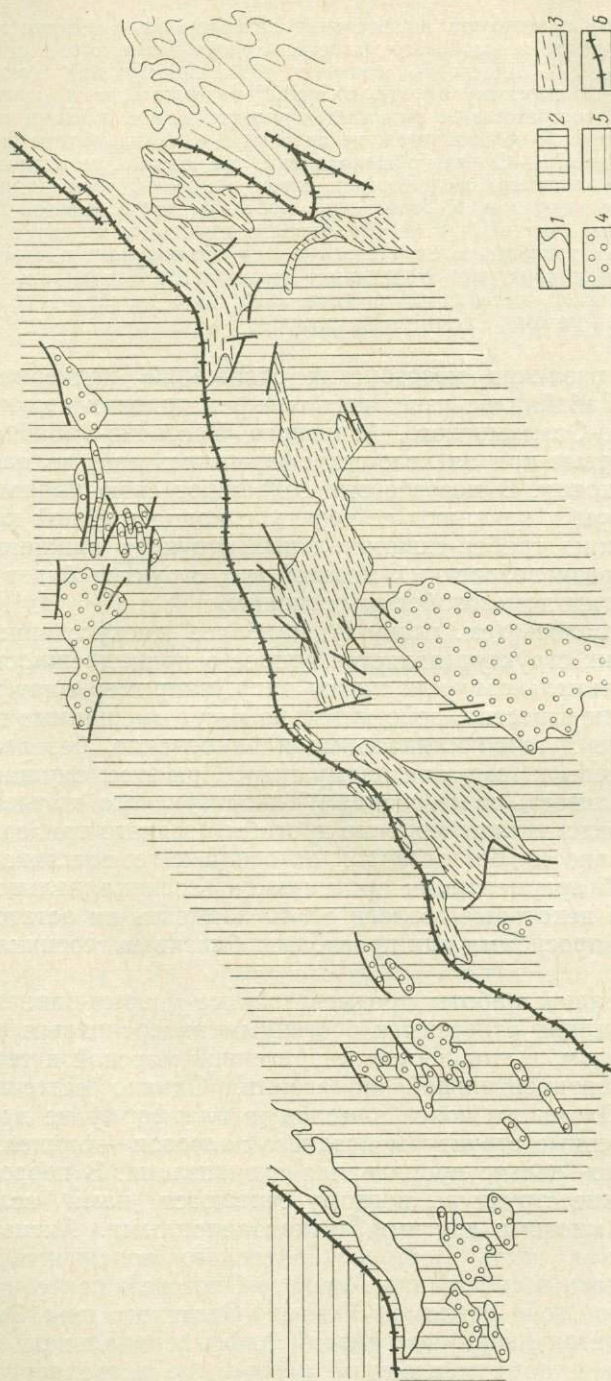


Рис. 16. Схема пространственных соотношений нижнемезозойских (Т₃, J₁) структур Забайкалья с мезозойдами Тихоокеанского кольца

1 — мезозойды Тихоокеанского кольца; 2 — гетерогенные разновозрастные структуры Забайкалья, на площади которых развиты: 3 — внешние геосинклинальные прогибы, 4 — континентальные межгорные прогибы, 5 — платформенный чехол; 6 — границы между различными типами мезозойских структур

они образовались вне ареала последних на жестком соседнем континенте (рис. 16). В связи с этим прогибы несут и черты отличий, в основном в виде сокращенного периода развития относительно полно развитых мезозойд.

В итоге мезозойский этап развития Забайкалья не представляется чем-то столь необычным, как это считалось многие годы. Не выглядит специфическим и наложение мезозойских структур на разновозрастные домезозойские структуры, на что опирается М. С. Нагибина при отрицании «геосинклинальности» раннемезозойских прогибов. Давно ли стало известно наложение на рифейды салаирид в Сибири и герцинид Даурского прогиба и т. д., но таковые не стали от этого менее «геосинклинальными». Площадные масштабы у разных структур, конечно, разные, а необычно большие площади распространения структур мезозойской активизации (Монголо-Охотский пояс и восточная окраина всего Азиатского континента) объясняются глобальным масштабом мезозонд Тихоокеанского кольца.

Причинная связь раннемезозойских геосинклинальных прогибов, а вместе с ними и позднемезозойских континентальных структур Забайкалья с тектоническими процессами в мезозоидах признается не всеми, хотя на наш взгляд эта связь очевидна из приводимых М. С. Нагибиной следующих признаков, выявляющихся при прослеживании структур на восток, в сторону мезозонд.

1. Время развития мезозойских структур совпадает со временем развития мезозойской геосинклинальной системы Тихоокеанского пояса. Структурная перестройка в Забайкалье в конце поздней юры совпадает с началом орогенного этапа развития мезозонд.

2. Наблюдается увеличение полноты разреза прогибов в восточном направлении до полноты разрезов в геосинклинальных структурах мезозонд и повышение его верхней стратиграфической границы за счет появления верхнемеловых отложений; происходит также смена континентальных средне-верхнеюрских отложений морскими. Все эти изменения фиксируются уже в Верхнем Приамурье к востоку от слияния Шилки и Аргуни, и лишь морской верхний мел появляется в непосредственной близости к мезозоидам, например в Торонском прогибе. Если в забайкальской части Монголо-Охотского пояса позднетриасовые, ранне-, средне- и позднеюрские прогибы пространственно в большинстве случаев разобщены и являются самостоятельными, то в восточной части Монголо-Охотского пояса развиты единые прогибы, выполненные и позднетриасовыми и юрскими (всех трех отделов) отложениями, например в Ольдойском прогибе (нижняя юра — верхний мел включительно), в следующем за ним Амуро-Зейском разрез начинается с морских отложений верхнего триаса.

3. Увеличиваются размеры структур и роль вулканогенных пород в прибрежно-континентальных отложениях верхней юры и мела.

4. Устанавливается омоложение интрузий к востоку — сначала появление посленижнемеловых, а затем и послевышнемеловых, которые обнаруживаются уже в Гоньжинском выступе.

5. Мезозойские тектонические формы Забайкалья однотипны с формами, развитыми в зоне, непосредственно прилегающей к мезозоидам.

ПОЗДНЕТРИАСОВЫЕ СТРУКТУРЫ

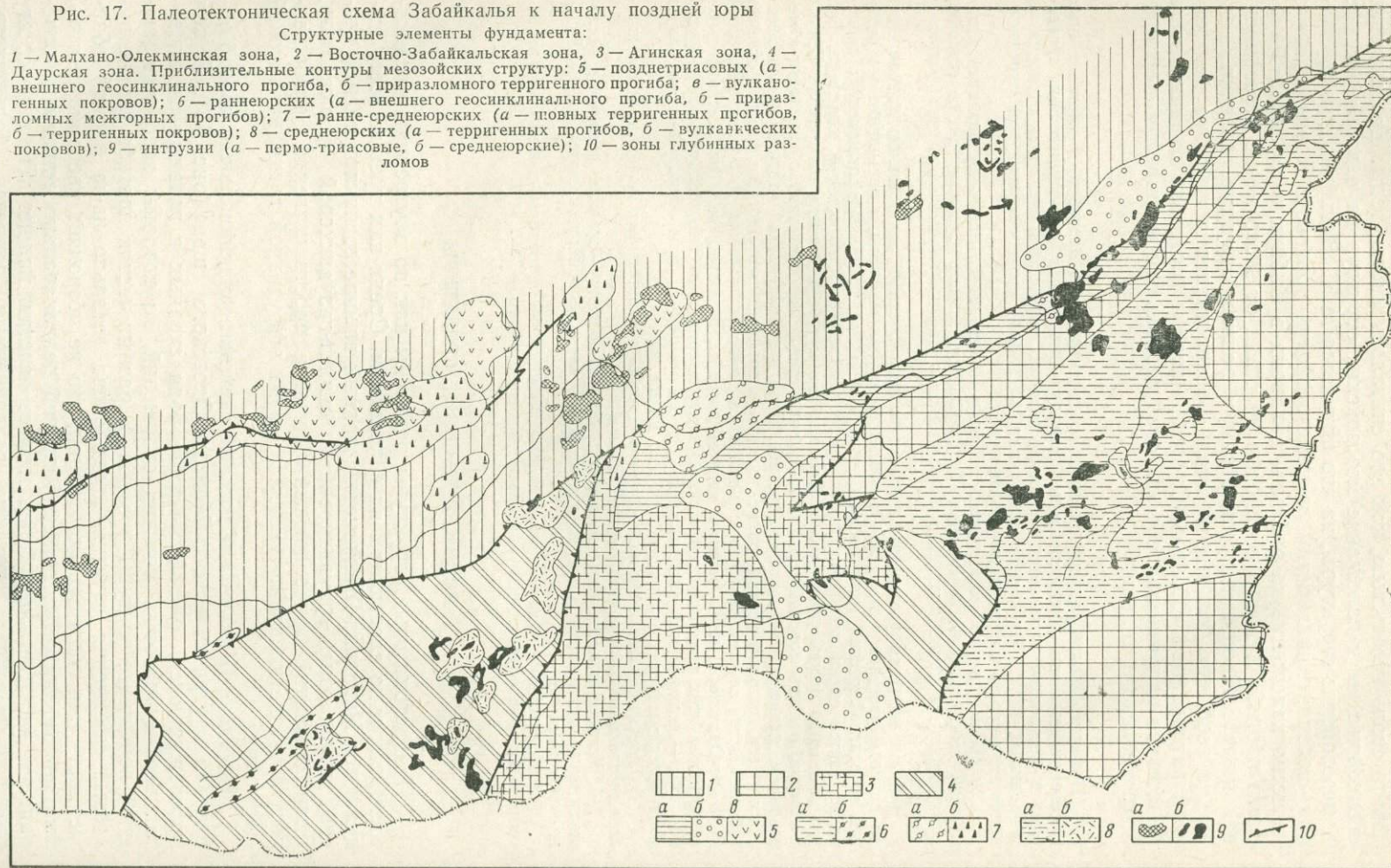
Позднетриасовые структуры различны как по внутренним дислокациям, так и по слагающим их формациям. Среди них прежде всего выделяются Ингодино-Шилкинский шовный внешнегеосинклинальный прогиб, выполненный граувакковой и спилит-граувакковой формациями, Баян-Цаганский приразломный прогиб и пространственно разобщенные, почти не дислоцированные покровы эффузивной трахилипаритовой формации.

Ингодино-Шилкинский шовный внешнегеосинклинальный прогиб образован внутри широкого Монголо-Охотского шва (рис. 17). В нем прослеживаются реликтовые ныне поля сходных в главных своих чертах верхнетриасовых морских отложений, по которым восстанавливаются первичные контуры прогиба. В разных частях прогиба верхнетриасовые отложения изучены неодинаково детально из-за плохой обнаженности или сложных дислокаций, что не позволяет уверенно решить, был ли Ингодино-Шилкинский прогиб первоначально единым или распадался на отдельные более мелкие составляющие. По некоторому стратиграфическому сходству разрозненных разрезов большинство геологов считают прогиб единым. Лучше всего он изучен в его

Рис. 17. Палеотектоническая схема Забайкалья к началу поздней юры

Структурные элементы фундамента:

1 — Малхано-Олекминская зона, 2 — Восточно-Забайкальская зона, 3 — Агинская зона, 4 — Дaurская зона. Приблизительные контуры мезозойских структур: 5 — поздне триасовых (а — внешнего геосинклинального прогиба, б — приразломного терригенного прогиба; в — вулканогенных покровов); 6 — раннеюрских (а — внешнего геосинклинального прогиба, б — приразломных межгорных прогибов); 7 — ранне-среднеюрских (а — шовных терригенных прогибов, б — приразломных межгорных прогибов); 8 — среднеюрских (а — терригенных прогибов, б — вулканических покровов); 9 — интрузии (а — пермо-триасовые, б — среднеюрские); 10 — зоны глубинных разломов



западной части, в бассейне р. Туры (Лоскутов, 1968), в Западно-Туринском поле. Здесь имеется наиболее полный разрез, по которому главным образом и представляется общая структура прогиба. В разрезе суммарной мощностью около 10 км четко выделяются три свиты: бутовкенская, кунейская, кузьминская. Их основу составляют грубые и тонкие терригенные породы, содержащие только в нижней бутовкенской свите основные эффузивы — базальтовые порфириды, спилиты, диабазы, туфы и заметное количество кремнистых пород. На долю эффузивов, сопровождающихся мелкими телами диабазов, приходится около 350 м трехкилометровой мощности нижней подсвиты.

Эффузивы несут отчетливые признаки подводных излияний. Терригенные породы обладают грубой ритмичностью, иногда близкой к флишевой, и содержат иероглифы, фукоиды и следы подводных оползней. Песчаники и алевролиты являются вулканомиктовыми и нормальными граувакками. Горизонты конгломератов составляют суммарную мощность до 1300 м, образуя сравнительно мощную базальную пачку и несколько маломощных горизонтов внутри всех трех свит разреза.

Изучение распространения свит Западно-Туринского поля приводит к выделению крутой синклинальной складки субширотного простирания с оборванным по разлому южным крылом и сравнительно пологим зеркалом складчатости, падающим в северном крыле (в нижней свите разреза) под углами 30—50°. Внутренние дислокации сильно осложняют эту синклиналь с образованием нескольких более мелких складок с умеренным падением слоев в крыльях и на периклиналях. Внутренняя складчатая структура по всему Западно-Туринскому полю полностью не выявлена из-за нарушения ее внутренними разломами и крутого залегания по ним слоев, однако можно утверждать, что интенсивность дислокаций там заметно слабее, чем дислокаций разновозрастного домезозойского фундамента, на который наложен прогиб. Общее простирание структур прогиба северо-восточное, связанное с активным влиянием Онон-Туринской зоны разломов. В основе наблюдаемых складчатых дислокаций лежит блоковое дробление домезозойского фундамента, способствовавшего образованию брахиформных складок в верхнетриасовых отложениях.

Расположенное недалеко к востоку Кайдаловское поле образовано двумя небольшими тектоническими блоками, ограниченными послеюрскими разломами; от размыта в нем сохранилась только нижняя бутовкенская свита мощностью до 1300 м, опознаваемая по присутствию вулканогенно-обломочного материала; эффузивов в ней неизвестно, но их место, видимо, занимают обильно развитые пепловые туфы и кремнистые сланцы. Верхнетриасовые слои в этих блоках под влиянием густой сети внутренних разрывов беспорядочно и очень сложно дислоцированы. Восстанавливаются только фрагменты мелких внутренних крутых складок. Кайдаловское поле представляет интерес как место нахождения морской фауны.

Более полный разрез сохранился в Могойтуевском поле, расположенном к юго-востоку от Кайдаловского в водораздельной части современного Могойтуевского хребта. В этом поле выделены две свиты — бутовкенская и кунейская. Нижняя, бутовкенская свита мощностью до 1600 м с морской фауной по составу не отличается от одноименной свиты Кайдаловского поля и состоит в основном из кремнистых алевролитов, аргиллитов, туфовых песчаников, пепловых туфов и кремнистых яшмоидов. Встречаются и эффузивы, но не основного состава, как в Западно-Туринском поле, а кислые — фельзит-порфиры. Вышележащая кунейская свита здесь, как и всюду, терригенная, с обильным конгломератов. Поле представляет собой сочетание трех тектонических блоков, в которых по замерам залегания пород восстанавлива-

ются умеренно сжатые складки северо-восточного и субширотного простирания, составляющие общую синклиналь.

Большой интерес вызывает Номоконовское поле в связи с тем, что здесь до сих пор еще не увязана стратиграфическая последовательность свит разного состава в отдельных тектонических блоках, хотя практическое значение этого поля велико. По материалам геологосъемочных работ там в свое время было выделено большое поле юрских отложений. К ним относились две толщи — конгломератовая и эффузивная. В последние годы и в этом поле возраст толщ был изменен на верхнетриасовый (Рутштейн, 1966), и общий разрез верхнего триаса стал еще более полным и сопоставимым с разрезом В. Ф. Лоскутова для Западно-Туринского поля. Ранее в Номоконовском поле выделялись только низы верхнетриасового разреза, соответствующие по фауне бутовкенской свите В. Ф. Лоскутова; И. Г. Рутштейн проследил в описываемом поле тесные стратиграфические связи упомянутых толщ с бутовкенской свитой, определив их более высокое стратиграфическое положение относительно последней и тем самым сопоставив их с кунейской свитой.

Бутовкенская алевролитопесчаниковая свита в Номоконовском поле общей мощностью более 1300 м по типу разреза сходна с одноименной свитой Западно-Туринского поля. Она начинается базальными конгломератами и в средней части содержит покров эффузивов — андезитов, порфиритов, туфов; кунейская же свита Номоконовского поля существенно отличается от состава этой свиты Западно-Туринского поля обилием наземных покровов эффузивов — андезито-базальтов, базальтовых порфиритов. Эффузивные породы лежат выше базальных конгломератов и выделяются в отдельную толщу. Все эффузивные породы Могойтуевского хребта, считавшиеся ранее юрскими, И. Г. Рутштейн, а вслед за ним и многие другие, также отнесли к триасу и по тесным связям с наземными эффузивами кунейской свиты объединили те и другие в единый вулканоплутонический комплекс. В него вошла в качестве разных интрузивных фаз широкая по составу группа от гипербазитов, габброидов и диоритов до гранитов и плагиогранитов. Таким образом, этот вулканоплутонический комплекс оказывается верхнетриасовым, причем несколько более молодым, чем спилит-диабазовая формация Западно-Туринского поля, и отличным от нее по составу.

Внутренняя структура Номоконовского поля синклинирная и складывается из широких открытых складок, ныне разбитых на мелкие блоки. Наиболее сильное блоковое дробление испытала южная полоса поля в пределах распространения бутовкенской свиты. Блоки разновелики и, судя по частным торцовым стыкам простираний слоев, повернуты относительно друг друга вокруг вертикальной оси. Современные ведущие простирания в блоках северо-восточные и субширотные. Залегает бутовкенская свита несогласно на разновозрастных структурах домезозойского фундамента, также претерпевшего блоковое дробление. Кунейская свита, занимающая на севере большую часть площади поля, намечает отчетливо выраженный широкий и пологий синклинирий с ундулирующей местами осью и осложненный широкими и пологими складками. Складки симметричны, с углами падения 30—50°, иногда более пологими. На восточном конце поля синклинирий обнаруживает неполное центриклинальное выклинивание, что видно по расположению остатков разных свит и по ограничению всей бутовкенской свиты секущими конседиментационными разломами. Это разновозрастное с заложением поздне триасового прогиба ограничение синклинирия объясняется активным влиянием в эту эпоху поперечного порога, расположенного между Восточно-Агинской и Балейско-Дарасунской сквозными секущими зонами древних глубинных разломов; в результате, в отличие от блокового дробления южного крыла синклинирия, его северное кры-

ло срезано более прямолинейно и опущено по разлому северного ограничения Монголо-Охотского шва; это срезание проявилось вдоль современной долины Ингоды уже в кунейское время, поскольку по разлому там следуют интрузии верхнетриасового вулканоплутонического комплекса. Густая сеть разломов в поле опознается по линейным смятиям слоев бутовкенской свиты, причем амплитуда вертикальных перемещений блоков местами столь велика, что кое-где на поверхность выведены блоки, сложенные породами ононской серии докембрия (например, клинообразный мелкий блок у пос. Первомайского). В кунейских эффузивах разломы образуют зоны рассланцевания с крутыми падениями ложной сланцеватости.

Следующее, самое восточное поле верхнего триаса, содержащего морскую фауну, — Куэнгинское находится на левобережье р. Шилки в нижнем течении р. Куэнги. Внутренняя структура поля, как и разрез отложений верхнего триаса, в нем пока не ясны из-за плохой обнаженности обилия местных разрывных нарушений и восстанавливается по единичным обнажениям. Пока складывается впечатление о сходстве этого разреза с разрезами Западно-Туринского поля. В. Ф. Лоскутов полагает, что терригенно-эффузивные отложения северной части поля могут сопоставляться с бутовкенской свитой Ингодино-Шилкинского прогиба.

До недавнего времени к триасу в Куэнгинском поле относили только морские терригенные отложения в его южной части, считая, что в других местах вдоль зоны Монголо-Охотского шва, вплоть до Верхнего Приамурья, верхнетриасовые отложения не сохранились. Развитые здесь небольшие приразломные поля терригенно-вулканогенных образований относили к самому разному возрасту: или к солонцовской свите докембрия (Шульдинер, Озерский, 1967), или по содержащейся морской фауне и наземной флоре плохой сохранности к разным отделам перми, в частности, к куйтунской и чачинской свитам условной верхней перми (Шенфиль, Чацкис, 1966) или к девону — карбону и к пермо-триасу, как это сделал В. В. Старченко, считая возможным их сопоставление с акшинско-илинской серией Агинского структурного региона. Пользуясь последними данными В. Ф. Лоскутова, эти терригенно-вулканогенные отложения мы считаем возможным условно отнести к верхнему триасу.

Южная часть Куэнгинского поля сложена терригенными отложениями верхов общего разреза поздне-триасового прогиба, и по фауне, и по составу может относиться к кунейской и к верхам бутовкенской свит. В основном это песчаники с подчиненными конгломератами общей мощностью 1000—1500 м, в верхах с алевролитами. В. Ю. Шенфиль и И. Д. Чацкис видят в этом поле широкую синклиналь с приподнятым и разбитым серией разломов северным крылом и опущенным южным, причем в результате его опускания конгломераты низов разреза соприкасаются по внутренним разломам с верхними слоями синклинального ядра. Северное крыло в целом падает моноκлиально под крутыми углами, а во всей синклинали падение слоев неупорядоченное — от 20 до 60° и осложнено мелкой гофрировкой, вследствие чего вся полоса производит впечатление сильно сжатой складки.

Северную часть Куэнгинского поля, граничащую по продольному разлому с южной и представляющую отдельный тектонический блок, слагают терригенные породы — полимиктовые песчаники, алевролиты, гравелиты с горизонтами эффузивов по 2—5 м, пирокласты основных пород, кремнистые породы общей мощностью более километра. В единичных обнажениях можно видеть или моноκлиальное падение под разными углами в южном направлении или мелкие складки, например, антиκлиаль в 200 м выше пади Сенной. Вся эта, видимо, складчатая

внутренняя структура северной части поля замаскирована интенсивной сланцеватостью. Поле в целом ограничено крупными разломами и обособляется в один крупный тектонический блок, состоящий из двух второстепенных блоков.

Все остальные более восточные приразломные поля общим числом более шести в региональном плане изучены плохо. В. Ю. Шенфиль и И. Д. Чацкис (1966) описывают эти поля как более или менее автономные, узкие приразломные прогибы, хотя разрезы выполняющих их отложений всюду сходны, что свойственно полям, по-видимому, входившим ранее в единую тектоническую структуру. Это мощные (до 2 км) вулканотерригенные образования, состоящие из переслаивания разнообразных терригенных пород, в нижней части с кислыми эффузивами, а в остальной — со средними (андезитовыми порфиритами и их пирокластами). При сходстве общих черт разреза указанных полей они заметно отличаются друг от друга литологически: либо преобладанием эффузивов, либо пирокластов, либо терригенных пород. В историческом плане тектонические структуры полей рассматриваются как мелкие приразломные прогибы, позднее оформившиеся в продольные тектонические блоки, ограниченные разломами, являющимися внутренними составляющими Монголо-Охотского шва. Структуры этих мелких прогибов представляют чаще всего сложные синклинали, то более или менее симметричные, то заваленные к юго-востоку, но всегда осложненные мелкими складочками, гофрировкой и разбитые поздними секущими разломами на отдельные блоки. В некоторых синклиналях, чаще на их флангах, сохранились только их части в виде моноклиналей (левобережье р. Шилки к северо-востоку от Куэнгинского поля). Внутреннее строение синклиналей и моноклиналей выявляется с трудом. В целом отдельные части складок и крылья синклиналей верхнетриасовых отложений падают чаще всего к юго-востоку под углами 40—60° и реже более полого, а непосредственно в разломах запрокидываются даже на юго-восток.

Исключительное положение Ингодино-Шилкинского прогиба, в целом ограниченного предельами Монголо-Охотского шва с характерной для последнего интенсивной дифференциальной подвижностью в юрском и меловом периодах, отразилось в неравномерности последующего метаморфизма верхнетриасовых пород, в связи с чем они то напоминают более древние — палеозойские или даже докембрийские, то не отличаются от типично мезозойских. Чаще всего непосредственно в зонах разломов (как и в эндоконтактах мезозойских интрузивных тел) терригенные породы превращаются в филлитовидные или зеленые сланцы, а эффузивы — в зеленокаменные породы, что заставляло многих геологов считать их здесь древнее мезозоя, хотя ни в одном из полей породы всего разреза в целом не обладают зеленосланцевой ступенью метаморфизма (например, чачинская свита). Этими же особенностями объясняется и сохранность органических остатков — нормальная к западу от Куэнгинского поля и плохая к востоку, где плохо сохранившиеся органические остатки определялись в разное время и разными палеонтологами в широком диапазоне от девона до триаса включительно. Подобно местной литологической изменчивости, почти в каждом из описанных полей существует изменчивость и в более крупном масштабе. Это связано с появлением эффузивных пород то в низах разреза (в бутувкенской свите Западно-Туринского поля), то в его верхах (в кунейской свите Номоконовского поля), со сменой основных пород кислыми или преимущественно пирокластами разного состава в мелких выходах восточнее Куэнгинского поля, с появлением необычно большого количества конгломератов. Состав терригенных пород, естественно, зависит от местных источников сноса, однако преобладающим и самым характерным является граувакковый с участием основ-

ных и средних эффузивов, составляющих формацию геосинклинальных прогибов.

Позднетриасовый возраст Ингодино-Шилкинского прогиба лучше всего определяется в западной его части — в Западно-Туринском, Номоконовском и в Куэнгинском полях. Морские пелециподы из рода монотисов принадлежат двум ярусам: карнийскому, к которому относится почти вся кунейская свита (без ее верхов), и норийскому, которому принадлежат две верхние свиты. Базальные горизонты верхнетриасового разреза, всюду выраженные конгломератами, содержат плохие остатки флоры, которые определялись либо мезозойскими вообще, либо пермскими. В Куэнгинском поле в нижней эффузивной части разреза В. Ю. Шенфиль находил плохо сохранившиеся брахиоподы, среди которых предположительно была определена форма (*Rhynchopora babajensis* Tolm.), типичная для пограничных слоев нижней и верхней перми. Восточнее Куэнгинского поля органические остатки редки и еще худшей сохранности, причем среди остатков из чачинской свиты определялись либо верхнепермские растения, либо даже девон-карбоновые пелециподы.

По имеющимся описаниям восточнее Куэнгинского поля базальные слои, содержащие растительный детритус, вероятно, являются континентальными, а остальная, большая часть разреза морская, но из этой части разреза до сих пор нет указаний на нахождение заведомо позднетриасовой фауны. Однако по стратиграфическому положению породы большинства перечисленных выше мелких прогибов, видимо, принадлежат к нижней части общего разреза триаса. Такой вывод напрашивается потому, что сходные черты частных разрезов свидетельствуют в пользу существования общего прогиба, а не частных мелких прогибов по числу сохранившихся современных полей, как многие думают до сих пор, и эти поля (сохранившиеся от эрозии остатки прогиба), естественно, должны характеризовать прежде всего низы разрезов. Никаких данных для более точных суждений для этой части общего прогиба верхнего триаса пока нет.

В заключение можно лишь сказать, что общий Ингодино-Шилкинский прогиб, вероятно, распадался на отдельные бассейны, но не выходил за пределы современных очертаний Монголо-Охотского шва. Ширина прогиба от 30 до 100 км, в восточной его части, может быть, несколько больше. Такое распадение прогиба, естественно, можно связывать с поперечными (секущими) зонами разломов и с поперечными порогами (поднятиями), многие из которых имеют весьма древний возраст. Влияние поперечных разломов, в том числе и сквозных разломов первого порядка, сказывается и на мощностях. На большей части Ингодино-Шилкинского прогиба мощности сравнительно невелики, 2000—2500 м. Но уже в Номоконовском поле они увеличиваются приблизительно вдвое, видимо, за счет появления обильных эффузивов в верхней половине разреза; еще западнее, в Онон-Туринской зоне разломов, ограничивающей с запада триасовый прогиб, они резко увеличиваются до 9 км и более. Эти изменения мощности не нарушают грубой ритмичности осадконакопления, свойственной всем полям Ингодино-Шилкинского прогиба, и каждый ритм при этом соответствует выделенным подсвитам и их частям.

Баян-Цаганский приразломный прогиб. В современном эрозионном срезе сохранилась только некоторая и, по данным Н. Н. Чабана, видимо, небольшая часть прогиба, от которого остался субмеридиональный тектонический блок, расположенный в юго-восточной части Агинского структурного региона. Сведений о нем очень мало, так как большая часть указанной площади покрыта мощным четвертичным плащом Агинской степи. Блок представлен простым грабеном среди пермо-триасовых и докембрийских толщ. Ширина его 10 км, длина до 35 км. Про-

гиб выполнен верхнетриасовыми терригенными отложениями мощностью более 1 км, представленными в верхней части разреза однообразными полимиктовыми песчаниками с алевролитами и сланцевыми прослоями. Судя по найденным пелециподам и аммонитам карнийского яруса, в грабене сохранились только низы разреза верхнего триаса, но, очевидно, здесь следует ожидать и верхи верхнетриасовых, в том числе и норийских отложений. Внутреннее строение грабена неясно. В. А. Амантов, впервые обнаруживший морскую фауну в основании блока, считал его синклиналию. По Н. Н. Чабану, это дугообразная моноклиналиль с устойчивым падением слоев в восточных азимутах под углами 25—40°. Судя по изгибу дуги, выпуклой к западу, и деталям заложения слоев, можно было бы полагать, что последние составляют западное крыло синклинали, со срезанным в момент образования грабена восточным крылом. Но так как, по Н. Н. Чабану, пермо-триасовая толща с восточной стороны описываемого грабена и докембрийская ошонская свита с его западной стороны во многом сходны по составу с верхнетриасовой толщей, выполняющей грабен, и имеют те же азимуты и даже углы падения, возникает сомнение, правильно ли оконтурен грабен и не принадлежат ли считающиеся сейчас пермо-триасовыми отложения к тому же верхнетриасовому разрезу с фауной, как думал ранее и Н. Н. Чабан. Остаются неясными ни пределы распространения верхнетриасовых отложений, ни контуры первичного прогиба, частью которого является грабен; возможно, что первичный прогиб имел значительно большую площадь и распространялся главным образом на восток под современной Торейской озерной котловиной. Показанный нами, по данным Н. Н. Чабана, грабен в качестве прогиба пока интересен в том отношении, что является целиком терригенным, и описанный в нем разрез должен сопоставляться с кунейской свитой (карнийский ярус) Ингодино-Шилкинского прогиба. Однако несмотря на его морские осадки, он совершенно не похож на Ингодино-Шилкинский прогиб и, надо думать, представляет собой изометричный обособленный прогиб со сравнительно малой глубиной прогибания.

К Цаган-Хунтейским континентальным эффузивным покровам относится большое количество площадей, рассматриваемых либо как один крупный, либо как единичные обособленные покровы, известные только в Малханском структурном регионе. Покровы развиты на небольшой части Цаган-Хунтейского и Яблонового хребтов, а также между ними, в долине р. Хилок. Принадлежность их к одному или нескольким покровам определяется сходными чертами стратиграфического разреза для всех мест их распространения. Кроме Малханского структурного региона, эффузивные покровы этого возраста широко развиты севернее и западнее, в бурятской части Забайкалья, где они лучше всего изучены.

В разное время и в разных местах породы этих покровов объединялись в местные свиты, возраст которых устанавливался в широком диапазоне: от верхней перми до средней и даже верхней юры включительно. В настоящее время их обычно считают верхнетриасовыми, а иногда и верхнеюрскими, поскольку в бурятской части Забайкалья имеются сходного облика эффузивы юрского и нижнетриасового возрастов.

Для описываемых эффузивных покровов, выделенных в цаган-хунтейскую серию, одной из примечательных особенностей является отсутствие нормальных осадочных пород и выдержанное трехчленное деление, подмеченное еще В. И. Фельдманом. Нижняя, саган-хуудунская свита мощностью до 250 м сложена эффузивами среднего состава — андезитами, андезитовыми порфиритами и обильными туфами и туфобрекчиями. Средняя, хилокская свита до 350 м мощности сложена эффузивами кислого состава — кварцевыми, дацитовыми и фельзитовыми

порфирами в сопровождении различных пирокластов. Верхняя, хилинская, свита сложена щелочными эффузивами — трахитами и трахидацитами, кератофирами и ортофирами. Суммарная мощность разреза определена приближенно и для южных мест не превышает 750 м.

Эффузивы образуют многократные лежащие друг на друге покровы, свидетельствующие о многократных излияниях вулканов центрального типа, сопровождающихся трещинными излияниями (дайки). Вулканы в ряде мест опознаются по сохранившимся на площадях менее одного квадратного километра жерловым агломератам изометричной формы. Эффузивы образуют непрерывный ряд, выделяемый в континентальную трахит-трахилипаритовую формацию с последовательными излияниями от средних к кислым и щелочным разностям при преобладании кислых.

Вся цаган-хунтейская эффузивная серия объединяется вместе с куналейским интрузивным комплексом в единый вулканоплутонический комплекс по тесной пространственной близости и по петрографическому и геохимическому сходству (генетическому родству). Органических остатков в серии пока не находили, но возраст ее обычно принимается, как уже отмечалось, позднетриасовым. Это подтверждается двумя аргументами. Во-первых, интрузивные тела куналейского комплекса рвут пермо-триасовую (P_2-T_1) вулканогенно-осадочную свиту в западной части Малханского региона и, во-вторых, на эффузивах и интрузивных телах с перерывом залегает харюлгатинская свита, относимая к J_{1-2} , что ограничивает возрастной интервал серии средним триасом и нижней юрой. Абсолютный возраст отложений серии 210—230 млн. лет, что соответствует верхам триаса.

О внутренней тектонической структуре покровов в целом можно сказать очень немного. Нормальные складчатые формы в покровах отсутствуют; они залегают или горизонтально, или субгоризонтально, в том числе и на наиболее возвышенных частях современного рельефа. Континентальные, преимущественно центрального типа многократные излияния, очевидно, ложились на неровную поверхность суши, судя по неровной подошве первых потоков и по ненарушенному слабонаклонному залеганию первичных текстур течения. Об отсутствии на этой площади выраженного прогиба говорят небольшие мощности серии, изометричные контуры распространения эффузивов и обширный в целом их ареал.

РАННЕЮРСКИЕ СТРУКТУРЫ

Структур, возникших и развивавшихся в течение только раннеюрской эпохи, в сравнении со структурами иного мезозойского возраста в Забайкалье немного. На рассматриваемой площади к ним мы относим три прогиба: фрагменты двух континентальных прогибов в Даурском структурном регионе и один — геосинклинальный, Восточно-Забайкальский, с более полно сохранившимися в нем отложениями.

Оба прогиба в Даурском регионе по регионально-структурной приуроченности являются приразломными (см. рис. 17).

Куналейский приразломный прогиб расположен в Куналейской зоне смятия, являющейся южным фрагментом Монголо-Охотского шва. От прогиба сохранился только его один достоверный реликт в бортах долины р. Куналей, где известна раннеюрская флора.

В последнее время многими геологами (В. В. Старченко, В. П. Краснов и др.) отложения этого возраста выделяются вдоль всей Куналейской зоны от истоков р. Ацы до правобережной части р. Мергень включительно. Согласно материалам этих исследователей, раннеюрские породы вытянуты узкой полосой вдоль северного края зоны смятия. Разрез мощности от 200 м и более состоит (снизу вверх) из

прослоев лав фельзитовых порфиров и крепко сцементированных, рассланцованных конгломератов, перекрытых тонкочередующимися филлитами и известковистыми песчаниками. Породы образуют довольно простую синклираль, зажатую в разломах. Южное крыло, сложенное эффузивами и конгломератами, круто падает в северных азимутах, северное срезано разломом, к которому примыкает верхняя часть разреза, образующая ядро простой синклинали с пологими залеганиями слоев. В других частях полосы залегание менее ясно из-за разрозненности редких коренных выходов.

Выделение Куналейского прогиба как шовного оправдывается его пространственной приуроченностью к зоне смятия и наличием вулканических членов разреза. Однако величина прогиба и его первичные контуры не восстанавливаются. Куналейский прогиб соответствует тектонической депрессии типа грабенов с первично субгоризонтальными отложениями, дислоцированными уже позднее.

Прогиб как тектоническая структура был выделен после обнаружения в 1965 г. в склонах р. Куналей раннеюрской флоры. Ранее полоса соответствующих отложений относилась либо к условному среднему палеозою (А. Д. Канищев) и выделялась в верхнюю подсвиту горночихинской свиты, либо на основании более слабого метаморфизма по сравнению с отложениями девона и докембрия и по сопоставлению с ингодинской серией среднего палеозоя по ряду признаков считалась континентальной формацией пермо-карбона (В. В. Старченко). Раннеюрская флора была найдена в песчано-аргиллитовой верхней части разреза (Канищев, 1965, 1968).

Ныне к ранней юре В. В. Старченко и В. П. Краснов относят и подстилающие конгломераты, и эффузивы. При сравнении этих двух частей разреза видно, что верхняя сложена простыми, совершенно не метаморфизованными и лишь диагенетически измененными породами типично мезозойского внешнего облика, а породы низов разреза сильно изменены и рассланцованы, причем конгломераты очень крепко сцементированы и по внешнему виду напоминают палеозойские, к которым их и относили до находок флоры. По мнению В. В. Старченко, весь этот разрез, прослеженный им в 1968 г., является единым, и принадлежность нижних эффузивов и конгломератов к нижней юре не вызывает сомнений. Нами в 1969 г. этот разрез изучался в долинах рек Куналей и Мергень, где по условиям обнаженности не удалось выяснить соотношения двух частей разреза. Однако в связи с резко различной степенью метаморфизма представляется более справедливой точка зрения о принадлежности эффузивов и конгломератов к палеозою.

Кумыльско-Дуланхорский приразломный прогиб приурочен к Даурской зоне разломов северо-восточного простирания. Ныне от прогиба сохранилось шесть фрагментов отложений нижней юры на вершинах Чикой-Ононского водораздела от р. Ашинги на юго-западе до р. Уйладжин, правого притока Ингоды, на северо-востоке. Ширина современных выходов нижней юры не более нескольких километров, и судить о первичных контурах прогиба невозможно.

Нижеюрские отложения прогиба выделены в дуланхорскую свиту гольцовой юры Даурии и представлены только терригенными породами с выдержанной в разрезах разных фрагментов последовательностью: внизу более грубые терригенные образования — конгломераты, конглобрекчии, выше полимиктовые песчаники и гравелиты и вверху углистоглинистые сланцы с флорой и пресноводными раннеюрскими пелециподами; общая мощность разреза достигает 600 м. Слои в разных фрагментах падают под углами от 45 до 70° преимущественно к юго-востоку и заключены в мелких грабенах, ограниченных со всех сторон разломами. Лишь в единичных местах видно их несогласное налегание на подстилающие отложения палеозоя. Из геологического анализа следует, что в раннеюрское время вдоль Даурской зоны разломов была заложена депрессия типа узкого, но протяженного грабена; позднее выпол-

нившие его слои были дислоцированы и грабен разбит на систему мелких блоков.

Оба приразломных прогиба Даурского региона по определенной до видов флоре рассматриваются как одновозрастные, раннеюрские. Отложения Кумьльско-Дуланхорского прогиба перекрыты и прорываются среднеюрским Сохондинским вулcano-плутоническим комплексом и потому вряд ли правильно допускать среди нижнеюрских слоев также и представителей среднеюрских образований или, тем более, целиком сопоставлять их со среднеюрской харюлгатинской юрой Малханского региона, как это делают некоторые исследователи.

Восточно-Забайкальский внешнегеосинклинальный терригенный прогиб резко отличен от других прогибов Монголо-Охотского пояса по генезису, размерам и особенно по отчетливой внутренней структурной дифференциации. Он занимает две северные трети площади Восточно-Забайкальского структурного региона и на севере примыкает по крупной зоне разлома к Борщовочному поднятию, а с юга также по системе разноориентированных разломов граничит с Приаргунским поднятием.

На западе прогиб ограничивается Восточно-Агинской зоной древних разломов, вдоль которой имели место и максимальные прогибания, а на востоке, точнее на северо-востоке, при подходе к Верхнему Приамурью, сужался и выклинивался на поперечном Аникинском пороге, отделявшем его от системы прогибов Верхнего Приамурья. В целом раннеюрский прогиб наложен на разноориентированные и разновозрастные структуры фундамента — докембрийские и палеозойские — с резким несоответствием с ними по простиранию, что видно по ряду обнажений разновозрастных структур фундамента.

Стратиграфия и внутренние дислокации прогиба многократно описывались, а в последние годы были опубликованы и ряд обобщающих работ (Олексив, 1966; Мушников и др., 1966; Мушников, 1968), материалы которых использованы нами в дополнение к личным наблюдениям.

Разрезы нижней юры имеют однообразное трехчленное строение. Из выделенных трех свит нижняя и верхняя сходны по составу и внешнему облику и распознаются лишь по соотношению со средней маркирующей конгломератовой свитой, определяющей трехчленность разреза. Однако мощности и фации этих отложений изменчивы вследствие дифференциации прогиба на внутренние конседиментационные структурные элементы — второстепенные прогибы, внутренние, краевые и поперечные относительные поднятия, осложненные складками разных порядков. В целом мощности убывают к окраинам прогиба до полного выклинивания, и, очевидно, первичные контуры прогиба близки к современным окраинным выходам нижнеюрских отложений. Прогибы и поднятия являются продольными и обнаруживают изменения состава и мощности отложений в поперечном направлении. Эти внутренние прогибы и поднятия были выделены в четыре основные фациальные зоны, часто называемые структурно-формационными: 1) Онон-Ундинскую — геосинклинальный прогиб с морскими фациями, 2) Борзинско-Шахтаминскую — геоантиклинальное поднятие с морскими фациями и сокращенной мощностью разреза, 3) Алгачинско-Газимурскую — геосинклинальный прогиб с морскими и прибрежно-континентальными фациями в разных частях прогиба; 4) Приаргунскую — краевое поднятие, для которого характерны континентальные фации с неполным разрезом, отвечающим верхней свите сводного разреза. В поперечном сечении смена фаций прослежена на больших расстояниях в юго-восточном направлении и идет от типично морских фаций открытого моря к континентальным. Окраинные, собственно континентальные фации верхов разреза занимают северную и западную части Приаргунского древнего поднятия. В северо-западном направлении такой постепенной

смены фаций нет, и типично морские фации Онон-Ундинского прогиба резко обрывались по Борщовочной зоне глубинного разлома, за пределами которой с другой стороны Борщовочного краевого поднятия (краевого по отношению к Восточно-Забайкальскому прогибу), иначе именуемого Борщовочным глыбовым поднятием, установлены только континентальные фации ранней юры, выполняющие самостоятельный Ингодино-Шилкинский прогиб. В таком распределении продольных внутренних прогибов и поднятий выражается поперечная асимметрия Восточно-Забайкальского прогиба, подчеркнутая и распределением мощностей отдельных свит в сводных разрезах (табл. 2).

Таблица 2

Онон-Ундинский прогиб (максимальная мощность 6250 м)	Борзинско-Шахтаминское внутреннее геосинкли- нальное поднятие (максимальная мощность 2100 м)	Алгачино-Газимурский геосинклинальный про- гиб (максимальная мощность 4000 м)	Приаргунское краевое поднятие
Онон-борзинская свита 3600 м	Онон-борзинская свита 850 м	Бохтинская свита 2000—1000 м	Калганская свита 1500—800 м
Сивачинская свита 750 м	Сивачинская свита 250 м	Базановская свита 650 м	
Онтагаинская свита 2000 м	Онтагаинская свита 1000 м	Акатуевская свита 2400 м	

Изменение мощностей отдельных членов разреза и смена фаций происходят очень постепенно в широких переходных зонах; поэтому границы между внутренними структурами весьма расплывчаты и провести их затруднительно. Все три свиты общего разреза сложены конгломератами, песчаниками, аргиллитами и алевролитами. Аргиллиты и алевролиты присутствуют главным образом в прогибах, где составляют наряду с песчаниками основу нижней и верхней свит. Среди них обычны черные (с органическим веществом) кремнистые породы, а в Талангуйском овале встречены горизонты кремнистых пепловых туфов и туффигов. Все эти тонкозернистые породы переслаиваются с песчаниками, обычно преобладающими в верхах разреза. Конгломераты занимают подчиненное место и встречаются в разных частях разрезов в виде прослоев и линз. В целом состав грубых терригенных пород изменчив и определяет местные источники сноса. Средняя — сивачинская свита повсеместно конгломератовая и лишь в прогибах содержит немногочисленные прослои песчаников и алевролитов.

Распределение мощностей в отдельных структурах прогиба неравномерное. Помимо их уменьшения к краям прогибов идет общее уменьшение на север и восток по простирацию всех внутренних структур; соответственно в западных частях этих структур близ Восточно-Агинской зоны разлома они максимальны (как максимальны и мощности в самой западной части поздне триасового Ингодино-Шилкинского прогиба в ограничивающей его с запада Онон-Туринской зоне разломов).

В Онон-Ундинском прогибе максимальные мощности убывают неравномерно и, подчеркивая это, А. Ф. Мушников отмечает три наиболее глубоких овала с увеличенными мощностями и разделяющими их седловинами с уменьшенной мощностью; в западном Ононском и среднем Талангуйском овалах погружения мощности максимальны (6,5 км), а в восточном — Шелопугинском — всего до 3,5 км. В Борзинско-Шахтаминском геосинклинальном поднятии мощности убывают на северо-восток с 2000 до 600 м, а в Алгачинско-Газимурском прогибе от 4100 до 2500 м, причем по различию фаций там выделяются

две подзоны. В юго-западной, Алгачинской подзоне развита континентальная фация прибрежной равнины без признаков морской фауны, а в северо-восточной, Газимурской — морская фация. Широкая переходная зона этих фаций выявлена между селами Усть-Аленуй и Кавыкучи Газимурские и между селами Краснояррово и Павловское.

В описанном изменении мощностей и погрубении осадков на северо-восток вдоль всего прогиба выражена продольная асимметрия с максимальными прогибаниями на западе в зоне влияния Восточно-Агинского разлома.

Время формирования прогиба, несмотря на значительные размеры и большую глубину прогибания, было очень коротким, не охватывавшим всей раннеюрской эпохи. Судя по фауне, оно ограничивалось средним и поздним лейасом; на ранний лейас падает континентальный перерыв, обусловивший обособление раннеюрского геосинклинального прогиба и ранне-среднеюрских континентальных прогибов зоны Монголо-Охотского глубинного шва от позднетриасового геосинклинального прогиба. В разрезах нижней юры содержится большое число морских видов — аммонитов, гастропод, пелеципод. Распределение фауны неравномерное, но число находок руководящих форм во всех свитах достаточно для корреляции частных разрезов и выяснения фациальной изменчивости свит и их частей; умеренные складчатые дислокации не нарушили соотношений между свитами и их частями и позволяют устанавливать их стратиграфическую последовательность в разрезах.

Общий стратиграфический объем нижней юры Восточно-Забайкальского прогиба заключен между верхним плинсбахом включительно и тоаром без самых его верхов. Онтагаинская свита относится к верхнему плинсбаху и нижней части домера, сивачинская целиком домерская, а онон-борзинская принадлежит тоару. Отсутствие верхов последнего в Восточном Забайкалье определяется отсутствием иноцерамовой фауны верхнетоарско-ааленского возраста, широко развитой в Верхнем Приамурье. «Отсутствие иноцерамовой фауны в Восточном Забайкалье свидетельствует, что Восточно-Забайкальский прогиб замкнулся и превратился в горную страну до окончания тоарского века; и соответственно следует предполагать, что в конце тоарского века граница юрского моря проходила чуть западнее стрелки рек Шилки и Аргуни» (Мушников и др., 1966, стр. 87).

В Приаргунской краевой антиклинальной зоне возраст единственной из нижнеюрских, калганской, алевролито-песчаниковой свит определяется непрерывным переходом ее по простиранию на центриклинальном замыкании Савва-Борзинской синклинали в бохтинскую свиту, являющуюся полным ее аналогом и, кроме того, по содержащейся в калганской свите флоре и пресноводным пелециподам. Флора определяет широкий интервал нижней — средней юры, а пелециподы более узкий — в пределах нижней юры.

Дифференциация прогиба на более мелкие внутренние структуры — прогибы и поднятия — четко фиксируется при детальном разборе по изменению фаций, мощностей и замещению тонкозернистых пород более грубозернистыми, отчетливо отражающими и глыбовую дифференциальную подвижность фундамента прогиба. Выполняющие его отложения собраны в систему складок линейного типа различной сложности. Линейность выражена более отчетливо во внутренних частях прогиба; складки в них более глубокого заложения, с более крутыми углами падения крыльев и чаще нарушены внутренними разрывами, но все открытого типа; изоклинальные складки и их серии полностью отсутствуют. Выделение складчатых дислокаций в прогибах облегчается тем, что отдельные элементы частных разрезов — свиты, подсвиты, толщи, пачки и т. д. — выдержаны на больших расстояниях, до сотни километров и более. Строение разрезов, особенно в частных прогибах,

близко к морскому флишу (грубому и тонкому) с его типичными признаками; лишь в Алгачинской подзоне Алгачинско-Газимурского прогиба развиты терригенные породы в фации опресненных лагун, дельты и аллювиальных равнин, и их приходится относить уже не к флишу, а к формации грубых полимиктовых терригенов.

В частных прогибах системы складок образуют синклинии, осложненные внутри складками более мелкого порядка, но с более крутыми падениями крыльев, вплоть до слабого опрокидывания, вследствие чего «зеркала» синклинорий оказываются относительно пологими. В поднятиях ведущим типом являются крупные антиклинали с более простой морфологией складок, с удлиненными брахиальными формами. Вместе с тем такие же брахиальные формы отмечаются и в трех сближенных мульдах (овалах погружения) западной части Онон-Удинского прогиба (Ононской, Талангуйской и Шелопугинской), возникших на месте глубоко опущенных конседиментационно развивавшихся мелких грабренных блоков фундамента. Типичные брахискладки характерны для Приаргунского краевого поднятия, на котором единственная нижнеюрская калганская свита отлагалась повсеместно. В местах ее максимального развития образовались брахисинклинали, например Савва-Борзинская.

Учитывая тип складчатых дислокаций и формационную принадлежность нижнеюрских отложений Восточно-Забайкальского прогиба, нами он отнесен, вслед за многими другими исследователями, к внешним геосинклинальным прогибам мезозойд Тихоокеанского кольца, являющимся их ответвлением внутрь континента.

РАННЕ-СРЕДНЕЮРСКИЕ СТРУКТУРЫ

Возраст этих структур из-за отсутствия узкостратиграфических органических остатков до яруса или отдела определен быть не может. Сравнение же с другими структурами и стратиграфические сопоставления приводят к выводу об их формировании в небольшие отрезки ранне- и среднеюрских эпох, причем одни структуры образовались главным образом в ранней, другие — в средней юре. Пока этот возраст принимается в сравнительно широком диапазоне как ранне-среднеюрский.

Описываемые ниже структуры выделены только в Малханском структурном регионе и в зоне Монголо-Охотского шва; они выполнены либо вулканогенными, либо терригенными континентальными отложениями. В других структурных регионах развиты заведомо или раннеюрские или среднеюрские структуры.

Для большинства полей распространения пород ранне-среднеюрского возраста в Малханском регионе тип слагаемых ими тектонических структур неясен из-за очень слабой дислоцированности слоев. Но можно полагать, что это были изометричные, мелкие блюдцеобразные понижения в рельефе того времени без сколько-нибудь выраженной линейности. Поля таких отложений выделены под названием покровов — самых простых тектонических структур, не несущих следов интенсивных прогибаний и складчатых дислокаций, поскольку замеченные в некоторых полях слабые складчатые формы — пологие синклинали, наложены позднее.

Ичетуйский вулканогенный покров суммарной максимальной мощности до 300 м сложен различными по составу эффузивами с субвулканическими фациями и пирокластами, обычно относимыми к трахибазальтовой и трахилипаритовой формациям. Терригенные породы редки. Ныне покров образует широкую блюдцеобразную синклиналь с плоским дном и узкими крыльями, в которых слои наклонены под углами не более 10—15°, а внутри синклинали они лежат горизонтально. Юж-

ное крыло на всем протяжении разбито поздними разломами на блоки и в целом оборвано ограничивающим с юга разломом. В раннемеловое время покров был рассечен сквозными разломами с образованием глубоких грабен-синклиналей. Большая часть мощности покрова, видимо, принадлежит нижней юре.

В западной части Яблонового и на южном склоне Цаган-Хуртейского хребтов на верхнетриасовом вулканогенном покрове в разных местах несогласно залегают крупные фрагменты некогда, видимо, единого обширного **Харюлгатинского терригенного покрова**. Фрагменты представляют собой блюдцеобразные мульды, из которых Артинская находится в северо-западном борту крупной Читино-Ингодинской грабен-синклинальной структуры раннемелового возраста. Падение крыльев этих своеобразных плоских мульд не превышает 10—15° и только там, где их отложения рассечены более поздними разломами, слои принимают более крутые падения до 20—30°. По данным И. Н. Фомина, ширина мульд от первых километров до 16 км. Более мелкие волнистые складки им же отмечаются в бассейне р. Арты; они вытянуты поперек субширотной удлиненной мульды. Строение разреза во всех фрагментах однообразно: преимущественно груботерригенные породы, выделенные в харюлгатинскую свиту — конгломераты и подчиненные им прослои полимиктовых и аркозовых песчаников. Только в одном месте, в западной части Обонской мульды, на водоразделе рек Гареки и М. Харюлгаты, в низах свиты среди конгломератов В. И. Фельдман обнаружил два горизонта эффузивов мощностью 30—50 м: нижний — фельзиты, верхний — миндалекаменные андезито-дациты. Суммарные максимальные мощности харюлгатинского покрова, оцениваемые только по разностям высот рельефа, составляют несколько сот метров.

Большая часть Харюлгатинского покрова относится, видимо, к средней юре. Палеонтологические находки не дают более узких стратиграфических рамок. В разные годы и в разных местах были сделаны сборы немногочисленных растительных остатков, определенные в целом как нижне-среднеюрские, хотя в списках указываются и виды, встречающиеся преимущественно либо в нижней, либо в средней юре. Спорово-пыльцевой спектр датирует юру без уточнений.

Покров залегает на разных по возрасту структурах Малханского региона, в том числе на смятых в складки каменноугольных и на широко распространенных в этих местах субгоризонтальных вулканогенных покровах верхнего триаса. Из рассмотрения мезозойской геологической истории региона напрашивается вывод, что части Яблонового и Цаган-Хунтейского хребтов на площади распространения юрских покровов в первой половине юрского периода, по-видимому, представляли обширную равнину, заполнявшуюся терригенным материалом.

Фрагменты **Монгой-Кондинского покрова** сохранились в северной части Яблонового хребта, в том числе и на его плоскохолмистом водоразделе. К этим фрагментам нами отнесена и небольшая по площади часть южного борта Кондинской впадины.

Сведений о составе и залегании покрова очень мало. Он располагается в области современного уплощенного рельефа, заболоченной и залесенной, с единичными коренными выходами. Хорошо вскрыта только часть разреза в одном месте бассейна р. Монгой, в остальных же случаях о составе пород приходится судить лишь по высыпкам. Разрез мощностью до 400 м слагается конгломератами и песчано-гравелитами, легко сопоставляемыми с породами харюлгатинской свиты западных частей Малханского региона. В одних местах (например, на юго-западе Монгойского поля) преобладают конгломераты, иногда с андезитовыми порфиритами и их брекчиями, в других — песчаники. В верхней части покрова местами встречаются алевролиты. Флора и фауна в покрове неизвестны, спорово-пыльцевой спектр беден формами.

Дислокации в покрове выражены слабо и явно поздние, связанные с раннемеловым грабенообразованием и ростом горст-антиклиналей, подчеркнутых падением слоев на их окраинах. Углы падения слоев составляют несколько градусов, т. е. меньше, чем в верхнеюрско-нижнемеловых отложениях грабенов, врезанных в более древние породы, в том числе и в породы описываемого покрова.

Ранне-среднеюрские структуры в зоне Монголо-Охотского шва представлены шовными терригенными прогибами. Один из них, Карымский прогиб по отношению к бывшему поздне триасовому прогибу является самостоятельным и целиком наложился на его внутренние складчатые формы, дислоцированные и частично эродированные в течение рэтского и, может быть, некоторой части раннелейасового века. Заложение нового прогиба произошло на меньшей площади, однако на месте максимальных прогибаний в позднем триасе. В процесс формирования Карымского прогиба были вовлечены, видимо, одинаково крупные смежные части как Малханского, так и Агинского структурных регионов.

На западе Карымский прогиб занимал северную часть Онон-Туринской зоны разломов, а на востоке доходил, видимо, до устья р. Онон. Дизъюнктивные дислокации в позднем мезозое привели к повторному блоковому дроблению структуры Монголо-Охотского шва, и нижнеюрские отложения сохранились в отдельных грабенах, из которых более крупные названы Право-Ингодинским и Лево-Ингодинским.

К отложениям, выполняющим Карымский прогиб, нами отнесена харюлгатинская свита И. Н. Фомина, развитая в низовьях р. Туры, и карбачинская и матаканская свиты А. Ф. Мушниковой, первую из которых датируют нижней, а вторую средней юрой. Нами все три свиты считают почти или совершенно одновозрастными по сходной структурно-тектонической и стратиграфической позиции, несмотря на отмечаемое А. Ф. Мушниковой различие в их галечном материале. Не только эти свиты, но вообще все терригенные отложения мезозоя (и в значительной степени палеозойские) отличаются в Восточно-Забайкальском структурном регионе сильной изменчивостью состава грубых терригенных пород, целиком зависящего от состава пород местных источников сноса (особенно типична в этом отношении верхнегазимульская свита средней юры). Палеонтологических доказательств разновозрастности карбачинской и матаканской свит пока нет: определяемая флора, датируемая не точнее, чем нижней — средней юрой, известна только из матаканской свиты Сретенского прогиба, в карбачинской же свите никаких органических остатков пока не найдено.

Сохранившиеся более крупные Лево-Ингодинский и Право-Ингодинский грабены составляют соответственно остатки северного и южного бортов Карымского прогиба. Различие в составе обломочных пород этих грабенов указывает на различие направлений сноса обломочного материала: в северном борту с севера — со стороны Малханского региона, где в это время на поверхности преобладали интрузивные породы гранитоидного состава, составившие основу конгломератов и песчаников северного борта, а в южном борту с юга — со стороны Агинского структурного региона, сложенного терригенными и метаморфическими породами, составившими основу терригенных пород южного борта.

Наиболее полный разрез (до 2000 м) наблюдается в западной части прогиба в его южном крыле — в Право-Ингодинском грабене. Характерной чертой разреза является его двучленность. Нижний член сложен конгломератами с прослоями песчаников, гравелитов и тонко-слоистых пепловых туфов; на западе прогиба конгломераты составляют более половины мощности разреза, на востоке — менее половины. Верхний член сложен преобладающими песчаниками внизу и аргилли-

тами и алевролитами вверху, но в разных местах количественные соотношения этих пород различны. Аргиллитовые породы всюду заканчивают разрез; особенно много их в Право-Ингодинском грабене. Западная часть грабена сброшена относительно восточной по секущему разлому и в сброшенной части верхи разреза с песчаниками и аргиллитами соприкасаются с более нижней, конгломератовой частью разреза. Это различие в строении частей грабена дало повод А. И. Самусину и вслед за ним А. Ф. Мушникову выделить две свиты: нижнюю в западной части грабена и верхнюю — в восточной. Карымский прогиб ныне ограничен пограничными разломами, и выполняющие его отложения образуют открытые складки, прослеживаемые на расстоянии до 40—50 м.

Внутренней структурой каждого из грабенов и их отдельных блоков является крупная синклиналь с падением крыльев под углами 25—35, и местами до 50° с ундуляциями осей и ослобнением более мелкими складками. Все поле прогиба нарушено густой сетью поздних разломов (продольных и секущих), ныне определяющей сложную глыбовую мозаику прямоугольных блоков, что свойственно не только Карымскому или Ингодино-Шилкинскому прогибам, а всему Монголо-Охотскому шву в целом. В Карымском прогибе блоки ограничены крутыми разломами типа сбросов без заметных горизонтальных смещений и по современному структурному выражению прогиб представляет собой глубокий грабен в фундаменте. Величина опускания его дна составляет более 2 км.

Из всего сказанного создается впечатление, что складки в прогибе являются не конседиментационными, а более молодыми дислокациями, связанными с блоковым дроблением при отмирании прогиба.

О структуре **Сретенского прогиба** почти ничего не известно, и контуры его даже очень приближенно наметить пока нельзя, но судя по мощности отложений и расстоянию между его двумя изолированными фрагментами, первичные размеры прогиба были большими. Единственные сведения о выполнявших его отложениях собраны при геологической съемке. Один из наиболее крупных фрагментов сохранился на левобережье р. Шилки близ г. Сретенска по пади Матакан, в северном краю Монголо-Охотского шва. Разрез мощностью более 2000 м сложен песчаниками, конгломератами, алевролитами и аргиллитами. Конгломераты, залегающие в основании разреза, достигают мощности 500 м, выше они постепенно сменяются переслаиванием аргиллитов с песчаниками. Средняя часть разреза содержит флору, указывающую на ниже — среднеюрский возраст. Матаканское поле нижней юры с востока прорвано интрузивом сретенских гранитоидов. Заложение прогиба произошло на различных по возрасту древних образованиях. Ныне отложения Сретенского прогиба выделены в матаканскую свиту, образующую в современном грабене субширотную синклинальную структуру, осложненную более мелкими складками — антиклиналями и синклиналями, в разной степени сжатыми, но близкими к открытым складкам с падением крыльев под углами 30—60°.

К этому же прогибу относится меньший по площади фрагмент на правобережье Шилки в нижнем течении р. Куренги, где аналогичные по составу породы, моноклинально падающие на юго-восток под углами 40—60°, выполняют небольшой грабен в породах докембрия. По сходству разреза, внешнему облику пород и обнаруженной в них флоре грабен должен относиться к Сретенскому прогибу и поэтому весьма вероятно, что первоначально последний занимал в данном сечении всю ширину Монголо-Охотского шва. Насколько далеко он распространялся вдоль шва, судить невозможно, но несомненно, что после дислокаций пород и перед последовавшим формированием раннемеловых грабен-синклиналей следы прогиба в большинстве мест были уничтожены. Поэтому остается неясным: были ли в Монголо-Охотском шве Карым-

ский и Сретенский прогибы независимыми или некогда они составляли единое целое от Туры до Сретенска или до Шилка-Аргунской стрелки.

СРЕДНЕЮРСКИЕ СТРУКТУРЫ

Среднеюрский возраст структур устанавливается более определенно по сравнению с другими юрскими и раннемеловыми структурами. Древние структурные регионы не отличались в эту эпоху резкой тектонической дифференциацией и резкой расчлененностью рельефа. Лишь Восточно-Забайкальский регион, исключая его самую южную часть (Урулюнгуевский блок), испытал небольшие суммарные прогибания, в других же преобладали слабые восходящие движения, не приведшие к развитию внутренних прогибов, хотя крупные продольные и секущие зоны разломов и проявляли тектоническую активность.

Стратифицированные накопления среднеюрского возраста известны только в двух структурных регионах — Даурском и Восточно-Забайкальском. В Даурском регионе в средней юре произошло образование вулcano-плутонического сохондинского комплекса с входящими в него эффузивными покровами, а в Восточно-Забайкальском на месте замкнувшегося раннеюрского геосинклинального прогиба накопились грубые континентальные терригенные отложения умеренной мощности. В обоих регионах среднеюрские структуры отделены от более молодых и более древних заметными по продолжительности перерывами и тем самым утверждают свою принадлежность к самостоятельному тектоническому этапу.

Вулканические покровы сохондинского вулcano-плутонического комплекса Восточной Даурии вытянуты на северо-восток цепочкой вдоль водораздельной части современной Даурской горст-антиклинали. Каждый элемент этой цепочки представляет собой сложно построенный, ныне сильно эродированный вулканический аппарат центрального типа, причем по остаткам корней в виде интрузивных пород и жерловых фаций угадывается былое существование вулcano-плутонов.

Выделено пять крупных полей распространения эффузивных покровов. Четыре из них соответствуют самостоятельным вулcano-плутоническим аппаратам — Сохондинскому (включая и фрагменты гольца Хонин-Чулун), Боруянскому, Или-Урейскому и Верхне-Оленгуйскому; принадлежит ли Средне-Оленгуйское поле к пятому самостоятельному аппарату не доказано, возможно, что оно составляет внешний фрагмент Верхне-Оленгуйского поля. К этим полям, по-видимому, относится и Алханайский вулcano-плутон.

Среднеюрские эффузивные покровы ныне встречаются в самых возвышенных частях Даурского хребта — на гольцах, географические названия которых получили и эффузивные поля комплекса.

В начале исследований эти комплексы обычно выделялись как поверхностные интрузии, пока не были обнаружены признаки для разделения их на эффузивную и интрузивную части, но границу между последними и сейчас провести затруднительно из-за их постепенных и визуально незаметных переходов.

Сведений об условиях залегания эффузивов в настоящее время почти не имеется и они обозначаются общим термином «покров». Генетическая связь эффузивов с интрузивными фациями комплекса, образующими разновеликие штоки, лакколиты и дайкообразные тела, устанавливается как по петрохимическому сходству, так и по постепенным переходам от порфировых пород покровов к полнокристаллическим гранодиоритам и плагиогранитам интрузивных тел. Площади эффузивных покровов по сравнению с первоначальными меньше, что объясняется их последующей эрозией и денудацией.

Ниже приведены краткие описания Сохондинского и Боруянского полей — наиболее характерных и ярко выраженных вулканических покровов Сохондинского вулcano-плутонического комплекса.

Сохондинское поле слагает самые высокие части рельефа, Сохондинский и Хонин-Чулунский гольцы в истоках Ингоды. Слагающий его вулcano-плутонический комплекс расчленен на интрузивную и эффузивную фации. Обе фации объединяют в единую вулcano-плутоническую формацию средней юры по четко выраженным переходам фаций с промежуточными петрографическими разностями пород, заставляющими проводить границы между фациями весьма приближенно.

Эффузивы комплекса контрастно отличаются по составу от эффузивов других возрастов, но мало разнятся между собой — это прежде всего дациты и подчиненные им андезиты, не сопровождающиеся в покровах большим обилием пирокластических пород и тесно ассоциирующие с дайковыми и жерловыми телами (корнями покровов) диоритовых порфиритов и гранодиорит-порфиров. В. В. Старченко отнес покровы к андезит-дацитовой формации.

Среднеюрский возраст вулcano-плутонического комплекса устанавливается достаточно уверенно — интрузивные тела во многих местах прорывают и метаморфизуют нижнеюрские породы (гольцовую юру) Кумыльско-Дуланхорского приразломного прогиба, а на гольце Хонин-Чулун эффузивы с перерывом перекрываются покровами кислых эффузивов джаргалантуйской свиты верхнеюрского возраста.

Боруянское поле занимает большую площадь второстепенных водоразделов вокруг Боруянского гольца Даурского хребта и истоки рек Акши, Былыры и Курулги. Эффузивные покровы находятся здесь в сложном, многофазовом сочетании со штоками, лакколитами и дайками интрузивной фации. Е. А. Беляковым и Н. Н. Чабаном, изучавшим это поле, выделено пять фаз — в четырех фазах покровные эффузивы встречены наряду с интрузивными породами, самая же ранняя фаза сложена только интрузивными породами. Фазы (начиная с более древних) образуют: 1) интрузивные гранодиорит-порфиры, 2) дацитовые порфиры (штоки) и покровы с агломератовыми лавами, туфобрекчиями, 3) диоритовые порфириты (штоки), покровы с туфолавами и агломератовыми лавами, 4) гранит-порфиры (штоки) и покровы с туфолавами и агломератами, 5) дациты (штоки) и покровы. Эффузивы от интрузивных разностей того же состава отличаются флюидалными текстурами и резко выраженными порфировыми структурами.

Формирование комплекса происходило на площади пермо-триасовой гранитоидной интрузии и на протерозойских и герцинских структурах, сохранившихся среди этой интрузии, главным образом в пониженных местах современного рельефа. В восточной части Боруянского поля комплекс с перерывом перекрыт джаргалантуйской свитой позднеюрского возраста. Принадлежность его к средней юре, а не к верхам триаса и нижней юре определяется по всестороннему сопоставлению с комплексом Сохондинского поля, где среднеюрский возраст очевиден из перекрывания им с перерывом гольцовой ранней юры. В Боруянском поле, как ни в каком другом, в ряде мест видно субгоризонтальное залегание эффузивных покровов по положению в них агломератовых лав и туфобрекчий, а на самом Боруянском гольце остатки вулканического аппарата узнаются по переходу эффузивного покрова в субинтрузивную жерловую фацию (на водоразделе местного хребта Становик между падами Акуй, Шугунтуй и Супсултай).

В заключение следует сказать, что общая структурная позиция цепочки тел сохондинского вулcano-плутонического комплекса достаточно четкая. Она вытянута в северо-восточном направлении вдоль системы продольных глубинных разломов, составляющих в совокупности ослабленную зону между герцинскими структурами Даурии и за-

падной окраиной Агинского структурного региона. Общими для всей цепочки разломами являются Даурская зона смятия, Бырца-Урейский и Оленгуй-Былыринский разломы. Следуя вдоль этих зон, вулканоплутонические поля тяготеют к местам их пересечения с секущими разломами, что подчеркивает пространственную и структурную обусловленность комплексов от строения герцинского фундамента Даурского региона. Общая согласная направленность цепочки вулканоплутонов и простираения структур и разломов в конечном счете определялись положением западной границы древнего Агинского структурного региона, выраженной в мезозое Онон-Туринской зоной разломов.

Каждое описанное поле имеет мелкие частные особенности, из которых следует указать следующие. Сохондинское поле находится вблизи пересечения продольной Даурской зоны смятия и секущих разломов — Черемхово-Ясытайского и Хавергуно-Боруянского. Боруянское поле находится вблизи стыка продольных Бырца-Урейского и Оленгуй-Былыринского разломов с широкой Боруянско-Акшинской зоной смятия, внутри Харалгинского тектонического блока. Или-Урейское поле приурочено к средней части Бырца-Урейского разлома в середине Верхне-Илинского тектонического блока; крупных секущих зон вблизи поля не отмечено. Наконец, структурная позиция Верхне-Оленгуйского поля вместе со Средне-Оленгуйским определяется его положением на южном краю Монголо-Охотского шва, рассеченного здесь Оленгуй-Былыринским разломом и зоной Оленгуй-Ульдургинской группы разломов, идущих уже внутри Монголо-Охотского шва. Интрузивные тела и эффузивные покровы располагаются как на краю Верхне-Илинского тектонического блока Даурии, так и на южном краю Малханского структурного региона, испытавшего длительную переработку в зоне Монголо-Охотского шва.

Терригенные (континентальные) среднеюрские прогибы располагались исключительно в Восточно-Забайкальском регионе. Как уже отмечалось, в конце раннеюрской эпохи Восточно-Забайкальский геосинклинальный прогиб замкнулся в результате общего воздымания системы тектонических блоков на его площади. Осадкообразование прекратилось и нижнеюрские отложения были умеренно дислоцированы в систему открытых складок. Однако перерыв и подъем не были устойчивы и продолжительны; вскоре снова произошли погружения и образовались два частных прогиба — небольшой Караксарский и крупный Борзинско-Калганский.

А. Ф. Мушников выделяет еще третий, Шелопугинский, не давая его первичных контуров и лишь оговаривая, что он имел незначительные размеры. К нему он отнес единственный фрагмент среднеюрских отложений юго-западнее пос. Шелопугино на Унде. Самостоятельность его мало вероятна; по-видимому, это лишь фрагмент восточной части Караксарского прогиба.

Общее поле среднеюрского осадконакопления и входящие в него прогибы ныне сильно разрушены и границы их восстанавливаются лишь по отдельным фрагментам. Более четко обрисовывается западная граница, видимо, совпадающая с тектонической западной границей всего Восточно-Забайкальского структурного региона и соответственно с границей раннеюрского прогиба. Северо-восточный край поля осадконакопления был сильно размыт уже к началу поздней юры и по отдельным останкам среднеюрских отложений намечается приближенно по линии северо-западного направления от пос. Горный Зерентуй до истоков Урюмкана, т. е. довольно строго совпадает с древней секущей Нерзаводско-Сретенской зоной скрытых глубинных разломов. Южная граница поля близко совпадает с Урулюнгуй-Уровской зоной разломов, по-видимому, ограничивавшей прогиб с юга. Тектонической границей была и северная, почти совпадающая с Борщовочной зоной раз-

ломов, в которой и был заложен Караксарский внутренний прогиб. Таким образом, общий среднеюрский прогиб отвечал изометричной площади неравномерного дифференцированного опускания между древними зонами разломов, приблизительно совпадавшей с площадью раннеюрского Восточно-Забайкальского геосинклинального прогиба.

Однако внутри этой площади в среднеюрскую эпоху произошло перераспределение опускавшихся и поднимавшихся тектонических блоков, в результате чего их среднеюрский тектонический план не совпал с нижеюрским. Так, самый крупный и самый глубокий Онон-Ундинский внутренний раннеюрский прогиб в средней юре оказался горстовым блоком, не захваченным осадкообразованием или захваченным частично, а среднеюрский Караксарский прогиб возник вдоль зоны Борщовочного разлома на северном крыле Онон-Ундинского раннеюрского прогиба; Борзинско-Калганский среднеюрский прогиб наложился на разные раннеюрские структурные элементы — частично на Борзинско-Шахтаминское геоантиклинальное поднятие, частично на Алгачинско-Газимурский прогиб. Среднеюрские структуры лежат с перерывом и угловым несогласием на раннеюрских, и лишь в ядрах синклинальных складок нижней юры с видимым согласием (в Савва-Борзинской, Калганской и Чашино-Ильдижанской и местами в западной части Алгачино-Газимурского прогиба и т. д.).

Среднеюрские отложения давно выделены в верхнегазимурскую свиту конгломератов, внешне очень однообразных, без маркирующих горизонтов, но сильно изменчивых по составу галечного и обломочного материала. Эта изменчивость вместе с другими признаками отражает близость участков сноса к площадям, сложенным самими разнообразными по составу породами от докембрия до нижней юры включительно. Другие терригенные породы — песчаники, лишь в единичных случаях замещающие конгломераты и алевролиты — редки и встречаются на разных стратиграфических уровнях маломощными пачками, а туфогенные образования тонкими единичными пропластками встречены лишь в Караксарском прогибе в низовьях Унды у пос. Шелопугино.

Легко разрушаясь, конгломераты образуют задернованный, сглаженный рельеф и поэтому частные разрезы свиты очень плохо известны и не расчленены. Однако по разрозненным обнажениям намечаются участки их довольно больших максимальных мощностей и закономерное изменение последних к краям прогибов, местами до полного выклинивания. Этим устанавливается автономность развития двух выделенных прогибов с отчетливой их конседиментационностью.

В Караксарском прогибе максимальная мощность составляет 2000 м с резким убыванием на юг и на восток, где у пос. Шелопугино она падает до 400 м. Северный край прогиба всюду оборван разломами Борщовочной глубинной зоны. От некогда существовавшего синклинория осталось только южное крыло, несогласно лежащее на нижеюрских складках; западный край оборван Восточно-Агинской зоной разломов и на левобережье Она перекрыт нижним мелом Лево-Ононского (Ундино-Ононского) грабена; восточный край сохраняет свои центриклинальные завороты с западным падением слоев на месте бывшего выклинивания прогиба. Очевидно, Караксарский прогиб был узким и длинным с максимальными мощностями в его западной части, тяготеющей к Восточно-Агинской зоне разломов.

В Борзинско-Калганском прогибе мощности падают в южном и восточном направлении, так что в целом прогиб имеет асимметричный профиль как поперечный, так и продольный. Максимальная мощность в северной и западной частях прогиба: на Борзе она приблизительно 4000 м, в южном крыле и восточнее у пос. Цаган-Олуй 2500 м, у пос. Алгачи 1500 м, в Приаргунье, у пос. Чингильтуя в ядре Калганской синклинали 700 м.

На площади прогиба среднеюрские конгломераты образуют открытые складки общего северо-восточного простирания, более пологие, чем в подстилающих раннеюрских структурах, и участвуют в крупных раннеюрских синклиналиях, выполняя их ядра. Последнее показывает, что выполняющие раннеюрские синклинали отложения не были сколько-либо заметно дислоцированы до наступления среднеюрской эпохи, или, во всяком случае, были дислоцированы слабее, чем в других местах. Для всех складчатых форм верхнегазимурской свиты характерны углы падений, не превышающие 20° , и только в зонах более поздних разломов встречаются более крутые.

Руководящие органические остатки в терригенных породах верхнегазимурской свиты не найдены, но обнаружена не очень хорошей сохранности флора широкого возрастного диапазона от средней юры до нижнего мела (А. Ф. Мушников, 1968 г.). Среднеюрский возраст верхнегазимурской свиты определяется тем самым только по ее месту в общем стратиграфическом разрезе с учетом соотношений с покрывающими и подстилающими свитами. Залегание верхнегазимурской свиты с перерывом на верхнетюарских онон-борзинской и бохтинской свитах свидетельствует о среднеюрском возрасте уже нижних ее слоев; покрывается же свита шадоронской, существенно эффузивной свитой (серией) также с перерывом и всюду с несогласием, т. е. с глубоко прошедшим размывом среднеюрских структур. Шадоронская свита большинством давно считается верхнеюрской, а некоторыми допускается даже среднеюрский возраст ее низов и соответственно вряд ли можно признать присутствие верхнеюрских слоев в верхах верхнегазимурской свиты, всегда уверенно относившейся к средней юре без допущений присутствия в ней части слоев нижней или верхней юры.

Почти всеми исследователями независимо от признания или отрицания ими геосинклинального генезиса раннеюрских структур в северной половине Восточно-Забайкальского региона средняя юра считается эпохой накопления континентальной терригенной молассы. В связи с этим геосинклинальный цикл становится полнее в смысле стадий своего развития, его становится легче обосновать. Соответственно, сторонники признания раннеюрской геосинклинали истолковывают среднеюрские прогибы как орогенные межгорные, а верхнегазимурскую свиту как континентальную грубую молассу, типичную для начала орогенного этапа. Если это рассматривать не в широком региональном плане (предусматривающем непременно существование геосинклинальной системы с ее многообразным ходом типичного развития), а в миниатюре и во времени и в пространстве, то к этому выводу, обобщенному недавно А. Ф. Мушниковым, присоединяются и авторы настоящей работы. Однако в большой мере надо считаться с тем, что в этом регионе не существовало самостоятельной геосинклинальной системы, каковой отвечают мезозойды западного сектора Тихоокеанского кольца. Раннеюрский прогиб составлял часть цепи геосинклинальных прогибов, расположенных в узкой полосе Монголо-Охотского пояса, пережившего в течение палеозойской эры орогенный этап развития, перешедший и в мезозойскую эру. Этот этап в позднетриасовую и раннеюрскую эпохи нарушился, однако, лишь местами и на короткое время геосинклинальным режимом. Рассматривая структуры позднего триаса и юры, можно видеть смещение в них геосинклинальных и платформенных признаков развития, по совокупности которых недавно Ю. М. Пуцаровский и объединил подобные структуры под названием резонансно-тектонических.

Принадлежность верхнегазимурской свиты к континентальной молассе определяется отсутствием в ней морской фауны и наличием лишь растительных остатков. На основании всестороннего анализа свиты можно сделать вывод, что среднеюрские прогибы Восточно-За-

байкальского региона не имели непосредственных палеогеографических связей с морскими юрскими прогибами Верхнего Приамурья; они разделялись долгоживущими и древним поперечным поднятием (Аникинским порогом), сквозное существование которого фиксируется еще с палеозоя вместе с ограничивающими его сквозными поперечными зонами глубинных разломов. Распространение среднеюрских прогибов не выходило на восток за Нерзаводско-Сретенскую зону разломов, причем межгорный тип прогибов подчеркивается выполняющими их грубыми терригенными породами. Для этого, естественно, должен был существовать резкий горный рельеф в окружающих прогибы Борщовочном и Урулюнгуйском горстово-блоковых поднятиях. Тем самым, независимо от точек зрения на генезис раннеюрских прогибов следует среднеюрские прогибы отнести к межгорному типу.

ПОЗДНЕЮРСКИЕ СТРУКТУРЫ

В стратиграфическом разрезе мезозоя выделен еще один комплекс вулканогенных пород, четко обособленный от подстилающих его среднеюрских и покрывающих с перерывом и размывом нижнемеловых. Этот комплекс, в отличие от более древних мезозойских членов разреза, развит в Забайкалье повсеместно — во всех четырех структурных регионах (рис. 18). Поля его распространения были сильно размывы в повышенных частях рельефа еще до эпохи поздней юры — раннего мела и сейчас от былых крупных и цельных полей сохранились лишь многочисленные мелкие остатки, располагающиеся обычно группами, намечая места автономных формирований.

В Восточно-Забайкальском регионе верхнеюрские вулканогенные образования выделяются в шадоронскую свиту (серию), а в Даурии и в Агинском регионе в джаргалантуйскую, букукунскую, бырдинскую свиты. На восточном продолжении Малханского региона — в южной части Олекминского Становика они именуется эффузивно-туфовой или эффузивно-осадочной свитой поздне- или средне-верхнеюрского возраста без собственного (географического) наименования.

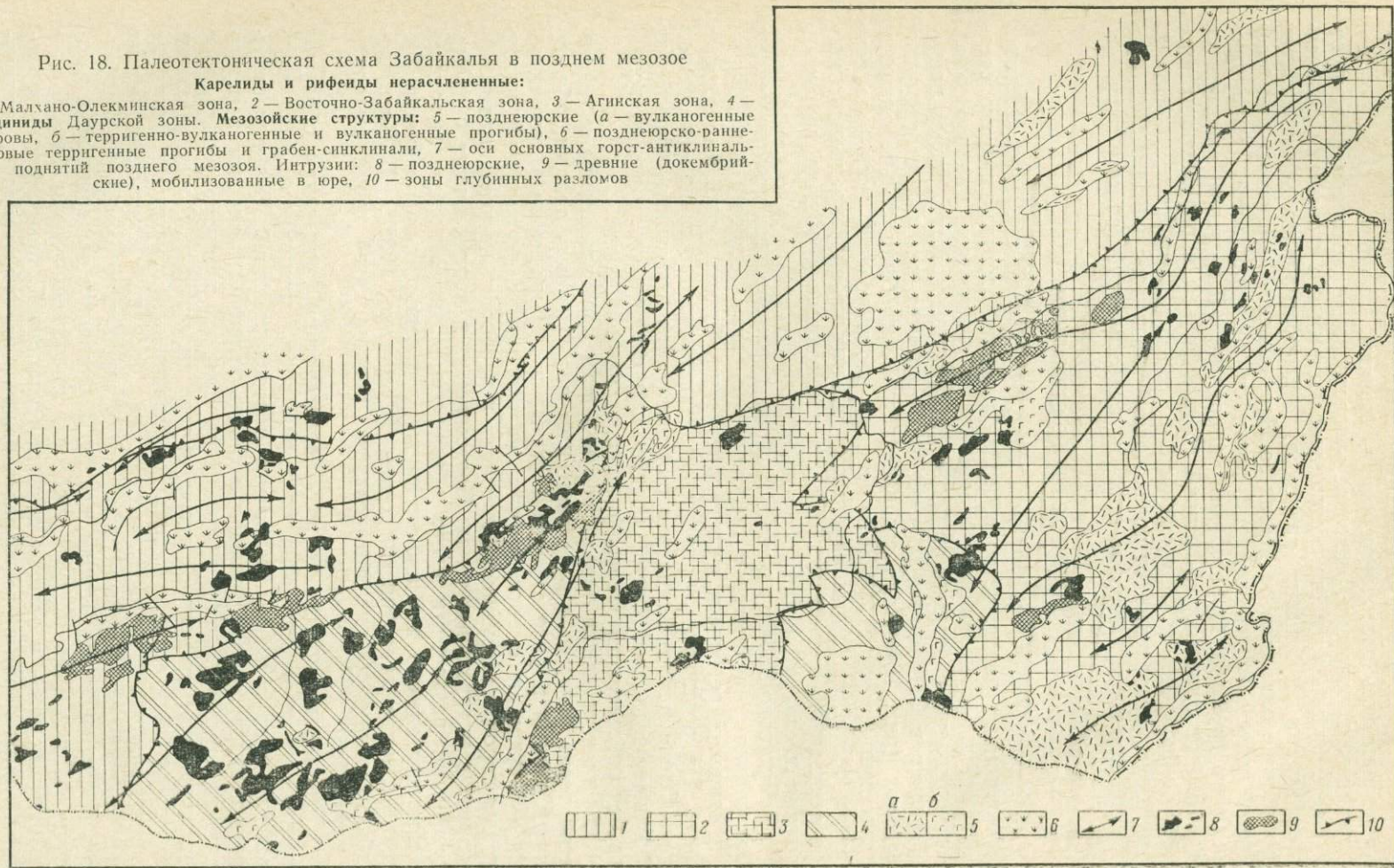
Во всех регионах породы верхней юры пространственно и генетически тесно связаны с верхнеюрскими интрузивными телами, обнаруживая с ними в ряде случаев сложные и противоречивые соотношения — секущие и с постепенными переходами, с ксенолитами интрузивных пород в эффузивных покровах и наоборот — с ксенолитами эффузивов в интрузивных телах. Поэтому и те и другие вместе с промежуточными разностями часто объединяются, подобно среднеюрским, в самостоятельную вулcano-плутоническую серию, получившую в Даурии название харалгинской серии (Старченко, 1968). В Восточно-Забайкальском регионе интрузивные породы этой серии выделены в кукульбейский комплекс.

Эффузивные породы по всем геологическим признакам образуют типичные покровы наземных излияний либо трещинного, либо центрального типа с множественностью центров излияний. О множественности центров говорит большая площадь излияний и сильная изменчивость по составу порядка излияний не только в разных регионах, но и для вулканических центров одного и того же региона. Существовавшие некогда вулканические конусы ныне разрушены, но признаки их в виде пород жерловой фации, вулканических брекчий и концентрических даек сохранились в повышенных частях современного рельефа, особенно в восточной части Даурии, где В. В. Старченко выделяет их в жерловую фацию, а на склонах хребтов в околожерловую и фацию промежуточных зон — в отличие от фации удаленной зоны собственно прогибов. Свиты пород этого возраста развиты не только в горст-антиклинальных поднятиях, но и в бортовых частях позднеюрско-раннемело-

Рис. 18. Палеотектоническая схема Забайкалья в позднем мезозое

Карелиды и рифиды нерасчлененные:

1 — Малхано-Олекминская зона, 2 — Восточно-Забайкальская зона, 3 — Агинская зона, 4 — герциниды Даурской зоны. Мезозойские структуры: 5 — позднеюрские (а — вулканогенные покровы, б — терригенно-вулканогенные и вулканогенные прогибы), 6 — позднеюрско-ранне- меловые терригенные прогибы и грабен-синклинали, 7 — оси основных горст-антиклинальных поднятий позднего мезозоя. Интрузии: 8 — позднеюрские, 9 — древние (докембрийские), мобилизованные в юре, 10 — зоны глубинных разломов



вых грабен-синклиналей и в них самих, а также в отдельных мелких прогибах, иногда заполнявшихся также водными терригенами, туфами и туффитами. В связи с этим нами выделяются два типа верхнеюрских вулканогенных структур:

1) собственно вулканогенные покровы на горст-антиклинальных поднятиях;

2) терригенно-вулканогенные и вулканогенные прогибы, на которые наложены молодые позднеюрско-раннемеловые грабен-синклинали. Такое выделение в известной мере условно, так как не всегда удается установить развитие того или иного прогиба в течение вулканической деятельности позднеюрской эпохи, особенно в случае небольших прогибов, не использованных позднее молодыми грабен-синклиналями.

Во всех случаях верхнеюрско-нижнемеловые отложения грабен-синклиналей и изометричных прогибов Олекминского Становика лежат на сильно размывших верхнеюрских вулканогенных покровах, залегающих с размывом же на более древних мезозойских, палеозойских и протерозойских структурах. Вследствие сильного разрушения верхнеюрских эффузивных покровов восстановление их первичных контуров затруднительно. Лучше всего изучены эффузивы верхней юры в Даурском регионе и очень плохо в восточной части Малханского (в Олекминском Становике). Поскольку отдельных покровов или прогибов насчитывается очень много — более 35 — ниже дана лишь их общая характеристика.

Структуры Даурского региона. Вулканизм в поздней юре проявлялся здесь в тех же местах, что и в среднеюрскую эпоху — в восточной части региона вдоль сближенных северо-восточных зон глубинных разломов, осложняющих формировавшиеся в то время горст-антиклинальные поднятия Даурского хребта и хребта Черского — Онон-Туринской, Бырца-Оленгуйской и Оленгуй-Былыринской, по которым располагались цепочками центры излияний; покровы образовались также и в некоторых прогибах и их обрамлении (Старченко, Белякова, Фомина, Барабашев, 1966).

В горст-антиклинальных поднятиях выделено две свиты разного состава — джаргалантуйская и бырцинская, в прогибах — одна букукунская, являющаяся аналогом джаргалантуйской свиты. Первые две свиты по составу эффузивные, букукунская — терригенно-туфовая, лишь в единичных местах содержащая эффузивы.

Джаргалантуйская свита сложена преимущественно кислыми и субщелочными эффузивами и их пирокластами при подчиненном значении основных эффузивов; в основании залегают грубые терригенные породы — конглобрекции. Типовой разрез имеет трехчленное строение, местами с отсутствием некоторых частей среднего или нижнего члена. Нижняя толща отличается эффузивами основного состава, для средней — характерны эффузивы и пирокласты кислого субщелочного состава, для верхней — лишь кислые эффузивы и их пирокласты.

Нижняя толща встречается не только в горст-антиклинальных поднятиях, но и в Ононском прогибе в районе устья р. Тырын, где она вскрыта в южной части его северо-западного борта. Состав толщи в разных полях изменчив и могут преобладать то основные эффузивы — базальтовые порфиры (истоки р. Береи и северо-западный борт Ононского прогиба), то кислые — лавы кварцевых и липаритовых порфиров и их пирокласты (голец Хонин-Чулун). Мощность толщи колеблется в пределах 100—200 м.

Средняя толща развита повсеместно и состоит из разнообразных пирокластов многократно чередующихся с кислыми субщелочными порфирами в разных соотношениях. Кислые эффузивы — фельзиты и кварцевые порфиры — сравнительно редки. Основу толщи составляют различные субщелочные порфиры — ортофиры, альбитофиры, их пи-

рокласты и кластолавы. Мощность резко изменчива от первых десятков до первых сотен метров.

Верхняя толща распространена наиболее широко как на собственно антиклинальных поднятиях в водораздельных частях хребтов, так и на их склонах, в прибортовых частях прогибов и в самих прогибах (например, в Ононском и Цусурхойском). Толща сложена только кислыми эффузивами и их пирокластами — липаритовыми порфирами, липарито-дацитами, фельзит-порфирами, фельзитами, кластолавами, пепловыми агломератовыми туфами. Мощность меняется от 300 до 500 м.

Общая мощность джаргалантуйской свиты от первых сотен до 900 м. Каждая толща залегает не только на предыдущей, но и переходит на различные более древние структуры домезозойского фундамента. По сложности строения толщ, разной полноте отдельных покровов и особенностей деталей разрезов можно заключить о множественности импульсов излияний и, следовательно, о существовании не одного покрова, а группы сближенных во времени отдельных покровов. Об этом говорят и сложные соотношения с интрузивными породами харалгинского комплекса.

Букукунская свита, известная во всех крупных прогибах, сложена грубыми терригенами — в нижней части в основном конгломератами и песчаниками, в верхней части — пестрыми кремнистыми, пепловыми туфами, туффитами и туфопесчаниками. Те и другие породы тонко чередуются по всему разрезу. Терригенные породы принадлежат водным фациям — озерным, речным, пролювиальным. В Кулиндинском прогибе, кроме того, в верхах свиты встречаются лавы липаритовых порфиров, а в Тыргетуй-Жимбиринской впадине — порфириты. Роль этих эффузивных пород ничтожна, но они указывают на тесную связь в процессах седиментации джаргалантуйского и букукунского времени, устанавливаемую по идентичности эффузивов и пирокластов обеих свит.

Еще более отчетливые литологические переходы джаргалантуйской вулканогенной, а вместе с ней, по-видимому, и бырцинской свиты в букукунскую вулканогенно-осадочную наблюдаются в северо-западном крыле Ононского прогиба под нижнемеловыми отложениями по буровым профилям в окрестностях сел Мангут и Мухор-Булак (Лешкевич, 1968). Среди эффузивов джаргалантуйской свиты мощностью здесь до 1000 м, в ее низах начинают появляться прослой и пачки туфопесчаников, известковистых песчаников, аргиллитов и битуминозных сланцев, а ближе к середине прогиба в верхней части свиты эффузивы замещаются пачкой переслаивания битуминозных аргиллитов, известняков, доломитов и мергелей с прослоями песчаников и конгломератов. Первичная мощность этой части разреза неизвестна, так как перед отложением свит нижнего мела породы были сильно размыты и от свиты осталось всего около 140 м.

Бырцинская свита в отличие от джаргалантуйской развита больше в обрамлении впадин и в самих впадинах, чем на горст-антиклинальных поднятиях, где она встречается спорадически; лишь в низовьях Оленгуй сохранился крупный ее покров. Соотношения бырцинской свиты с джаргалантуйской и букукунской различное. Местами на горст-антиклинальных поднятиях и в центрах некоторых впадин (Букукунской и Бальджиканской) они согласные, а по окраинам впадин свита залегает с перерывом и несогласно, в свою очередь несогласно перекрывая верхнеюрско-нижнемеловыми отложениями грабен-синклиналей. Согласные соотношения с подстилающими верхнеюрскими вулканогенными свитами определяют принадлежность бырцинской свиты к тому же эффузивному комплексу харалгинской серии.

Различные поля распространения эффузивов бырцинской свиты образуют серию покровов и потоков малой (3—15 м) мощности, количе-

ство которых сильно варьирует от единиц до двух—трех десятков. В связи с этим сильно изменчивы и мощности (по В. В. Старченко, от 50 до 400 м). Среди пород определяются основные и средние разновидности: базальтовые и андезитовые порфириты, базальты, андезиты, трахиандезиты, андезито-дациты, туфы и туфолавы этих пород. Местами, например в низовьях Оленгуя и на правобережье Онона, появляются кислые породы, аналогичные джаргалантуйским, кварцевые порфиры и их туфы.

Возраст всего комплекса верхнеюрских свит устанавливается по растительным остаткам и их месту в общем стратиграфическом разрезе мезозоя, которое в свою очередь определяется соотношением с покрывающими и подстилающими толщами. В горст-антиклинальных поднятиях джаргалантуйская свита лежит с перерывом на разных более древних структурах, в том числе и на породах сохондинского вулканоплутонического комплекса, букукунская свита в прогибах лежит с резким несогласием на пермо-триасовых структурах, в районе гольца Хонин-Чулун на нижнеюрских слоях гольцовой юры, а в западном борту Тыргетуй-Жимбиринского прогиба с размывом на харюлгатинских ниже-среднеюрских конгломератах. Таким образом, самыми молодыми слоями, подстилающими эту свиту, являются среднеюрские сохондинские эффузивы, обломки которых встречаются в осадочных конглобрекциях низов джаргалантуйской и букукунской свит. В свою очередь обломки пород всех трех свит содержатся в грубых терригенных верхнеюрско-нижнемеловых отложениях грабен-синклиналей. Растительные остатки найдены лишь в букукунской свите, в двух местах — в верховьях р. Буречи (район гольца Хонин-Чулун) и в Букукунском прогибе. Как обычно, эта флора определялась как средне-позднеюрская или смешанная из видов средней и поздней юры, и многие геологи продолжают считать описанные свиты средне-верхнеюрскими или верхнеюрскими, но с элементами средней юры.

В пределах горст-антиклинальных поднятий покровы и поныне лежат горизонтально и субгоризонтально, что устанавливается благодаря хорошей обнаженности джаргалантуйской свиты и в основном по контурам сохранившихся полей ее распространения, обычно близко совпадающим с горизонталями современного рельефа. Наблюдаемые пологие углы наклона вне зон разломов определяют первичные поверхности уклона потоков, что совместно с признаками остатков жерловых фаций позволяет находить местоположение стратовулканов. По этим признакам и обилию пирокластического материала можно считать, что в джаргалантуйское время преобладал вулканизм центрального типа, тогда как для бырцинской свиты ведущими были трещинные излияния. На основании геохимического различия пород обеих свит В. В. Старченко предполагает существование двух независимых магматических очагов на разных уровнях земной коры.

Встречающиеся иногда на горст-антиклинальных поднятиях местные пологие наклоны покровов к их центрам (низовья р. Оленгуй, р. Акша и р. Буреча) под углами 5—10° обычно объясняются проседанием кровли после выхода вулканического материала. Впадины ныне представляют коробчатые синклинали, в осевых частях которых верхнеюрские свиты почти не обнаруживают наклона, а в бортах падают под разными углами (25—40°). Это в значительной мере является результатом дислокаций вдоль разломов, возникших уже в момент формирования бырцинских покровов. Первично прогибы на ранней стадии их развития в джаргалантуйское время были, видимо, плавные и только позднее переросли в грабенные структуры, все более подчеркивавшие расчленение восточной части Даурии на горст-антиклинальные поднятия и глубокие окраинные грабены. Существовавшие еще в среднеюрскую эпоху продольные разломы играли ту же роль в формирова-

нии харалгинской вулcano-плутонической серии, причем пространственное совмещение последней с среднеюрским сохондинским комплексом в основном объясняется именно сетью глубинных разломов, являющейся ведущим тектоническим фактором в развитии этой территории. Остальная, большая по площади западная часть Даурского региона не испытывала в течение средней — поздней юры и позднее подобного тектонического расчленения и вела себя как более или менее цельный монолит, как крупный тектонический блок с устойчивой тенденцией к поднятиям и характеризовалась собственно интрузивным типом юрского магматизма.

Иначе говоря, только в восточной части Даурского региона в позднеюрскую эпоху происходили интенсивные дифференциальные глыбовые движения, начавшие расчленение этого региона на горстовые и грабенные элементы, что обозначается здесь большинством геологов как процесс сводообразования (в частности, образования Даурского свода, получившего четкие ограничения только в раннемеловую эпоху). Начало этого процесса необходимо, однако, относить еще к низам средней юры — именно с его первыми стадиями приходится связывать активную роль продольных глубинных разломов и формирование в осевой части Даурского свода сохондинского вулcano-плутонического комплекса.

Структуры Агинского региона. Верхнеюрские вулканические образования развиты здесь незначительно и сохранились от размыва только в трех разобщенных полях, выделенных нами в покровы: 1) Топхор-Могойтуйевский, 2) Дурулгуевский и 3) Судунтуйский.

Первичные контуры покровов неясны; от них остались только небольшие фрагменты, которые почти не обнажены и опознаются лишь по высыпкам. Поэтому данных по их геологии почти нет, кроме определения пород и описания В. В. Старченко одного разреза в Топхор-Могойтуйевском покрове.

Местные геологи выделяют поля этих эффузивов в качестве прогибов, хотя признаков прогибов для них, естественно, привести невозможно. В последней сводке по Агинскому региону Н. Н. Чабан называет верхнеюрские вулканогенные поля приразломными прогибами, видимо, лишь потому, что поля приурочены к разломам северо-восточного направления, хотя усмотреть здесь именно прогибы в структурном смысле также не удается.

Покровы сложены главным образом основными эффузивами, объединенными по сходству состава в бырцинскую свиту. Кислые и субщелочные эффузивы, отвечающие по составу джаргалантуйской свите, встречаются редко и вне пространственной связи с бырцинскими эффузивами. Они отмечены в ничтожном распространении лишь в южном конце Топхор-Могойтуйевского покрова на водоразделе хребта Эрмана и в северном фрагменте Судунтуйевского покрова. Топхор-Могойтуйевский покров имеет мощность 350 м и состоит из серии слоев базальтов разных структурных разновидностей — пористой, сливистой афанитовой, витрофировой, долеритовой — иногда с переходами к андезитами и порфиритам. В низах залегают туфы и туфобрекчии порфиритов до 70 м мощности. Базальты лежат субгоризонтально с уклонами до 5—10°, что может близко соответствовать первичному наклону потоков.

Позднеюрский возраст покровов определяется только по сопоставлению с породами джаргалантуйской и бырцинской свит Даурского региона; на покровах с размывом лежат породы верхнеюрско-нижнемеловой серии. Объединение покровов Агинского региона в вулcano-плутоническую серию затруднено, так как верхнеюрские интрузивные тела (кукульбейский комплекс) пространственной связи с ними не имеют. Жерловые фации в покровах отсутствуют, количество пирокластов ничтожно, что объясняется трещинным типом излияний вдоль раз-

ломов северо-восточного и субмеридионального простираения с преобладанием основных и средних лав.

В целом по сравнению с другими регионами позднеюрский вулканизм в Агинском регионе развит слабо и неполно. В поздней юре, как впрочем, и во многие эпохи более древних периодов, этот регион представлял более цельный и тектонически менее активный блок Монголо-Охотского пояса с унаследованной способностью сохранять свою монолитность при постоянной тенденции к восходящим движениям. Рассекающая его сеть внутренних разломов продолжала оставаться в позднеюрскую эпоху, видимо, по-прежнему слабо активной, что исключало образование крупных и глубоких прогибов и грабенных и что, соответственно, объединяет и слабое развитие в регионе вулканогенных и интрузивных процессов.

Структуры Восточно-Забайкальского региона. Позднеюрские вулканогенные образования в регионе распространены широко и встречаются в разных частях современного рельефа. Однако они сильно размыты и от больших покровов остались разновеликие разобщенные фрагменты, исключения представляют лишь сохранившиеся лучше других эффузивы Шадоронского прогиба, а также Соктуйского и Александрово-Заводского покровов. Реже все известные поля этого возраста либо считались отдельными прогибами, либо их структурная принадлежность вовсе не обозначалась, но ни в одном случае к покровам они не относились. Тем не менее признаков автономных прогибов здесь почти не обнаруживается, к прогибам же их относили поскольку для них характерно накопление эффузивов, иногда мощностью до нескольких километров.

Эффузивы всюду лежат субгоризонтально и отдельные поля грубо повторяют горизонталь рельефа; локальные падения в ту или иную сторону под разными, часто крутыми углами до 70° , можно видеть только по поздним разломам. В крупных полях и прогибах, как, например, Шадоронском, отмечаются пологие блюдцеобразные синклинали.

Ранее верхнеюрские эффузивы выделялись вне какой-либо связи с интрузивными телами и вне их принадлежности к вулканоплутонической серии, но в последние годы детальными работами на отдельных площадях были выявлены субинтрузивные и жерловые фации, сильно разрушенные стратовулканы и малые интрузии (штоки и дайки — корни покровов), которые вместе с эффузивами стали рассматривать в составе верхнеюрской вулканоплутонической серии.

Формирование вулканогенных покровов происходило на самых различных по возрасту более древних структурах, в том числе ранне- и среднеюрских. От последних верхнеюрские покровы отделены перерывом, связанным с перегруппировкой блоковых подвижек, происшедшей перед началом или во время позднеюрской вулканической деятельности.

Эффузивные породы давно выделены в этом регионе в шадоронскую серию наземных эффузивов смешанного состава и их пирокластов, включающую в Соктуйском покрове, кроме того, и туффитовые породы, представляющие собой смесь туффового материала с песчано-гравелитовыми продуктами разрушения эффузивов более ранних по времени потоков. Основные и средние породы часто преобладают в нижней половине разрезов, а кислые в верхах, т. е. последовательность излияний по составу оказывается обратной последовательности в Даурском регионе; однако общий набор пород остается тем же. Оставшиеся части покровов имеют мощности от первых сотен до 1000 м. Первый размыв покровов, как и эффузивов в прогибах, произошел перед образованием позднеюрско-раннемеловых грабенных, поэтому в большинстве случаев трудно судить о доле участия кислых эффузивов в об-

щем разрезе шадоронской серии, их распределении по площади и составе отдельных членов разреза. Однако ясно, что в сохранившихся толщах покровов, равно как и в прогибах, состав эффузивов изменчив, и воссоздать общий детальный разрез серии затруднительно. Можно лишь отметить, по данным А. Ф. Мушниковой и К. К. Анашкиной, более широкое развитие кислых лав и их пирокластов на юге региона, начиная от Александрово-Заводского покрова.

Характерными породами шадоронской серии являются базальты и андезиты и их промежуточные разновидности, порфириты, дациты и липариты, также с их промежуточными разновидностями, трахидациты, санидиновые порфиры. Пирокластические породы весьма разнообразны и связаны со всеми эффузивными породами серии; пирокласты часты и в покровах, и в жерловых фациях вулканов.

Наибольшая и наиболее близкая к первичной мощность сохранилась в Александрово-Заводском и Соктуйском покровах: соответственно 900 и 2200 м; в Шадоронском прогибе мощность достигает 2300 м, причем эти значения получены в результате суммирования серии потоков, обычно смещенных друг относительно друга с разными пространственными соотношениями.

Александрово-Заводский покров состоит из серии тонких частых лавовых покровов, группирующихся в три свиты: порфириты и их пирокласты 400 м, андезитовые дациты 200 м и санидиновые порфиры и их туфы 300 м.

Соктуйский покров, в последние годы детально изученный Б. Н. Пермяковым, характеризуется тем же закономерным появлением кислых лав в более поздних излияниях: нижняя свита (150 м) — пористые и миндалекаменные андезито-базальты и диабазы; вышележащая осадочно-вулканогенная, по Б. Н. Пермякову, свита (900 м) — туфы, туффиты и потоки фельзит-порфиров и андезитов; следующая свита (900 м) — чередующиеся андезиты, андезито-дациты, андезито-базальты, фельзиты и кварцевые порфиры с покровом оливиновых базальтов (70 м), верхняя свита (до 300 м) кислые эффузивы — липариты, дациты с вулканическими стеклами и разнообразными пирокластами. Последняя свита отличается своим структурным положением — ее покровы и потоки, связанные с экструзиями мелких палеовулканов, линейно прослеживаются на юге общего поля Соктуйского покрова вдоль северо-западного пограничного разлома Аргунской грабен-синклинали. Отложения шадоронской серии Соктуйского покрова ныне образуют два поля по обе стороны современного водораздела Аргунского хребта — Шаманское на севере и Абагатуевское на юге; на самом водоразделе покровы смыты и обнажены древние структуры. Залегание потоков в обоих полях субгоризонтальное с наклонами порядка 10° и менее. Образовавшие их вулканические аппараты центрального типа имеются в обоих полях; вблизи жерловых фаций пирокластов потоки еще сохраняют первичные уклоны до 50° , с сильным выполаживанием до 10° вдали от них. Вулканы развивались в полосе современного водораздела хребта, а покровы на его растянутых склонах, поэтому возможно, что хребет уже существовал в позднюрскую эпоху, а потоки стекали по его склонам. Б. Н. Пермяков (1968), называющий оба поля прогибами, обнаружил в Шаманском поле два палеовулкана, а в Абагатуевском поле ряд мелких палеовулканов и один крупный, Куладжинский.

Жерло палеовулкана Бянкина на одноименной горе в Шаманском поле сложено брекчией андезитовых лав и окружено агломератами и туфами с юго-востока и потоками андезитов с севера. Палеовулкан Конгор-Азырга, расположенный там же, сложен более кислыми породами с неким дацитовых порфиров, окруженным потоками дацитов с лапиллиевыми туфами. Еще более кислые продукты выбросов в Куладжинском палеовулкане Абагатуевского поля. Его некк состоит из кварцевых порфиров,

а потоки из липарито-дацитов. Крупные постройки вулканов центрального типа были обнаружены в 1963 г. в Погодаевском покрове на водоразделе северо-восточной части Аргунского хребта (Лесняк, 1965). В одном из фрагментов покрова Р. В. Лесняк обнаружил крупную Куйтунскую палеокальдеру, строение которой иллюстрирует тесную пространственную и генетическую связь эффузивов и приповерхностных интрузивных тел в вулcano-плутонической серии верхней юры, ранее эта палеокальдера считалась пологой блюдцеобразной синклиналию. Структурно кальдера приурочена к пересечению северо-западного и северо-восточного разломов. Подобная приуроченность отмечается почти всеми исследователями и в других частях Забайкалья, причем Э. В. Лешкевич (1968) объясняет двумя системами разломов и изометричность общих контуров наиболее крупных шадоронских покровов, как «выкроенных» разломами на тектонических блоках.

В связи с тем что в Восточно-Забайкальском регионе увеличивается количество находок аппаратов центрального типа, исследователи склоняются к признанию, что ведущим в позднеюрскую эпоху являлся именно этот тип излияний, а не трещинный, как считалось ранее.

Вулканогенные прогибы выделены по окраинам Восточно-Забайкальского региона: по западной — Тургино-Харанорский, по северной — Шадоронский и Абагарский. С ними в тесной пространственной и структурной связи находятся более молодые грабен-синклинальные структуры, врезанные в те или иные части прогибов. Все они по структурной приуроченности являются шовными и расположены между структурными регионами Забайкалья. На западном продолжении Шадоронского прогиба непосредственно с ним не сливаясь, находится Усть-Ундинское вулканогенное поле, принадлежность которого к Шадоронскому прогибу неясна, хотя оба эти элемента находятся на продолжении одной и той же зоны разлома. Нами это поле условно отнесено к покрову из-за малой мощности вулканогенных пород и отсутствия среди них нормальных осадочных.

Приуроченный к южной, Борщовочной ветви Монголо-Охотского шва Шадоронский прогиб, по-видимому, сохранил свои очертания, близкие к первичным. Он находится в средних течениях рек Унды, Егъё и Талангуя и наложен на средне- и раннеюрские структуры Восточно-Забайкальского геосинклинального прогиба и на более древние структуры палеозоя и докембрия. Таким образом, в зоне этого разлома совмещены несколько последовательно накладывавшихся друг на друга мезозойских прогибов все уменьшавшихся размеров.

Разрезы в прогибе сильно изменчивы из-за частого замещения эффузивов пирокластическими породами, но в восточной его части удалось выделить три свиты (Гунбин, Чербякова, 1963). Трехчленное деление подчеркивается преимущественной приуроченностью главной массы эффузивов к середине разреза. Нижняя свита мощностью около 1000 м, начинаясь осадочными породами — конгломератами и песчаниками, состоит преимущественно из пирокластических пород, главным образом туфоконгломератов с разным количеством в разных местах слоев туфопесчаников и туфов, редких порфиритов, а местами аллювиальных песчаников и алевролитов. В средней, эффузивной, свите мощностью до 600 м преобладают андезитовые и дацитовые порфириты, потоки которых разделены такими же, как и в нижней свите, пирокластическими породами. Верхняя свита почти вся туфогенно-осадочная с преобладанием песчаников, туфопесчаников и туфоалевролитов, переслоенных небольшим количеством пепловых туфов, туфоконгломератов и в самых верхах редкими маломощными потоками порфиритов. В западной части прогиба, на Унде, пирокластические породы преобладают всюду, а тонкие потоки порфиритов встречаются, видимо, как и осадочные породы — конгломераты и песчаники, равномерно по всему разрезу, насчитывающему в среднем 1000 м мощности. В верхах выделяются пестроцветные туфопесчаники, дополняющие сходство всего разреза с букукунской свитой Даурского региона.

В последние годы в Шадоронском прогибе С. С. Красинец и В. Г. Гладков (1968) обнаружили жерловые фации древних вулканов, отнеся к ним также штоки и пластообразные тела диоритовых порфиров юго-западной части прогиба; ими же на правобережье Унды ниже г. Балея обнаружено жерло позднеюрского вулкана, состоящего из порфировых лавобрекчий с переходом в покров того же состава и пространственно совпадающего с пересечением Борщовочной зоны северо-западным Дегурульским разломом.

Залегания разных членов разреза прогиба выясняются с трудом и лишь в случаях присутствия осадочных пород, либо наиболее тонкозернистых разновидностей туфов. Обычно слои слабо наклонены в пределах до 10° и обнаруживают изгибы в разных направлениях; крутые углы наклона до $40\text{--}50^\circ$ видны только по разрывам и крупным разломам. В главном, восточном, поле прогиба выделены две синклинали, разделенные антиклиналью северо-восточного направления; ее осевая часть с выходами нижней свиты разреза и древних домезозойских пород, осложнена продольным разломом с легким сбрасыванием северного крыла относительно южного. Оба крыла пологие с уклоном $15\text{--}25^\circ$, и еще меньшим в их юго-западной части. Синклинали представляют собой плоские наложенные брахиструктуры с пологими уклонами к ядерным частям. Западная часть прогиба образует одну общую пологую моноклинали с падением в северном направлении и постепенным увеличением угла наклона до $30\text{--}35^\circ$ к северному краю зоны Борщовочного разлома, которым она обрезается. Внутри моноклинали осложнена волнистыми антиклинальными и синклиналиными изгибами. Все эти пологие дислокации нарушены густой сетью разноориентированных более поздних разрывов с разноамплитудными смещениями по ним, захватывающих и верхнеюрско-нижнемеловые слои грабен-синклинали, скрывшей под собой сложную дислоцированность шадоронской серии восточной части прогиба в зоне Борщовочного разлома.

О строении двух других прогибов — Тургино-Харанорского и Абагарского — известно мало. Современная их поверхность сильно задернована, но по немногочисленным коренным выходам вулканогенных пород по окраинам прогибов можно заключить, что они были пологими и неглубокими, причем очаги излияний лав могли находиться как по окраинам, так и внутри их. Обнаженные по окраинам и вскрытые буровыми скважинами верхнеюрские вулканогенные породы по строению и составу не отличаются от пород шадоронской серии, как и последние, включают пачки песчаников и конгломератов и подчеркивают существование прогиба, обнаруживая пологое падение к их оси. Вскоре прогибы обрываются пограничными разломами наложенных грабен-синклиналей и по разломам притыкаются к нижнемеловым осадочным породам. В бортах грабенов вулканогенные породы с размывом перекрываются разными горизонтами нижнемелового разреза.

Определение возраста шадоронской серии в Восточно-Забайкальском регионе как позднеюрского следует из ее положения в общем разрезе мезозоя. Самой молодой подстилающей ее свитой является среднеюрская — позднегазимульская, а перекрывается она позднеюрско-раннемеловой березовской серией. Местами в осадочных и туфогенных слоях шадоронской серии встречаются растительные остатки — в Шадоронском прогибе в низах и верхах разреза, в Абагарском — в верхних слоях. Во всех случаях они определяются как позднеюрские.

Структуры Малханского региона. Верхнеюрские вулканогенные образования развиты в восточной части региона, именуемой Олекминским Становиком. В пределы описываемой территории входит его мелководная южная часть в левобережье Шилки и низовьев Ингоды.

Вулканогенные отложения здесь изучены еще очень плохо, коренные выходы редки и единичны. Имеется лишь один более полно об-

наруженный разрез в железнодорожной выемке у разъезда Раздольный (в районе Могочи), обычно же породы видны в высыпках или редких мелких коренных выходах. Эти породы описываются повсюду как мелкие фрагменты некогда крупных покровов, часто зажатые в остатках послеюрских грабенов. Единственным указанием на возможное существование прогибов на месте той или иной группы фрагментов является наличие в разрезе нормальных осадочных терригенных пород — конгломератов, песчаников или алевролитов. Однако эти терригенные образования визуально плохо отличимы от пирокластических пород и поэтому редко отмечаются. Несмотря на плохую изученность верхнеюрских эффузивов Становика, накопилось достаточно данных о пространственной и генетической связи их с определенными интрузивными телами гранитоидов и обнаруженными жерловыми фациями остатков вулканов. Тем самым гранитоиды и эффузивные стратифицированные покровы объединены нами в единую вулcano-плутоническую серию, покровы которой, в отличие от соседних к югу структурных регионов, имеют не средний, а кислый состав.

Максимальные мощности разрезов в сохранившихся фрагментах определяются до 1000 м. Выделенные в андезит-липаритовую формацию (Старченко, Мисник, Лейфман, 1966) покровы слагаются рядом потоков — фельзитов, фельзит-порфиров и кварцевых порфиров, дацитовых порфиров, кластолав и перемежающихся с ними пирокластических пород; местами встречаются единичные горизонты андезитовых порфиритов. Изменчивость разрезов обуславливается вариациями соотношений эффузивных и пирокластических пород. Среди отдельных потоков часты породы гиабиссального облика — кварцевые и дацитовые порфиры, гранит-порфиры и граносиенит-порфиры, связанные либо постепенными переходами с потоками, либо рвущие их в виде штоков и даек; достаточно часты агломератовые лавы дацитовых порфиров в типичной жерловой фации. С большей наглядностью эти связи видны на левобережье р. Бухточи, в бассейне Солнцепечной, и на водоразделе ее с р. Дырендыкен; примерами многочисленных и в большинстве не выявленных еще жерл вулканов являются вулкан в северо-западном борту Оловской грабен-синклинали и вулкан в устье р. Номингор (правый приток Бугарихты). Интрузивные тела выделяют в амуджиканский и нерчуганский комплексы.

По палеонтологическим данным возраст описываемых толщ в Олекминском Становике может быть определен только по гинкговой флоре и не точнее, чем юрский. Обычно покровы датируются как средне-позднеюрские. Однако сопоставление этих образований по структурному сходству с верхнеюрскими вулканогенными породами других регионов (Даурского и Восточно-Забайкальского) убеждает в возможности отнесения большей по объему части разреза только к верхней юре. Верхнеюрско-нижнемеловые отложения грабен-синклиналей залегают на верхнеюрских вулканогенных покровах с эрозионным перерывом и всюду в изобилии содержат их обломки.

Внутренние дислокации в покровах видны в немногих местах и обращает внимание близкий параллелизм границ потоков с горизонталями рельефа, определяющий горизонтальное и субгоризонтальное залегание покровов с легким неустойчивым короблением их под углами до 15—20°. Лишь в зонах разломов (Могоча-Чачинского, Бушулей-Могочинского, Бугарихтинского) встречаются участки слоев с более крутым падением. Остатки вулканических аппаратов и субвулканические интрузивные тела чаще размещены на пересечениях тех же крупных зон с секущими их разломами и образуют цепочки штоковых тел. Более устойчивое падение слоев наблюдается в моноклинали у разъезда Раздольный, вскрытой выемкой по мощности до 900 м с па-

дением слоев на северо-запад под углом 40—55°. Но и в этом случае какой-либо складчатой структуры видеть не удается.

Некоторые исследователи считают верхнеюрские вулканогенные поля остатками приразломных прогибов. Однако большинство полей не обнаруживают пространственных связей с позднеюрско-раннемеловыми грабен-синклиналями вдоль известных разломов, хотя вулканоплутонические процессы, давшие вулканы центрального типа и интрузивные тела амановского и нерчуганского комплексов, и сосредоточивались в межблоковых зонах глубинных разломов. Позднеюрская эпоха всюду была в Забайкалье эпохой глыбового тектогенеза без сколько-нибудь выраженных складчатых дислокаций. Этот глыбовый тектогенез развивался, как будет показано ниже, на фоне начальной стадии роста сводовых поднятий, но еще без их резкого горсто-грабеного внутреннего расчленения, вследствие чего изливавшиеся лавы занимали и части соседних блоков.

ПОЗДНЕЮРСКО-РАННЕМЕЛОВЫЕ СТРУКТУРЫ

В самом конце позднеюрской эпохи во всех структурных регионах усилились блоковое дробление и активность густой сети разноориентированных разломов разных порядков и соответственно резко обозначилась дифференциация на горстовые и грабенные блоки. Грабенные блоки заполнялись терригенными континентальными отложениями, нередко большой суммарной мощности и постепенно оформились в разнотипные и разновеликие грабен-синклинали, прогибы и мульды. Все они еще более подчленивались в рельефе одновременным ростом смежных горстов, игравших роль глыбовых антиклиналей и доставлявших обломочный материал в конседиментационные грабен-синклинали и прогибы. Это резкое противопоставление сохранилось и в современном рельефе. В местах, где внутреннего дробления ложа не происходило, слои оставались субгоризонтальными и вся структура представляла широкую пологую синклиналь с короткими пологими крыльями, ныне локально резко поднятыми по пограничным разломам. Нередко такое позднее поднятие не имело места и субгоризонтальные слабо наклоненные слои ниже поверхности рельефа притыкались вследствие опускания ложа грабена к сбросовым поверхностям жесткой рамы, подобно прислонению аллювия на вложенных террасах; при этом слои верхних частей разреза обычно выходят за пределы тектонических ограничений грабена и перекрывают окраинные разломы. Поперечные сечения грабен-синклиналей независимо от их величины бывают самые разнообразные — симметричные, слабо и резко асимметричные с разной величиной опускания ложа по пограничным разломам или односторонние с одним активно действовавшим разломом и первичным выклиниванием слоев к другому краю.

Более протяженные асимметричные грабен-синклинали развивались по крупным швам между структурными регионами и могут в полной мере именоваться шовными, а более мелкие приразломные грабены разной степени асимметрии, мульды и прогибы обычно свойственны внутренним частям регионов. Лишь во внутренних частях Малханского региона известны крупные и протяженные внутренние шовные грабен-синклинали (например, Бадинская и Кижинга-Худунская).

Роль разломов сказывается в развитии не всех описываемых позднеюрско-раннемеловых структур; существуют небольшие по величине структуры и без выраженных конседиментационных разломов, которые определяются как простые или осложненные внутренними складками синклинали и брахисинклинали. От ясно выраженных грабен-синклиналей с большим удлинением вдоль швов и разломов они отличаются некоторой изометричностью и несмотря на значительную ме-

стами размытость первичных контуров в них выделяются нормальные крылья и иногда центриклинальные завороты (например, Зюльзинский и Оловский или Лево-Ононский прогибы). По всем этим признакам такие структуры названы нами с некоторой условностью прогибами, а более мелкие — мульдами. Такие структуры в фундаменте могут оказаться и грабенами, но с растянутыми краями, проявившимися в покрове в виде синклиналей с пологими крыльями, типичными для прогибов (например, структура в северной части Аргунской шовной грабен-синклинали на Березовском участке).

Общее число позднеюрско-раннемеловых структур, неравномерно распределенных внутри регионов, более 70 : больше всего их в Восточно-Забайкальском регионе, мало в Агинском и совсем мало в Даурском.

Позднеюрско-раннемеловые структуры распространены шире других мезозойских. Они наложены на самые различные древние структуры от докембрийских до позднеюрских включительно и, несмотря на локальную ориентировку последних, часто перекрывают несколько разновозрастных структур, иногда, впрочем, и совмещаясь с ними. Различны соотношения их и с позднеюрскими структурами. В общем случае типично наложение на последние (особенно во внутренних частях Восточно-Забайкальского региона) с некоторым несовпадением ориентировок локальных структурных форм. Позднеюрско-нижнемеловые структуры образуются и там, где юрских структур не было, но могут оказаться целиком или почти целиком вложенными с перерывом в позднеюрские прогибы в глубинных швах, и тогда создается представление о единстве обеих этих структур. Примерами таких структур являются Абагарская, Алтано-Кыринская, Ононская и Тыргетуй-Жимбирская.

Почти все поля позднеюрско-раннемелового возраста сильно задернованы, независимо от положения в элементах современного рельефа. Поэтому главную часть сведений по тектонике и строению разрезов дают геофизические и единичные буровые работы, которые, однако, проводились лишь в наиболее крупных грабен-синклиналях и прогибах, таких как Ононская грабен-синклинали или Оловской прогиб. Несмотря на это, в последние годы по позднеюрским — раннемеловым структурам сделаны многочисленные попытки их интерпретации (Писцов, 1966; Муратова, Писцов, 1966; Любалин, 1964; Любалин, Симонов, 1966; Внуков, Сизых, Фомин, 1964; Зорин, 1965а, 1965б; Стафеев, 1968; Огородников, Чабан, Гребенников, 1968; Фомина, 1960 и т. д.).

Шовные структуры. Среди большого разнообразия структур позднеюрско-раннемелового возраста эти структуры являются наиболее типичными и лучше изученными. Они отличаются большими размерами, большой глубиной заложения, и тем самым большими мощностью и полнотой разрезов и большей сложностью внутренней тектоники. Все они являются четко выраженными грабен-синклиналиями, в разной степени асимметричными, лишь Алтано-Кыринская структура более или менее симметрична и более сложна по внутреннему строению. Асимметрия выражена в том, что ложе грабена имеет наклон и различную амплитуду прогибания и в разных краях и в разных местах одного края разные мощности выполняющих осадков определяют и подчеркивают эту асимметрию в верхних частях разрезов.

Характерная особенность описываемых структур — их продольное внутреннее расчленение секущими разломами на системы конседиментационных блоков — горстов и грабенов более мелкого порядка. В выполняющих их осадках, т. е. в синклиналиях, это мульды и разъединяющие их антиклинальные поднятия, опознаваемые по изменению состава и мощностей отложений. Пограничные разломы представляют собой либо элементарные разломы с крутой поверхностью сбрасывателя,

расположенные линейно или кулисообразно, либо серии сближенных сопряженных разломов с последовательным сбрасыванием в сторону осевых частей всей структуры.

В разных грабен-синклиналях выделяется различное число частных грабенов и горстов, а в их покрове соответственно мульды и антиклиналей — от трех до десяти в зависимости от длины всей структуры в целом. Грабены выполнены отложениями с максимальной мощностью до 2000 м. Эти отложения выявляют мульды, более четко выраженные в верхах разреза, а смежные горсты выделяются либо отсутствием на них осадков, либо осадками сокращенной (150—700 м) мощности. В соответствии с асимметрией грабен-синклиналей почти все мульды прижаты к какому-либо одному краю, отмеченному наибольшими опусканиями дна и наибольшими мощностями. Конседиментационное развитие окраинных и секущих разломов повсюду определяется, помимо уменьшения мощностей в сторону разломов, погрубением осадков от тонких илистых в средних частях грабен-синклиналей или их мульдах, до конгломератов и осадочных брекчий на их окраинах и на поперечных антиклинальных поднятиях. В нижних частях разрезов изменение состава выражено слабее, поскольку в начальные стадии развития структуры амплитуды рельефа были, по-видимому, еще не столь велики. По данным гравиметрии, магнитометрии и вертикального электророндирования максимальные глубины заложения грабен-синклиналей достигают 2000 м, в том числе для заложившихся на месте бывших позднерюрских прогибов.

Отложения грабен-синклиналей того же возраста и типа широко развиты и в бурятской части Забайкалья, выделяясь там и в Малханском структурном регионе в гусиноозерскую серию; в Восточно-Забайкальском регионе эта серия названа березовской. Строение разрезов и состав пород повсюду весьма сходны — разнообразные терригенные породы с углями и углистыми разностями, к которым иногда добавляются в верхах разреза вулканогенные породы и еще реже хемогенные. Хемогенные образуют пласты известняков, доломитов и мергелей мощностью до 150 м, выявленные буровыми работами среди терригенных пород низов разреза только в юго-западной части Ононской грабен-синклинали (Лешкевич, 1968), вулканогенные же часты в верхах разрезов и местами выделяются в отдельные толщи или свиты; в Восточно-Забайкальском регионе в аргунскую свиту (третью снизу) туфогенных песчаников, туфов, липаритов и кварцевых порфиров, в Оловском прогибе Олекминского Становика в разных свитах разреза отмечаются маломощные горизонты и покровы вулканитов разного состава — кислые пирокласты, андезиты, трахиандезит-базальты.

Углистый материал в распыленном виде встречается по всему разрезу, но выдержанные пласты углей многочисленных месторождений залегают либо в средней, либо в верхней его частях. По положению пластов углей выделяются подугольные, угленосные и надугольные части разреза. Грубые терригенные породы — конгломераты, осадочные брекчии, гравелиты — чаще маркируют окраинные части грабен-синклиналей и их поперечные внутренние горсты, а тонкие илистые породы — аргиллиты, алевролиты, углистые сланцы, а также песчаники и угли — внутренние части мульды. По происхождению все породы являются континентальными и нередко выделяются в угленосную формацию, объединяющую сложные сочетания разнообразных фаций — озерных, болотных, речных пролювиальных, фаций склонов, подножий и т. д.

В разных грабен-синклиналях гусиноозерская серия расчленена на три или четыре толщи или свиты по литологическому составу по преобладанию в них тех или иных пород; в грабен-синклиналях, окаймляющих Восточно-Забайкальский регион, выделены свиты с собственно

географическими названиями: тургинская терригенная, кутинская угленосная, аргунская терригенно-вулканогенная и шилкинская преимущественно конгломератовая (Писцов, 1966). В разных грабен-синклиналях свиты изменяются и фациально, и литологически, и каждая из них распространена неповсеместно: часто отсутствует то одна, то другая свита (обычно нижняя или самая верхняя, что указывает на подвижность границ ареалов осадконакопления в разные этапы развития структуры).

Ниже приведено краткое описание нескольких типичных, находящихся друг от друга в значительном удалении шовных грабен-синклиналей: Читино-Ингодинской, Аргунской и Куэнгинской.

Читино-Ингодинская грабен-синклиналь среди структур этого типа наиболее крупная и наиболее сложная; вытянутая по современным долинам Ингоды и нижнего течения Читинки на 240 км, она имеет ширину 15—20 км. Фундаментом ее являются древние докембрийские структуры, а в читинской части и пермо-триасовые; входят ли в состав фундамента среднеюрская херюлгатинская и верхнеюрская джаргалантуйская свиты, встречающиеся в единичных местах по бортам, пока неясно, хотя многими принимается, как и для большинства шовных грабен-синклиналей, существование здесь в средней и поздней юре пологого прогиба, на площади которого в меньших размерах был выкроен позднеюрско-раннемеловой грабен, выполненный терригенной угленосной гусиноозерской серией, состоящей в средней части из трех свит (снизу):

1. Улегская грубообломочная, мощностью до 550 м, состоящая преимущественно из конгломератов в краях впадины с песчаниками и алевролитами во внутренних частях.

2. Шилкинская терригенная безугольная, до 500 м мощности, состоящая из чередования прослоев и пачек песчаников, алевролитов и углестых сланцев.

3. Черемховская угленосная, мощностью до 200 м, состоящая из чередования песчаников, алевролитов, аргиллитов с пачками углей рабочей мощности.

Этот общий разрез в главных чертах сохраняется, но мощности его меняются вплоть до 2000 м. В верхних двух свитах изменение состава пород выражается в общем погрубении к краям грабен-синклинали до появления конгломератов. В целом структура представляет собой асимметричную грабен-синклиналь, ограниченную с обеих сторон продольными пограничными разломами или их кулисами. Асимметрия выражается в смещении максимальных опусканий ложа и соответственно максимальных мощностей разреза гусиноозерской серии к юго-восточному борту.

Структура разбита секущими разломами на систему поперечных конседиментационных горстов и грабенов, в которых мощности гусиноозерской серии сильно варьируют: в широких и плоских горстах от нескольких до 700 м, а в значительно меньших пологих мульдах до 1300 и даже 2000 м. По геофизическим данным (В. Д. Любалин) и данным бурения выделено 10 мульд разной глубины и ряд горстов. От мульд к выступам уменьшение мощностей разрезов сопровождается погрубением пород от алевролитов до конгломератов и брекчий. Верхние части разрезов в своем распространении все более выходили за пределы тектонических ограничений грабен-синклинали, о чем свидетельствуют кулисообразные отрезки пограничных разломов и мелкие окраинные грабены.

Аргунская грабен-синклиналь — очень узкая и самая протяженная среди структур Восточно-Забайкальского региона приурочена к крупному тектоническому шву, пересекающему в северо-восточном направлении устойчивое и древнее блок-антиклинальное поднятие приблизительно на две части. К этому шву приурочена долина р. Аргуни. Грабен-синклиналь протягивается вдоль Аргуни на 300 км

при максимальной ширине до 10 км, занимая левобережную часть долины Аргуни и ограничиваясь окраинными разломами, из которых юго-восточный приблизительно совпадает с руслом реки.

Типичный разрез включает три свиты — тургинскую терригенную, кутинскую терригенно-угленосную и аргунскую терригенно-вулканогенную. В аргунской свите осадочные терригенные породы имеют подчиненное значение, главную роль играют кислые эффузивы — липариты и кварцевые порфиры, образующие потоки, разделенные пирокластами — туфами, туфобрекчиями, лавобрекчиями; встречаются туффиты и туфогенные песчаники. Две нижние свиты выходят за пределы ограничений грабена на запад, на соседнее глыбовое горст-антиклинальное поднятие, и имеют там общую мощность до первых сотен метров, тогда как внутри грабена их мощность более 1200 м. Аргунская свита сохранилась только в средней части грабен-синклинали.

Поперечный профиль в фундаменте асимметричный с общим погружением ложа на юго-восток. В покрове — это плоская синклиналь с субгоризонтальными залеганием слоев и вскинутыми по окраинным разломам крыльями. Геофизическими исследованиями в грабен-синклинали выявлены мульды и разделяющие их поперечные горст-антиклинальные поднятия. Буровыми работами охарактеризованы две такие мульды — Березовская на северном и Кутинская на южном концах грабен-синклинали, занимающие всю ее ширину.

Березовская мульда является обычной асимметричной грабен-синклиналью; ее западное крыло у разлома падает в восточном направлении под углом до 25° , местами и более круто, с постепенным выполаживанием верхних слоев нижней тургинской свиты до $5-10^\circ$. В фундаменте крыла обнаруживается система продольных сбросов с вертикальным падением поверхностей сбрасывателя и амплитудами до 260 м, причем система узких клиновидных блоков ступенчато опускается к центру мульды. Много сбросов, видимо, и в ее центре, на что указывают резкие изменения углов падения пород и молодые базальтовые силлы. Юго-восточный пограничный разлом является крупным сбросом с большим вертикальным смещением. Примыкающее к нему крыло синклинали падает круто, часто почти вертикально и местами даже запрокинуто. Такое же асимметричное строение имеет и Кутинская мульда. Западный ее борт пологий, с пологим залеганием кутинской свиты мощностью до 150 м (возрастающей в средней части мульды до 800 м). Восточное крыло падает под углом $30-35^\circ$, примыкает к сбросу с амплитудой 300 м; мощность свиты уменьшается здесь до 200—250 м. Западный окраинный разлом уже существовал к началу формирования березовской серии, поскольку вдоль него Б. Н. Пермяковым были недавно выявлены остатки палеовулканов верхних эффузивных покровов шадоронской верхнеурской серии.

Куэнгинская грабен-синклиналь находится в шилкинской части Монголо-Охотского шва. Длина ее 75 км, максимальная ширина до 13 км; основанием являются древние структуры левобережья р. Шилки. В поперечном профиле это односторонняя грабен-синклиналь с пологим северным краем и полого погружающимся на юг ложем, сложенным слоями березовской серии, также падающими на юг к южному окраинному разлому на глубину до 200 м. Плоскость сместителя падает под углом 60° в северном направлении, амплитуда смещения фундамента около 1200 м. Смещение происходило по серии сближенных элементарных структурных сбросов. Максимальные мощности березовской серии доходят у разлома до 2000 м. В продольном сечении днище грабена уступами выполаживается к западному концу без заметного осложнения выполняющих грабен слоев, падающих под углами $10-12^\circ$ в северном краю и до 20° в южном.

Структуры внутренних частей регионов. Тектоническое развитие внутренних частей регионов в позднеюрско-раннемеловое время происходило заметно различно. Наибольшей вертикальной амплитудой движения блоков отличались Малханский регион вместе с Олекминским Становиком, и в меньшей степени Восточно-Забайкальский. В Агинском регионе образование грабенов происходило вяло — число их мало, размеры небольшие, осадконакопление в них было развито менее полно; в Даурском же регионе грабены этого возраста вообще не возникали¹.

Структуры Малханского региона — наиболее крупные и многочисленные, представлены грабен-синклиналями, а в Олекминском Становике и прогибами. Несмотря на свое положение внутри региона, эти структуры не отличаются по внутреннему строению от описанных выше шовных грабен-синклиналей. Связано это, видимо, с их сходной региональной позицией — приуроченностью (за малым исключением) к аналогичным крупным структурным швам. В Олекминском Становике грабен-синклинали более мелкие и слабо развитые, но имеются и крупные прогибы, такие, как Зюльзинский и Оловский.

К западу от меридиана Читы грабен-синклинали образуют две цепочки вдоль протяженных зон разломов субширотного — северо-восточного направления. Из северной цепочки в район исследований вошли лишь две грабен-синклинали — Тугнуйская и Кижинга-Худунская. Южная цепочка маркирует Хилокскую зону разломов вдоль современной долины р. Хилок. Этот тектонический шов отделяет ныне Цаган-Хуртейское горст-антиклинальное поднятие от Безымянного и Яблонного, расположенных южнее.

Некоторые исследователи допускают, что часть структур южной цепочки представляет элементы первоначально более крупной единой структуры этого рода, расчлененной поздними блоковыми движениями (Внуков, Сизых, Фомин, 1964), но большинство считают, что все они являются автономными, с конседиментационным развитием. Конседиментационность разломов и ограничивающих и пересекающих грабен-синклинали блоков легко устанавливается уменьшением мощностей и погрублением терригенных отложений гусиноозерской серии по приближении к ним.

Позднеюрско-раннемеловые грабен-синклинали и прогибы заложены на сильно размытых более древних структурах, некоторые только на домезозойских, другие на фрагментах мезозойских. Например, Тугнуйская грабен-синклиналь наложена со слабыми чертами унаследованности на среднеюрский вулканогенный прогиб.

Все малханские структуры выполнены гусиноозерской континентальной терригенно-угленосной серией с подчиненными вулканогенными покровами в низах разреза грабен-синклиналей и в верхах разреза прогибов Олекминского Становика. По строению разреза и составу терригенных пород серия однообразна и расчленена на три свиты.

Ниже дается краткое описание двух наиболее протяженных и, по-видимому, наиболее типичных грабен-синклиналей, не испытавших сколько-нибудь заметного эрозионного размыва.

Бадинская грабен-синклиналь длиной более 80 км и шириной до 20 км, большей своей частью расположена на левобережье современной долины Хилка. В поперечном сечении это односторонний грабен в фундаменте и асимметричная синклиналь в верхних слоях гусиноозерской серии. По северо-западному краю слои лежат на фундаменте с первичным седиментационным контактом без осложнений раз-

¹ Поля верхнеюрско-нижнемеловых отложений в бассейне р. Оленгуй, считавшиеся даурскими, пространственно находятся в южной ветви Монголо-Охотского шва, на границе Даурского региона.

ломами и полого падают к середине синклинали. Юго-восточный край на всем протяжении ограничен конседиментационным сбросом, по которому в посленижнемеловое время произошло надвигание жесткой рамы на синклинали — примыкающее южное крыло ее кое-где подвернуто надвигом или на большей его части им срезано, что свидетельствует о продолжающейся активности окраинных разломов грабен-синклиналей.

Гусиноозерская серия представлена здесь двумя свитами. Нижняя, бадинская, — терригенная, состоит из разнообразных обломочных пород и в низах содержит единичные прерывистые тонкие покровы трахиандезито-базальтов. Верхняя, зугмарская, — терригенно-угленосная, без вулканических пород, с пластами бурых углей. Суммарные мощности свит в продольном профиле изменяются от 200 до 800 м, так как грабен-синклинали рассечена поперечными разломами на конседиментационные блоки. В грабенах отложились осадки, сформировавшие угленосные мульды. Горст-антиклинали, более крупные по площади, чем мульды, отличаются грубыми осадками (песчаниками и конгломератами) малой суммарной мощности с пологими падениями верхних слоев в сторону мульд и субгоризонтальными внутри плоских внутренних частей горстов. Всего выделено четыре мульды более или менее симметричные, расположенные по оси грабен-синклинали: а) Катангорская — очень простая, пологая на западном конце синклинали, оборванная с двух сторон разломами; б) Халяртинская — от которой сохранилась лишь северная часть с центриклинальным заворотом, южная часть срезана пограничным надвигом. Мощность в центре мульды, оконтуренной по пластам углей — до 500 м; в) Бадинская — простая брахисинклинали, с мощностью гусиноозерской серии до 800 м; г) Буртуйская — самая восточная, изучена плохо, глубина ее неизвестна.

Мульды разделены более крупными горст-антиклиналями; терригенные слои их с максимальной мощностью до 200 м состоят из песчаников с подчиненными конгломератами и аргллитами, угли отсутствуют.

Беклемишевская грабен-синклинали занимает верховья р. Хилок, вытягиваясь вдоль долины на 140 км при ширине 12—20 км; заложена она на сильно разрушенных докембрийских, триасовых и юрских структурах. В фундаменте это асимметричный грабен с более погруженным днищем вдоль юго-восточного окраинного разлома, а в гусиноозерской серии асимметричная пологая и плоская мульда с широкой средней частью и с пологими крыльями; северо-западное крыло падает под углом до 5—7°, а юго-восточное до 20°.

Гусиноозерская серия, по строению разреза такая же, как и в Читино-Ингодинской грабен-синклинали, расчленена на три свиты: улетовскую грубо терригенную; шишкинскую песчано-алевролитовую с углистыми сланцами и черновскую терригенно-угленосную. Суммарные мощности частных разрезов меняются от 300 до 1300 м, а в одном случае составляют 2000 м. Изменение мощности связано с расчленением грабен-синклинали поперечными разломами на систему небольших мульд (с наибольшими мощностями разрезов и более тонкозернистыми породами с углями) и разделяющих их горст-антиклиналей (с более грубыми терригенными породами и наименьшими мощностями). Судя по верхним слоям серии, мульды овальные, пологие. Их выделено три: а) Сохондинская, б) Иргеньская и в) Тосеевская.

Как уже отмечалось, в Олекминском Становике развиты узкие типичные грабен-синклинали сравнительно небольших размеров вдоль продольных зон разломов северо-восточного направления. В поперечном профиле это либо односторонние, либо чаще асимметричные грабен-синклинали с умеренной глубиной заложения и умеренными мощностями березовской серии. Все они пространственно связаны с релик-

тами триасовых прогибов и юрских вулканогенных покровов и закладывались на древнем докембрийском фундаменте, лишь местами перекрывая мелкие эрозионные остатки более древних кембрийских структур. Типичным примером таких структур является Ундургинская асимметричная грабен-синклиналь, приуроченная к одноименному крупному разлому с наибольшими мощностями близ него, не превышающими 1000 м. Внутренние структуры грабен-синклиналей изучены плохо, а разрезы березовской серии на свиты не расчленены. Однако среди разнообразных терригенных пород, содержащих иногда углистые сланцы и угли, выделяются в разных частях разрезов тонкие покровы кислых эффузивов — кварцевых порфиров и разнообразные кислые пирокласты.

Помимо четко выраженных удлиненных грабен-синклиналей в Олекминском Становике известны более крупные структуры того же возраста, также выполненные березовской серией, принадлежность которых к описанному структурному типу пока дискусионна. Они выделены нами под названием Зюльзинского и Оловского прогибов, В. Д. Любалин (1964) по геофизическим данным относит их к грабен-синклиналям, хотя и отмечает двойственный характер развития; в разные отрезки времени то по типу прогиба, то по типу грабена. Детально изучавший, главным образом по буровым скважинам, эти структуры К. Г. Стафеев (1968) называет их плавными прогибами с ничтожной ролью разломов в их формировании. Действительно, обширная Оловская структура перекрывает крутые продольные разломы северо-восточного простирания, которые не влияют на изменение литологического состава и мощностей пород всего разреза березовской серии. По К. Г. Стафееву, это полого синклинальная структура с мигрировавшей продольной осью на юго-восток с захватом все большей площади по мере развития; в ней обособляются две синклинали, разделенные смежной продольной антиклиналью. Последняя осложнена крупным сбросом, совпадающим с древним Ундургинским разломом в кристаллическом фундаменте.

Прогиб выполнен березовской серией, расчлененной на четыре свиты: 1) оловскую свиту конгломератов, местами с липаритовыми игнимбритами в районе г. Чернышевска, предположительно являющимися остатками вулканов; в других структурах оловская свита не выделяется; 2) тургинскую свиту терригенную, не содержащую вулканических пород, состоящую из разнообразных обломочных пород от конгломератов до алевролитов; 3) балейскую свиту вулканогенно-терригенную, состоящую из обломочных осадочных пород, среди которых главным образом в низах свиты локально развиты маломощные покровы андезитового состава; 4) соктуйскую свиту терригенную от конгломератов до алевролитов с двумя горизонтами трахиандезито-базальтов.

Не все свиты принимают участие в строении синклиналей. В северной синклинали слои лежат моноклинально (К. Г. Стафеев называет ее ложной моноклиналью) с пологим юго-восточным падением, осложненным дополнительными пологими изгибами. При этом слои последовательно выклиниваются внутрь синклинали, вследствие чего все более молодые слои вплоть до верхнебалейских включительно ложатся на ложе фундамента. Только слои соктуйской свиты лежат на балейских нормально, образуя ядро синклинали, осложненное упомянутым продольным сбросом. Таким образом, нижняя свита оловских конгломератов и тургинская свита развиты только по северо-западному краю синклинали.

Южная синклиналь неглубокого заложения, нормальная, симметричная, также осложненная брахиантиклинальными вздутиями, выполнена двумя свитами — тургинской и балейской. Смежная антиклиналь и осложняющий ее сброс не являются полностью конседиментационными.

ми; вплоть до конца накопления пород бале́йской свиты они не существовали, и возникли, разделив прогиб на две синклинали, только к началу отложения пород верхней сокту́йской свиты.

Кристаллическое ложе Оловского прогиба неровное, с эрозионными углублениями, заполненными нижними слоями разных свит березовской серии. Обе синклинали прогиба осложнены разновеликими пологими изгибами, образующими слегка удлиненные брахискладки или округлые купола. Наблюдаемые кое-где разрывные нарушения мало амплитудны и не конседиментационны. Первичные ограничения прогиба наметить трудно, но очевидно, что его края находились значительно дальше современных границ прогиба, на что указывают отдельные мелкие останцы отложений березовской серии вне современных границ прогиба, даже в повышенных частях рельефа. Между тем присутствие вулканогенных пород в разрезе и остатки вулканических аппаратов внутри прогиба указывают на определенную роль разломов с самого начала его формирования, но эта роль была не структурной; разломы являлись лишь проводниками лавовых излияний. Амплитуды прогибания были невелики: по К. Г. Стафееву, не более 500 м. Учитывая большую площадь прогиба, такая суммарная мощность заполнения может свидетельствовать только о плавном и неглубоком прогибании его фундамента.

Внутри Восточно-Забайкальского региона насчитывается до пятнадцати разновеликих полей верхнеюрско-нижнемеловых отложений; длина наиболее крупных достигает 40—50 км. Поля почти всюду не ограничиваются разломами, и отложения их сохраняют стратиграфические контакты с подстилающими толщами более древних структур. Структурные поля отвечают в разной степени разрушенным неглубоким прогибам — они изометричные, либо слабо удлинены в северо-восточном направлении вдоль юрских структур, наследуя их общую ориентировку. Наиболее крупные поля являются приразломными грабен-синклиналями, ограниченными разломами с одной или двух сторон.

Ю. П. Писцов (1966) выделил эти структуры в Ундино-Уровскую структурно-фациальную зону, отличающуюся по внутреннему строению и выполняющим отложениям от шовных грабен-синклиналей, оконтуривающих Восточно-Забайкальский регион. Эти отличия сводятся к отсутствию ведущей роли разломов (окраинных и секущих) при формировании этих структур и к доминирующей роли плавных прогибаний фундамента, приведшего к образованию прогибов, а не грабен-синклиналей, исключая Ундино-Даинскую структуру, приуроченную к крупной Борщовочной зоне разломов. Отложения этих структур подразделены на две свиты — устькарскую и шилкинскую, в отличие от четырех свит березовской серии шовных грабен-синклиналей, причем верхняя, шилкинская, присутствует не во всех структурах.

Устькарская свита, соответствующая стратиграфическому объему почти всего разреза березовской серии, развита во всех прогибах и в некоторых из них (в Приаргунье) подразделяется на две толщи. Основа устькарской свиты — разнообразные континентальные грубые и тонкие обломочные породы, обычно конгломератовые внизу и песчаниковые и алевролитовые вверху; встречаются немногочисленные покровы и слои вулканогенных пород разного состава и карбонатные породы. Кислые вулканогенные породы (липариты и особенно их пирокласты) приурочены к верхам свиты (Уровский прогиб), а базальты — к ее низам (Ундино-Даинская грабен-синклиналь). Обилие туфогенного материала и грубых пирокластов, рассматриваемых как жерловые фации древних вулканов, отмечается в пределах небольших площадей, но характерно для самых крупных структур — Уровской и Ундино-Даинской. Карбонатные породы — глинистые и песчанистые известняки или известняковые аргиллиты — отмечены в некоторых фрагментах

Урюмканского прогиба. В крупных прогибах мощность свиты достигает 1000 м, а в Ундино-Даинской грабен-синклинали местами и больше; в мелких прогибах она уменьшается до 500 м. Верхняя, шилкинская, свита присутствует лишь в Ундино-Даинской грабен-синклинали. По северной окраине в зоне Борщовочного разлома это преобладающие пролювиальные конгломераты мощностью до 250 м; южнее они постепенно замещаются озерными и болотными фациями песчаников и алевролитов в тонком чередовании с пластами бурого угля. Общая мощность свиты здесь около 150 м. Во многих прогибах к окраинным их частям происходит поглубение пород с тенденцией к выклиниванию на соседних горст-антиклинальных поднятиях. Максимальная глубина заложения прогибов, более или менее простых и симметричных по своему поперечному профилю, не превышает 1000 м и только в Ундино-Даинской грабен-синклинали она больше.

Особенно характерной является Ундино-Даинская структура, находящаяся у юго-восточного подножия Борщовочного горст-антиклинального поднятия в среднем течении р. Унды. Длина ее 85 км, максимальная ширина до 14 км. От других внутренних структур она отличается приуроченностью к зоне крупного Борщовочного разлома и принадлежит поэтому к шовным грабен-синклиналям, а не к прогибам, с которыми она раньше объединялась в одну группу только по составу и строению разреза. Грабен-синклиналь заложена на разновозрастных, сильно разрушенных структурах фундамента — на докембрийских и нижнеюрских на северной окраине Шадоронского среднеюрского прогиба. Разнородность фундамента и активность Борщовочной зоны разломов в течение всего мезозоя обусловили сложность внутреннего строения структуры, свойственную шовным грабен-синклиналям. Все это относится и к Устькарской грабен-синклинали.

Выполняя грабен-синклиналь, устькарская и шилкинская свиты образуют асимметричную синклиналь с пологим юго-восточным крылом, крутым северо-западным и с максимальной мощностью разреза вблизи Борщовочной зоны разломов. Северо-западное крыло прислонено к этой зоне и в значительной мере уничтожено эрозией. Там, где оно сохранилось, слои падают на юго-восток под углом до 60°.

В юго-восточном крыле слои устькарской свиты падают под углом 10—15° на северо-запад, а ближе к середине синклинали более круто, до 25—30°. Однако ложе грабена по геофизическим данным имеет более пологий уклон: всего 5° у юго-восточного борта и 15—20° в середине синклинали, причем максимальное погружение фундамента, до 1100 м, отмечается у северо-западного борта. Поэтому мощность отложений синклинали (до 2350 м), полученная по поверхностным наблюдениям и интерпретации материалов буровых скважин, значительно превышает максимальную глубину впадины. По Ю. П. Писцову (1963), это «несоответствие мощности и амплитуды погружения дна впадины с углами падения отложений и поверхности фундамента вызваны непрерывным смещением области погружения в северо-западном направлении. В результате этого ранее погружавшиеся части впадины постепенно становились областью нулевых мощностей, а затем и областью поднятий, наибольшее же прогибание смещалось в прежние области нулевых мощностей и поднятий» (стр. 62).

С запада и востока Ундино-Даинская грабен-синклиналь ограничена поперечными разломами, соответственно Восточно-Агинским и Нерзаводско-Сретенским, установленными по геофизическим данным. Юго-западная и балейская части грабен-синклинали менее опущены, чем северо-восточная. Здесь устькарская свита сохранилась от эрозии в двух более опущенных блоках, обособившихся уже в послераннемеловое время в два четко выраженных грабена — Балейский и Аноховский, ныне разделенных выходами фундамента на поверхность. Обо-

собление этих элементов внутри грабен-синклинали произошло, по-видимому, перед отложением шилкинской свиты в моменты наиболее интенсивных воздыманий Борщовочного горст-антиклинального поднятия. В северо-восточной части грабен-синклинали в обеих свитах прослеживаются внутренние мульды, разделенные узкими антиклинальными валами.

Из семи выделенных в Агинском регионе разновеликих и различной конфигурации полей гусиноозерской серии только два наиболее крупных представляют собой прогибы — Торейский и Восточно-Торейский. Остальные, по-видимому, являются приразломными грабен-синклиналиями, хотя не у всех из них обнаружены окраинные разломы.

Внутренние дислокации в этих структурах и мощности гусиноозерской серии плохо устанавливаются по небольшому количеству коренных обнажений, но литологический состав серии изучен довольно полно. В мелких структурах мощности не превышают 500 м и поэтому часто считается, что эти структуры недоразвиты по сравнению с разновозрастными структурами окраинных частей регионов. Разрезы их составляют лишь некоторую часть полного разреза серии. Геофизические работы проводились только в Торейском и Восточно-Торейском прогибах (Зорин, 1965), по данным которых максимальные мощности достигают 600 и 1000 м. Все эти структуры заложены на древнем основании после того, как верхнеюрские вулканогенные прогибы и покровы были сильно разрушены; возникли они или на верхнеюрских фрагментах, или на новых местах.

Континентальные отложения гусиноозерской серии озерно-аллювиального и пролювиального генезиса содержат силлы базальтоидов, но, например, отложения Адагулинской грабен-синклинали вообще не содержат вулканогенных пород. Поэтому Н. Н. Чабан разделяет структуры на вулканотектонические с широким развитием основных эффузивов, и лишённые их — тектонические. Терригенные породы (конгломераты, песчаники, аргиллиты, мергели) образуют невыдержанные пласты и линзы, часто переходят друг в друга по вертикали и латерали. Одним из характерных признаков автономности структур является преимущественная приуроченность тонкообломочных пород к их внутренним частям, более грубых — окраинам, а конгломератов, кроме того, и к верхним частям разрезов. Базальты, а в Топхор-Могойтуевской структуре и незначительное количество липаритов и их туфов повсеместно залегают в верхней половине разреза. Складчатые деформации гусиноозерской серии очень слабые, синклинальность, как и центроклинальные завороты, подчеркивается только местами по положению падению слоев внутри поля, например, в Топхор-Могойтуевской структуре.

Характерным прогибом Агинского региона является Торейский, в большей мере сохранивший свои первичные очертания, с которыми совпадают границы современного прогибания и повышенных мощностей рыхлого четвертичного покрова (равнина Торейских озер). Прогиб распространялся на разные по возрасту структуры докембрия и палеозоя с их субмеридиональной ориентировкой и, видимо, на фрагменты позднеtriasовых структур. Коренные выходы имеются только в южной и восточной частях прогиба. Современные контуры прогиба, по геофизическим данным, изометричны и соответствуют распространению слоев верхней части разреза гусиноозерской серии. По площади распространения нижней части серии устанавливается, что прогиб вначале был меньше, а затем прогибание распространилось на запад, где на фундаменте лежит лишь верхняя часть разреза с эффузивами. С южной стороны прогиб открыт в современную крупную мезозойско-кайнозойскую котловину Монголии.

Ю. А. Зорин выделил в Торейском прогибе четыре мульды: Восточно-Торейскую, Южную Барун-Торейскую, Северную Барун-Торейскую и Могойтуйскую. Глубина мульд (и мощность гусиноозерской серии) невелика — в частности, в Барун-Торейской и Могойтуйской мульдах она соответственно 600 и 800 м. Складчатые дислокации в прогибе не развиты. Верхние слои залегают субгоризонтально, слегка волнисто в плоских и пологих изометричных брахискладках, что, видимо, отражает блоковую мозаику фундамента, сохранившуюся и поныне. Фундамент вскрыт во многих местах по восточной окраине прогиба в повышенных частях рельефа, где находится сеть северо-западных и северо-восточных разломов, секущих и нижние слои гусиноозерской серии.

В заключение описания позднеюрско-раннемеловых структур необходимо еще раз отметить, что разрезы гусиноозерской и березовской серий во всех структурных регионах рассматриваются как одновозрастные и сопоставляются в целом с гусиноозерской серией Бурятии. Это делается по однообразию их литологического состава и генетических типов отложений. Рассматриваемые отложения лежат на шадоронской и джаргалантуйской свитах, позднеюрский возраст которых определен независимо и достаточно однозначно; тем самым возраст нижних слоев гусиноозерской серии не может быть древнее верхов поздней юры, а большая часть разреза должна иметь раннемеловой возраст, что подтверждают и палеонтологические остатки. К верхней юре относятся, видимо, только самые нижние слои небольшой мощности, например, не более $\frac{1}{3}$ мощности нижней тургинской свиты. В отложениях серии обнаружены остатки пресноводных моллюсков (гастроподы), ракообразных (остракоды, конкостраки), рыб, насекомые, наземная флора, споры и пыльца. Каждая из этих групп не определяет возраст с необходимой точностью, но при сопоставлении с такими же группами разрезов смежных регионов (Верхнее Приамурье, Северо-Восток СССР, Монголия) не остается сомнений в позднеюрско-раннемеловом возрасте гусиноозерской серии. Некоторые исследователи допускают, впрочем, возможность позднемелового возраста самых верхних слоев разреза, например, соктуевской свиты Оловского прогиба в Малханском регионе (Стафеев, 1968).

ИСТОРИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЗАБАЙКАЛЬЯ В МЕЗОЗОЕ

Забайкалье в мезозойскую эру рассматривается нами как территория проявления тектонического резонанса (активизации) со стороны соседних тихоокеанских мезозоид. Главной осью активизации была зона древнего Монголо-Охотского шва, в пределах которой возникли позднетриасовый и раннеюрский прогибы геосинклинального типа, характерной особенностью которых был чрезвычайно короткий, эфемерный период существования. Наряду с этим более или менее одновременно происходила активизация отдельных элементов древней сети разломов (Оюн-Туринского, Восточно-Агинского, Урулюнгуй-Уровского и т. д.) и возникали приразломные прогибы на месте древних шовных прогибов (Куналейского и т. д.). В целом мезозойская тектоника характеризовалась глыбовыми (блоковыми) движениями, не сопровождавшимися заметными складчатыми дислокациями даже в такой повышенной активной структуре, как Монголо-Охотский шов. Тектоническое развитие в мезозое принципиально не изменило существовавшего до него регионального структурного плана Забайкалья, поэтому характеристику этого этапа удобнее производить по домезозойским структур-

ным регионам — Малханскому, Восточно-Забайкальскому, Агинскому и Даурскому.

К началу поздне триасовой эпохи домезозойские структурные регионы продолжали развиваться как крупные участки суши. Влияние тихоокеанских мезозойских, находящихся в позднем триасе — ранней юре в кульминации своего развития, начало сказываться в усилившейся тектонической активности Монголо-Охотского шва, Восточно-Агинской зоны разломов и в дроблении древнего фундамента Малханского региона. Конкретным выражением этого явились кратковременно развивавшиеся крупные тектонические швы, «резонансные» геосинклинальные прогибы с дифференцированным накоплением осадков разного состава, локальная вулканическая деятельность и формирование цаганхуртейской серии в Малханском регионе.

Ингодино-Шилкинский прогиб, образованный в зоне Монголо-Охотского шва, видимо, не был единым морским бассейном, а состоял из четковидной цепочки сообщавшихся бассейнов. Подобное разобщение обуславливалось тенденцией к образованию поперечных порогов, ограниченной системой разломов северо-западного направления. Такие конседиментационные поднятия подчеркиваются в разрезах уменьшением мощностей и погрубением терригенных пород, а также послышной несопоставимостью по простиранию частных разрезов общей вулканогенно-терригенной и флишоидной формаций. При этом эффузивные породы варьирующего в разных местах состава и комагматические и интрузивные тела с преобладанием основных и средних типов пород, как и сопутствующие магматической активности максимальные прогибания до 5—8 км, четко приурочены к пересечению Монголо-Охотского шва двумя наиболее крупными древними поперечными швами — Онон-Туринским и Восточно-Агинским, разделявшими крупные домезозойские структурные регионы.

Подобная обстановка существовала, очевидно, и в северо-восточной, наиболее широкой части Ингодино-Шилкинского прогиба на левобережье р. Шилки, где сохранились лишь фрагменты приразломных грабен-синклиналей вдоль системы продольных северо-восточных зон разломов Олекминского Становика. Однако пока палеотектоническая картина этой части прогиба еще не вполне ясна и, возможно, что некоторая часть фрагментов терригенно-вулканогенной формации имеет там и более древний возраст.

Время существования Ингодино-Шилкинского прогиба охватывает всю поздне триасовую эпоху от начала карнийского века и характеризовалось быстрой трансгрессией вдоль Монголо-Охотского шва до Онон-Туринской зоны разломов. Судя по составу фаун, среднетриасовый перерыв после накопления пермо-триасовых орогенных образований не захватывал начало карнийского века.

Занимая полностью Монголо-Охотский шов, Ингодино-Шилкинский прогиб полностью на северные окраины Агинского и южную окраину Малханского (см. рис. 17) регионов. Отдельные части прогиба заполнялись не морскими, а континентальными (прибрежными) осадками со сходной литологией и вулканизмом.

Таким образом, заложенный крупный прогиб в короткое время развился до компенсированного геосинклинального прогиба, заполнявшегося граувакковой и граувакко-спилит-диабазовой формацией; только в позднем триасе в нем накопилось более 2000 м терригенных и эффузивных пород, а в Номоконовском и Туринском полях — даже многие тысячи метров. Эти поля пространственно совпадают с узлами пересечения Монголо-Охотского шва с активно действовавшими в поздне триасовую эпоху древними секущими зонами разломов, издавна ограничивавшими с запада и востока Агинский структурный регион. К этим и более восточным узлам в бассейне р. Шилки приурочены эф-

эффузивные покровы и вулканоплутонические комплексы позднего триаса.

История развития прогиба с его дифференциальными блоковыми подвижками не была однообразной. Общее погружение (наиболее глубокое в самых подвижных местах и сопровождавшееся подводными излияниями основных и средних лав) временно прерывалось ростом островов, и палеогеографический ландшафт напоминал островную вулканическую область, вытянутую вдоль побережья материка. По отношению к соседней, расположенной восточнее, геосинклинальной системе мезозойд Ингодино-Шилкинский прогиб являлся внешним, по положению внутри континента — внутриконтинентальным, по структурно-тектонической приуроченности — шовным, а по формационной принадлежности — геосинклинальным, несмотря на кратковременность своего существования.

Интрузивные комагматические тела среди эффузивных пород пока выявлены только в двух местах Монголо-Охотского шва — в районе Онон-Туринской зоны разломов (Туринское поле) и в Номоконовском поле близ Восточно-Агинской зоны разломов. В первом из них пластовые, силлообразные и дайкообразные тела мощностью 30—150 м сложены только основными породами — диабазами и габбро-диабазами — и рассматриваются как подводящие каналы к эффузивным покровам сходного или близкого состава. В. П. Долганевым (1968) они относятся к габбро-диорит-диабазовой формации. Вместе с эффузивами, отнесенными нами к спилито-диабазовой формации, интрузии образуют вулканоплутоническую серию, свойственную начальным этапам геосинклинального развития. В Номоконовском поле вулканоплутонический комплекс развит среди менее мощного (4—5 км) разреза позднего триаса и является более молодым, соответствующим средней (в общем стратиграфическом разрезе триаса) кунейской свите. Он более сложный по составу и более кислый (диоритовый и гранитовый), что соответствует более кислому общему составу комагматичных с ними эффузивов.

Тектоническая активность Восточно-Агинского шва в поздне триасовую эпоху проявилась в общем опускании составляющих ее частей и примыкающей широкой восточной части Агинского структурного региона. На этой площади образовался более широкий и изометричный мелководный морской прогиб, являвшийся эпиконтинентальным ответвлением Ингодино-Шилкинского. По его Баян-Цаганскому фрагменту можно судить, что этот прогиб был только терригенным, без вулканоплутонических проявлений. Время существования Баян-Цаганского прогиба еще более короткое, ограничивающееся лишь низами карнийского яруса. Первичные контуры прогиба неизвестны, но судя по современному рельефу юга Агинского региона, он распространялся далеко за пределы сохранившегося фрагмента, главным образом на восток. Юго-восточная часть Агинского региона с конца поздней юры и по настоящее время снова испытывает прогибание, причем здесь и ныне в плоских озерных котловинах формируется почти сплошной рыхлый покров, под которым скрыты дочетвертичные образования. О существовании здесь прогиба в поздне триасовую эпоху свидетельствуют большие мощности разреза верхнего триаса, достигающие только для карнийского яруса более 1000 м. В пределы Монголии, насколько можно судить по контурам распространения верхнего триаса, обозначенным на геологической карте МНР издания 1966 г., он заходил недалеко. Морские воды могли проникать в прогиб скорее всего, с севера, из номоконовской части Ингодино-Шилкинского прогиба, вдоль Восточно-Агинской зоны разломов, а не с юга, из Монголии, в обход Агинского региона с запада и юга, как это представлялось В. А. Амантову (1960).

Оба морские прогиба палеогеографически подчеркивали по-прежнему обособленно развивавшиеся домезозойские структурные регионы, представлявшие в это время крупные гористые участки суши. Ритмичное строение верхнетриасового разреза Ингодино-Шилкинского прогиба с конгломератами в основании каждого из крупных макроритмов указывает на пульсирующий характер восходящих движений в Малханском, Даурском и Агинском регионах и отражает дифференциальные подвижки внутренних блоков разного порядка внутри каждого из них.

В Агинском регионе соотношения областей сноса и седиментации, т. е. приподнятых и опущенных блоков, в позднем триасе были существенно иными, чем в пермо-триасовое время. Если в пермо-триасовую эпоху область седиментации занимала западную повышенную половину региона, а приподнятый блок сноса был приурочен к восточной, то в поздне-триасовую эпоху западная часть региона представляла единый приподнятый блок, а восточная — опущенную область осадконакопления. С этим опущенным блоком с востока контактировал приподнятый край Восточно-Забайкальского региона.

Чикойский отрезок Монголо-Охотского шва и Онон-Туринская зона разломов не проявляли в эту эпоху тектонической активности. Пассивность Онон-Туринской зоны наступила после внедрения кыринских пермо-триасовых гранитоидов в Даурии, чикойский же отрезок Монголо-Охотского шва был неактивен или мало активен в течение более длительного времени, начиная с конца карбона. Лишь в северной полосе Малханского региона и в южной полосе его олекминской части отдельные внутренние зоны разломов (в особенности некоторые продольные) отличались большой тектонической подвижностью, сопровождавшейся вулканической деятельностью, что только и отличало Малханский регион от других более южных регионов Монголо-Охотского пояса. Вдоль Хилокской зоны и далее вдоль некоторых активных зон Олекминского Становика на неровную поверхность фундамента изливались многочисленные покровы эффузивов; в Олекминском Становике они представлены андезитами и порфиридами среди терригенных слоев, а в Хилокской зоне трахит-трахилипаритовой формацией небольшой мощности, но с широким площадным распространением вулканов центрального типа и трещинных излияний в составе вулканоплутонической субщелочной серии. Интрузивный и субинтрузивный члены последней выделены в куналейский комплекс (сиенит-гранитовая формация). Однако следует заметить, что не все расположенные в полях эффузивных пород интрузивы, выделенные в этот комплекс, доказуемы как поздне-триасовые. Какая-то часть их может оказаться и более молодой.

Вышеизложенное позволяет говорить о сходстве палеогеографических условий в трех южных регионах, определившихся после орогенного этапа герцинид. Оставаясь различными по структуре фундамента, Даурский и Агинский регионы в поздне-триасовую эпоху четко не разграничивались Онон-Туринской зоной разломов, поскольку прогибов вдоль нее не возникало, и большая, западная, часто Агинского региона вместе со всем Даурским регионом составляла единую гористую сушу без образования на ней прогибов, ареалов седиментации и проявлений вулканизма.

В раннеюрскую эпоху палеогеографическая и тектоническая обстановка в пределах регионов мало изменилась по сравнению с поздне-триасовой. Новым явилось появление Восточно-Забайкальского геосинклинального прогиба в результате возрождения дифференциальной блоковой подвижности внутренних частей Восточно-Забайкальского региона. Во всех регионах в раннеюрскую эпоху существовал, как и прежде, только один геосинклинальный прогиб, повсеместно отсутствовала

интрузивная деятельность, эффузивная была весьма слабо выражена и не имела пространственной связи с геосинклинальным прогибом. Другие более мелкие отрицательные структуры — межгорные и приразломные прогибы — возникли в Монголо-Охотском шве на площади замкнувшегося и сильно уже эродированного поздне триасового прогиба, либо на новых участках фундамента, ранее воздымавшихся.

В самом начале раннеюрской эпохи море вследствие общих восходящих движений отступило на восток, в Верхнее Приамурье, и триасовые прогибы не только замкнулись, но и испытали сильный размыв; ко времени заложения раннеюрских структур от них остались только фрагменты дислоцированных пород, опущенных в грабенах. Поэтому все раннеюрские структуры оказались наложенными на структуры различного возраста. Представляется, что тектоническое оживление и перерыв между поздне триасовым и раннеюрским осадконакоплением повсюду в Забайкалье был одновременным и ограничивался пределами нижнего лейаса, о чем свидетельствует отсутствие нижнелейасовой фауны в Восточно-Забайкальском прогибе. Несмотря на кратковременность перерыва, его результаты отчетливо видны не только в размыве верхнетриасовых отложений, но и в значительной блоковой перегруппировке поднятий и опусканий в Восточно-Забайкальском регионе.

Восточно-Забайкальский регион, бывший в позднем палеозое и триасе монолитным и тектонически устойчивым поднятием, разделился в продольном, северо-восточном, направлении на три части. Самая устойчивая в прошлом его южная часть продолжала удерживать тенденцию к поднятию и осталась большей частью сухой. Только ее северный край вошел в состав геосинклинали в качестве краевого геантиклинального поднятия. На месте самой северной окраины региона впервые образовалось Борщовочное горст-антиклинальное поднятие, резко подчеркнутое в рельефе горным кряжем. Между этими поднятиями крупный средний блок испытал глубокое и неравномерное опускание и на его месте возник геосинклинальный прогиб, заполненный со стороны Верхнего Приамурья водами раннеюрского моря, сообщавшегося с морским бассейном на востоке.

Тектоническая блоковая перестройка в структурных регионах привела к полному замыканию поздне триасовых прогибов и зарождению нового геосинклинального прогиба, к югу и востоку относительно поздне триасового. Опускание крупного блока фундамента было облегчено возобновлением тектонической активности ограничивающих его зон глубинных разломов, на севере Борщовочной, составляющей южную ветвь Монголо-Охотского шва, а на юге Урулюнгуй-Борзинской и Урулюнгуй-Уровской, являвшихся частью протяженной зоны древних глубинных разломов. На западе границей по-прежнему оставался Восточно-Агинский шов, а на востоке Аникинский порог, отделивший Восточно-Забайкальский прогиб от Ольдойского прогиба Приамурья.

Блоковое оживление Восточно-Забайкальского региона не ограничилось образованием геосинклинального прогиба, его краевых геантиклинальных поднятий и упомянутых зон глубинных разломов. Вместе с ними оживились многочисленные другие разрывные дислокации, образовавшие мозаику блоков более низких порядков, которая хорошо обнаруживается в прогибе по изменению литологического состава фаций и мощностей, позволяющему выделить в нем внутренние частные прогибы и геантиклинальные поднятия.

Весь крупный блок прогиба опускался неравномерно по частям и с разной скоростью, в результате чего приобрел общую асимметрию: ложе прогиба наклонено на север и одновременно на юго-запад с максимальными мощностями соответственно вдоль Борщовочной зоны разлома и у Восточно-Агинского шва, обрезающими прогиб с двух сторон. В двух других направлениях — к Аникинскому порогу и менее заметно

в сторону Урулюнгуевского поднятия — нижнеюрские свиты либо резко, либо постепенно уменьшаются в мощности вплоть до выклинивания, а морские фации переходят в прибрежно-континентальные. Принадлежность нижнеюрских отложений прогиба к терригенному флишу со всеми его типичными признаками, выдержанность отдельных стратиграфических членов разреза, большие мощности, тектоническая расчлененность — все это вместе со сказанным ранее свидетельствует о существовании в раннеюрскую эпоху миниатюрного, но достаточно типичного геосинклинального прогиба как самого западного звена цепи геосинклинальных прогибов Монголо-Охотского шва, по-прежнему сохранявшего тот же тектонический режим, как и в позднем триасе. После раннелейасового перерыва те же отрезки этого шва были вновь вовлечены в блоковые опускания с образованием Карымского и Сретенского приразломных терригенных межгорных прогибов с суммарным максимальным прогибанием ложа до 2 км и более; Сретенский прогиб в раннеюрское время подчеркивал морфологически выраженное Борщовочное горст-антиклинальное поднятие.

Онон-Борзинский шов в это время был выражен как приподнятая геоморфологическая ступень Агинского региона, ограничивающая западный край Восточно-Забайкальского прогиба. Оба континентальных прогиба Монголо-Охотского шва и эта ступень четко обозначили границы древних Малханского, Восточно-Забайкальского и Агинского регионов. Тектоническая подвижность средней и южной частей Онон-Туринского шва остается неясной.

Агинский регион оставался монолитным в прежних границах, без резкой дифференциации на блоки и без раннеюрского осадконакопления. Такие же условия были и в Даурском регионе, но в нем некоторые продольные разломы отличались большей тектонической активностью и вдоль Куналейской и Даурской зон смятия образовались неглубокие приразломные терригенные прогибы — Куналейский и Кумьльско-Дуланхорский. Оба прогиба находятся на крыльях Даурского свода, во внутренних же его частях отрицательных структур не образовывалось. На современных местных водоразделах сейчас находят даже обрывки юрской коры выветривания.

На умеренно расчлененной Малханской суше в ранней юре местами развивались пологие обширные котловины изометричных очертаний среди низко- и среднегорного рельефа. Судя по их некоторой вытянутости параллельно продольной системе разломов, тектоническая (не только эрозионная) природа котловин очевидна, тем более что они, помимо терригенного материала, заполнялись и субщелочными эффузивными покровами, возникавшими в ранней юре только в этом регионе. Блоковые движения по сети разломов не приводили к большим амплитудам вертикальных смещений, но глубинность их очевидна, поскольку они сопровождались выходом на поверхность эффузивов. Самые мощные излияния (до 300 м) лав разного состава, принадлежащих к смешанной трахибазальтовой и трахилипаритовой формации, известны в районе Тугнуйского грабена, в других же котловинах накапливались терригенные отложения с единичными маломощными прослоями кислых и средних лав в низах харюлгатинских терригенов. По обилию пирокластических накоплений, сопровождавших эти излияния, последние можно относить к центральному типу, хотя остатков и признаков вулканических аппаратов пока не встречено. В целом же слабое расчленение рельефа, обширные неглубокие котловины и сравнительно слабая эффузивная деятельность указывают на умеренную тектоническую активность всей блоковой системы Малханского региона, не обеспечивавшую развитие интрузивного процесса. В этом отношении регион мало отличается от других более южных, в том числе и от Восточно-Забайкальского с его глубоким геосинклинальным прогибом.

Отсутствовала интрузивная и эффузивная деятельность и в тектонических швах, в том числе и в тех отрезках Монголо-Охотского шва, где формировались глубокие терригенно-континентальные прогибы.

Общее монотонное развитие структурных регионов в поздне триасовую и раннеюрскую эпоху к началу средней юры сменилось тектоническим оживлением. Заметней стала активность блоковых подвижек, небольшая по амплитуде, но повсеместно с глубоким заложением и с проявлением умеренно кислого магматизма по определенным направлениям; не проявилась магматическая деятельность только в Малханском регионе.

В Восточно-Забайкальском регионе произошло замыкание геосинклинального прогиба, сопровождавшееся, как и в период его развития, дифференциальными движениями внутренних блоков с перераспределением знака их движений и с переходом на тектонический режим формирования межгорных прогибов и грубообломочной терригенной молассы (верхнегазимуурская свита конгломератов). Среднеюрская эпоха в Восточно-Забайкальском регионе была орогенной и столь же «миниатюрной», как и геосинклинальная раннеюрская (Мушников, 1966, 1968). В результате перераспределения знака движений некоторые грабенные блоки целиком или частично стали горстовыми и наоборот, что привело к частичному или полному территориальному несовпадению внутренних (второго порядка) раннеюрских и среднеюрских прогибов. Несмотря на замыкание геосинклинального прогиба Борщовочное и Урулюнгуевское (с кутомарской частью) горст-антиклинальные поднятия сохранились в среднеюрскую эпоху морфологически подчеркнутыми и, возможно, даже более резко, чем раньше по величине поднятия между межгорными прогибами, на что указывает преимущественно конгломератовый состав верхнегазимуурской свиты. Наибольшие суммарные прогибания в среднеюрскую эпоху (более 4 км) связаны с Восточно-Агинским субмеридиональным швом и западной частью Борзинско-Калганского наложенного прогиба.

Все зоны разломов, создавшие блоковую систему в раннеюрскую эпоху, продолжали быть активными и в среднеюрскую, особенно продольные зоны более глубинного заложения. Однако проводниками магмы среди них были главным образом только две, контролировавшие размещение мелких интрузивных тел шахтаминского комплекса — Газимуро-Борзинская и Урулюнгуй-Борзинская с Урулюнгуй-Уровским северо-восточным продолжением. Магматическая деятельность проявилась в этом регионе в становлении только малых гипабиссальных тел гранитоидной интрузии умеренно кислого состава.

Обе эти зоны ограничивают с обеих сторон раннеюрское Приаргунское краевое горст-антиклинальное поднятие, и цепочки интрузивов образовались в его краевых частях. Значение секущих северо-западных и субмеридиональных зон разломов в размещении интрузивных тел неясно, хотя некоторые тела обеих цепочек приходятся на пересечение двух направлений или располагаются вблизи них.

В Борщовочном горст-антиклинальном поднятии, расположенном внутри Монголо-Охотского шва, среднеюрская интрузия не доказана. Многие считают, что ей принадлежат гранитоиды сретенского типа. Если это будет подтверждено, Борщовочное поднятие перестанет в этом смысле отличаться от Приаргунского, и будет еще одно доказательство в пользу эмпирического правила о преимущественном тяготении интрузивов к геоантиклинальным поднятиям.

В Агинском регионе среднеюрские отложения неизвестны, и поэтому говорить о его тектонической жизни в эту эпоху затруднительно. Однако очевидно, что как и в раннеюрскую эпоху, этот регион был более стабильным, чем Восточно-Забайкальский. Некоторое оживление наблюдалось в системах разломов, на это указывают вскрытые ныне

три небольших интрузивных тела шахтаминского комплекса, два из которых находятся вблизи пересечений субширотной Бугунтуевской зоны повышенной трещиноватости (продолжение Боруянско-Акшинской зоны Даурского региона) с Дульдургинской и Агинской зонами. Все эти три зоны древние, сохранившие свою подвижность в мезозое. Например, Дульдургинская зона, заложенная еще в конце докембрия, в пермо-триасовое время контролировала распространение на восток Средне-Ононского прогиба орогенного этапа развития герцинид.

В Малханском регионе к западу от меридиана Читы достоверных среднеюрских структур неизвестно. Структуры же, сложенные харюлгатинской свитой, нами описаны как раннеюрские, хотя их формирование завершилось, возможно, и в средней юре. Интрузии этого возраста тоже не установлены, неясны в целом и особенности развития блоковой структуры. Лишь в Олекминском Становике многочисленны разновеликие, преимущественно мелкие интрузивные тела амуджикано-сретенского комплекса, свидетельствующие об активной жизни внутренней блоковой структуры и ее системы разломов. Особенности пространственного размещения интрузивных тел указывают на значительную активность обеих систем разломов — северо-восточных и секущих их субмеридиональных и северо-западных. Большая часть тел группируется в два обширных поля близ пересечений Бушулей-Могочинской группы зон разломов с Балейско-Дарасунской, Нерзаводско-Сретенской и Ушмунской зонами, активизированными в мезозое.

О тектонической жизни Даурского структурного региона можно судить только по магматизму, развитому по его юго-восточной окраине, входившей в широкую зону разломов Онон-Туринского шва. В состав шва в эту эпоху входило несколько древних (герцинского заложения) продольных зон разломов, активизировавшихся в средней юре и вместе с глубинными же секущими древними зонами определявшими долгоживущую блоковую мозаику. В среднеюрскую эпоху весь Даурский регион был гористой сушей, больших вертикальных смещений отдельных блоков относительно друг друга не наблюдалось, как не наблюдалось образования устойчивых грабенов и осадконакопления в них. Юго-восточная часть Даурии также представляла собой серию удлиненных блоков с гористым рельефом, близким к современному, на котором сформировался сохондинский вулcano-плутонический комплекс. Пространственное размещение вулканических аппаратов центрального типа, возникавших в повышенных частях рельефа, целиком контролировалось пересечениями разноориентированных зон разломов. Сильно разрушенные аппараты и останцы их эффузивных покровов занимают гольцовые части современного рельефа на пересечениях зон разломов или вблизи них. В целом полоса вулcano-плутонических проявлений охватывает юго-восточное крыло Даурского свода, которое уже в средней юре было расчленено на отдельные горст-антиклинальные поднятия. Последние подчеркивались в рельефе и остаются резко подчеркнутыми и в настоящее время, благодаря приуроченности цепочек ранне-меловых прогибов и грабен-синклиналей к разделяющим их пространствам.

В позднеюрскую эпоху (см. рис. 18) внутренние структуры Монголо-Охотского пояса не претерпели заметных качественных изменений, но возросли дифференциальные движения блоков по существовавшей сети разломов. Это выразилось, во-первых, в увеличении амплитуды вертикальных перемещений блоков, в связи с чем наметившиеся, а местами уже оформленные горст-антиклинальные поднятия получили во всех регионах отчетливое морфологическое выражение в рельефе; во-вторых, увеличилась густота сети разломов и дробление существовавших блоков, вызвавшее образование во многих местах дайковых роев. Части регионов, прежде отличавшиеся большой пассивностью своих раз-

ломов, сохранили ее и в поздней юре, это — западная часть Малханского и северо-западная часть Даурского регионов, а также моноклиновый Агинский массив. Ведущими разломами в развитии блоковой системы были продольные, северо-восточные, определившие узкие и очень протяженные горст-антиклинальные поднятия первого порядка и цепочки прогибов. Эти продольные направления нарушались секущими поперечными тектоническими швами. Общее движение по разломам было восходящим, что объясняет отсутствие позднеюрских отрицательных (заполненных терригенными отложениями) структур.

Возросшая активность разломов в поздней юре привела к интенсивной магматической деятельности, по-разному проявившейся в отдельных регионах и их частях. В Малханском регионе в позднеюрскую эпоху проявился лишь интрузивный кислый магматизм (гуджирский субщелочной комплекс) эффузивная деятельность была угнетенной или практически отсутствовала; то же имело место в Агинском регионе и в средней и северо-западной частях Даурского (асакан-шумиловский и кукульбейский комплексы); на остальной площади Забайкалья шло становление вулcano-плутонической серии, состоящей из гипабиссальных гранитоидных тел кукульбейского, ботовского, харалгинского комплексов и эффузивного комплекса с его джаргалантуйской, бырцинской свитами и шадоронской серией.

Становление вулcano-плутонической серии было сложным, многофазным. Эффузивная деятельность характеризовалась образованием наземных вулканов центрального типа на горст-антиклинальных поднятиях и их склонах, которые бронировали кислые лавы и, стекая в смежные понижения, лишь изредка заполняли наиболее крупные из них до их оси (например, Алтан-Кыринский и Шадоронский прогибы). В Даурском регионе такие прогибы целиком или частично заполнялись терригенными отложениями и пирокластами с единичными покровами эффузивов, среди которых обнаруживают вулканические аппараты.

Повсюду размещение интрузивных и эффузивных тел и центров излияний контролировалось существующей системой разломов и тектоническими швами.

Менее ясен магматизм Олекминского Становика, где выделяются интрузивные и вулcano-плутонические комплексы, существующие как бы независимо, но, очевидно, это связано со слабой их изученностью и плохой обнаженностью. Как и везде, здесь наблюдается четкая приуроченность магматических образований к зонам разломов.

В Даурском регионе блоковая структура осталась той же, что и в средней юре. На большей его части имела место только интрузивная деятельность со становлением асакан-шумиловского комплекса, наиболее крупные массивы которого известны в читинском отрезке Монголо-Охотского шва. В юго-восточной части Даурии, наоборот, отчетливо проявилась вулcano-плутоническая серия в той же самой полосе и в тех же границах, что и среднеюрская, т. е. в широкой зоне Онон-Туринского шва, захватившего окраину Даурского региона. Поэтому и структурный контроль этих двух разновозрастных серий один и тот же, осуществлявшийся той же конкретной системой продольных и секущих разломов.

Интрузивы северной части Даурии и на отрезке Монголо-Охотского шва подчинены системе разноориентированных разломов, возникшей уже при замыкании Даурского прогиба герцинид и сильно активизировавшейся в мезозое. Наиболее отчетливо контроль видно по вытянутости крупных интрузивных тел — Югальского и Жергейского. Судя по вытянутости тел, можно предполагать, что определенное влияние имели и секущие разломы, это особенно видно на юге Даурии в телах вулcano-плутонической серии в районе гольца Сохондо.

В Агинском структурном регионе наиболее подвижной была система северо-восточных разломов. Вдоль некоторых из них простираются цепочки центров извержений, образовавших маломощные покровы эффузивов джаргалантуйской свиты, и несколько мелких тел гранитоидов кукульбейского комплекса. Те и другие пространственно разобщены и поэтому их приуроченность к единой вулканоплутонической серии неясна. Единичные интрузивные тела кукульбейского комплекса находятся в узлах пересечений двух систем разломов, указывая на местную активность секущих направлений.

Так, вдоль Хангай-Дурулгуевской зоны «насажены» цепочкой эффузивные центры излияний и одно маленькое тело гранитоидов (эта зона почти вся находится в Монголии, откуда заходит часть крупного эффузивного покрова). Саханайская зона контролирует только группу небольших гранитоидных тел в ее юго-западном фланге.

Однако в регионе есть и гранитоидные тела, пространственно не связанные ни с одной из известных зон разломов. Очевидно, тектоническая активность проявлялась в определенных моменты не по всей сети разломов одновременно, а дифференцированно по ее частям. При этом грабенные блоки не формировались, и отрицательные структуры в Агинском регионе не развились. Последние образовывались лишь в окружающих его тектонических швах, где грабенные опускания обусловили возникновение удлиненных вулканогенных прогибов — Ононского, Тьргетуй-Жимбирского и Тургино-Харанорского.

Несколько более подвижной в позднеюрскую эпоху была территория Восточно-Забайкальского региона, где блоки более или менее четко дифференцировались на горстовые и грабенные структуры при ведущей для магматизма роли продольных северо-восточных зон разломов. Незначительное (меньшее, чем в средней юре) количество интрузивных тел контролируется в равной мере то продольными, то секущими разломами.

Покровы и прогибы в плане, по-видимому, имели изометричную форму, что объясняется положением и одинаковой активностью разноориентированных систем разломов в течение всей позднеюрской эпохи. Последнее обеспечило несомненную генетическую связь вулканогенных покровов с интрузивными телами. Наиболее четко такая связь иллюстрируется в палеовулканах и палеокальдерах, обнаруженных как в прогибах (грабенах), так и на горст-антиклинальных поднятиях.

Позднеюрско-раннемеловая эпоха заметно отличается от других мезозойских эпох некоторым перераспределением знака тектонических движений и увеличением числа опускавшихся блоков.

Развитие пологих и мелких прогибов, крупных горстовых поднятий и интенсивная вулканическая деятельность сменились в позднеюрско-раннемеловую эпоху затуханием последней и опусканием большого числа крупных блоков с образованием грабенов. Постепенно развились небольшие изометричные прогибы и мульды во внутренних частях структурных регионов и протяженные линейновытянутые грабен-синклинали в тектонических швах и крупных зонах разломов. Особенно ярко был выражен тектонический рельеф длинных гряд — хребтов горст-антиклинальных поднятий, — который несмотря на большой с тех пор перерыв в осадконакоплении сохранился поныне почти в неизменном виде: прогибы и грабен-синклинали и сейчас занимают пониженные части рельефа (котловины и речные долины). Обычно считают, что современные контуры этих структур близки к первичным, что все они более или менее автономны и что в их формировании большая роль принадлежит конседиментационным разломам. Развитие этих структур в позднем мезозое не ограничивалось Монголо-Охотским поясом, как это было в раннем мезозое, а охватывало огромные площади Вос-

точно-Азиатского континента, в котором Монголо-Охотский пояс представляет только его небольшую часть.

Распространены позднеюрские и раннемеловые грабен-синклинали и прогибы более или менее повсеместно, исключая центральную часть Даурского (где не было и раннемезозойских структур) и восточную Агинского регионов. В восточной части Олекминского Становика их относительно мало, очень широко они развиты в Бурятии и Монголии.

Особенностью наложенных грабен-синклиналей и прогибов является их развитие вне пространственной и преемственной связи со структурами предыдущих эпох. Лишь единичные из них врезаны в позднеюрские прогибы. Все это указывает на значительное перераспределение в конце мезозоя площадей седиментации и увеличение количества грабневых блоков. Так, в тектонических швах даже крупные грабен-синклинали (например, Бадинская и Читино-Ингодинская) заложены там, где в позднеюрскую эпоху грабенообразования не было. Вообще тенденция к опусканию в начале позднеюрско-раннемеловой эпохи была столь велика, что и внутренние части регионов, ранее не осложненные разломами, приобрели способность к дифференциальному движению разного знака с зарождением мульд и прогибов, в том числе и на горст-антиклинальных поднятиях, образовавшихся на месте позднеюрских вулканогенных покровов. Соответственно горно-вулканические ландшафты позднеюрской эпохи сменились горно-озерными и в озерных депрессиях шло накопление континентальной угленосно-терригенной молассы разных фациальных типов; временами в некоторых грабен-синклиналях вдоль разломов изливались лавы.

Все существовавшие в поздней юре разломы продолжали активно жить в позднеюрско — раннемеловую эпоху, по-прежнему ведущая роль среди них принадлежала разломам северо-восточных направлений, обусловившим такую же ориентировку большинства грабен-синклиналей и прогибов. Заметной была и роль северо-западных разломов, которые усложняли грабен-синклинали поперечными конседиментационно разрывающимися грабнями и горстами (мульдами и антиклиналями) или образовывали торцовые окончания грабен-синклиналей с центроклинальными заворотами слоев покрова. Поперечные зоны разломов являлись прежними зонами секущих разломов, ограничивающих древние поперечные пороги. Новых крупных зон разломов, как продольных, так и секущих, в позднеюрскую — раннемеловую эпоху образовано не было.

Глава VI

О ХАРАКТЕРЕ МЕЗОЗОЙСКОЙ И ПОСЛЕМЕЗОЗОЙСКОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ ЗАБАЙКАЛЬЯ

Известно, что сравнительно с геосинклиналями области тектонической активизации обладают: иным типом развития (отсутствует глубокое начальное погружение), иным набором осадочных и вулканогенно-осадочных формаций, специфическим магматизмом (выпадают некоторые «геосинклинальные» типы пород, некоторые получают гипертрофированное развитие, появляются так называемые «внегеосинклинальные» гранитоиды), весьма своеобразной металлогенией.

Главными особенностями зон активизации, очевидно, являются следующие:

1) контроль общего простирания зоны подкоровыми разломами планетарного значения и связь с региональными разломами такого же заложения, ограничивающими крупные тектонические блоки;

2) преобладание мозаичной, в общем горстово-грабенной структуры при подчиненном значении складчатых форм;

3) широкое развитие мозаично распределенных континентальных формаций, причем мощности и полнота набора последних резко варьируют;

4) повышенная относительно предшествующего платформенного (или параплатформенного) состояния проницаемость земной коры, проявленная в специфике магматических комплексов, явно формирующихся в условиях усиления теплового потока и повышения геоизотем;

5) изменение относительно геосинклинального типа развития рядов магматических формаций в сторону увеличения роли собственно гранитов и щелочных гипабиссальных образований и уменьшения (до полного отсутствия) в большинстве случаев роли формаций основного — ультраосновного ряда;

6) широкое развитие вулcano-плутонических образований;

7) исключительно сильное проявление метасоматических процессов, особенно там, где ряды гранитов получили наиболее полное развитие и надстроены вулканическими проявлениями. Тем самым метасоматические процессы как бы «надстраивают» магматические. В металлогеническом спектре, помимо легких и тяжелых металлов, а также активных минерализаторов (F, В) особенно характерны редкие элементы — Li, Be, Nb, Cs, Та и др.;

8) эндогенное оруденение связано не только с собственно магматическими образованиями, а развивается и в их «экзозоне» — в вулканогенно-осадочных формациях, часто имея необычно широкий парагенез с участием элементом халькофильной, литофильной и сидерофильной групп (например, TR, Mo, Be, Ge, W, Nb).

В каждом реальном случае проявления тектонической активизации те или иные из перечисленных признаков могут проявиться в разной степени в зависимости от следующих факторов:

1) степени гомогенизации тектонической структуры, на которую наложилась активизация (древние, в высокой степени гомогенизированные щиты, древние платформы, параплатформы);

2) величины временного отрыва процесса активизации от тектонических процессов, создавших структуру, на которую она наложилась. Фактор этот имеет особое значение для случая параплатформ (областей завершённой складчатости), поскольку именно он прежде всего определяет степень перестройки созданного геосинклинальным процессом плана распределения мощностей отдельных слоев, (прежде всего гранитного слоя земной коры);

3) интенсивности активизации (при наименьшей происходит лишь некоторое оживление древних структур, в первую очередь разрывных, при максимальной — полная перестройка структурного плана).

Все эти вопросы могут быть решены лишь в результате полных геологических исследований очень широкого набора типоморфных объектов, по возможности представляющих все сочетания перечисленных выше факторов. Пока, однако, в этом плане можно опираться на многие примеры.

Первый пример вполне элементарен. Это позднеорогенная или непосредственно послеорогенная активизация, обуславливающая наложенную разрывную тектонику, контролирующую размещение гранитоидного, активизационного по своей природе, магматизма.

Представляются достаточно определенными случаи активизации полностью гомогенизированного древнего основания кратонового типа (Нигерия, Туарегский щит и т. д.) — активизации, накладывающейся с огромным временным интервалом. Вслед за А. Д. Щегловым эти случаи обычно рассматриваются как пример так называемой «автономной» активизации, хотя по существу причина активизации остается в них пока еще не выявленной. (Кстати, следует решительно возразить против применения А. Д. Щегловым этого термина в отношении Забайкалья.)

Значительно более сложным и чрезвычайно интересным примером активизации является мезозойская активизация Забайкалья, для истолкования характера и типа которой (раньше там проявилась и более слабо выраженная палеозойская) необходимо еще раз кратко остановиться на истории развития его домезозойского субстрата.

В верхах докембрия обрамляющая с юга Сибирскую платформу эпикратонная геосинклинальная система рифеид замкнулась и в Забайкалье создан очень жесткий структурный каркас. Процесс замыкания геосинклинали сопровождался мощным магматизмом среднего и преимущественно кислого ряда, особенно в зонах, ранее развивавшихся в геантиклинальном режиме (Малхано-Олекминская зона, Приаргунская). Это привело к широкой гранитизации пород их разреза, развитию гнейсовых разностей и т. д. При этом гнейсы часто образовывали куполовидные структуры, в той или иной мере ремобилизовавшиеся позднее, при мезозойской активизации региона. Все положительные структуры рифейского этапа развития Забайкалья характеризовались очень высокой степенью консолидации.

Орогенный этап развития рифеид Забайкалья оказался чрезвычайно длительным (около 400 млн. лет), затянувшимся от низов кембрия (или венда) до среднего триаса включительно, и весьма своеобразным. Прежде всего необычна огромная мощность сводного разреза молассовых образований — около 8 км, заставлявшая предыдущих исследователей почти всегда интерпретировать их как геосинклинальный комплекс каледонид. Однако по площади суммарная мощность этого

формационно довольно однообразного сводного разреза рассредоточивается в ряде индивидуальных прогибов, эпизодически возникавших в пределах то одной, то другой древней рифейской структурной единицы первого порядка. Осадконакопление тем самым как бы мигрировало из одного такого прогиба в другой, ограничиваясь в каждом из них возрастными рамками, обычно не превышающими одной геологической эпохи или даже ее части. Наряду с такими мигрировавшими прогибами иногда возникали и унаследованно-совмещенные, но и в них осадконакопление шло эпизодически, с очень большими перерывами (например, в раннем девоне, далее в раннем карбоне и затем в конце перми). Характерны также тип молассовых накоплений (решительно преобладают морские молассы) и пространственное тяготение самих орогенных прогибов к восточной и юго-восточной частям Забайкалья, примыкавшим к развивавшейся в Маньчжурии палеозойской геосинклинали Большого Хингана; влияние одновременных геосинклинальных процессов, шедших в Даурском регионе Забайкалья, на распределение орогенных прогибов имело при этом явно подчиненное значение.

Орогенные прогибы, характеризующиеся крайней простотой внутреннего строения, очевидно, развивались на фоне общего слабого погружения континента в условиях достаточно вялых вертикальных движений разного знака в пределах структурного комплекса рифеид Забайкалья. По своей природе орогенные прогибы явились типично активизированными (резонансными), индуцировавшимися импульсами, шедшими в основном со стороны геосинклинали Большого Хингана. Эти импульсы вряд ли были особенно мощными и на большей части палеозоя не обусловили какой-либо магматической активизации — орогенный этап рифеид был (во всяком случае до пермо-карбона) практически амагматичным; спорадически отмечаются крайне редкие и маломощные потоки кислых по большей части эффузивов; интрузивные же проявления, по-видимому, отсутствовали. Лишь в пермо-триасе, когда в связи с замыканием герцинской геосинклинали Даурии и началом ее орогенного этапа значительная часть Забайкалья испытала и магматическую активизацию, интрузии этого возраста широко внедрялись на площади, значительно большей, чем упомянутая геосинклинали.

Достаточно вялое развитие Забайкалья в палеозое несомненно осложнялось явлениями активизации, хотя тоже относительно мало интенсивными, очевидно, накладывавшимися на длительный процесс общего выравнивания мощностей сиалической коры под рифеидами. При этом, однако, высококонсолидированные рифейские структуры сохранили свою индивидуальность, и общий тектонический план региона не претерпел принципиальной перестройки. Вплоть до среднего триаса забайкальский отрезок древнего Монголо-Охотского шва не проявил сколько-либо заметной подвижности; она оформилась, причем сразу весьма резко, только с позднего триаса, которым датируется начало мезозойской тектоно-магматической активизации.

С этого времени зона шва оказалась как бы осью, по которой с востока на запад и от которой в стороны, по оперяющим этот шов древним разломам первого порядка, распространялись активизационные импульсы. Соответственно миниатюрные и эфемерные мезозойские геосинклинальные прогибы заложились в этом регионе в пределах упомянутого шва и зон крупнейших разломов его оперения. Реакция на мезозойскую активизацию домезозойского субстрата, чрезвычайно гетерогенного в структурном и формационном отношении, естественно, не могла быть однородной — в отдельных случаях мезозойские структуры накладывались резко дискордантно, более же часто они с той или иной степенью унаследованности приспособлялись к древним структурным соотношениям.

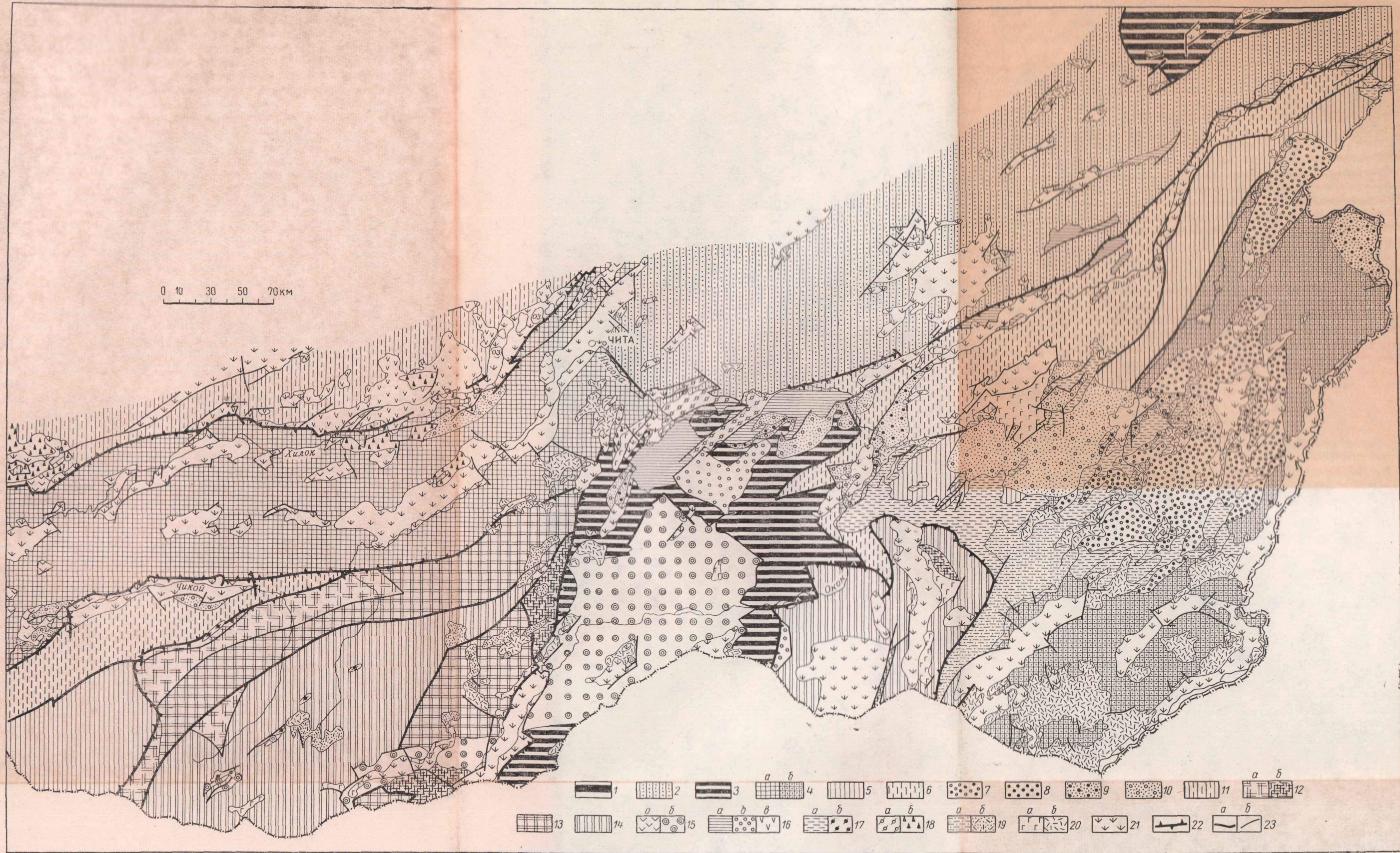


Рис. 19. Схематическая тектоническая карта Забайкалья

Ранние протерозойды:
 1 — срединный массив, 2 — геосинклинальный прогиб. **Рифейды.** Структуры геосинклинального этапа развития. 3 — срединный массив, 4 — геоантиклинальные поднятия (а — раннее, б — позднее), 5 — геосинклинальные прогибы, 6 — шовные прогибы. Структуры орогенного эпигеосинклинального этапа развития. Реликты дейтероорогенных прогибов, заложившихся: 7 — в кембрии, 8 — в силуре, 9 — в девоне, 10 — в карбоне. **Салаириды:** 11 — геосинклинальный прогиб. **Герциниды.** Структуры геосинклинального этапа развития; 12 — выступы комплекса основания (а — блоки Мензюкского геосинклинального прогиба, б — блоки Агинского массива), 13 — краевые геоантиклинальные поднятия, 14 — геосинклинальные прогибы. Структуры орогенного эпигеосинклинального этапа развития. Реликты протеоорогенных прогибов: 15 — пермо-триасовых (а — существенно-вулканогенных, б — существенно терригенных), 16 — позднепермо-триасовых (а — внешнего геосинклинального вулканогенно-терригенного, б — приразломного терригенного, в — вулканогенных покровов); 17 — раннеюрских (а — внешнего геосинклинального терригенного, б — межгорных приразломных); 18 — ранне-среднеюрских (а — шовных терригенных прогибов, б — терригенных покровов); 19 — среднеюрских (а — терригенных прогибов, б — вулканогенных покровов); 20 — позднеюрских (а — терригенно-вулканогенных и вулканогенных прогибов, б — вулканогенных покровов); 21 — позднеюрско-нижнемеловых терригенных прогибов; 22 — зоны глубинных разломов между структурными регионами; 23 — глубинные разломы (а — пограничные, б — внутренние).

Мезозойская активизация характеризовалась по сравнению с палеозойской значительно большей интенсивностью и, что наиболее существенно, гораздо большей контрастностью общего тектонического режима (рис. 19). Внутренние области континента, включая и Забайкалье, испытывали в это время относительно сильное воздымание, тогда как вдоль тихоокеанской окраины Азиатского материка шло исключительно интенсивное геосинклинальное погружение. По отношению к развивавшейся Тихоокеанской геосинклинали древний Монголо-Охотский шов оказался своего рода поперечной структурой, по которой с тем или иным запаздыванием далеко внутрь континента стали проникать мощные тектонические импульсы, резко контрастные с общей тогда тенденцией последнего к воздыманию. Соответственно в Забайкалье в первую очередь активизировался именно этот шов, оказавшийся как бы осью активизации. Вначале (поздний триас — ранняя юра) преимущественно активность шва наблюдалась на его крайнем востоке, в соответствии с чем именно там заложались быстро исчезающие эфемерные геосинклинальные прогибы. В средней и особенно в поздней юре резко оживились и более западные участки Монголо-Охотского шва, в связи с чем активизировались примыкавшие к тому или иному участку древние (рифейские) поперечные и оперяющие их разломы и шло образование новых разломов. На фоне резко возросшей в поздней юре подвижности разломов практически всех рангов, активизация приобрела, как это кажется на первый взгляд, как бы площадной характер, хотя в действительности она распространялась по сложной сети дизъюнктивных нарушений, особенно древних.

Следует подчеркнуть, что исключая раннеактивизационные геосинклинальные прогибы на крайнем востоке Забайкалья, собственно складчатых форм в его пределах не создавалось. Отдельные приразломные складки или пологие прогибы, ставшие затем, особенно с поздней юры развиваться в горст-антиклинальные структуры, к ним отнести нельзя.

Магматизм мезозойской активизации имеет ряд особенностей, на которых следует специально остановиться, тем более что практически почти все объекты эндогенной металлогении Забайкалья являются мезозойскими. Из этих особенностей главными являются следующие.

1. Насыщенность Забайкалья мезозойскими магматическими телами в целом незначительна; в большинстве случаев это тела относительно небольших и мелких размеров, суммарный объем которых невелик.

Несколько более насыщен магматическими телами герцинский геосинклинальный прогиб Даурии. Временный перерыв там от окончания орогенного этапа развития герцинской геосинклинали до начала мезозойской активизации был очень невелик и соответственно к этому моменту прогиб обладал еще достаточно выраженными сиалическими корнями.

Наименее редки, практически единичны, мезозойские интрузии в древнем дорифейском Агинском массиве. Они четко тяготеют к окраинам массива и представлены очень мелкими сильно дифференцированными телами. Очаги этих интрузий, очевидно, находились не внутри массива как такового, а в шовных зонах его обрамления.

2. Все магматические тела связаны с очень неглубокими (первые километры) очагами. Становление их происходило в приповерхностных условиях и достаточно часто реализовалось в виде вулканоплутонических комплексов. При этом тот или иной тип проявления отчетливо контролируется степенью жесткости среды, в которую происходило внедрение — в пределах высококонсолидированных рифейских положительных структур мезозойские тела имеют собственно интрузивный характер; в условиях более рыхлых отложений герцинских геосинкли-

нальных прогибов, преобладает вулканоплутоническая форма внедрения.

3. В пределах положительных тектонических элементов рифеид, т. е. на большей части территории, общий план распределения мезозойских магматических тел контролируется, прежде всего, зонами древних разломов, либо пограничных, либо внутренних продольных. В пределах зон разломов интрузивные тела, как правило, приурочиваются к относительно ослабленным участкам пересечения этих основных разломов древними поперечными разломами, которые сами по себе не генерировали магму. При этом в ряде случаев удается установить прямую связь гранитоидных проявлений с непосредственным окружением ремобилизованных в процессе мезозойской активизации древних структур.

Очевидна неправомерность широко бытующих представлений о прямой причинной связи мезозойского магматизма с процессами развития в Забайкалье поздне триасового и раннеюрского геосинклинальных прогибов. Наиболее широко и наиболее интенсивно мезозойский магматизм в его интрузивной и вулканоплутонической форме проявляется в средней и особенно в верхней юре, т. е. когда последний из этих эфемерных прогибов давно уже прекратил свое существование. Главное же, однако, это совершенная несоизмеримость огромного ареала мезозойского магматизма и масштаба самих, крайне «миниатюрных», прогибов, к тому же располагающихся эксцентрично к этому ареалу — на самой восточной окраине Забайкалья; соответственно расстояние от этих прогибов до Прихубсугуля, где юрский магматизм затухает, оказывается почти в 10 раз большим, чем размеры самих прогибов. Мезозойские геосинклинальные структуры и магматизм — это два различных типа проявления тектономагматической активизации.

4. В ходе развития мезозойского магматизма отмечается направленное поокисление состава. В среднем триасе и ранней юре при пространственном тяготении магматизма к соответствующим геосинклинальным прогибам интрузивные проявления представлены преимущественно диоритами, реже гранодиоритами. В средней юре — низах верхней решительно преобладают средние гранитоиды (умеренно кислые граниты и гранодиориты при подчиненной роли диоритов). В вулканоплутонических комплексах интрузивная часть представлена гранитами и преобладающими гранодиоритами, а эффузивная фация имеет андезитовый состав. В поздней юре главное значение приобретают кислые граниты, обычно с высоким содержанием щелочей; соответствующее поокисление обнаруживают и эффузивы — в широком ряду от лав трахиандезит-базальтового до липаритового состава последние оказываются явно преобладающими.

В самом конце юры — начале раннего мела общая обстановка в азиатском секторе Тихоокеанского кольца резко изменилась, что привело к смене, по существу к прямому обращению, тектонического режима в Забайкалье. Этот рубеж знаменует окончание мезозойской активизации. С этого момента Забайкалье, как и примыкающие к нему с севера и особенно с запада области Азиатского континента, вступает в этап неотектонического развития, основным содержанием которого было формирование крупнейшего трансконтинентального сводового поднятия. Главными чертами этого этапа в Забайкалье явились следующие:

1) протекавшее в юре развитие крупных горстовых поднятий и пологих прогибов резко сменилось опусканием очень большого числа тектонических блоков с образованием многочисленных грабен-синклиналей, а также грабенов в зонах тектонических швов. Все эти структуры закладывались после четко выраженного перерыва и размыва и, что особенно примечательно, вне преемственной связи с существовавшим в позднем триасе — юре тектоническим планом.

б) в более широком региональном аспекте в Забайкалье, и еще более интенсивно к северу и западу от него, начали формироваться

очень крупные протяженные сводовые поднятия весьма большего радиуса (Южный и Северо-Даурский своды Забайкалья, Становой, Байкальский свод и т. д.). С позднего мела и особенно интенсивно в кайнозой — третичном времени на ряде из них развиваются рифтовые структуры, крупнейшие из которых можно объединить в две территориально достаточно близкие от Забайкалья рифтовые системы: от Чарской впадины через Байкал на оз. Хубсугул и от среднего течения Витима на Еравнинские озера — Гусиное озеро — Кяхту.

в) с началом неотектонического этапа характер магматических проявлений претерпевает радикальные изменения. В самом конце поздней юры в Забайкалье полностью прекращается магматизм гранитового ряда, активизационный по своей природе и очень малоглубинный (местами почти приповерхностный) в смысле его очагов. Одновременно начинается формироваться региональная система дайковых поясов, преимущественно связанная с разломами северо-восточного простирания. Протяженность образующихся вдоль них отдельных поясов достигает сотни километров при мощности от 1—2 до 10—20 км; они отмечаются не только дайковыми роями, но и зонами интенсивной проработки (турмалинизации, окварцевания). Аналогичные пояса меньшего масштаба (прежде всего меньшей протяженности) возникают и вдоль поперечных, субмеридиональных разломов. Преобладающий состав густо насыщающих пояса даек диорит-порфировый с уклоном в сторону диабазовых разностей; крайними кислыми членами являются редкие ортофиры. Для четвертичного периода характерными были проявления вулканизма рифтовых структур.

Таким образом, ведущими тенденциями в развитии магматизма в течение неотектонического этапа можно считать, с одной стороны, возрастание глубины магматических очагов и, с другой — все более выраженный линейный характер их пространственного распределения. К близким выводам ранее пришли Ю. А. Косыгин, А. Я. Ваньян, В. А. Соловьев и Е. П. Харин (1963) на основании изучения глубинного строения Прибайкалья геофизическими методами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Агентов В. Б. Замечание к сообщению А. В. Ильина и Г. А. Кудрявцева в статье «Докембрий Тувы». «Советская геология», 1962, № 2.
- Алтухов Е. Н. Докембрий Сангилена и Западного Хамар-Дабана. Автореф. канд. дисс. М., 1967.
- Алтухов Е. Н. Тектонические структуры юго-западного обрамления Сибирской платформы. «Геотектоника», 1968, № 1.
- Алтухов Е. Н. Некоторые черты истории тектонического развития структур юго-западного обрамления Сибирской платформы в докембрии. «Геотектоника», 1968, № 5.
- Алтухов Е. Н., Смирнов А. Д. О месте структуры Сангилена в рифейской зоне юга Сибири. Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 3, 1964.
- Алтухов Е. Н., Смирнов А. Д. Главнейшие структуры рифеид юга Сибири. Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 1, 1966.
- Алтухов Е. Н., Смирнов А. Д. Основные доюрские структуры элементы Забайкалья. ДАН СССР, т. 191, № 2, 1970.
- Алтухов Е. Н., Смирнов А. Д., Булдаков В. В. Тектонические структуры южного обрамления Сибирской платформы и их редкометальная металлогения.— В кн.: Вопросы регион. геологии и металлогении Забайкалья. Чита, Изд-во Забайк. фил. ВГО СССР, вып. 4, 1968.
- Амантов В. А. О верхнетриасовых отложениях южной окраины Агинского палеозойского поля. Информ. сб. ВСЕГЕИ, т. 25, Л., 1960.
- Амантов В. А. Стратиграфия и история развития Агинской структурной зоны Забайкалья.— В кн.: Материалы по геол. Дальнего Востока и Забайкалья. Тр. ВСЕГЕИ, т. 81, Л., 1963.
- Амантов В. А. К стратиграфии Агинской зоны Забайкалья. Информ. сб. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 81, Л., 1963.
- Амантов В. А. Проблемные вопросы стратиграфии позднего допалеозоя и палеозоя западной части Монголо-Охотской области в свете новых геологических данных. Изв. Забайк. фил. ВГО СССР, т. II, вып. I. Чита, 1966.
- Амантов В. А. Тектоническое районирование Забайкалья и сопредельных территорий в свете новых данных.— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, вып. 1 (3). Чита, 1966.
- Амантов В. А., Зорина О. Н. Стратиграфия палеозойских образований Агинской зоны Забайкалья.— В кн.: Тезисы докл. на Межведомств. совещ. по разработке стратиграф. схем Забайкалья. Л., 1961.
- Амантов В. А., Матросов П. С. Основные черты геотектонического развития и размещения структур Монголии в системах Алтае-Саянской и Монголо-Амурской складчатых областей.— В кн.: Материалы по регион. геологии Алтае-Саянской складчатой области. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 58, Л., 1961.
- Амантов В. А., Борзаковский Ю. А., Лувсунданзан Л. и др. Основные черты тектоники Монголии.— В кн.: Орогенетические пояса. Междунар. геол. конгресс. XXIII сессия, Доклады. М., «Наука», 1968.
- Амантов В. А., Котляр Г. В., Попеко Л. И. Корреляция верхнепалеозойских отложений Забайкалья и Монголии.— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, вып. 1 (3). Чита, 1966.
- Амантов В. А., Михайлов Л. В., Старченко В. В. Системы разломов западной части Монголо-Охотской складчатой области и ее обрамления. «Геология и геофизика», 1967, № 6.
- Арсентьев В. П. Главные структурные элементы территории Бурятской АССР. Материалы по геол. и пол. ископ. Бурятской АССР, вып. 9, 1964.
- Арсентьев А. А., Буф Л. С., Лейтес А. М. Геологическое строение Читинской области. Изд-во АН СССР, 1958.
- Арсентьев В. П., Старченко В. В. Тектоническое районирование Забайкалья.— В кн.: Тезисы докладов на IV геол. конф. Читинского геол. управления. Чита, 1965.

Архангельский А. Д., Шатский Н. С. Схема тектоники СССР. Бюлл. МОИП, отд. геол. т. 11, вып. 4, 1933.

Архангельский А. Д., Шатский Н. С., Меннер В. В. Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937.

Барабашев Е. В. Раннемезозойские отложения Агинской зоны. В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Чита, изд-во Забайк. филиала ВГО СССР, вып. 3 (5), Чита, 1968.

Барабашев Е. В., Трушева Н. А. Новые данные о мезозойских отложениях Агинского «палеозойского поля».—В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, вып. 1 (3), Чита, 1966.

Барабашев Е. В., Трушева Н. А. О проблеме возраста отложений акшинско-илинской серии.—В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, вып. 2 (4). Чита, Изд-во Забайк. филиала ВГО СССР, 1967.

Белов И. В. Трахибазальтовая формация Прибайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1962.

Белянкина М. Н., Долгинов Е. А. Границы байкалид Енисейского Кряжа и их положение в тектонической структуре Центральной Сибири. «Советская геология», 1969, № 8.

Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи, Госгеолтехиздат, 1955.

Бобров В. А. Новые данные о нижнедевонских отложениях Восточной Монголии. ДАН СССР, т. 138, № 2, 1961.

Бобров В. А., Модзалевская Е. А. Новые данные о среднем девоне Восточной Монголии. ДАН СССР, т. 159, № 4, 1964.

Богданов А. А., Хаин В. Е. Послесловие к книге Г. Штилле «Ассинтская тектоника в геологическом лике земли». М., «Мир», 1968.

Боголепов К. В. Карта мезозойской и кайнозойской тектоники Сибири и Дальнего Востока. Объяснительная записка. Новосибирск. Изд-во СО АН СССР, 1962.

Боголепов К. В. Опыт тектонического районирования и классификации основных послетриасовых структур Сибири и Дальнего Востока. «Геология и геофизика», 1963, № 4.

Боголепов К. В. Мезозойская тектоника Сибири. М., «Наука», 1967.

Боголепов К. В. О двух типах орогенеза. «Геология и геофизика», 1968, № 8.

Бубнов С. Основные проблемы геологии. Изд-во МГУ, 1960.

Булгатов А. Н. К вопросу о границе кембрия и докембрия на севере Бурятии. Материалы по геол. и пол. ископ. Бурятской АССР, Улан-Удэ, Бурятское книжное изд-во, 1966, в. X.

Булгатов А. Н., Красильников Б. Н. Орогенные системы юга Сибири. «Геология и геофизика», 1968, № 8.

Буш В. А., Вонгаз Л. Б., Дикенштейн Г. Х., Кравченко К. Н. Орогенезы Тянь-Шаня.—В кн.: Орогенические пояса, Междунар. геол. конгресс. XXIII сессия. Доклады сов. геологов. М., «Наука», 1968.

Варламов В. А., Котляр Г. В., Попеко Л. И. Новые данные о среднепалеозойских отложениях зоны Монголо-Охотского линеймента. Вестн. Забайк. фил. ВГО СССР, Чита, 1966, № 6.

Варламов В. А., Старченко В. В. Золотоносность Агинской структуры. «Советская геология», 1968, № 12.

Внуков А. В., Сизых В. И., Фомин И. Н. Геологическое строение некоторых верхнемезозойских впадин Западного Забайкалья. Зап. Забайк. отд. ВГО СССР, вып. 23, 1964.

Волколаков Ф. К., Язмир М. М. Основные черты стратиграфии, биогеографическое районирование и некоторые особенности геологического развития территории Бурятской АССР в кембрии. Материалы по геол. и пол. ископ. Бурятской АССР, вып. X. Улан-Удэ, Бурятское книжное изд-во, 1966.

Волочкович К. Л. Тектоническое положение редкометалльных металлогенических зон в Алтае-Зайсанской складчатой области.—В кн.: Рифенды юга Сибири и структурная позиция их пегматитов. «Наука», 1967.

Волочкович К. Л., Леонтьев А. Н. Талицко-Монголо-Алтайская металлогеническая зона. «Наука», 1964.

Гиллули Д. Геологические различия между континентами и океаническими впадинами. В сб.: Земная кора. М., ИЛ., 1957.

Гладков В. Г., Фомин И. Н., Сизых В. И. Новые данные об Ингодинском разломе. Вестн. научн. информации Забайк. отд. ВГО СССР, Чита, 1966, № 5.

Горжевский Д. И. Тектонические закономерности размещения отдельных типов рудных поясов. Изв. высш. учеб. завед. «Геология и разведка», 1960, № 1.

Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. О некоторых закономерностях размещения полиметаллических и редкометалльных провинций. ДАН СССР, т. 107, № 5, 1956.

Горжевский Д. И., Лазько Е. М. Монголо-Охотский разлом. ДАН СССР, т. 137, 1961, № 5.

Горжевский Д. И., Портнягин Э. А. О взаимоотношении палеозойских и юрских структур Восточного Забайкалья и Верхнего Приамурья. Изв. высш. учеб. завед., Геология и разведка, 1963, № 11.

Горжевский Д. И., Фогельман Н. А. Тектоническое и металлогеническое районирование зон активизации на примере Забайкалья. ДАН СССР, т. 166, № 1, 1966.

Горжевский Д. И., Козеренко В. Н., Фогельман Н. А. О металлогеническом районировании зон активизации. Тр. IV металлоген. совещ., т. VIII. «Наука», 1967.

Громов Ю. А. Краевые прогибы срединных массивов. В кн.: Материалы по общей и регион. тектонике. Тр. ВСЕГЕИ, т. 85, 1963.

Гунбин В. Д., Чербыкова Л. Ф. К стратиграфии верхнеюрских образований Шадоронского прогиба. Зап. Забайк. отд. ВГО СССР, вып. 19, 1963.

Данилович В. Н. Аркогенный тип надвигов. «Геология и геофизика», 1963, № 2.

Деменцкая Р. М. Зависимость мощности земной коры от возраста складчатости. «Советская геология», 1958, № 6.

Долгинов Е. А. Типы орогенных комплексов и формаций областей завершеной докембрийской складчатости. Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 2, 1969.

Домрачев В. С., Мастюлин Л. А., Напарте В. А., Огородников В. Д. Поперечные структурные барьеры и их металлогеническое значение.— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, вып. 3 (5). Чита, Изд-во Забайк. фил. ВГО СССР, 1968.

Дружинин А. В. Структурно-геологические условия формирования молибденовых, вольфрамовых и оловянных месторождений Восточного Забайкалья. Автореф. докт. дисс. М., 1968.

Дружинин А. В. Структурно-геологические позиции рудных полей и месторождений вольфрама, олова и молибдена Восточного Забайкалья.— В сб.: Геол. и пол. ископ. Забайкалья. Ун-т дружбы народов им. П. Лумумбы, 1968.

Ефимов А. Н., Тетяева Т. М. Протерозой. Забайкальская складчатая система.— В кн.: Геологическое строение СССР, т. 1. «Недра», 1968.

Зайцев Н. С. Особенности тектонического строения Саяно-Алтайской складчатой области.— В кн.: Складчатые области Евразии. М., «Наука», 1964.

Зайцев Н. С., Смирнов А. Д. Кембрий Восточного Саяна. В кн.: Стратиграфия СССР. Кембрийская система. М., «Недра», 1965.

Зайцев Н. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Томур-Тогоо, Лхасурен Б. О времени замыкания Хангайского прогиба в варисцидах Центральной Монголии. «Геотектоника», 1969, № 5.

Зоненшайн Л. П. Тектоника складчатых поясов Центральной Азии. «Геотектоника», 1967, № 6.

Зоненшайн Л. П. Палеозойские тектонические структуры складчатого пояса Центральной Азии и их сравнение со средневропейскими палеозоидами. В кн.: Орогенические пояса. XXIII сессия, Доклады сов. геологов, М., «Наука», 1968.

Зоненшайн Л. П. Тектоническая история Центрально-Азиатского складчатого пояса. Автореф. докт. дисс. МГУ, 1970.

Зорин Ю. А. Структура Агинского палеозойского поля. «Советская геология», 1964, № 6.

Зорин Ю. А. Геофизические данные по тектонике некоторых нижнемеловых депрессий Забайкалья. Изв. Забайк. отд. ВГО СССР, т. 1, вып. 1, 1965а.

Зорин Ю. А. Некоторые особенности тектоники Усть-Карской депрессии по геофизическим данным. Изв. Забайк. отд. ВГО СССР, т. 1, вып. 1, 1965б.

Зорин Ю. А., Старченко В. В. К вопросу о соотношении Агинского массива с Даурской зоной. В кн.: Материалы по геол. и пол. ископ. Читинской обл., М., «Недра», 1966.

Зорин Ю. А., Барабашев Е. В., Менакер Г. И., Чабан Н. Н. О мезозойской тектонике Забайкалья. В кн.: Вопросы регион. геологии и металлогеники Забайкалья. Чита, Изд-во Забайк. фил. ВГО СССР, вып. 3, 1967.

Ильин А. В., Журавлева И. Т. О границе кембрия и докембрия в Прикосоголье (МНР), ДАН СССР, т. 182, № 5, 1968.

Ицксон М. И., Кормилицин В. С., Красный Л. И., Матвеевко В. Т. Основные черты металлогении северо-западной части Тихоокеанского рудного пояса. «Геология рудных месторождений», 1960, № 1.

Ицксон М. И., Музылев С. А. Основные черты тектоники Дальнего Востока в рифее.— В кн.: Материалы по регион. тектонике. Тр. ВСЕГЕИ, т. 85, 1963.

Канищев А. Д. О геологической обоснованности возраста каменноугольных гранитоидных интрузий Центрального и Восточного Забайкалья. Изв. Забайк. отд. ВГО СССР, вып. 19. Чита, 1963.

Канищев А. Д. «Гольцовая юра» Чикойского района Забайкалья (дуланхорская свита).— В кн.: Матер. по регион. стратиграфии СССР, 1963.

Канищев А. Д. Новая находка «Гольцовой юры» в Центральном Забайкалье.— В кн.: Тезисы докладов на II науч. конф. Забайк. отд. ВГО СССР. Чита, 1965.

Канищев А. Д. Разрывные нарушения Центрального Забайкалья. «Геология и геофизика», 1966, № 7.

Канищев А. Д. Блоковая структура Центрального Забайкалья и ее значение для металлогении и магматизма. Автореф. канд. дисс. М., 1966.

Канищев А. Д. «Блоковая структура Центрального Забайкалья и ее значение для металлогении». — В кн.: Вопросы геологии Забайкалья и Прибайкалья, вып. 3 (5). Чита, 1968.

Канищев А. Д., Пономаренко Г. Н. Стратиграфия и возраст «зачичкой-ской песчано-сланцевой серии», по данным спорово-пыльцевого анализа. Изв. Забайк. фил. ВГО СССР, т. 4, вып. 2, Чита, 1968.

Клитин К. А., Постельников Е. С. Орогенные образования байкалид Восточной Сибири. «Геотектоника», 1966, № 6.

Князев Г. И. Тектонические структуры и рудная зональность. «Геотектоника», 1968, № 6.

Козеренко В. Н. О некоторых основных вопросах геологического строения Восточного Забайкалья. Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 8.

Козеренко В. Н. Геологическое строение юго-восточной части Восточного Забайкалья. Изд-во Львов. ун-та, 1956.

Козеренко В. Н. Значение структурно-фациальных зон для металлогенического анализа на примере Восточного Забайкалья. — В сб.: Закономерности размещения полезных ископаемых. т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Козеренко В. Н., Мисник Ю. Ф. О верхнемезозойских континентальных комплексах Центрального и Восточного Забайкалья. Сб. трудов ВЗПИ. Геология и геофизика, вып. 38. М., «Недра», 1969.

Козеренко В. Н., Старченко В. В. Металлогения Центрального и Восточного Забайкалья. — В кн.: Геол. и металлогения сов. сектора Тихоокеанского рудного пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Комаров Ю. В. Схема нижнемезозойского магматизма Западно-Забайкальской подвижной зоны. «Геология и геофизика», 1960, № 11.

Комаров Ю. В., Хренов П. М. О типе развития мезозойских континентальных структур Восточной Азии. — В кн.: Тезисы докл. на совещании по пробл. тектоники. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Константинов Р. М., Томсон И. Н. О типах рудных районов в Восточном Забайкалье. — В кн.: Вопросы генезиса и закономер. размещ. эндоген. месторожд. М., «Наука», 1966.

Корешков И. В. Области сводового поднятия и особенности их развития. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Кормилицын В. С. Основные черты мезозойской металлогении Восточного Забайкалья. «Советская геология», 1959, № 11.

Кормилицын В. С. О рудных поясах Восточного Забайкалья. Бюлл. ВСЕГЕИ, 1960, № 2.

Кормилицын В. С. Главные проблемы региональной тектоники и металлогении Забайкалья. — В кн.: Вопросы регион. геол. и металлогении Забайкалья, вып. 2. Чита, 1966.

Кормилицын В. С. Общие принципы выделения магматических и рудных формаций в зонах мезозойской тектонической активизации Забайкалья (тезисы докл.). — В кн.: Геологические формации. Л., 1968.

Кормилицын В. С. Мезозойские рудные формации Забайкалья. Автореф. докт. дисс. Л., 1969.

Кормилицын В. С., Тихомиров П. И., Шталь Н. В., Шилин Д. М., Щеглов А. Д. Основные особенности металлогении Забайкалья. Материалы I Всес. конф. по геол. и металл. Тихоокеан. рудн. пояса, вып. 2. Владивосток, 1960.

Кормилицын В. С., Тихомиров Н. И., Шталь Н. В. и др. Основные особенности металлогении Забайкалья. — В кн.: Геол. и металлогения сов. сектора Тихоокеанского рудного пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Корытов Ф. Я. Первичные уровни интенсивности оруденения и их отражение в современном рельефе (на примере Забайкалья). «Изв. высш. учеб. завед., Геология и разведка», 1968, № 12.

Косыгин Ю. А., Лучицкий И. В. Об основных системах и типах тектонических структур мезозойско-кайнозойского континента Азии. — В кн.: Тектоника Сибири, т. II, Новосибирск, 1962. Изд-во СО АН СССР.

Косыгин Ю. А., Тектоника М., «Недра», 1969.

Косыгин Ю. А., Ваньян А. Л., Соловьев В. А., Харин Е. П. Новые данные о глубинном строении Прибайкалья. ДАН СССР, т. 151, 1963, № 5.

Котляр Г. В. Пермская система. Монголо-Охотская складчатая область. — В кн.: Геологическое строение СССР, т. I, Стратиграфия. М., «Недра», 1968.

Красильников Б. Н. Доорогенное развитие структуры Саяно-Алтайской области и сопровождающие его глубинные процессы. М., «Наука», 1966.

Красинец С. С. К вопросу о стратиграфическом положении и возрасте аргунской свиты. В кн.: Геол. и пол. ископ. Забайкалья. Тезисы докл. на V геол. конф. Чита, 1966.

Красинец С. С. Раннемеловые двустворчатые листоногие Восточного Забайкалья. — В кн.: Материалы по геол. и пол. ископ. Читинской обл., вып. 2, 1966.

Красинец С. С. К вопросу об этапах конседиментационного развития и геотектоническом положении Балейского грабена.— В кн.: Материалы к геол. конф. Бурятского геол. упр. Улан-Удэ, 1967.

Красинец С. С. Тектоно-стратиграфический анализ отложений Балейского грабена. В кн.: Вопросы геологии и методы разведки золота, Комбинат «Балейзолото» и Забайк. фил. ВГО СССР, вып. 1. Балей, 1967.

Красинец С. С., Гладков В. Д. О жерловых аппаратах вулканогенных образований шадоронской серии Восточного Забайкалья.— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Материалы к V научн. конф. Забайк. фил. ВГО СССР, вып. 3 (5). Чита, 1968.

Краснов В. Н. Палеозойско-раннемезозойская тектоника юга Центр. Забайкалья. В кн.: Вопросы геологии Забайкалья и Прибайкалья, вып. 3 (5). Чита, 1968.

Красный Л. И. Монголо-Охотская геосинклинальная область и ее место в структурах Восточной Азии. Бюлл. ВСЕГЕИ, 1958, № 1.

Кудрявцев Г. А. Основные черты тектоники Тувы. Бюлл. МОИП, отд. геол., 1965, № 2.

Лесняк Р. В. Структурное положение и возраст гранитных интрузий кукульбейского комплекса в Восточном Забайкалье. «Геология и геофизика», 1965, № 11.

Лешкевич Э. В. Строение и рудоносность верхнемезозойских образований Ононской впадины.— В кн.: Вопросы геол. Прибайкалья и Забайкалья, вып. 3 (5), 1968.

Лоскутов В. Ф. Стратиграфия верхнетриасовых отложений Восточного Забайкалья.— В кн.: Геология и пол. ископ. Забайкалья. Тр. Ун-та дружбы народов им. П. Лумумбы, т. 39, вып. 2, 1968.

Лучицкий И. В. Геологическое строение низовий и среднего течения р. Онон.— В кн.: Очерки по геологии Сибири, вып. 17, 1954.

Лучицкий И. В. Проблема унаследованного развития магматизма.— В кн.: Орогенические пояса. Междунар. геол. конгресс, XXIII сессия. Проблема 2. Вулканизм и тектогенез. М., «Наука», 1968.

Любалин В. Д. Верхнемезозойские депрессии нижнего течения рек Нерчи и Куэнги. Зап. Забайк. отд. ВГО СССР, вып. 23. Чита, 1964.

Любалин В. Д., Симонов Ю. И. О геологической интерпретации физической границы раздела в разрезе верхнемезозойских отложений Восточного Забайкалья.— В кн.: Геол. и пол. ископ. Забайкалья. Тезисы докладов на V геол. конф. ЧГУ, Чита, 1966.

Масайтис В. Л., Старичкий Ю. Г. Об особом типе структур Восточной Азии. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, № 5, 1963.

Мастюлин Л. А. О роли некоторых нарушений северо-западного простирания в геологическом развитии Забайкалья. Вестн. науч. информ. Забайк. отд. ВГО СССР, № 5. Чита, 1966.

Мастюлин Л. А. Структура «гранитного» слоя Забайкалья по геофизическим данным. Изв. Забайк. фил. ВГО СССР, т. 3, вып. 2. Чита, Изд-во Забайк. фил. ВГО СССР, 1967.

Матвеевская А. Л. Типы орогенных прогибов на примере герцинид Сибири.— В кн.: Орогенические пояса. Междунар. геол. конгресс. XXV сессия. М., «Наука», 1968.

Мейтув Г. М., Иванов В. В., Иванова Т. А. Закономерное распределение эндогенных месторождений Восточного Забайкалья как отражение древней и мезозойской геологической истории.— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, вып. 2 (4). Чита, Изд-во Забайк. фил. ВГО СССР, 1967.

Мейтув Г. М., Иванов В. В., Иванова Т. А. Гипогенная зональность и направление металлогенических исследований в Восточном Забайкалье.— В кн.: Вопросы регион. геологии и металлогении Забайкалья, вып. 3. Чита, Изд-во Забайк. фил. ВГО СССР, 1967.

Менакер Г. И., Огородников В. Д. Глубинные и региональные разломы Шилка-Аргунского междуречья. Изв. Забайк. фил. ВГО СССР, т. 3, вып. 1. Чита, 1967.

Мирчинк Г. Ф. Основные закономерности развития земного лика. Бюлл. МОИП, 1940, № 3—4.

Мисник Ю. Ф. О Шилка-Аргунском поперечном пороге. «Геология и геофизика», 1967, № 5.

Модзалевская Е. А. Девонская система. Монголо-Охотская складчатая область.— В кн.: Геологическое строение СССР. т. 1. М., «Недра», 1968.

Муратов М. В. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главнейшие этапы развития этого пояса. «Геотектоника», 1969, № 2.

Муратов М. В., Цейслер В. М. Осадочные и вулканогенные формации складчатых геосинклинальных поясов. Бюлл. МОИП, отд. геол., 1968, № 5.

Муратова И. И., Писцов Ю. П. Схема стратиграфии верхнемезозойских пресноводно-континентальных отложений Центрального Забайкалья.— В кн.: Геология и пол. ископ. Забайкалья. Тезисы докл. на V геол. конф. ЧГУ. Чита, 1966.

Мушников А. Ф. О некоторых основных вопросах геологического строения Юго-Восточного Забайкалья. Уч. зап. Львов. ун-та, серия геол., т. 68, вып. 9, 1958.

Мушников А. Ф. и др. Стратиграфия юрских отложений Восточного Забайкалья.—В кн.: Материалы по геол. и пол. ископ. Читинской обл., вып. 2, 1966.

Мушников А. Ф. О тектонике Восточного Забайкалья.—В кн.: «Геология и полезные ископаемые Забайкалья. Тр. Ун-та дружбы народов им. П. Лумумбы, т. 89, вып. 2. М., 1968.

Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Нагибина М. С. О тектонических структурах, связанных с активизацией и ревивацией. «Геотектоника», 1967, № 4.

Николаев В. А. О закономерностях развития структурно-фациальных зон в подвижных поясах земной коры. «Советская геология», 1944, № 1.

Огородников В. Д. К вопросу о Нерзаводско-Сретенском глубинном разломе. Вестн. науч. информ. Забайк. отд. ВГО СССР, 1956, № 5.

Огородников В. Д., Чабан Н. Н., Гребенников А. М. Основные элементы верхнемезозойской структуры Агинского поля.—В кн.: Вопросы геол. Прибайкалья и Забайкалья, вып. 3 (5). Чита, 1968.

Окунева Т. М., Железов А. А. Новые данные о возрасте хапчерангинской свиты (Центральное Забайкалье). ДАН СССР, т. 191, 1970, № 2.

Окунева Т. М., Кондитеров В. Н. Стратиграфия морских верхнетриасовых отложений Восточного Забайкалья.—В кн.: Материалы по геол. и пол. ископ. Востока СССР. Тр. ВСЕГЕИ, т. 107, 1964.

Олексив Б. И. Типы разрезов нижнеюрских отложений и структурное расчленение центральной структурно-фациальной зоны Восточного Забайкалья.—В кн.: Материалы по геол. и пол. ископ. Читинской обл., вып. 2. М., «Недра», 1966.

Павловский Е. В. Сравнительная тектоника мезозойско-кайнозойских структур Восточной Сибири и Великого Рифта Африки. Изв. АН СССР, сер. геол., 1948, № 5.

Падалка Г. Л. Геотектоническое районирование и некоторые вопросы металлогении юго-восточного Забайкалья. Бюлл. Всес. научно-исследоват. геол. ин-та, 1958, № 1.

Падалка Г. Л. Об общем направленном геологическом развитии Забайкалья в связи с его металлогенией. Изв. АН СССР, сер. геол., 1969, № 12.

Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. Изв. АН СССР, сер. геол., 1945, № 5.

Пейве А. В. Главнейшие типы глубинных разломов. Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 1, 3.

Пейве А. В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры. Докл. на Междунар. геол. конгрессе, Проблема 18. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Пейве А. В. Разломы и тектонические движения. «Геотектоника», 1967, № 5.

Пермяков Б. М. Характерные черты верхнемезозойского вулканизма центрального типа (юго-западное Приаргунье). В кн.: Вопросы геол. Прибайкалья и Забайкалья. Материалы к V науч. конф. Забайк. фил. ВГО СССР, вып. 3 (5). Чита, 1968.

Петрушевский Б. А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1955.

Пинус Г. В. Таннуольский интрузивный комплекс Тувы. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1961.

Писцов Ю. П. Тектоника верхнемезозойских впадин Восточного Забайкалья. «Геология и геофизика», 1963, № 9.

Писцов Ю. П. Стратиграфия верхнемезозойских пресноводно-континентальных отложений Восточного Забайкалья.—В кн.: Материалы по геол. и пол. ископ. Читинской обл., вып. 2. М., «Недра», 1966.

Портнягин Э. А., Москаленко З. Д. О роли глубинных разломов в мезозойской структуре Верхнего Приамурья. Геол. сб. Львов, геол. об-ва № 9. «Недра», 1965.

Пушаровский Ю. М. Зоны затухания геосинклинальных систем или областей. Бюлл. МОИП, отд. геол., 1961, вып. 6.

Пушаровский Ю. М. Резонансно-тектонические структуры. «Геотектоника», 1969, № 1.

Радугин К. В. Проблема позднего протерозоя. Примитивные археоцитаты позднего протерозоя. Томск, 1966.

Рутштейн И. Г. Нижнеингодинская зона динамометаморфизма. Тезисы докл. на V геол. конф. ЧГУ. Чита, 1966.

Сизых В. И. Геологическое строение и история развития Малханского антиклинория. Автореф. канд. дисс. Иркутск, 1967.

Симонов Ю. И., Сороченко В. И., Эйдельман Л. Е. К тектонике Шадоронского прогиба. Зап. Забайк. отд. ВГО СССР, вып. 23. Чита, 1964.

Симпозиум по слоистым интрузиям в Вашингтоне, 1962. «Геология рудных месторождений», 1962, № 5.

- Смирнов А. Д. Размещение гранитоидных массивов и связанных с ними редкометалльных пегматитов в общей структуре Восточного Саяна, вып. 1. Изд-во АН СССР, 1960.
- Смирнов А. Д., Алтухов Е. Н. Сопоставление разрезов докембрия Восточного Саяна и Сангиленского нагорья Тувы, ДАН СССР, т. 145, 1962, № 1.
- Смирнов А. Д., Алтухов Е. Н. О границе кембрия и докембрия на Сангилене. Бюлл. МОИП, серия геол., т. 37, 1962, № 5; т. 38, 1963, № 4.
- Смирнов А. Д., Алтухов Е. Н. О возрасте чахыртойской, уланэргинской и нижнетапсинской свит Сангилене. Изв. АН СССР, сер. геол., 1964, № 6.
- Смирнов А. Д., Алтухов Е. Н., Булдаков В. В. Основные факторы редкометалльной металлогенической специализации рифейд юго-западного обрамления Сибирской платформы. — В кн.: Материалы к геол. конф., посвящен. 50-летию Советского государства и 10-летию Бурятского геол. управления. Улан-Удэ, 1967.
- Смирнов А. Д., Алтухов Е. Н., Булдаков В. В., Леонтьев Л. Н., Недумов И. Б. Рифейды юга Сибири и структурная позиция их пегматитов. М., «Наука», 1967.
- Смирнов В. И. Металлогения тектонических секторов геосинклиналей. Вестн. МГУ, сер. геол., 1961, 4, № 1.
- Смирнов В. И. Металлогения геосинклиналей. — В сб.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 5. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М., «Недра», 1965.
- Смирнов С. С. Схема металлогении Восточного Забайкалья. «Советская геология», 1936, № 10.
- Смирнов С. С. Очерк металлогении Восточного Забайкалья. М., Госгеолиздат, 1944.
- Смирнов С. С. Полиметаллические месторождения и металлогения Восточного Забайкалья. Изд-во АН СССР, 1961.
- Смирнов С. С. Избранные труды. Изд-во АН СССР, 1965.
- Соколов Б. С. Вендский комплекс и проблема границы докембрия и палеозойской группы. Геология докембрия. Междунар. геол. конгресс, XXII сессия. М., «Наука», 1964.
- Соловьев В. А. Основные черты мезозойской тектоники Прибайкалья и Забайкалья. «Наука», 1968.
- Старченко В. В. К стратиграфии Зачинойской песчанико-сланцевой серии. Зап. Забайк. отд. ВГО СССР, вып. 23. Чита, Восточно-Сибирское книжное изд-во, 1964.
- Старченко В. В. Геология средне-верхнеюрских вулканоплутонических формаций юго-восточной части Центрального Забайкалья и основные черты их металлогении. Автореф. дисс. Львов, 1968.
- Старченко В. В., Беляков Е. А., Фомин И. Н., Барабашев Е. В. Геология средне-верхнеюрских вулканогенных образований Центрального Забайкалья. — В кн.: Материалы по геологии и пол. ископ. Читинской обл., вып. 2, «Наука», 1966.
- Стафеев К. Г. Тектоника и некоторые закономерности формирования Оловской впадины. Изв. Забайк. фил. ВГО СССР, т. 4, вып. 4, Чита, 1968.
- Стецюк М. И. Новые данные по стратиграфии верхнего протерозоя юго-восточной части Восточного Забайкалья. — В кн.: Тезисы докл. на II науч. конф. Забайк. отд. ВГО. СССР. Чита, 1965.
- Таратута Л. А. Основные черты тектонического развития территории Читинской области. Тезисы докладов на совещ. по проблемам тектоники. Изд-во АН СССР, 1962.
- Твалчрелидзе Г. А. Опыт систематики эндогенных месторождений складчатых областей. М., «Недра», 1966.
- Тектоническая карта Евразии. Под ред. А. Л. Яншина. М., «Наука», 1966.
- Тихомиров Н. И., Козубова Л. А., Тихомиров Н. Н. Интрузивные комплексы Забайкалья. М., «Недра», 1964.
- Томсон И. Н., Фаворская М. А. Рудоконцентрирующие структуры и принципы локального прогнозирования эндогенного оруденения. «Советская геология», 1968, № 10.
- Филиппова И. Б. Основные черты строения и развития Хангайского синклинория (Центральная Монголия). «Геотектоника», 1969, № 5.
- Филиппова И. Б. История развития Хангайского синклинория в среднем и верхнем палеозое. «Советская геология», 1969, № 6.
- Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. Тр. Вост.-Сиб. фил. АН СССР, вып. 19, серия, геол., М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Фогельман Н. А. Тектоника мезозойского сводового поднятия Забайкалья и закономерности размещения в его пределах золоторудных месторождений. Тр. ЦНИГРИ, вып. 84, М., 1968.
- Фомин И. Н. Особенности геологического развития Малханской структурно-формационной зоны Западного Забайкалья. Автореф. канд. дисс. Иркутск, 1966.
- Фомин И. Н., Фомин В. А. История развития Малханской структурно-формационной зоны (Западное Забайкалье). — В кн.: Материалы по тектонике Забайкалья

и сопредельных территорий. Тр. отдела геологии Бурятского фил. СО АН СССР, вып. 1 (9). Улан-Удэ, Бурятское книжное изд-во, 1968.

Фомина В. А. Геология нижнемеловых отложений юго-западной части Беклемишевской депрессии. Бюлл. научно-техн. об-ва, 1960, № 5.

Хасин Р. А. Основные черты геологического строения и структурно-тектоническое районирование территории МНР.— В кн.: Современные методы поисков месторождений олова, вольфрама и молибдена. СЭВ, отдел геологии. М., 1966.

Хасин Р. А., Борзаковский Ю. А. Структурные и металлогенические особенности Центральной и Восточной Монголии. «Советская геология», 1966, № 12.

Херасков Н. П. Роль тектоники в изучении закономерностей размещения полезных ископаемых в земной коре.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. т. 1. Изд-во АН СССР, 1958.

Херасков Н. П. Тектоника и формация. Автореф. докт. дисс. М., 1965.

Херасков Н. П. Тектоника и формация. Избр. труды. М., «Наука», 1967.

Чабан Н. Н. К стратиграфии верхнепалеозойских — нижнемезозойских отложений западной части Агинского поля.— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, вып. 2 (4). Чита, Изд-во Заб. фил. ВГО СССР, Чита, 1967.

Чабан Н. Н., Гунбин В. Д. К вопросу о тектоническом строении юго-западной части Агинского поля.— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, вып. 1 (3). Чита, 1966.

Черноморский М. А. Протерозой области сопряжения Западной Тувы, Западного Саяна и Горного Алтая. Автореф. канд. дисс. Л., 1965.

Шейнманн Ю. М. Некоторые черты развития складчатых структур Азии. «Изв. высш. учеб. завед., Геология и разведка», 1958, № 8.

Шенфиль В. Ю., Чацкис И. Д. К вопросу о Монголо-Охотском глубинном разломе.— В кн.: Материалы по геол. и полезн. ископ. Читинской обл., вып. 2. «Недра», 1966.

Шталь Н. В. Закономерности развития магматизма Восточного Забайкалья в связи с формированием тектонических структур.— В кн.: Материалы годичной сессии Ученого Совета ВСЕГЕИ по результатам работ 1958 г. Л., 1960.

Штилле Г. Ассинтская тектоника в геологическом лике земли. М., «Мир», 1968.

Штрейс Н. А. О происхождении Гондваны. Междунар. геол. конгресс. XXII сессия. Доклады сов. геологов. М., «Наука», 1964.

Шульдинер В. И., Озерский А. Ф. Геология нижнего докембрия Шилка-Олекминского междуречья. Изв. АН СССР, серия геол., 1967, № 8.

Щеглов А. Д. Особенности размещения рудных месторождений в активизированных каледонских структурах Западного Забайкалья.— В кн.: Геология и металлогения сов. сектора Тихоокеанского рудного пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Щеглов А. Д. Основные черты металлогении Забайкалья в связи с направлением поисковых работ.— В кн.: Вопросы регион. геологии и металлогении Забайкалья, вып. 2. Чита, 1966.

Щеглов А. Д. Основные черты металлогении зон автономной активизации. Тр. IV металлоген. совещ., т. VIII. «Наука», 1967.

Яншин А. Л. Геологическое строение Евразии. «Геотектоника», 1965, № 5.

Яншин А. Л. Проблема срединных массивов. Бюлл. МОИП, отд. геол., 1965, № 5.

Wells F. G. Ensimatic and Ensialic Geosynclines. Geol. Soc. Am. Bull., vol. 60, 1949.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение. <i>Л. Н. Леонтьев</i>	3
Глава I. Главнейшие черты тектоники Забайкалья и смежных регионов складчатого обрамления Сибирской платформы. <i>Е. Н. Алтухов</i>	6
Глава II. О рифейдах и рифейском возрасте зеленосланцевых толщ Забайкалья. <i>Е. Н. Алтухов</i>	13
Глава III. Домезозойские структуры Забайкалья. <i>Е. Н. Алтухов</i>	21
Общая характеристика домезозойских тектонических структур Южной Сибири	21
Ранние протерозоиды	33
Рифейды	38
Регенерированные салаириды	69
Регенерированные герциниды	69
Разломы и зоны разломов	83
Глава IV. Геофизическая характеристика домезозойских структур Забайкалья. <i>Е. Н. Алтухов</i>	93
Глава V. Мезозойские структуры Забайкалья. <i>А. Д. Смирнов</i>	100
Общая характеристика мезозойского этапа развития Забайкалья	100
Позднетриасовые структуры	103
Раннеюрские структуры	111
Ранне-среднеюрские структуры	116
Среднеюрские структуры	120
Позднеюрские структуры	125
Позднеюрско-раннемеловые структуры	136
История тектонического развития Забайкалья в мезозое	147
Глава VI. О характере мезозойской и послемезозойской тектонической активизации Забайкалья. <i>Л. Н. Леонтьев, Е. Н. Алтухов</i>	158
Список литературы	164

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
 МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
 Институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов
*Евгений Николаевич Алтухов, Александр Дмитриевич Смирнов,
 Лев Николаевич Леонтьев*

Тектоника Забайкалья

Редактор издательства Л. М. Старикова Технический редактор Н. В. Жидкова
 Корректор Л. М. Кауфман

Сдано в набор 23/XI 1972 г. Подписано в печать 28/II 1973 г. Т-03633.
 Формат 70×108¹/₁₆. Бумага № 2. Печ. л. 11,125 (с 1 вкл.). Усл. п. л. 15,6. Уч.-изд. л. 16,57.
 Тираж 1000 экз. Заказ № 1018/11331—1. Цена 1 р. 80 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19.
 Ленинградская картографическая фабрика объединения «Аэрогеология»

1 р. 80 к.

1527

НЕДРА · 1973