

54

СООТНОШЕНИЕ  
ДРЕВНЕЙ  
И КАЙНОЗОЙСКОЙ  
СТРУКТУР  
В БАЙКАЛЬСКОЙ  
РИФТОВОЙ  
ЗОНЕ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ

СООТНОШЕНИЕ ДРЕВНЕЙ  
И КАЙНОЗОЙСКОЙ СТРУКТУР  
В БАЙКАЛЬСКОЙ  
РИФТОВОЙ ЗОНЕ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
Новосибирск-1979



3661

В монографии дан анализ соотношений древней и кайнозойской структур Байкальской рифтовой зоны и смежных территорий. Основное внимание уделено Байкальскому рифту, определению его места в кайнозойской и древней структурах. Охарактеризовано строение главных впадин байкальского типа, раскрыто их соотношение с фундаментом.

Описаны закономерности пространственного распределения кайнозойских структур. Показаны роль и место рифтогенеза в геологической истории региона, предпринята попытка определить его глубинные источники.

Книга рассчитана на широкий круг геологов и геофизиков, занимающихся проблемой рифтогенеза.

Авторы: *С. М. Замаев, Е. П. Васильев,  
А. М. Мазукабзов, В. В. Ружич, Г. В. Рязинов.*

Ответственный редактор  
д-р геол.-мин. наук *С. Ф. Павлов*

ОБМЕН

## ВВЕДЕНИЕ

Исследования по выяснению соотношения древней и кайнозойской структур в Байкальской рифтовой зоне выполнялись как составная часть комплексного геолого-геофизического изучения строения и развития земной коры в Байкальской рифтовой зоне, проводившегося Институтом земной коры СО АН СССР и другими организациями в 1971—1975 гг. Нам предстояло выяснить место Байкальской рифтовой зоны в кайнозойской структуре Восточной Сибири в целом, пространственное соотношение последней с докайнозойским субстратом и, главным образом, понять, какие соотношения имеет рифтовая зона и ее главные элементы с древней структурой. Этих вопросов в той или иной мере касались многие исследователи (Думитрашко, 1952; Флоренсов, 1960; Солоненко и др., 1966, 1968а; Хилько, 1967; Николаев, 1974; Зорин, 1971; и др.). Однако единого представления не сложилось, что явилось, вероятно, следствием отсутствия детальных структурных исследований, а иногда и несколько вольной трактовки некоторых традиционных понятий структурной геологии, в частности таких, как унаследованность или наложенность.

Весьма важно также решение вопроса о том, является ли кайнозойская тектоно-магматическая активизация Восточной Сибири принципиально новым событием в геологической истории региона или же это обычное явление, несущее отражение направленного развития Земли.

Для достижения большей однозначности трактовки структурных соотношений молодой и древней структур для каждого района исследований составлены крупномасштабные схемы неотектоники и структурно-геологические карты докайнозойского субстрата. Специально изучены мелкие и крупные структурные элементы, построены диаграммы их пространственной ориентировки. Много внимания уделено выяснению возраста разрывов различного порядка, для чего изучались тектониты и пространственная ориентировка разновозрастных жильных пород. Составлен также ряд специальных структурных схем, преследующих цель понять историю становления дискретности земной коры.

При анализе структуры Байкальской рифтовой зоны широко использованы материалы геологических съемок, проведенных Иркутским, Бурятским и Читинским геологическими управлениями, а также результаты сейсмогеологических и сейсмических исследований.

Предлагаемая авторами монография имеет целевое назначение — дать ориентировочный анализ соотношений древней и кайнозойской структур в Байкальской рифтовой зоне, поэтому авторы не ставили перед собой задачу привести исчерпывающую характеристику геологического строения региона. Этот вопрос освещается лишь в необходимых пределах. Несколько больше внимания уделено центральной части рифтовой зоны, как наиболее изученной.

Для решения поставленных вопросов было проведено полевое изучение строения главных впадин Байкальской рифтовой зоны и их горного обрамления: Восточного Саяна, Байкальской горной области, Прибайкалья и Забайкалья. Структуры Восточного Саяна и Присаянья изучал Г. В. Рязанов; Тункинско-Мондинскую ветвь рифтовой зоны — Е. П. Васильев, В. В. Ружич; впадину оз. Байкал и Баргузинскую — С. М. Замараев, А. М. Мазукабзов, Верхнеангарскую — А. М. Мазукабзов, Чарскую — В. В. Ружич.

Помимо авторов монографии в сборе и обработке фактического материала приняли участие А. И. Мельников, И. П. Охотников, С. Е. Панютин, А. В. Синцов, М. А. Дубровин, А. И. Сезько, которым авторы выражают искреннюю благодарность.

## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ДОКАЙНОЗОЙСКОЙ СТРУКТУРЫ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Основными элементами древней структуры, образующими фундамент Байкальской рифтовой зоны, являются Саяно-Байкальская складчатая область и Сибирская платформа (рис. 1).

Фундамент Сибирской платформы сложен раннеархейскими высокометаморфизованными образованиями. Обычно он скрыт под осадочным чехлом неогена и только в краевых частях платформы (в Шарыжалгайском выступе и на Алданском щите) выходит на поверхность. До начала формирования осадочного чехла архейские породы в краевых частях подверглись метаморфизму и складчатости, проявившимся в верхнем архее и нижнем протерозое (Замараев, 1967; Замараев и др., 1975). Повсеместно Сибирская платформа отделена от складчатой системы краевым швом, с которым пространственно и генетически связаны краевые плутоно-вулканические пояса — Присаянский, Прибайкальский и Становой (Замараев, 1967). Конфигурация краевого шва в плане представляется сложной. Сочетанием различно ориентированных его отрезков образовано здесь три угла. Первый обращен на юг и обрамляет внутреннее поле Иркутского амфитеатра, второй, острый, образует Байкало-Патомскую дугу, а третий, как и первый, близкий к прямому, очерчивает юго-западный фас Алданского щита. Ориентировка краевого шва Сибирской платформы предопределила простирание линейной складчатости, формировавшейся в Саяно-Байкальской протогеосинклинали. Этому же направлению подчинены различные по времени становления и типу развития окраинные наплатформенные седиментационные бассейны и краевые плутоно-вулканические пояса.

Важно подчеркнуть, что краевой шов представляет собой обширную зону, для которой характерно, помимо ярко выраженного структурного несогласия между внутренней структурой докола платформы и Саяно-Байкальским складчатым поясом, широкое развитие динамометаморфизованных пород, разнообразных изверженных пород — от кислых до ультраосновных, резкие смены литофаций, большие градиенты вертикальных и горизонтальных перемещений. В целом краевой шов разграничивает две резко различные области литосферы. Он везде несогласно срезает раннеархейскую складчатую структуру, что позволяет сделать вывод о былом продолжении последней под современную Саяно-Байкальскую складчатую область. Это яркое свидетельство того, что Саяно-Байкальская геосинклиналь заложена на сиалическом основании и по отношению к раннеархейским бассейнам, охватывавшим, вероятно, всю Восточную Сибирь, является вторичной.

Внутренняя структура платформы сложна. Ее фундамент расчленен местами авлакогенами типа Оютского. Одновременно с авлакогенами в нижнем протерозое на краю кратона сформированы глубокие пришовные прогибы: Сарминский, Окунайско-Чуйский и Кодаро-Удоканский. Более обширны краевые опускания Сибирской платформы, сформированные в среднем и верхнем протерозое, — Присаянское и Байкало-Патомское.

Мощность осадков, выполняющих прогибы, измеряется тысячами метров. Эти прогибы также тяготеют к краевому шву. Их пришовные борта обычно крутые, а противоположные — пологие (Замараев и др., 1975). Между средне-верхнепротерозойскими краевыми опусканиями Сибирской платформы располагается обширное плоское щитовидное поднятие, перекрытое местами средне-верхнепротерозойскими осадками. Для внутренних частей Сибирского кратона было характерным в позднем докембрии относительно стабильное стояние в одних участках и незначительное, измеряемое сотнями метров, опускание в других. В целом позднедокембрийская структура Сибирской платформы представляется сочетанием щита, плиты, краевых опусканий, краевого шва и краевых вулканических поясов, образующих закономерно построенный латеральный ряд (см. рис. 1).

На позднедокембрийскую структуру Сибирской платформы наложена нижнепалеозойская, представленная здесь плитой и краевыми прогибами — Присаянским и Ангаро-Ленским. Становление этих прогибов началось в венде и завершилось в силуре. Мощностъ вертикального ряда выполняющих его формаций достигает 5 км. Нижнепалеозойские краевые прогибы наложены на докембрийские краевые опускания, но представляются несравненно более широкими.

Осадочные толщи докембрийских краевых опусканий и нижнепалеозойского краевого прогиба собраны в складчатость сплошного, промежуточного и прерывистого типов. Эти складки, группируясь по морфологическим и кинематическим чертам, образуют весьма протяженные зоны, повторяющие в целом простирание краевого шва (Замараев, 1967).

Начиная с девона, в южной части Сибирской платформы формируются только локальные прогибы. Одни из них тяготеют к краю платформы и являются предгорными, другие занимают ее внутреннюю часть. В верхнем палеозое сформирован Тайшетский прогиб, выполненный осадками девона и карбона. В мезозое оформились Присаянский и Пристановой предгорные прогибы, выполненные угленосной молассой. Синхронно с ними развивался Ангаро-Виллюйский внутриплатформенный прогиб.

Уместно отметить, что краевые части платформы всегда испытывали более интенсивное опускание, чем внутренние, благодаря чему здесь были сформированы краевые системы, представленные ярусно наложенными один на другой прогибами различного генетического типа, но одинаково тяготеющими к краю кратона. Показательно также, что эти краевые системы развивались сопряженно с краевыми геоантиклинальными поднятиями Саяно-Байкальской области и являлись компенсационными по отношению к ним. Такая тенденция сопряженного развития негативных и позитивных структур прослеживается здесь со среднего протерозоя до кайнозоя включительно.

Саяно-Байкальская складчатая область является сложно построенным гетерогенным сооружением, сформированным на месте геосинклинали, заложенной в позднем архее (Замараев, 1967). Ликвидация геосинклинали режима происходила здесь в течение ряда тектонических циклов, путем последовательного причленения к платформе зон завершенной складчатости. Эти зоны, вступив в стадию орогенного развития, подвергались воздействию наложенных процессов, проявившихся синхронно с развитием соседствующих геосинклиналичных трогов. После ликвидации геосинклиналичного режима на всей рассматриваемой области здесь имела место неоднократная тектоно-магматическая активизация, охватывающая значительные территории.

Наиболее ранними в Саяно-Байкальской области являются добайкальские складчатые зоны, сформированные в позднем архее и нижнем протерозое. Они представлены ныне Бирюсинской глыбой, Слюдянско-Бельским моноклинорием и Байкальской глыбой, широкие поля занимают они также в Становом нагорье и в бассейне р. Витим. В районе Становика они простираются сообразно с ориентировкой Становой ветви краевого

шва Сибирской платформы, а на меридиане западного окончания Чульманского юрского прогиба приобретают северо-восточную ориентировку, простираясь параллельно Селенгино-Витимской зоне глубинного скалывания.

В байкалидах Восточного Саяна обособляются в настоящее время Гарганское, Тункинское и Хамар-Дабанское геоантиклинальные поднятия, разобитые соответственно Кувайской, Окинской, Ильчирской, Хубсугульско-Утуликской интрагеосинклинальными прогибами. Здесь широко развиты также выступы основания, сложенные добайкальскими складчатыми комплексами.

Добайкальская складчатая зона Восточного Саяна имеет северо-западное простирание, обусловленное прямым следствием геосинклинального трога за краевым швом платформы. В отличие от этого простирание байкальских складчатых комплексов в Саяне является субширотным. Субширотные структуры занимают здесь полосу шириной около 100 км, протягивающуюся параллельно краевому шву платформы. По юго-западному фасу этой зоны происходит резкая смена субширотных простираний на субмеридиональные. Особенно ярко это видно в Прихубсугульском районе МНР. Таким образом, байкалиды Восточного Саяна и Северной Монголии образуют угол, близкий к прямому, биссекторная зона которого представлена Джидино-Хамсаринской зоной глубинного скалывания. Эта зона возникла в докембрии и активно развивалась в нижнем палеозое, о чем можно судить по приуроченности к ней интрузий ультраосновных пород Джидинского района и по зависимости конфигурации каледонских геосинклинальных трогов от ее простирания. Подобная смена простираний разновозрастных комплексов имела место и в последующей истории развития этого сегмента земной коры (Замараев и др., 1975).

В Байкальской горной области байкалиды занимают большую территорию, чем в Восточном Саяне. Они распространены здесь между краевым швом Сибирской платформы и Селенгино-Витимской зоной глубинного скалывания, протягивающейся от Станового разлома до нижнего течения р. Селенги. Простирание внутренней структуры байкалид подчинено здесь ориентировке этих двух главных глубинных разломов. Их северо-западный край прямо приспособляется к краевому шву, очерчивая при этом и Байкало-Патомскую дугу. Юго-восточный фас этой зоны ориентирован строго на северо-восток, следуя за Селенгино-Витимским разломом. В Южном Прибайкалье происходит плавный переход простираний байкалид с северо-восточного на широтное направление.

В бассейне р. Верхней Ангары и в более северных районах фиксируется обширный выступ основания байкальской складчатости — Витимское поднятие, которое было консолидировано в нижнем протерозое. Этим поднятием байкалиды разделены на две зоны — внутреннюю и внешнюю. Внешняя зона вместе с прогибами, наложенными на байкальское основание, тяготеет к краевому шву. Наиболее крупными его элементами являются Тья-Мамский синклиниорий, Мамско-Бодайбинский прогиб, Укучиктинское поднятие, Байкало-Мамский антиклиниорий. Внутренняя зона байкалид тяготеет к бассейну р. Баргузин. Она осложнена многочисленными выступами основания. На большей части зоны метаморфические комплексы замещены обширными интрузиями гранитоидов. На байкалиды внешней и внутренней зон, а также на разделяющий их выступ основания наложены многочисленные каледонские (салаирские) впадины, которые в общем подчинены простиранию байкалид. Наиболее крупными из них являются Ангаро-Мамская, Средневитимская, Холоднинская и ряд других в бассейне р. Турки. Мощность осадков, выполняющих эти впадины, достигает 5000—10 000 м.

В Восточном Саяне с юго-запада, а в Байкальской горной области с юго-востока байкалиды обрамлены каледонскими складчатыми соору-

жениями, разобцеными на отдельные прогибы, наиболее крупными среди которых являются Хамсаринский, Прихубсугульский, Джидинский и Селенгино-Витимский. В Саянском сегменте нижнепалеозойские бассейны имеют северо-западное, широтное и субмеридиональное простирания, приспособленные к ориентировке байкальского субстрата. В Байкальском сегменте простирание байкалид северо-восточное.

Саяно-Байкальская геосинклиналь замкнулась окончательно в каледонском цикле. Однако в последующей ее истории имела место, по крайней мере, четырехкратная тектоно-магматическая активизация — в верхнем палеозое, нижнем мезозое, верхнем мезозое и кайнозое. В верхнем палеозое сформирован девонский тектоно-плутонический пояс и ряд крупных прогибов, наиболее заметным из которых является Агульский. В мезозое тектоно-магматической активизации подвергалось Западное Забайкалье. Зоны этой активизации накладывались главным образом на каледонское основание, но захватывали также добайкальские сооружения и Алданский щит.

Анализируя пространственное размещение разновозрастных докайнозойских тектонических структур территории, нельзя не заметить, что они, начиная со времени возникновения Сибирского кратона и Саяно-Байкальской геосинклинали, развивались в строго унаследованном плане как на платформе, так и в геосинклинальной складчатой области. Эта закономерность сохранилась и в посленижнепалеозойское время, когда южная часть Восточной Сибири вступила в стадию прерывистого во времени орогенного развития. Безусловно, по мере нарастания степени консолидации земной коры, разрастания блоков, усложнения внутренней структуры последних происходили структурные преобразования. Но, очевидно, нельзя не видеть за этими частными явлениями главного — ярко выраженной структурной унаследованности. Таким образом, решая вопрос о соотношении древней и неоген-четвертичной структур Байкальской рифтовой зоны, мы решаем тем самым проблему того, является ли структурная позиция Байкальского рифта исключительно автономной или же ее местоположение вполне закономерно? Одновременно с этим ждет ответа и вопрос о том, является ли сам процесс рифтогенеза новым, не имевшим себе аналогов в геологическом прошлом, или же это закономерное событие обусловленное предысторией, но отражающее при этом естественно направленное развитие Земли? Несколько забегаая вперед, подчеркнем, что структурная и генетическая преемственность Байкальского рифта от древней структуры и древней истории представляется нам бесспорной. В этом мы стремимся убедить и читателя.

Анализируемая тектоническая структура создавалась в течение целого ряда эндогенных циклов. Этим циклам присущ сходный в кинематическом отношении стиль прохождения. В каждом из них имела место закономерная смена господства вертикальных движений литосферы горизонтальными, которые сочетались с периодами относительного стабильного стояния континента. В соответствии с этим каждый цикл начинался с растяжения литосферы, за которым следовало ее сжатие. Нет никаких оснований полагать, что кайнозойский цикл тектонического развития может существенно отличаться по своей кинематической сущности от предшествующих ему. Растяжение земной коры, имевшее место в Байкальской рифтовой зоне, не является особой чертой этих структур, отличающей рифтогенез от геологических процессов прошлого. Суть заключается, вероятно, в том, что антропогенная эпоха приходится на фазу растяжения кайнозойского тектонического цикла.

В каждую кинематическую фазу тектонических циклов формировался свой комплекс структурных форм, которые сложным образом сочетались одна с другой. Складчатые дислокации, а также ориентировка кристаллизационной сланцеватости, охватывающей всю литосферу, являлись обычно более или менее согласными с общим простиранием складчатых зон и

седиментационных бассейнов. В то же время разрывные дислокации — разломы и трещины пород — являются не только продольными, но косо-секущими и поперечными по отношению к этим зонам и бассейнам, будучи обусловленными сколами и отрывами. Совершенно другой рисунок физической анизотропии земной коры создает первичная тектоника гранитных батолитов, столь широко развитых в Саяно-Байкальской складчатой области. Дискордантное положение по отношению к складчатым зонам занимают многие древние разломы, являющиеся составными элементами этих зон. В этой связи, решая вопрос о соотношении древней и неоген-четвертичной структур, мы обязаны анализировать, с какими конкретными из многочисленных древних структурных элементов совпадают молодые и с какими не совпадают, так как унаследованность геологических процессов и структур чаще всего является селективной. Неоднократно имевшая место в Восточной Сибири смена полей напряжений затрудняет структурный анализ и заставляет не забывать, что тектоническая цикличность сопровождалась здесь сложной, но вполне закономерной кинематической периодичностью.

## ГЛАВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ КАЙНОВОЙ СТРУКТУРЫ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Байкальская рифтовая зона является составным элементом кайнозойской структуры и, чтобы правильно понять ее соотношение с субстратом, следует определить, какую позицию занимает она в комплексе кайнозойских структур, в каком отношении к древней структуре находится весь этот комплекс.

Наиболее грандиозным кайнозойским сооружением Восточной Сибири является альпинотипный Саяно-Байкало-Становой горный пояс, в котором мел-палеогеновая поверхность выравнивания поднята на абсолютные отметки 2500—3000 м. В поперечном сечении он образует сводообразную структуру, расчлененную горными поднятиями и межгорными впадинами. Байкало-Становая ветвь пояса расчленяется последними в общем согласно с ее простираем. В Восточном Саяне, где поднятия и межгорные впадины субширотны, они ориентированы диагонально к оси горного пояса (рис. 2). Поднятия имеют сводово-блоковое строение. В одних местах превалируют блоки (Восточный Саян), в других в образовании поднятий и впадин главную роль играют изгибы литосферы (центральная часть рифтовой зоны и ее Тункинская ветвь). В третьем случае, как это имеет место на северо-восточном фланге рифтовой зоны, роль разломов и изгибов соизмерима.

Байкальская рифтовая зона расположена в пределах Байкало-Станового отрезка горного пояса главным образом в байкальской его части и только тункинским флангом вторгается в пределы Восточного Саяна. На большей части латеральные границы Байкальской рифтовой зоны являются субпараллельными подошве Байкальского свода. Многими исследователями они проводятся условно по противоположным подошвам хребтов, ограничивающих впадины байкальского типа (Солоненко, 1968а; и др.). Впадины байкальского типа занимают апикальную часть Байкальского свода. Как известно, они располагаются не на одной линии, а кулисообразно или субпараллельно, занимая только половину или немного больше половины ширины свода.

Новейшее поднятие Восточного Саяна протягивается от долины р. Енисей до оз. Байкал. Наряду с многими общими чертами, присущими развитию орогенного пояса в целом, Восточный Саян имеет определенные отличия, заключающиеся в том, что в его пределах широко не проявились процессы рифтогенеза. Здесь отчетливо выделяются следующие крупные морфоструктуры: сводовое поднятие Восточного Саяна, Присаянское продольное щитовидное поднятие и предгорный прогиб. Главными элементами свода Восточного Саяна являются частные поднятия, с которыми сопряжены впадины байкальского типа Тункинско-Мондинской ветви и приразломные впадины (рис. 3).

Поднятия Китайских гольцов тесно примыкает к Тункинским гольцам, отделяясь от них Китайской приразломной впадиной, на продолжении которой располагается Ильчирская котловина. Можно полагать, что юж-

ная часть Китайского блока поднята по разлому относительно северного борта Тункинского поднятия не менее чем на 300 м.

Ильчирская котловина прекратила свое развитие в миоцене на раннем этапе поднятия Восточного Саяна (Логачев и др., 1974), позже подверглась слабому эрозионному расчленению и в средне-верхнечетвертичное время явилась местом ледниковой аккумуляции. Контуры ее расплывчаты, а днище занимает отметки 2200—2400 м. Это понижение прослеживается вдоль р. Оки до Окинской впадины, разделяясь невысоким поднятием.

Приразломные долины рек Улзыта и Тустука, сливаясь, сочленяются с Урикской впадиной, северо-восточным ограничением которой является зона Главного разлома Восточного Саяна. В целом эти отрицательные элементы ограничивают поднятия Китайских и Бельских гольцов, ориентированы субпараллельно Тункинской ветви впадин и образуют самостоятельную депрессионную зону, на продолжении которой к западу находится Тиссинская грабен-долина. Поднятие Бельских гольцов при общем широтном простирании состоит из мозаики хребтов Сорокского, Батагольского, Калаңдарашвили, Бельских гольцов, оформившихся в результате эрозионно-тектонических процессов, проходивших по зонам активизированных разломов нескольких направлений. На реликтах домиоценовой поверхности выравнивания залегают останцы базальтовых покровов на высоте 1900—2400 м (горы Тьпэр, Ермосхын-Сарьдаг). При этом намечается их приуроченность к относительно пониженным участкам выровненного рельефа и депрессионным зонам.

Поднятие хр. Кропоткина протягивается в субширотном направлении от р. Урда-Ока до Тоджинской впадины на расстояние около 130 км. С юга оно ограничено Окинской приразломной впадиной, а с севера небольшой седловиной отделено от Окинского поднятия. Эта морфоструктура поднята на высоту более 3000 м, асимметрична за счет смещения оси в сторону Окинской впадины и осложнена разрывами северо-западного простирания, контролирующими прямолинейные долины рек Мунгорга, Сайлага, Обтой, Жом-Болок. Восточное замыкание поднятия сегментарно осложнено приразломными долинами рек Ула-Яза, Илеза и antecedентным отрезком р. Оки. Южный борт имеет четкие линейные ограничения. Наиболее отчетливо выражена приразломная долина р. Жом-Болок, проработанная ледником и залитая голоценовыми базальтами. К подобным формам относится и долина р. Хикушка, в которой имеются вулканы Перетолчина и Кропоткина.

Окинская впадина, наиболее крупная из отрицательных неотектонических структур Восточного Саяна, приурочена к зоне Окинского разлома, протягивается от р. Жом-Болок вдоль р. Белой до р. Буйрагта. Она состоит из трех впадин: Жомболокской, Окинской, Улзытской общей длиной около 100 км, при ширине 5 км. На участке, приуроченном к р. Жом-Болок, впадина узкая (до 1 км), несет типичные приразломные черты, обладая крутыми линейными бортами. Собственно Окинская впадина расширяется за счет отступления склонов и приобретает асимметрию, типичную для Тункинской группы впадин. Приразломная природа Окинской впадины подтверждается не только наличием крупного субширотного разлома, но и рядом геоморфологических признаков. На северном борту ее имеется несколько субпараллельных сбросовых уступов. По оцеляющим разломам нередко происходит оседание клиновидных блоков, как, например, у пос. Жаргаланта. В Окинской впадине сформирован маломощный чехол (до 100 м) из ледниковых и флювиогляциальных, аллювиальных образований, перекрытых покровом голоценовых вулканитов. По-видимому, некоторым относительно высоким опусканиям подверглись неогеновые базальты депрессионной зоны, залегающие на отметках 1700—1800 м, в то время как в смежных хребтах они подняты на высоту 2100—2400 м. Южный борт Окинской впадины на отрезке р. Жом-Болок отделен продольной узкой (5—6 км) перемычкой от Сенцинской впадины. Этот

клиновидный блок нарушен поперечным разломом, перекошен и наклонен к югу. Склон хр. Каландарашвили, примыкающий к Окинской впадине с юга, сравнительно пологий и ступенчатый.

Тиссинская приразломная впадина находится в 40 км южнее Окинской и протягивается почти параллельно ей в широтном направлении. Мощные ледниковые процессы верхнечетвертичного возраста в значительной степени переуглубили днище этой впадины и оставили кластический материал. По зоне разрыва, контролирующей Тиссинскую впадину, устанавливаются вертикальные смещения с амплитудой до 400 м, исходя из различного гипсометрического положения подошвы неогеновых базальтов на левом и правом бортах (Обручев, 1946, 1949).

К западу от Бельских и Тункинских гольцов располагается Окинское плато, относительно стабильное на раннеорогенном этапе, а на позднеорогенном — без существенного изгиба и разрывных деформаций, поднятое до отметок 1900—2200 м. Эта предельно выровненная поверхность, частично покрыта плащом миоценовых базальтов, мощностью от 150 до 300—400 м, под которыми участками сохранились реликты угленосных отложений среднего — верхнего миоцена (Обручев, 1946; Логачев и др., 1974).

Поднятие хр. Мунку-Сардык, отделенное Верхнеиркутским разломом от Тункинских гольцов, имеет широтное простираие и с юга ограничено Уртэг-Дабанской широтной приразломной впадиной, а с севера Ильчирской котловиной. В его пределах отчетливо проявлены активизированные широтные и диагональные разломы. Останцы базальтовых покровов поднимаются к центральной части хр. Мунку-Сардык от районов Окинского плато и Ильчирской котловины на высоту до 2700—2800 м.

Положительная морфоструктура хр. Большой Саян, имеющая амплитуду до 2900 м, протягивается в северо-западном направлении от р. Хана (правого притока р. Уды) до р. Казыр. Ее южным ограничением является Кижки-Хемская приразломная впадина, разработанная долинами северо-западного отрезка вершин рек Ведий, Хана и сочленяющаяся с Шибитским разломом. Северо-восточным ограничением поднятия является Удинская впадина, лежащая на простираии Дургомжинского разлома. Она занята прямолинейным северо-западным отрезком р. Уды, имеет ширину до 10 км и разломную природу, что особенно хорошо видно в верховьях реки. С северо-востока к Удинской впадине прилегает поднятие хр. Джуглымского, оканчивающегося в бассейне р. Утхум. Это поднятие имеет максимальную высоту до 2800 м и протягивается вплоть до Агульского озера.

Таким образом, сводовое поднятие Восточного Саяна представляет мозаику блоков, ориентированных преимущественно в широтном направлении и разделенных разрывными нарушениями. Эти разрывы были заложены на ранних этапах развития гетерогенного складчатого пояса Восточного Саяна. В кайнозое они испытали обновление и в значительной степени подверглись эрозионной проработке. Некоторые разломы имеют сбросовую природу, определяемую по разновысотному положению исходной поверхности выравнивания. Для большей части разрывных нарушений направление смещений не установлено.

У подножия Восточного Саяна располагается Предсаянский предгорный прогиб, унаследованно развивающийся с мезозоя. Он трассируется от г. Иркутска до г. Нижнеудинска, имея своими ограничениями предгорную флексуру. В плане прогиб имеет линзовидную форму, длину около 600 км, максимальную ширину до 90 км. Его ось приближена к поднятию Восточного Саяна, днище плоское, занимает отметки 500—600 м и опущено относительно смежного Балаганского поднятия на 100—200 м. В предгорье развиты депрессии, выполненные в основном четвертичными отложениями, — Китайская, Голуметская, Окинская, Ийская, Удинская и Тымбырский грабен. В основании четвертичных отложений

местами вскрыты неогеновые осадки — глины, лигниты, пески, галечники мощностью в десятки метров.

Важным структурным элементом является предгорная флексура, отделяющая горные сооружения Восточного Саяна от Предсаянского прогиба. В ее оформлении, наряду с изгибом, значительную роль играют разрывные нарушения. Эта структура хорошо прослеживается от приустьевой части р. Ангары до р. Бирюсы на расстоянии около 650 км. Амплитуда ее различна на отдельных участках. В бассейнах рек Китой и Иркут она составляет 150—250 м, а между реками Ока и Уда увеличивается до 500—900 м. В верховьях р. Тымбыра вновь происходит уменьшение амплитуды флексуры до 200—250 м.

Между сводом Восточного Саяна и предгорным прогибом простирается продольное щитовидное поднятие, ограниченное зоной Главного Саянского разлома и предгорной флексурой. Поверхность выравнивания на нем имеет абсолютные отметки 800—1800 м и слабо наклонена в сторону Предсаянского прогиба. Северо-западный край поднятия более возвышен, чем юго-восточный. Поверхность этого поднятия занимает промежуточное гипсометрическое положение между сводом и предгорным прогибом.

Вдоль юго-восточной окраины Сибирской платформы располагается Предбайкальский предгорный прогиб — одна из обширнейших неотектонических структур Восточной Сибири (Замараев и др., 1976). Он простирается от Ангары до широты г. Киренска на 600 км при ширине от 60 до 140 км. Пространственно и парагенетически прогиб связан через крупную флексуру шириной 15—25 км с Байкальской горной областью, а на западе плавно сопряжен с Верхнеленским поднятием. Амплитуда Предбайкальского прогиба относительно Северо-Байкальского нагорья и Приморского хребта составляет 500—1500 м, а относительно Верхнеленского поднятия — 200—700 м. По простирацию прогиб асимметричен. Его ядро расположено между широтами дер. Мурия — с. Верхне-Марково. Северная центриклиналь воздымается над ядром не более чем на 200 м, а юго-западная — на 400—500 м. Поверхность Предбайкальского прогиба значительно усложнена эрозионно-денудационными, в том числе карстовыми процессами. В прогибе развит комплекс новейших тектонических структур, определенным образом сочетающихся одна с другой и с кайнозойской структурой палеозойского чехла платформы.

Предбайкальский прогиб сформирован в течение кайнозойского тектонического цикла, который включает два цикла второго порядка: раннекайнозойский и позднекайнозойский (новобайкальский). Эпохами относительной стабилизации первый делится на циклы третьего порядка, названные соответственно тулонским, каменским и карлукским. Кайнозойские впадины закладывались в предгорном прогибе не одновременно, а с началом того или другого этапа.

Рубеж между раннекайнозойским и позднекайнозойским циклами наиболее заметен в развитии предгорного прогиба. Регион был вовлечен в поднятие, которое привело к отмиранию замкнутых водоемов и преобладанию речной аккумуляции. Новобайкальский цикл включает два цикла второго порядка: манзурский и качугский. В начале манзурского преобладали восходящие движения, затем нисходящие, закончившиеся стабилизацией. Качугский характеризуется восходящими движениями, активной эрозионно-денудационной деятельностью.

Большую роль в деформации исходной поверхности сыграли как приповерхностные, так и глубинные карстовые процессы. Их развитию способствовала тектоническая обстановка, наличие карбонатных пород, поднятых выше базиса эрозии, присутствие на небольших глубинах легко растворимых соляных, сульфатных, сульфатно-карбонатных пород, благоприятный климат.

Субширотный отрезок Байкальского горного пояса, располагающийся к востоку от оз. Байкал, сопряжен на севере с обширным Байкало-Патом-

ским краевым щитовидным поднятием, выделенным В. П. Солоненко (1968б). Это поднятие, по данным А. Г. Золотарева (1974), делится на две ступени: Чая-Витимскую и Витимо-Патомскую, поднятие на высоту 1000—1200 м, разделенные Чая-Жуинской депрессией. Поверхность южной Чая-Витимской ступени представляет моноклинал, наклоненную на северо-восток, а северная ступень имеет сводовый характер. Щитовидное поднятие сочленяется с плоскогорьем Сибирской платформы без флексуры, характерной для других мест.

К юго-востоку от Байкальского свода располагается обширный Селенгино-Витимский прогиб, в состав которого входят Витимское плоскогорье, а также система хребтов и линейных межгорных депрессий, сформированных на месте верхнемезозойских межгорных впадин. Юго-восточнее его располагается Даурско-Пришилкинское поднятие, распадающееся на серию субпараллельных хребтов, разобценных межгорными депрессиями.

Впадины байкальского типа и сопряженные с ними поднятия являются структурами второго порядка на Байкальском своде. Присаянский и Предбайкальский предгорные прогибы, Селенгино-Витимский прогиб и Саяно-Байкальский свод выступают в качестве структур первого порядка. Очевидно, в одном ранге с ними стоят Даурско-Пришилкинское, Балаганское и Верхнеленское предгорные поднятия. Сюда же относятся продольные щитовидные поднятия.

Основные неотектонические структуры расположены в определенной закономерности. Они образуют латеральные ряды трех типов. На широте средней части Байкала латеральный ряд представлен так: относительно стабильная область платформы → Верхнеленское поднятие → Предбайкальский предгорный прогиб ← Байкальский свод → Селенгино-Витимский прогиб → Даурско-Пришилкинское поднятие. В целом здесь имеет место центрбежная симметрия в расположении главных кайнозойских структур с осевой зоной — Байкальским сводовым поднятием. Предбайкальская пара структур представлена предгорным прогибом и Верхнеленским поднятием, а Забайкальская — Витимо-Селенгинским прогибом и Даурским поднятием. Здесь можно говорить о двух типах полярности — прибайкальской и забайкальской (рис. 4).

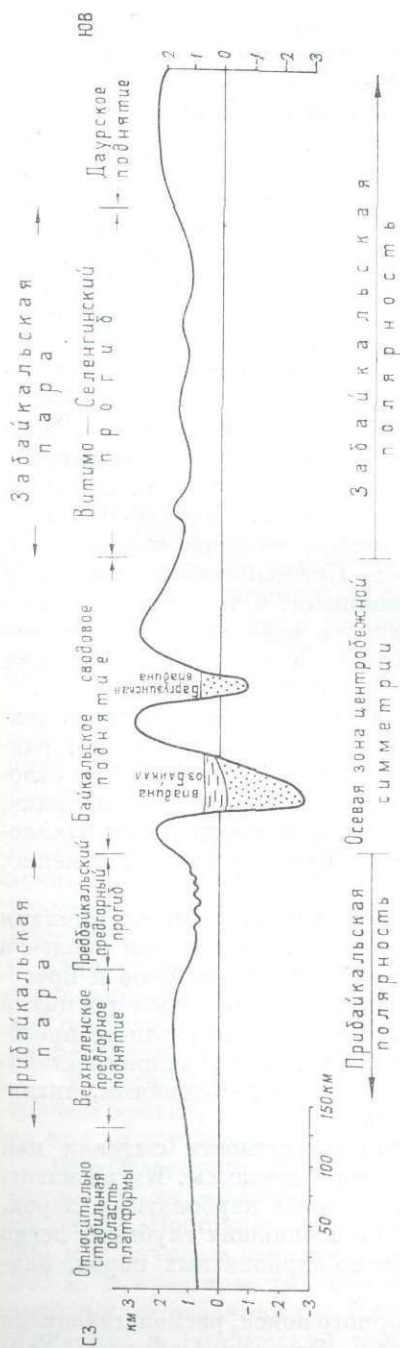


Рис. 4. Схема строения латерального ряда основных кайнозойских структур Восточной Сибири. Составил С. М. Замахаев.

Латеральный ряд кайнозойских структур на меридиане Восточного Саяна дополняется продольным щитовидным поднятием, расположенным между апикальной частью горного пояса и предгорным прогибом.

Северная часть Байкальского свода сочленяется с относительно стабильной областью платформы через Байкало-Патомское щитовидное поднятие. Такой порядок сочленения сходен с тем, что наблюдается в Присаянье. Чая-Витимская ступень может быть уподоблена в кинематическом отношении Прибайкальскому продольному щитовидному поднятию, Чая-Жуинская депрессия — Прибайкальскому предгорному прогибу, а Витимо-Патомская ступень — Балаганскому поднятию. В этом случае латеральный ряд структур представляется наиболее полным по сравнению с наблюдаемыми в Прибайкалье и Присаянье. В целом можно выделить три типа латеральных рядов: присаянский, прибайкальский и витимо-патомский. Представляется, что наблюдаемая сопряженность неотектонических структур с ярко выраженной центробежной симметрией не может быть случайной. Она предопределена, вероятно, единым глубинным источником тектогенеза.

Анализируя размещение структур второго порядка в Байкальской рифтовой зоне, нельзя не заметить некоторой ее упорядоченности. На северо-восточном фланге зоны ряд структур второго порядка является трехчленным, он выглядит так: поднятие хр. Кодар ← Чарская впадина → поднятие хр. Удокан. Центром симметрии этого трехчленного ряда является Чарская впадина. На юго-восточном фланге советской части Байкальской рифтовой зоны ряд аналогичен: поднятие Тункинских гольцов ← Тункино-Мондинская ветвь впадины → поднятие хр. Хамар-Дабан. Более сложен латеральный ряд основных структур рифтовой зоны на широте северной части Байкала, где его составляют: поднятие Байкальского хребта ← впадина оз. Байкал → поднятие Баргузинского хребта ← Баргузинская впадина → поднятие Икатского хребта. Здесь ряд пятичленный с двумя осями симметрии — Баргузинской и Байкальской впадинами. Более сложным является ряд, проходящий поперек Верхнеангарской впадины. С северо-запада на юго-восток он представлен так: поднятие Верхнеангарского хребта ← Верхнеангарская впадина → поднятие Северо-Муйского хребта ← Верхнемуйская впадина → поднятие Южно-Муйского хребта ← Циша-Баунтовская впадина → поднятие гор Бабанты. На северо-западе этот ряд может быть дополнен поднятиями Унгдарским, Малоакитканским и разделяющими их депрессиями рельефа (см. таблицу).

Впадины и обрамляющие их поднятия образуют структурные триады, состоящие из одной впадины и двух сопряженных с нею хребтов. На юго-западном и северо-восточном флангах рифтовой зоны наблюдается только по одной структурной триаде, тяготеющей к оси Байкальского свода; на широте северного Байкала их две, а в поперечном сечении рифтовой зоны через Верхнеангарскую впадину их уже пять. Таким образом, в Байкальской рифтовой зоне выделено пять структурных триад: главная (осевая), смежные — восточная и западная, периферийные — восточная и западная. Наиболее полное развитие получили структуры главной триады.

Представляется необходимым рассмотреть соотношение всего комплекса кайнозойских структур с их фундаментом. Наиболее отчетливую зависимость от древней структуры обнаруживают предгорные прогибы. Они прямо накладываются на систему разновозрастных краевых опусканий Сибирской платформы и венчают вертикальный ряд последних.

Более сложно соотносятся с древней структурой продольные краевые щитовидные поднятия. Присаянское поднятие занимает продольный краевой выступ Сибирской платформы, возникший в нижнем палеозое. Байкало-Патомское щитовидное поднятие заняло северный сегмент древней складчатой дуги и край платформы. Ориентировка его западной части

Направление сечения через впадину		Главная ось симметрии рифтовой зоны				
Царскую						
Верхнеангарскую	хр. Мало-Минский Левоминская депрессия хр. Ундарский Депрессия хр. Верхнеангарский Верхнеангарская впадина хр. Северо-Муйский Южно-Муйская впадина хр. Южно-Муйский Цело-Баунтовская впадина горы Бабанты					
Северный Байкал						
Тункинскую						
Структурные триады	периферийная западная смежная западная главная смежная восточная периферийная восточная					

более или менее согласуется с простираем древней структуры, а северо-восточная дискордантно наложена на Жуинскую ветвь Байкало-Патомской складчатой дуги, краевой шов платформы и юго-восточный фас Алданского щита. Северо-западная граница Байкальского сводового поднятия от истоков Ангары до р. Окунайки простирается согласно с древними структурными элементами и тяготеет к краю складчатой области, краевому глубинному разлому. Восточное подошва свода рассекает Байкало-Патомскую дугу по хорде и вторгается в Алданский щит. При этом она накладывается на него почти ортогонально. Юго-восточная граница Байкальского сводового поднятия очерчивается древним Селенгино-Витимским разломом. Северо-восточный фланг Байкальского сводового поднятия кососекущий по отношению к границе платформы и складчатой системы. В целом Байкальский свод занимает зону докаледонской консолидации, но мало захватывает при этом внешнюю зону байкалид.

Зона развития впадин байкальского типа пространственно совпадает с контуром распространения межгорных нижнепалеозойских впадин, наложенных на протерозойское складчатое основание. Однако межгорные впадины в своем простираем обнаруживают большую зависимость от ориентировки складчатых зон, чем кайнозойские впадины.

Саянское поднятие ограничивается на севере древними структурными элементами такого же простираем, главным образом глубинными разломами. Внутреннее расчленение этого неотектонического сооружения подчинено субширотным направлениям. Подобная ориентировка седиментационных бассейнов и поднятий, складчатых зон стала проявляться со среднего протерозоя. Простираем Тункинской ветви байкальских

впадин и сопряженных с ними поднятий прямо подчинено ориентировке древних структур.

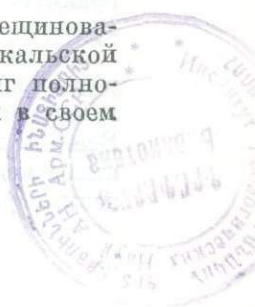
Субмеридиональное простирание байкалид и каледонид Прихубсугуля также унаследовалось в кайнозой. Смена простираний древних структур происходит у Джидино-Хамсаринской зоны глубинного скальвания, активно развивавшейся в байкальском и каледонском циклах тектогенеза.

Селенгино-Витимский прогиб ориентирован в целом согласно с простиранием древних структур. Его контуры в значительной мере совпадают с зонами ранне- и позднемезозойской тектоно-магматических активизаций.

3661  
Можно констатировать, что главные кайнозойские структуры Восточной Сибири на большем протяжении наследуют простирание древних структур — складчатых зон, глубинных разломов. Исключение составляет северо-восточный фланг Байкальского сводового поднятия. Он дискордантен по отношению к древнейшему структурному направлению — границе платформы и складчатой системы, к Байкало-Патомской складчатой дуге. Однако следует подчеркнуть, что эта несогласованность касается только указанных структурных элементов и главным образом складчатых зон. В то же время рифтовая зона и Байкальский свод, который она венчает, следуют за простиранием Селенгино-Витимского и Станового древних разломов, т. е. по хорде Байкало-Витимской складчатой дуги. Отсюда следует, что унаследованность простирания кайнозойского структурного плана от древнего здесь также имеет место. Кроме того, в этой части рифтовой зоны широко развиты разломы и региональная трещиноватость северо-восточного простирания, становление которых произошло в протерозое, палеозое и мезозое. Эти разрывы являются составными элементами докайнозойской структуры субстрата и поэтому, видя преемственность их простирания в кайнозой, мы приходим к признанию зависимости кайнозойской структуры от докайнозойской, но эта унаследованность обуславливается здесь не простиранием складчатых комплексов, а через разрывы.

Ниже, на примере Муйской и Чарской впадин, покажем, как осуществлялась такая унаследованность. Здесь же следует обратить внимание на то, что по южному фасу восточной части Байкальской рифтовой зоны отмечается весьма густая сеть разрывов. Они образуют зону Селенгино-Витимского разлома, диагонального Байкальскому своду. Это направление разрывов формировалось в течение нескольких тектонических циклов, особенно активно начиная с каледонского. Возникновение их мы связываем с горизонтальным динамическим взаимодействием северной части Байкальской складчатой области с Алданским щитом. Как уже подчеркивалось, такое взаимодействие имело место неоднократно. Показателен, например, в этом отношении конец мезозоя, когда в пределах северо-западной части Станового хребта был сформирован своеобразный дайковый комплекс пестрого петрографического состава, образующий систему протяженных поясов и роев. Дайковые пояса приурочены к трещинам отрыва, кулисообразно оперяющим Становой глубинный разлом, и глубоко вторгаются в складчатую систему. Появление их обусловлено левосторонним смещением Алданского щита относительно складчатой системы Станового хребта. В целом горизонтальное перемещение щита в фазу сжатия позднемезозойского цикла можно рассматривать как косой подвиг под складчатую систему.

Разломы северо-восточного простирания, региональная трещиноватость имели важное значение в делимости земной коры Байкальской рифтовой зоны на кайнозойском этапе. Северо-восточный фланг полностью, а центральная часть рифтовой зоны частично подчинены в своем простирании этому структурному направлению.



## СООТНОШЕНИЕ ВПАДИН БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ СО СТРУКТУРОЙ ФУНДАМЕНТА

### ВПАДИНА ОЗ. БАЙКАЛ

#### Докайнозойский фундамент

Байкальская впадина является наиболее грандиозной в рифтовой зоне. Ее изучению посвящены многочисленные работы. В связи с этим здесь указаны лишь наиболее характерные черты ее строения, освещение которых необходимо для решения поставленной задачи.

Впадина Байкала расположена на границе Сибирской платформы и складчатой системы. Как известно, эти две крупнейшие геоструктуры обособились еще в раннем докембрии и в течение всей последующей геологической истории существенно различались по тектоническому режиму (Замараев, 1967; Замараев и др., 1975). Их строение целесообразно рассматривать раздельно.

Сибирская платформа на территории Прибайкалья представлена системой краевых структур, сформировавшихся на разных этапах тектонического развития. В систему входят Шарыжалгайский краевой выступ фундамента, Прибайкальский пришовный прогиб, Байкало-Патомское краевое опускание, Ангаро-Ленский краевой прогиб, Присаянский предгорный прогиб (см. рис. 4). Ниже характеризуются основные структурно-вещественные комплексы, развитые в пределах названных структур.

Раннеархейский комплекс фундамента платформы обнажен в Шарыжалгайском краевом выступе, занимающем территорию Юго-Западного Прибайкалья от истока Ангары до южной оконечности озера (рис. 5). Кристаллические толщи выступа объединяются в шарыжалгайскую серию, состоящую из свит (снизу вверх): жидойской, зогинской, черемшанской и бутухейской (Прокофьев, 1971). Они сложены различными гнейсами, кристаллосланцами, мраморами. Широко развиты также чарнокиты, гранитогнейсы и мигматиты. В метаморфической эволюции шарыжалгайского комплекса выделяются два этапа (Крылов, Шафеев, 1969). В раннем архее породы были равномерно метаморфизованы в условиях гранулитовой фации. Второй этап (ранний протерозой) ознаменовался проявлением регрессивного метаморфизма амфиболитовой фации.

Из интрузивных образований выступа наиболее древними являются основные и ультраосновные породы еловского комплекса, образующие ряд мелких массивов по побережью Байкала. Все гранитоиды объединяются в китойский комплекс, в котором различаются две основные группы пород — чарнокиты и гнейсограниты (Крылов, Шафеев, 1969). Первые тесно связаны с зонами гранулитовой фации метаморфизма, а гнейсограниты широко развиты на участках высокотемпературного диафтореза. Гранитоиды прорываются диабазовыми дайками нерсинского комплекса.

Особенностью структуры Шарыжалгайского выступа является широкое развитие гранитогнейсовых куполов, слегка вытянутых в северо-западном направлении. Ширина наиболее крупных куполов 5—30 км. Все они заметно опрокинуты к северо-востоку и осложнены многочисленными мелкими куполами шириной до 500 м, которые также обладают асимметрией (Грабкин, Мельников, 1977). Крылья куполов и круто-

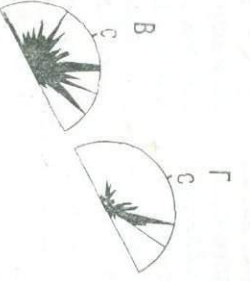
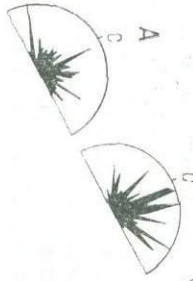
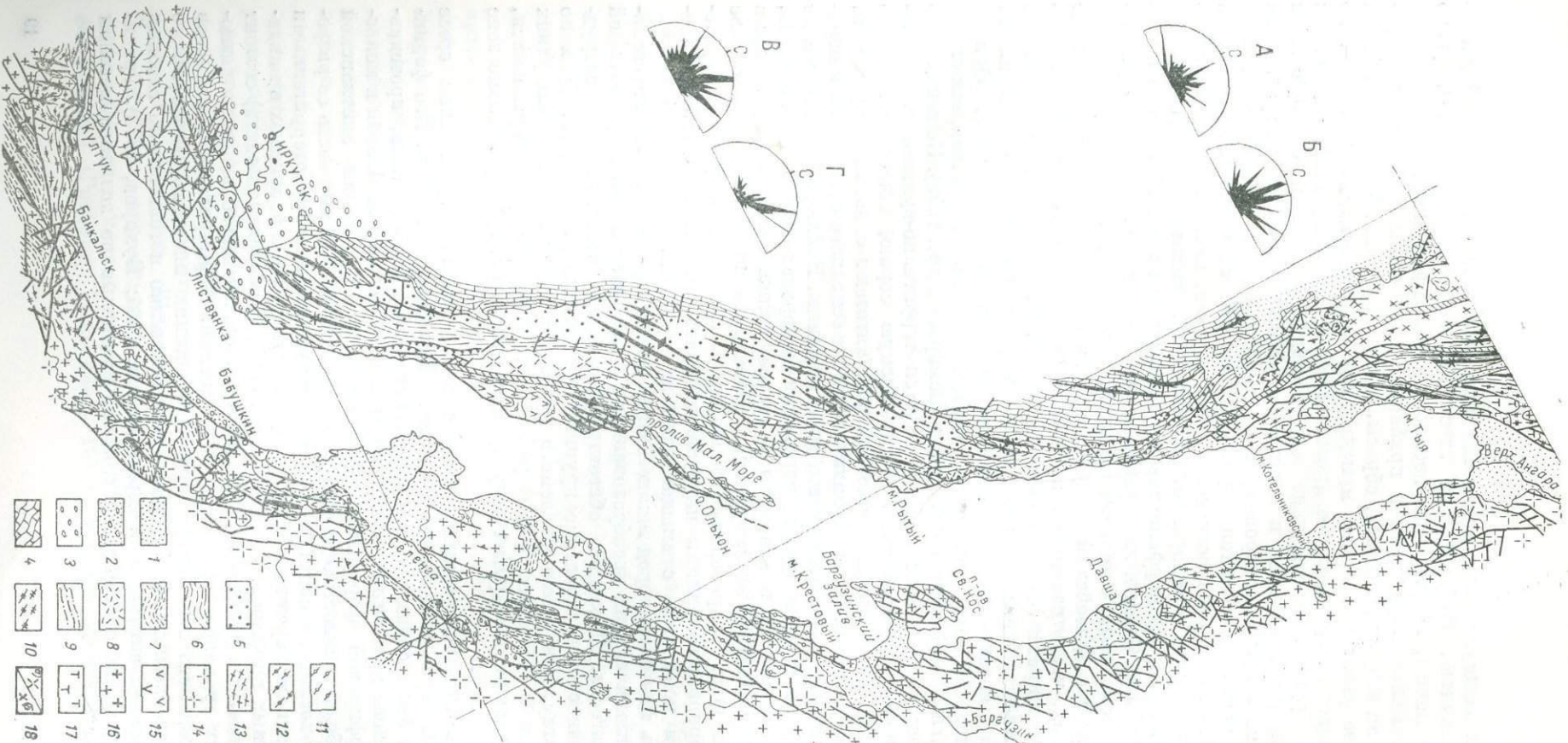
стоящих межкупольных синклиналильных зон отличаются сильной дислоцированностью. Наблюдаемые здесь мелкие складки сложны, резко дисгармоничны, несут следы неоднократной деформации.

Разрывные нарушения в прибайкальской части выступа подразделяются на взбросы, надвиги, сбросы, сдвиги (Грабкин, Мельников, 1977). Наиболее развиты взбросы и надвиги. Ориентировка их различна, но преобладает северо-западное простирание. По возрасту они разделяются на три группы. Древнейшие взбросо-надвиги связаны с последними стадиями роста куполов в пластичной среде. Вторая группа является отчетливо секущей, сопровождается милонитизацией и дайками диабазов. К третьей относятся сбросы и надвиги, сопровождаемые зонами брекчий. Сбросы распространены менее широко, имеют преимущественно северо-восточное простирание (аз.  $35-50^\circ$ ), амплитуды смещений до первых метров. По морфологическим признакам их можно отнести к трещинам отрыва. Сдвиги, как правило, сочетаются с другими типами разрывов и имеют незначительные амплитуды смещений.

Раннепротерозойский структурно-вещественный комплекс в виде небольших, часто изолированных площадей прослеживается от Приольхонья до широт северной оконечности оз. Байкал. Истинная площадь его распространения не ясна, поскольку на большой территории он перекрыт средне- и верхнепротерозойскими образованиями. Однако можно полагать, что он располагается вдоль зоны краевого шва, выполняя узкий и глубокий пришовный прогиб (Замараев и др., 1975). По вещественному составу комплекс характеризуется терригенно-вулканогенным набором пород, объединяемых в сарминскую серию, общей мощностью около 9000 м. К нижним частям серии тяготеют сланцы, кварциты и, в меньшей степени, метаэффузивы кислого и основного составов, а к верхним — различные метаэффузивы, туфы и сланцы. Наблюдаемые вторичные структурные и минеральные изменения в породах позволяют полагать, что многие сланцы и кварциты в разрезе толщи являются продуктами динамотермального метаморфизма, интенсивно проявившегося в зоне краевого шва. Терригенно-вулканогенные образования раннего протерозоя прорваны мелкими интрузиями плагиогранитного состава, залегающими конформно с вмещающими их толщами.

Весь комплекс пород нижнего протерозоя характеризуется интенсивными динамическими преобразованиями и наличием широко проявленной сланцеватости. Последнее обстоятельство в значительной мере затрудняет полное восстановление крупных складчатых деформаций. Судя по фрагментам, для рассматриваемого комплекса характерно наличие узких линейных складчатых форм различных порядков, простирающихся, как и большинство других структурных элементов, субпараллельно зоне краевого шва.

Среднепротерозойский комплекс в современном эрозионном срезе слагает Северо-Байкальский и частично Приморский хребты. Его формирование было связано с тектоно-магматическими процессами, протекавшими в зоне краевого шва. По вещественному составу он близок к молассово-порфировой формации, объединяющей образования акитканской серии общей мощностью до 6000 м (Салоп, 1964). Нижняя часть ее разреза (малокосинская свита) сложена преимущественно груботерригенными образованиями, среди которых присутствуют покровы кварцевых и миндаленных порфиров. Верхняя часть серии (хибеленская свита) состоит из кварцевых и дацитовых порфиров с маломощными горизонтами разнообразных вулканокластических образований. Формирование вулканитов сопровождалось внедрением субвулканических интрузий многофазного ирельского комплекса, которые пространственно и генетически связаны с эффузивами акитканской серии (Салоп, 1964; Бухаров, 1973). Гранитоиды ирельского комплекса слагают различные по величине массивы трещинного типа.



- |  |    |
|--|----|
|  | 19 |
|  | 20 |
|  | 21 |
|  | 22 |
|  | 23 |
|  | 24 |
|  | 25 |
|  | 26 |
|  | 27 |
|  | 28 |
- |  |    |
|--|----|
|  | 1  |
|  | 2  |
|  | 3  |
|  | 4  |
|  | 5  |
|  | 6  |
|  | 7  |
|  | 8  |
|  | 9  |
|  | 10 |
|  | 11 |
|  | 12 |
|  | 13 |
|  | 14 |
|  | 15 |
|  | 16 |
|  | 17 |
|  | 18 |

В пределах Приморского хребта среднепротерозойскому уровню соответствуют рапакивиподобные граниты приморского комплекса, представляющие плутонические образования, синхронные вулканитам акитканской серии. Гранитоиды слагают ряд массивов, располагающихся в виде цепочки от пос. Большой Онгурен до истоков Ангары.

Довольно часто гранитоиды приморского и ирельского комплексов подвержены процессам динамотермального метаморфизма и преобразованы в породы с четко выраженной сланцеватой текстурой — ортогнейсы и гранитогнейсы.

Складчатые деформации в среднепротерозойских образованиях выражены слабо и относятся к категории промежуточных (по данным В. В. Белоусова, 1974). Представлены они изометричными, реже линейными складками, кроме того, характерны флексуриобразные коробчатые формы. Терригенные породы дают относительно спокойные пологие, изредка крутые, как правило, асимметричные складки. В эффузивах складчатые структуры устанавливаются с трудом, да и то только благодаря наличию в них туфогенно-терригенных прослоев. Для них характерны брахиформные складки, достигающие в поперечнике 3—4 км. В последнее время в среднепротерозойских вулканогенных толщах установлена складчатость вулканотектонического типа (Бухаров, 1973), связанная с интенсивными вулканическими процессами (фрагменты вулканокуполов, кальдер, вулканических построек).

Ведущими в структуре среднепротерозойских образований являются разрывные нарушения, которые по своей ориентировке подразделяются на продольные и диагональные двух направлений — северо-западного и северо-восточного. Наиболее крупные из продольных разломов достигают значительной протяженности ( $> 50$  км) и имеют крутые падения на восток и юго-восток. Часто они переходят постепенно в разрывные нарушения с пологими плоскостями, приближаясь к надвигам. Диагональные разрывные нарушения обладают меньшей протяженностью и, вероятно, могут быть отнесены к категории постскладчатых разломов, формирование которых было связано с более поздними эпохами активизации региона.

Образования позднепротерозойского структурно-вещественного комплекса формировались в Прибайкальском краевом опускании Сибирской платформы (Замараев и др., 1975). Они представлены породами голоус-

Рис. 5. Геолого-структурная схема побережья оз. Байкал. Составили Е. П. Васильев, М. А. Дубровин, А. М. Мазукабзов, А. И. Мельников, А. И. Селько.

1 — четвертичные отложения нерасчлененные; 2 — неогенные отложения (глины, пески, охристые песчаники и конгломераты); 3 — юрские отложения (конгломераты, песчаники, алевролиты, угли); 4 — кембрийские отложения (доломиты, известняки, кремнисто-карбонатные брекчи, гипсы, ангидриты, каменная соль, мергели); 5 — отложения венда (граувакковые песчаники, гравелиты, конгломераты, алевролиты); 6 — верхнепротерозойские отложения (известняки, песчаники, сланцы, алевролиты, карбонатно-кремнистые породы, гравелиты); 7 — средне-верхнепротерозойские образования объединенные (сланцы, известняки, метаэффузивы и метапесчаники); 8—9 — среднепротерозойские образования; 8 — вулканогенные (липаритовые и кварцевые порфиры, фельзиты, туфы, туффиты, туфоалевролиты и туфосланцы); 9 — осадочные (гравелиты, конгломераты и песчаники); 10 — нижнепротерозойские образования (песчаники, метаэффузивы, туфы, туфосланцы); в зонах высокого метаморфизма разнообразные гнейсы, амфиболиты, мраморы, кварциты и мигматиты); 11 — верхнеархейско-нижнепротерозойские образования объединенные (гнейсы, плагиогнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, мраморы, метаэффузивы и мигматизированные породы); 12 — верхнеархейские образования (биотитовые, биотит-гранатовые, биотит-гиперстеновые с кордиеритом и sillimanитом гнейсы, мраморы; амфибол-пироксеновые кристаллические сланцы и апатит-диопсид-кварцевые породы); 13 — нижнеархейские образования (биотитовые, биотит-гранатовые, кордиеритовые и биотит-гиперстеновые гнейсы, широкосенные сланцы, прослой кварц-роговообманково-магнетитовых сланцев, мраморов и кальцифиров, мигматиты); 14 — раннепалеозойские гранитоиды и щелочные породы; 15 — палеозойские базиты и гипербазиты; 16 — верхнепротерозойские гранитоиды; 17 — верхнепротерозойские базиты и гипербазиты; 18 — среднепротерозойские гранитоиды приморского (а) и ирельского (б) комплексов; 19 — среднепротерозойские базиты и гипербазиты; 20 — нижнепротерозойские гранитоиды; 21 — нижнепротерозойские базиты и гипербазиты; 22 — оси антиклинальных складок; 23 — оси синклинальных складок; 24 — зоны blastomylonитов, mylonитов, blastonataклизитов; 25 — взросы; 26 — надвиги; 27 — разломы недифференцированные; 28 — залегание кристаллизационной сланцеватости в метаморфических породах (а) и гранитоидных (б).

А — Г — розы-диаграммы простираний: А — трещин северной части оз. Байкал (1101 замер), Б — древних разломов северной части оз. Байкал (121 замер), В — трещин средней части оз. Байкал (520 замеров), Г — древних разломов в средней части оз. Байкал (121 замер).

тенской, улунтуйской и качергатской свит трехчленного байкальского комплекса и прослеживаются в виде узкой (от 1—2 до 20—30 км) полосы от истоков р. Ангары до р. Окунайки. Разрез байкальского комплекса слагают породы терригенно-карбонатного состава, образующие в целом единый вертикальный ряд формаций (снизу вверх): кварцевых песчаников и карбонатных пород, карбонатно-сланцевой и флишеидной. Местами, как, например, в долине р. Голоустной, этот ряд венчает моласса. Максимальная их мощность, выявленная в Северо-Западном Прибайкалье, равна 3500 м (Салоп, 1964).

Отложения позднего протерозоя повсеместно дислоцированы в линейные складки байкальского простирания. Складки, как правило, асимметричны с более крутыми (до 80°) северо-западными крыльями и погружающимися на юго-восток (под углами 50—70°) осевыми поверхностями. Амплитуды складчатых структур колеблются в широких пределах — от первых до нескольких сотен метров. Весьма изменчива и их ширина, достигающая местами 12—15 км. По простиранию эти складки прослеживаются на десятки километров.

В поперечном сечении всей структуры байкальского комплекса напряженность складчатости заметно убывает с юго-востока на северо-запад. Это устанавливается по постепенному ослаблению и даже исчезновению в указанном направлении запрокинутости (к северо-западу) осевых поверхностей складок, по уменьшению их амплитуды, степени осложненности крупных структурных элементов складками более высоких порядков и сокращению частоты их распространения, а также разрывных нарушений.

Многообразие волновых параметров линейных складок байкальского комплекса в значительной степени взаимосвязано с его гетерогенностью по вертикали. В нем особенно интенсивно дислоцированы сланцевые толщи, для которых характерна складчатость наиболее высоких порядков. В карбонатных и песчаниковых горизонтах складки более крупные и с меньшими углами падения крыльев. В породах трехчленного комплекса обычно фиксируется кливаж осевой поверхности.

Складчатые структуры рассматриваемого комплекса часто осложнены продольными разрывами, среди которых преобладают взбросы и надвиги. Их поверхности обычно погружаются на юго-восток, и только в отдельных случаях наблюдаются противоположные падения. Чаще всего юго-восточные крылья антиклиналей взброшены или надвинуты на северо-западные. При этом амплитуды смещений достигают нескольких сотен метров, а преобладающие углы наклона сместителей находятся в диапазоне 30—70°.

Вендско-нижнепалеозойский структурно-вещественный комплекс локализован в пределах Ангаро-Ленского краевого прогиба. Он сложен молассовой, карбонатной, соленосной и красноцветной формациями. Базальной молассовой формации в Прибайкалье отвечают полимиктовые песчаники, гравелиты и конгломераты, реже алеволиты и глинистые сланцы ушаковской свиты (венд). Ее мощность достигает 1000 м. В карбонатной формации наиболее распространены доломиты и известняки, в меньшей мере — доломит-ангидриты, ангидриты, мергели и карбонатные брекчии, слагающие (снизу вверх): мотскую, усольскую, бельскую, булайскую, ангарскую и литвинцевскую свиты нижнего — среднего кембрия. Мощность карбонатной формации вдоль всего Прибайкалья близка к 1500 м. Для соленосной формации характерны мощные пачки солей, переслаивающихся с сульфатными, сульфатно-карбонатными породами и доломитами. Мощность ее достигает 2000 м. Соленосная формация является фаціальным аналогом карбонатной и замещает ее в северо-западном направлении. Красноцветную формацию здесь составляют образования среднего — верхнего кембрия (верхолепская и илгинская свиты) и нижнего — среднего ордовика (усть-кутская, суринская и нарья-

гинская свиты): песчаники, алевролиты, аргиллиты, мергели, известняки, доломиты, гравелиты, конгломераты, иногда гипсы и ангидриты. Видимая мощность красноцветной формации достигает 1900 м.

Вендско-нижнепалеозойские отложения смяты в складчатые структуры, простирающиеся субпараллельно краю платформы. Вдоль Прибайкалья складчатость в целом остается однотипной, тогда как в направлении от края платформы к внутренней части она претерпевает существенные изменения. Так, вблизи края платформы прослеживается сравнительно узкая полоса (шириной до 30 км) полной складчатости, во многом аналогичная складчатости позднего протерозоя. Здесь развиты преимущественно узкие линейные антиклинальные и синклинальные структурные формы. Западнее полная складчатость сменяется промежуточной, в которой преобладают валы и прогибы, осложненные структурными формами более высоких порядков и имеющие часто коробчатый поперечный профиль.

Разрывные нарушения в вендско-нижнепалеозойских толщах образуют те же системы, что и в позднепротерозойских, т. е. они продольны, поперечны и диагональны простираению складчатых структур. Из них первые и вторые взбросового, взбросо-надвигового типов, а третьи — сбросового. В смещениях каждого кинематического типа отмечается сдвиговая составляющая.

В истоках р. Ангары, вблизи береговой зоны Байкала развита юрская моласса, выполняющая юго-восточную центриклиналь Присяянского предгорного прогиба. Для этих отложений характерно пологое залегание и отсутствие крупноамплитудных складчатых дислокаций. Разрывные нарушения, секущие юрские толщи, устанавливаются лишь в истоках Ангары и по кинематике соответствуют надвигам (Данилович, 1961).

Складчатая система в окрестностях Байкала представлена преимущественно докембрийскими комплексами, участвующими в строении двух разновозрастных складчатых зон — раннепротерозойской и средне-позднепротерозойской (байкальской). Первая непосредственно примыкает к юго-востоку к краевому шву платформы и большей частью скрыта акваторией Байкала. Фрагменты этой зоны представлены в Южном и Западном Прибайкалье, а также на восточном, Таланчано-Святоносском, побережье. Ее составляют позднеархейский и раннепротерозойский структурно-вещественные комплексы. Зона байкалид занимает водораздельные части хребтов Хамар-Дабан, Улан-Бургасы и Баргузинского, а также горное обрамление северной оконечности озера. Здесь, наряду со средне-позднепротерозойскими структурно-вещественными образованиями участвуют в качестве комплекса основания и раннедокембрийские (см. рис. 5).

Общая структура указанных зон представляется в виде сложно-складчатого моноклиория, простирающегося параллельно контуру краевого шва платформы и полого падающего в сторону от него. Однако в полной мере эта сложная мегаструктура не может быть расшифрована, так как большей частью она либо скрыта акваторией Байкала, либо редуцирована интрузиями гранитоидов, пользующихся наибольшим развитием в зоне байкалид. Поэтому ограничимся рассмотрением структуры отдельных комплексов в том виде, как они представлены на побережье и в ближайшем окружении озера.

Позднеархейский и раннепротерозойский структурно-вещественные комплексы целесообразно рассматривать совместно, так как на большей части территории степень изученности недостаточна для их разделения. К тому же они дислоцированы в едином плане и весьма сходны по особенностям проявления магматизма и метаморфизма. Исключение составляет Слюдянский район в Южном Прибайкалье, где между этими комплексами установлено несогласие (Замараев, Владимирова, 1975). Формации позднего архея здесь представлены слюдянской серией мощностью до

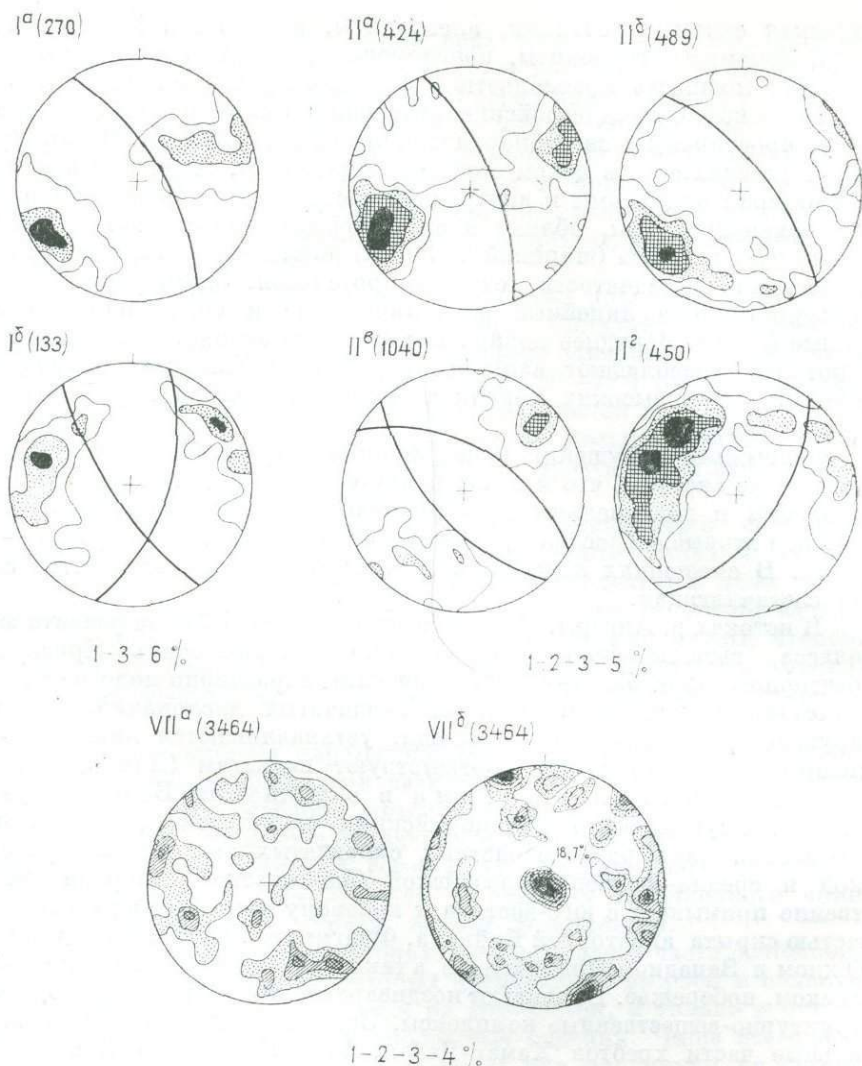
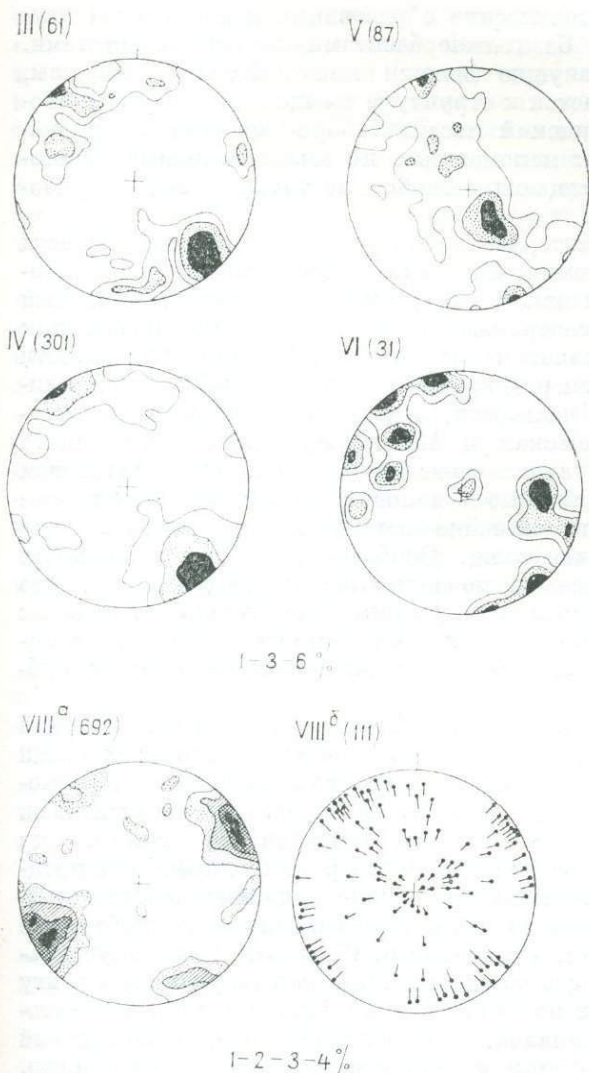


Рис. 6. Сферограммы ориентировки некоторых структурных элементов Слю  
 $I^a, \delta$  — дайки монзонитов (PR<sub>1</sub>);  $II^a, \delta, \epsilon, \zeta$  — жилы гранитоидов (PR<sub>1-2</sub>); III — жилы пегма  
 V — кварц-карбонатные прожилки (PZ — MZ); VI — дайки базальтов (KZ); VII — тре  
 приведенная к общему простиранию на север и затем горизонтальному положению  
 кайнозойских разрывов; VIII $\delta$  — линии смещений по кайнозойским разрывам (выходы  
 Цифры в скобках — количество замеров. Дуги — граммпроекции

8000 м, в составе которой участвуют мраморы, глиноземистые гнейсы, кристаллические сланцы основного состава и кварц-диопсидовые породы. Эта серия перекрывается с резким угловым (структурным) несогласием толщей диопсидовых гнейсов харагольской свиты, относимой к раннепротерозойской хангарульской серии, включающей также и вышележащую безымянскую свиту высокоглиноземистых гнейсов и мигматитов. Наличие несогласия между хангарульской и слюдянской толщами свидетельствует о проявлении в последней древнейшей позднеархейской складчатости. На это же указывают результаты палеоструктурного анализа, позволяющие заключить, что до отложения хангарульской серии слюдянская толща была вовлечена в систему линейных открытых складок северо-западного простирания (Васильев, Мазукабзов, 1977).

Однако наиболее интенсивной по масштабам тектонических движений и степени структурно-метаморфической перестройки обеих толщ была



дьянского района. Составил Е. П. Васильев.

титов (PR<sub>3</sub>); IV — кальцит-флогопитовые жилы (PR<sub>3</sub>);  
 щины: а — сводная диаграмма, б — сводная диаграмма,  
 полосчатости (слоистости) пород; VIII<sup>а</sup> — сместители  
 на верхнюю полушару).  
 полосчатости (слоистости) вмещающих пород.

этих толщ к раннедокембрийским не вызывает сомнения у большинства исследователей, однако выделение среди них позднерайских и раннепротерозойских образований по типу Южного Прибайкалья в настоящее время не представляется возможным. В формационном отношении и по набору пород они аналогичны раннедокембрийским толщам Слюдянского района — это различные гнейсы, кристаллосланцы основного состава, мраморы, кварциты.

Все рассматриваемые раннедокембрийские толщ весьма близки по особенностям проявления метаморфизма, отвечающего условиям гранулитовой и амфиболитовой фаций. Зона гранулитовой фации получила наибольшее площадное развитие в Слюдянском районе. В остальных местах гранулитовые парагенезисы встречаются небольшими участками среди полей преобладающего развития амфиболитовой фации.

раннепротерозойская складчатость, последовавшая за отложением хангарульской серии. В этот период под действием косого сдвигания, направленного с северо-запада, и сдвиговых движений в зоне краевого шва система ранних складок слюдянской серии испытала продольный изгиб и правостороннее вращение с образованием крупных горизонтальных складок изгиба — сигмоид. Одновременно в толще хангарульской серии возникла система складок северо-восточного простирания. Формирование крупных складок изгиба сопровождалось интенсивной складчатостью течения. В результате позднеархейские складки здесь оказались полностью переработанными и на их месте возникла сложная перекрестная структура, сочетающая складки и разрывы северо-западного и северо-восточного простираний (Васильев, Мазукабзов, 1977). Некоторые элементы структуры слюдянской толщи приведены на рис. 6.

В Западном и Юго-Восточном Прибайкалье аналогами слюдянской и хангарульской серий являются ольхонская, святоноская и таланчанская толщ. Принадлежность

Раннедокембрийские плутонические образования представлены двумя главными комплексами: базит-гипербазитами и гнейсогранитами. Первые образуют пластовосекущие залежи или небольшие массивы, форма которых приспособляется к структуре вмещающих толщ. Наиболее крупным является Бирхинский массив габбро-диоритов в Приольхонье. Гнейсограниты слагают маломощные, но многочисленные пластовые тела, особенно густо насыщающие гнейсовые толщцы в зоне амфиболитовой фации метаморфизма.

В отличие от вышеохарактеризованной перекрестной складчатости слюдяно-хангарульского комплекса складчатая структура ольхонской, святоносской и таланчанской толщ имеет отчетливый линейный характер. На фоне общего северо-восточного простирания и в целом моноклиального строения с пологим погружением зеркала складчатости к юго-востоку здесь выделяется ряд крупных антиклинальных и синклиналильных структур. К ним, в частности, относятся Таланчанская, Стволовая, Безымянская, Святоноская и Мивокская складки восточного побережья (Салоп, 1967). В зонах гранитизации широким развитием пользуются также гранитогнейсовые куполовидные структуры, которые в отличие от типичных куполов линейно вытянуты, подчиняясь общему северо-восточному простиранию толщ. Особенностью всех складчатых структур является наклон осевых поверхностей к северо-западу. Это касается не только крупных, но и всей системы дополнительных складок различных порядков. Формирование складок сопровождалось тектоническим разлинзованием и будиначем, а также многочисленными суб-срысками.

К северу от п-ова Святой Нос до устья р. Большой породы святоносской и таланчанской толщ прослеживаются лишь в редких ксенолитах среди сплошного поля позднепротерозойских гранитоидов. Территория, расположенная к северу, включая северо-западное побережье, относится нами к Байкальской складчатой зоне, в которой раннедокембрийские толщцы участвуют уже как комплекс основания. Здесь ранний докембрий представлен только раннепротерозойским структурно-вещественным комплексом, слагающим полосу шириной до 20 км на северо-западном побережье и небольшое поле на восточном, в бассейне р. Кабаньей. Суперкрупные образования этого комплекса объединяются в перюндуканскую свиту муйской серии (Салоп, 1964) и по набору пород близки к спилит-кератофировой формации эвгеосинклиналей. Для них характерен региональный метаморфизм амфиболитовой фации и широкое развитие мигматизации. Мощность комплекса достигает 8000 м. Его формирование сопровождалось инициальным магматизмом, продукты которого представлены конкордантными интрузиями многофазного муйского комплекса, соответствующего габбро-плагиогранитной формации (Салоп, 1967). В современном виде это различные ортогнейсы и ортоамфиболиты.

Тектоническая структура нижнепротерозойских осадочно-вулканогенных толщ основания байкалид характеризуется исключительной сложностью и большим морфологическим разнообразием складчатых форм, имеющих устойчивое северо-восточное простирание. Широко развиты складки малых и средних размеров. большей частью это изоклинали, опрокинутые к северо-западу. Они сопровождаются структурами интенсивного разлинзования пород и многочисленными межпластовыми срысками. Эти особенности структуры толщ, а также монотонный состав, глубокий метаморфизм и интенсивное рассланцевание пород создают впечатление их моноклиального залегания с крутым (60—80°) падением на юго-восток.

Средне-позднепротерозойский структурно-вещественный комплекс в южном, восточном и северном горных обрамлениях Байкала пользуется наибольшим развитием, представляя здесь складчатую зону байкалид. В Хамар-Дабане к геосинклиналильным формациям этого комплекса отно-

сятся терригенная корниловская и карбонатно-терригенная шубутуйская свиты общей мощностью до 5000 м. В Юго-Восточном Прибайкалье им соответствуют формации (снизу): карбонатная (мандриковская толща), вулканогенно-терригенная (итанцинская свита), карбонатная (бурлинская свита) и флишеидная (дабатская свита). В Северном Прибайкалье к этому комплексу относятся вулканогенно-осадочные образования олокитской серии. Породы указанных толщ претерпели зональный метаморфизм, варьирующий от зеленосланцевой до высоких ступеней амфиболитовой фации.

Средне-верхнепротерозойские интрузивные образования представлены двумя формациями. К более ранней относятся породы основного и ультраосновного составов, распространенные в виде мелких субплоско-слоистых дайковых тел и небольших массивов. Более представительной является батолитовая гранитоидная формация, занимающая в зоне байкалид не менее половины всей площади. Наиболее значительным является Баргузинский батолит, расположенный к востоку от Байкала. К побережью озера степень насыщенности гранитоидами уменьшается и создается впечатление, что восточная береговая линия Байкала в какой-то мере совпадает с западной границей батолита. Гранитоиды, как правило, массивны, но для них характерно наличие густой сети крутопадающих протяженных разрывов двух направлений — северо-восточного и северо-западного, наследующих прототектоническую трещиноватость.

Главными элементами структуры байкалид рассматриваемой территории являются синклиории. В Южном Прибайкалье это широтный Утуликский синклиорий, ядро которого выполнено породами шубутуйской свиты. В Восточном Хамар-Дабане он прерывается полем гранитоидов. Далее на восток, в бассейне нижнего течения Селенги, намечается следующий синклиорий, именуемый разными авторами Селенгинским или Селенгино-Итанцинским. Он имеет северо-восточное простирание и сложен сериями антиклинальных и синклинальных складок второго порядка. В ядрах антиклиналей местами обнажены выступы раннедокембрийского основания. Синклиорное строение имеет также олокитская серия в Северном Прибайкалье. Складки второго и более высоких порядков в основной массе имеют узкие линейные формы. В особенности это характерно для складок зеленосланцевых толщ. Здесь, как правило, интенсивно развит кливаж течения, параллельный осевым поверхностям складок. В зонах высокого метаморфизма кливаж сменяется послышной кристаллизационной сланцеватостью. На участках интенсивной мигматизации стиль складчатости заметно изменяется вплоть до появления куполовидных форм. В Северном Прибайкалье на морфологию складчатых структур существенное влияние оказали разломы зоны краевого шва. Вблизи разломов осевые поверхности складок опрокинуты к северо-западу, занимая положение, параллельное их сместителям.

Палеозойский и мезозойский комплексы в структуре байкалид играют незначительную роль. Первый представлен небольшими массивами гранитоидов в Восточном Прибайкалье, связанных с развитием забайкальских каледонид. Мезозойские отложения выполняют цепочку мелких грабенообразных впадин в бассейне р. Селенги.

В заключение краткого обзора структур фундамента Байкальской впадины подчеркнем особенности тектонического развития Прибайкалья в докайнозойский период и основные элементы разломной тектоники этой территории. Наиболее важным моментом геологической истории Прибайкалья, определившим все последующее его развитие, явилось заложение на рубеже раннего и позднего архея системы разломов краевого шва платформы, ознаменовавшее коренной скачок в развитии структуры земной коры — переход от овоидных тектонических форм к линейным (Замараев, 1961, 1967). На рассматриваемой территории краевого шва образует две ветви — присаянскую и прибайкальскую, представлен-

ные соответственно Главным Саянским и Приморским глубинными разломами. Последний в Северо-Западном Прибайкалье расщепляется на Передовой, Окунайский и Левоминьский разломы. Кроме того, отсюда в северо-восточном направлении отходят внутригеосинклинальные глубинные разломы более позднего заложения — Байкало-Мамский, Абчадский, Байкало-Конкудерский и Намаминский (Мазукабов, 1974).

Развиваясь транзитно, на протяжении нескольких тектонических циклов краевой шов оказывал непосредственное влияние на тектоническое развитие прилегающей территории. В позднем архее он контролировал заложение слюдянской геосинклинали и последующую линейную складчатость слюдянского комплекса, структура которого повсеместно подчинена контуру краевого ограничения платформы. С этой же складчатостью была связана «линеаризация» овоидных структур прилегающей части шарыжалгайского комплекса.

В раннем протерозое вдоль зоны краевого шва со стороны платформы сформировался Прибайкальский пришовный прогиб, заполнение которого было сопряжено с осадконакоплением в смежной геосинклинальной области. Раннепротерозойская складчатость проявилась по всей территории складчатой зоны, но с особой интенсивностью — вблизи краевого шва платформы, где заметную роль играли сдвиговые деформации. Она сопровождалась высокотемпературным метаморфизмом умеренных давлений, степень которого возрастала к пришовной полосе, достигая здесь гранулитовой фации. Весьма существенной структурно-метаморфической перестройке подверглась также окраинная часть фундамента платформы.

К началу среднего протерозоя на территории, близко отвечающей современным контурам Байкальской впадины, обособилась стабильная область поднятия — зона раннепротерозойской завершенной складчатости. Ограничивающие ее внутригеосинклинальные глубинные разломы контролировали заложение средне-позднепротерозойских геосинклинальных трогов и последующую складчатость байкалид. Однако зона краевого шва по-прежнему сохраняла высокую тектоническую активность. В среднем протерозое здесь проявилась мощная тектоно-магматическая активизация, приведшая к становлению Прибайкальского плутоно-вулканического пояса.

Завершение среднепротерозойского этапа ознаменовалось интенсивными приразломными дислокациями. К этому времени относится формирование современного облика зон бластомилонитов и динамометаморфических диафторитов Главного Саянского и Приморского разломов. В период позднепротерозойского осадконакопления краевой шов проявился в резком различии фаций и мощностей отложений при переходе от платформы к геосинклинали. Его же влиянием обусловлены особенности складчатости трехчленного комплекса.

В палеозое на территории протерозоид Прибайкалья установился режим орогена с общим преобладанием блоково-разрывной тектоники. В этот период формируется основная сетка разрывов территории, в значительной мере наследующая систему разломов более древнего заложения. Из новообразованных крупнейшими являются надвиги и тектонические покровы системы краевого шва. Перемещение по ним (надвигание с юго-востока) сочеталось с левосдвиговыми движениями в зоне Приморского разлома. Большинство палеозойских разрывов представлено зонами катаклаза и расланцевания. В отдельных случаях отмечается низкотемпературный диафторез.

В мезозое Прибайкалье было вовлечено в процесс аркогенеза (Павловский, 1948). Краевой шов играл при этом роль структуры разграничения стабильной платформы и формирующегося Саяно-Байкальского сводового поднятия.

## Кайнозойская структура

Заложение Байкальской впадины произошло не позднее миоцена, а возможно даже в олигоцене или в эоцене (Замараев, Самсонов, 1959; Логачев, 1968; Флоренсов, 1960). Мощность кайнозойских отложений в ней наиболее значительная по сравнению с другими впадинами байкальского типа и приближается к 5000 м. Длина впадины достигает 750 км, а наибольшая ширина — 75 км (на широтах п-ова Святой Нос и дельты р. Селенги).

Тажеранско-Ольхонским сухопутным поднятием и подводным поднятием Академического хребта Байкальская впадина разобщается на две: Северную и Южную, кулисообразно сочленяющиеся между р. Большой на восточном берегу озера и устьем р. Бугульдейки на западном (рис. 7). Протяженность Северной впадины достигает 470 км. Наибольшую ширину она имеет несколько севернее п-ова Святой Нос. Отсюда впадина постепенно сужается в северо-восточном и юго-западном направлениях. Ее северо-восточная часть на протяжении 75 км является сухопутной. Юго-западная центриклиналь впадины также находится на сухопутье, проходя через Малое Море на междуречье Анги и Бугульдейки. Глубина озера в этой впадине не превышает 800 м. По поверхности дна здесь фиксируется асимметричная котловина с пологим восточным и очень крутым северо-западным бортом. Наиболее погруженная часть котловины, очерчиваемая изобатой в 800 м, является плоской, ширина этой подводной равнины достигает 30—35 км. Она непосредственно примыкает к крутому подводному уступу северо-западного борта, а от восточного берега отстоит на 15—30 км. В целом озерная котловина является асимметричной, типичной для впадин байкальского типа (Флоренсов, 1960).

Рельеф поверхности кристаллического ложа впадины изучен весьма слабо, так как для этой цели привлекались только материалы гравиметрии (Зорин, 1971). По этим данным, поверхность фундамента образует мульду, ядро которой смещено к северо-восточной центриклинали впадины.

Северо-западный борт впадины повсеместно очерчивается разломами. В одних случаях они отделяют впадину от Приморского хребта, а в других — от промежуточных ступеней, расположенных между впадиной и хребтом. Так, юго-западнее зал. Малое Море впадину ограничивает широко известный Приморский разлом, который в районе пос. Зама уходит под воды Байкала. Северо-восточнее пос. Замы в роли краевого разлома впадины выступает подводная часть Северо-Байкальского разлома, выраженная крутым уступом дна вблизи подножия хребта. Еще севернее ее сменяет Куркулинский разлом, выраженный как наземным, так и подводным уступами. Севернее устья р. Тыи и в бассейне р. Кичеры впадина ограничивается Кичерским разломом. К сухопутным участкам названных разломов приурочены круглые (45—60°) склоны хребта, имеющие денудационно-тектоническое происхождение. Показательно, что разломы северо-западного борта впадины не являются прямолинейными, а состоят из отдельных, сочленяющихся под различными углами отрезков, длина которых исчисляется первыми километрами и редко превышает 10 км. Высота морфологически выраженных денудационно-тектонических уступов изменяется от первых сотен метров у юго-западной центриклинали впадины до 1000 м в средней и северной ее частях.

Восточный борт впадины обычно плавно сливается со склоном Баргузинского поднятия. И только в северной части (в левом борту долины р. Верхней Ангары и более северных участках) он осложнен продольными относительно малоамплитудными разломами. Заметно осложняют также восточный борт впадины Язовский и Давшанский разломы, диагонально вторгающиеся в Баргузинский хребет. Борт впадины осложнен здесь также сателлитными прогибами — Давшанским и Язовским.

Осевая линия Северной впадины Байкала выписывает в плане сигмоиду, центральная часть которой имеет близкое к меридиональному простирание, а окончания — северо-восточное ( $45-50^\circ$ ). Сообразно с изменением простирания впадины меняется ориентировка главных разломов. В предопределении контуров впадины Северного Байкала участвуют несколько систем различно ориентированных разломов. В северо-восточной части впадины наиболее широко развиты разломы, простирающиеся на северо-восток  $50^\circ$ ; менее часты сопряженные с ними разломы, простирание которых ограничивается  $5-40^\circ$ . На третьем месте — разломы северо-западного простирания, являющиеся поперечными по отношению к впадине. Аналогичное соотношение простираний и количества систем разломов имеет место и в южной центриклинали впадины. Ось впадины в обеих центриклиналах ориентирована в общем параллельно наиболее развитой системе разломов, т. е. на северо-восток  $45-50^\circ$ . Но следует подчеркнуть, что эти разломы, будучи согласными с простиранием центриклинали впадины, являются диагональными по отношению к Баргузинскому и Приморскому сводовым поднятиям. В центральной части Северного Байкала развиты системы разломов той же ориентировки, что и в ее центриклиналах, но здесь разломы, простирающиеся на северо-восток  $45-50^\circ$ , являются не согласными с простиранием этого участка впадины, а диагональными по отношению к ней. В целом для Северной впадины Байкала можно выделить три системы разломов — субмеридиональные, северо-восточные и северо-западные. В различных частях впадины ведущая роль в предопределении ее ориентировки принадлежит разным разломам: в центриклиналах преобладает северо-восточное направление ( $45-50^\circ$ ), в центральной части — меридиональное. Северо-западное направление разрывов остается в общем поперечным по отношению к простиранию впадины во всех ее отрезках.

В своей сухопутной части перемычка между северной и южной впадинами представлена Тажеранско-Ольхонским поднятием. Тажеранская часть этого поднятия возвышается над юго-западной центриклиналью Северной впадины на 400 м. Более высоким является поднятие о. Ольхон, на котором абсолютные отметки вершинной поверхности достигают 1000 м. Тажеранско-Ольхонское поднятие в целом имеет сводовый характер.

Широко известное подводное поднятие Академического хребта проходит через Ушканьи острова, в становлении кайнозойской структуры которых существенную роль играют изгибы и разломы поверхности. Эта перемычка является конседиментационной.

Южная впадина оз. Байкал построена более сложно, чем северная, и превышает ее по размерам. Протяженность более 500 км. Эта структура, как и северная, имеет асимметричное строение. Кроме того, в рельефе дна озера выделяется подводное поднятие, расположенное против дельты р. Селенги и разделяющее впадину на две котловины. Максимальные глубины южной котловины превышают 1300, а северной — 1600 м. Днища обеих котловин плоские.

Поднятие, разделяющее котловины, возникло благодаря гравитационному соскальзыванию осадочной толщи с бортов впадины, что является обычным явлением для песчано-глинистых отложений, залегающих в некомпенсированных прогибах (Замараев, 1967). Кристаллический фундамент впадины в этом месте не приподнят, а напротив, залегает наиболее глубоко по сравнению с другими участками Байкала. Соскальзывание осадочной толщи происходило в северо-северо-западном направлении с юго-восточного борта Усть-Селенгинской депрессии и в запад-северо-западном с ее северо-восточного борта, а также и с северо-западного. Благодаря такому встречному перемещению мощных осадочных толщ и возникло крупное поднятие, разделяющее южную и среднюю котловины Байкала. Этот экзотектонический процесс привел к тому, что поднятие усложнилось серией продольных по отношению к Байкалу

синклинальных и антиклинальных складок, амплитуды которых достигают 1000 м, а протяженность 30—60 км (Замараев, 1967). Наряду с медленным гравитационным процессом, здесь имели место и катастрофические сползания крупных масс кайнозойских осадков. Такое происхождение имеют, вероятно, заливы Провал, Истокский и Посольский Сор (Флоренсов, 1960). Можно полагать, даже при отсутствии инструментальных наблюдений, что гравитационный тектогенез в осадочной толще Байкала имеет место и в настоящее время, так как по условиям своего залегания эта толща не достигла еще состояния статического равновесия.

Поверхность кристаллического ложа южной впадины Байкала залегает, судя по материалам гравиметрии, в наиболее погруженной части на абсолютных отметках 5—6 км. В целом она выписывает асимметричную синклинальную структуру, ядро которой смещено к северо-западному борту. Юго-восточный борт впадины относительно пологий, но в Селенгинской депрессии он погружается довольно круто (8—10°) (Замараев, Самсонов, 1959). Местами восточный борт впадины осложнен продольными и поперечными разрывами, образующими подводные и суходольные уступы. Наиболее крупными из этих разрывов являются разлом Черского (Солоненко и др., 1968), а также разлом, проходящий вдоль подножия Хамар-Дабана между р. Снежной и г. Бабушкиным. На юго-восточном борту южной впадины Байкала, в отличие от северо-западного, широко развиты суходольные поля кайнозойских отложений, моноклинально погружающиеся к оси впадины. Эта моноклиналь осложнена местами серией мелких складчатых структур, имеющих гравитационное происхождение. Особенно хорошо они фиксируются вдоль юго-восточного побережья Байкала (Воропинов, 1965).

Северо-западный борт впадины почти повсеместно очерчен продольными разломами. От юго-западной центриклинали впадины до северной оконечности Ольхона непрерывно прослеживается денудационно-тектонический уступ, обусловленный разломом сбросового типа. Он хорошо выражен как в сухопутной, так и подводной частях впадины. Высота уступа достигает 1500—2000 м южнее пос. Листвянка, 1000 м в междуречье Голоустной и Бугульдейки и 2000 м на широте о. Ольхон. Разница высотных отметок исходной поверхности выравнивания на Приморском хребте и во впадине достигает 3 км южнее пос. Листвянка и 5 км у о. Ольхон. Однако эти цифры не могут быть приняты за амплитуду сбросов, так как отражают суммарную величину перемещения блоков путем изгиба и по разломам. В плане зоны молодых сбросов имеют изломанные линии, состоящие из серии коротких разрывов.

Простираение Южной впадины Байкала изменчиво. Между п-овом Святой Нос и пос. Листвянка оно северо-восточное (50°), а южнее пос. Листвянка — субширотное. Элементарные отрезки разломов, оконтуривающих часть впадины, расположенную севернее пос. Листвянка, не обнаруживают ярко выраженных максимумов простираений. Но можно заметить, что большинство из них являются согласными с простираением оси впадины, другие склоняются к меридиональному направлению, а третьи — к субширотному. Угнетенное развитие имеют разломы северо-западного простираения, являющиеся поперечными к оси впадины. Местами, как, например, в дельте Селенги, роль их в предопределении контуров и местоположения впадины заметно возрастает. В Култукской центриклинали простираения большинства разломов диагональны по отношению к простираению ее осевой зоны. Однако и здесь видно, что главные разломы, в частности Южно-Байкальский, в общем конкордантны с впадиной.

Северо-восточная центриклиналь Южной впадины осложнена на северо-западе подводным уступом Ольхонского разлома. Оригинальной структурой является здесь поднятие п-ова Святой Нос, представляющее собой по поверхности выравнивания моноклиналь, круто наклоненную на северо-запад, в сторону Ольхонского разлома. С юго-востока монокли-

наль оборвана Святоносским разломом, образующим денудационно-тектоническую ступень, высота которой достигает 1000 м.

Поднятие Приморского хребта, сопряженного с Байкальской впадиной с северо-запада, также является крупной неотектонической структурой рифтовой зоны. Оно носит сводовый характер и является асимметричным. Его западный склон более пологий и широкий, чем восточный. Последний повсеместно осложнен сбросовыми уступами. В направлении с севера на юг это Тыйский, Рельский, Северо-Байкальский, Приморский и Южно-Байкальский разломы. Северо-западная граница Приморского сводового поднятия севернее р. Киренги проходит по предгорной флектуре, а в междуречье Ангары и Киренги склон свода плавно сливается с бортом Предбайкальского предгорного прогиба. У истока Ангары свод замыкается, южнее со впадиной граничит Олхинское плоское поднятие, абсолютные отметки которого составляют 800—1000 м. Вдоль оси Приморского сводового поднятия гипсометрическое положение поверхности выравнивания изменяется от 1000 до 2200 м. Наибольшие из отметок приурочены к широте Северного Байкала. В северной части Приморский свод деформирован изгибами второго порядка.

С востока впадина Байкала граничит с рядом сложно построенных поднятий. Наиболее крупным из этих поднятий является Баргузинское, прослеживаемое от устьевой части одноименной реки до долины Верхней Ангары. Это поднятие является типично сводовым, с ярко выраженной асимметрией, характерной для сводов Прибайкалья. Его западный склон пологий, плавно погружающийся под воды Байкала, а юго-восточный — узкий и крутой. Он оборван к тому же серией разломов Баргузинской впадины. Максимальные абсолютные отметки Баргузинского поднятия достигают 2600 м, а ширина — 100 км. В южном направлении он постепенно сужается, а на севере почти полностью срезан диагонально наложенной на него Верхнеангарской впадиной. Баргузинский свод осложнен диагонально вторгшимися в него со стороны Байкальской и Баргузинской впадин разломами и следующими за ними впадинами-сателлитами — Давшанской, Язовской, Сосновской и другими. Следует отметить, что эти диагональные структуры имеют такое же простирание, как и северо-восточная центриклиналь Байкальской впадины и Верхнеангарская впадина. Южнее устья р. Баргузин одноименный свод утрачивает свое морфологическое выражение.

Другим крупным неотектоническим сооружением, ограничивающим Байкальскую впадину с юго-востока, является куполовидное поднятие Морского хребта. На его плоском своде вершинная поверхность находится на абсолютных отметках 1800 м. Северо-западный склон этого поднятия относительно круто погружается под воды Байкала, а в междуречье Большой и Малой Сухой он осложнен Морским сбросом. Морской свод со всех сторон обрамлен впадинами. На юго-востоке — Итанцинской и Селенгино-Итанцинской, а на северо-западе — Байкальской.

Селенгино-Итанцинская впадина имеет ярко выраженный приразломный характер. При общем северо-восточном простирании ( $30-35^\circ$ ) она состоит из отдельных разноориентированных отрезков, предопределенных разломами, простирающимися на северо-восток  $30-35^\circ$ , на северо-восток  $60-70^\circ$  и на северо-запад  $350-360^\circ$ . Длина отдельных прямолнейных отрезков разлома составляет 5—10 км. Яркое морфологическое выражение имеет только Хаимский разлом. Характерной особенностью Итанцинской впадины является то, что она унаследованно развивается с верхнего мезозоя. Внизу здесь залегает юрско-меловая безугольная грубообломочная моласса, мощность которой достигает в отдельных местах 600 м (скважина у дер. Ключево). Мезозойские отложения перекрыты во многих местах глинистыми образованиями коры выветривания мощностью в несколько метров. Венчается разрез кайнозойскими валунно-галечными отложениями, мощность их достигает местами 60 м.



Рис. 8. На переднем плане — Бугульдейско-Тажеранская промежуточная тектоническая ступень (фото С. М. Замараева).

Так же с мезозоя унаследованно развивается и Селенгино-Итанцинская впадина, выполненная в основном четвертичными и верхнемезозойскими осадками. Первые представлены фациями песков, слагающих юго-восточную часть впадины, где их мощность достигает 150—200 м, и фациями руслового аллювия, мощностью до 100 м, тяготеющих к тальвегу долины. Верхнемезозойские отложения в этой впадине представлены, в отличие от Итанцинской, преимущественно песчаниками, а не конгломератами и фангломератами, преобладающими в последней. Обе эти впадины имеют асимметрию, обратную байкальской.

Поднятие хр. Хамар-Дабан, ограничивающее впадину оз. Байкал с юга, является сводовой структурой. В своей осевой части оно осложнено Верхнетемникской впадиной, в результате чего свод распадается на два поднятия второго порядка — Хамар-Дабанское и Мало-Хамар-Дабанское.

Важное место в кайнозойской структуре Прибайкалья имеют тектонические ступени, поверхность которых занимает промежуточное гипсометрическое положение между осями поднятий и поверхностью кристаллического ложа впадины. Обособляются ступени суходольные и подводные. С боков они контактируют с поднятиями и впадиной, а по простиранию переходят иногда в сводовые поднятия.

Особенно широко развиты промежуточные ступени на северо-западном побережье Байкала. Крупной структурой такого типа является южная часть Тажеранско-Ольхонского поднятия, находящаяся между проливом Ольхонские Ворота и устьем р. Бугульдейки (рис. 8). При длине 80 км его ширина достигает всего 15 км. На северо-западе ступень ограничена Приморским разломом, а на юго-востоке — Ольхонским. На широте Тажеранской степи поверхности ступени залегают на 600 м ниже, чем на Приморском своде, и на несколько километров выше, чем поверхность фундамента в прилегающей части впадины. Поверхность выравнивания на этой ступени изогнута и описывает свод. Вблизи склона Приморского поднятия она погружается в сторону Приморского разлома, благодаря чему образовалась узкая приразломная впадина — Чернорудская.

При следовании на северо-восток от южной оконечности Малого моря последовательно выделяются Сарминско-Курминская, Зундук-



Рис. 9. Вид на Котельниковско-Сыннырскую промежуточную тектоническую ступень в районе с. Байкальского (рисунок по фотографии А. М. Мазукабзова).

ская и Кочериковская промежуточные ступени. Все они суходольные и представляют собой блоки земной коры, ограниченные продольными разломами. Поверхности Зундукской и Кочериковской ступеней образуют моноклинали, наклоненные в сторону хребта, благодаря чему в их наиболее погруженных частях образовались небольшие впадины-сателлиты Байкала, выполненные кайнозойскими, в том числе третичными, осадками. Размеры этих ступеней незначительны. Наибольшая из них, Кочериковская, имеет ширину 7 км при длине 30 км. Следующая ступень — Солонцовая — ограничена подводной и суходольной ветвями Северо-Байкальского разлома. Вершинная поверхность на этой ступени, как и трех предыдущих, не поднимается выше 600—800 м. Далее прослеживается узкая Кедровая ступень, западная часть которой находится на суходолье, а восточная покрыта водами Байкала. С обеих сторон ступень ограничена разломами. Средние размеры имеет Мужинайская тектоническая ступень. Восточная ее половина перекрыта водами Байкала, а западная полого вздымается в сторону хребта, не выше 600—700 м. Более крупной на северо-западном берегу Байкала является Котельниковско-Сыннырская сводово-блоковая ступень (рис. 9). Поверхность этой ступени изогнута сводообразно и поднимается до абсолютных отметок 1600 м. На северо-востоке она переходит в Сыннырский свод, сопряженный с северо-восточной центриклиналью впадины Байкала. Протяженность ступени превышает 100 км при максимальной ширине 15—20 км. Местами у береговой линии Байкала она перекрыта кайнозойскими осадками. Характерной особенностью промежуточных ступеней северо-западного побережья Байкала является то, что многие из них располагаются в вершинах тупых углов, образуемых окраинными разломами Байкальской впадины. Таково положение Солонцовой, Кедровой, Мужинайской ступеней.

Две промежуточные ступени наблюдаются и на южном побережье Байкала: Утуликская и Снежинско-Танхойская. Та и другая сложены в приповерхностной части преимущественно кайнозойскими осадками. С нагорной стороны они очерчены Предхамар-Дабанским разломом, а с озерной — системой разломов Черского. Небольшая промежуточная ступень может быть выделена в восточной части п-ова Святой Нос, где она ограничена ортогонально сочленяющимися разломами.

С точки зрения кинематики тектонического процесса своеобразие промежуточных ступеней заключается в том, что они, будучи заключены между субпараллельными разломами и являясь узкими пластинами, находятся между двумя крупными блоками литосферы, испытывающими разнонаправленные движения. При этом блок впадины опускается, а хребта — поднимается, в результате чего блоки промежуточных ступеней подвержены более интенсивным напряжениям, чем сопредельные. Здесь наряду с прочими деформациями мог проявиться и эффект кручения. Повышенная тектоническая активность промежуточных ступеней, возможно, и обуславливает их повышенную сейсмичность. Об этом можно

судить из того, что большинство палеосейсмодислокаций, обнаруженных на северо-западном побережье Байкала (Солоненко и др., 1968а), приурочены именно к этим ступеням.

### Соотношение древней и кайнозойской структур

Характер наложения впадины оз. Байкал на древнюю структуру удобнее рассматривать порознь для ее северо-западного и северо-восточного бортов.

На участке между пос. Култук и истоком Ангары разлом, ограничивающий здесь впадину, резко дискордантно срезает складчатую структуру шарыжалгайской серии архея. Северо-восточнее истока Ангары впадина Байкала ортогонально накладывается на Присаянский юрский предгорный прогиб, имеющий северо-западное простирание и прослеживающийся под водами Байкала в Селенгинскую депрессию (Замараев, Самсонов, 1959). Далее на северо-восток, вплоть до устья р. Бугульдейки, борт впадины и ограничивающий ее разлом простираются в общем согласно с ориентировкой складчатых дислокаций трехчленного байкальского комплекса и линейной интрузии приморских гранитов. Между устьем Бугульдейки и мысом Арул Приморский разлом, ограничивающий впадину, проходит по юго-восточному краю Прибайкальской ветви краевого шва Сибирской платформы, которая выражается здесь во многих местах линзами бластомилонитов, развитых по приморским гранитам. Северо-восточнее мыса Арул до мыса Хибелен Северо-Байкальский разлом, ограничивающий впадину, состоит из серии элементарных отрезков, имеющих субмеридиональное и северо-восточное простирание. Поэтому контур впадины оказывается здесь по отношению к древней структуре в одних местах согласным, в других — дискордантным. Севернее мыса Хибелен Рельский и Тыйский разломы, ограничивающие промежуточную ступень, а также Курлинский и Кичерский, обрамляющие впадину, ориентированы в общем согласно с древними структурами; но в районе Котельниковского мыса древняя структура сечется ими почти поперек. Примечательно, что севернее долины р. Тья простирание древней структуры меняется от субмеридионального до северо-восточного. В соответствии с этим изменилось и направление разлома, ограничивающего впадину. В целом северо-западный борт долины оз. Байкал на большем своем протяжении обнаруживает прямую зависимость от общего простирания древней структуры, приспособившись в конечном счете к краевому шву Сибирской платформы. Резкая дискордантность кайнозойской структуры по отношению к шарыжалгайской является следствием не только кайнозойских процессов, а обусловлена также краевым швом Сибирской платформы.

Севернее долины р. Тья северо-западный борт Байкальской впадины не подчиняется ориентировке краевого шва, а следует параллельно простиранию складчатых комплексов и глубинных разломов, сформированных на протерозойском этапе развития геосинклинали.

Как отмечалось выше, кайнозойские разломы северо-западного борта впадины Байкала состоят из отдельных, протяженностью в несколько километров, отрезков, сочленяющихся между собой под определенными углами. Ориентировка этих элементарных отрезков зависит от региональной делимости земной коры в кристаллическом обрамлении впадины. В северной части Байкала развиты кайнозойские разломы нескольких направлений, среди которых наиболее выделяются простирающиеся на северо-восток  $30^\circ$  и  $50^\circ$ . Меньше распространены системы разломов с простиранием северо-восток  $10^\circ$  и  $60^\circ$ . Здесь же развиты поперечные разломы, имеющие северо-западное направление ( $310-340^\circ$ ). Сравнение диаграммы простираний региональной трещиноватости и кайнозойских разломов

вполне однозначно указывает на совпадение максимумов тех и других. Подобную ориентировку обнаруживают и древние региональные разломы, неактивизированные в кайнозое.

На побережье средней части Байкала, где нами также проводились специальные структурные исследования, установлено, что максимумы простираний кайнозойских и древних разломов также совпадают.

В Приольхонье тоже обнаруживается, судя по исследованиям С. П. Плешанова и Ю. А. Чернова (1971), идентичность простираний кайнозойских разломов и трещиноватости пород, сформированной в докембрии.

Для правильного понимания возраста разрывов, являющихся составными элементами впадины оз. Байкал, определенное значение имеют результаты изучения трещиноватости юрских конгломератов, слагающих борт впадины северо-восточнее истока р. Ангары. Здесь наблюдаются как трещины отрыва, так и трещины скалывания, пересекающие обнажения на всю их высоту. Анализ поля напряжений по сопряженным сколам свидетельствует о том, что образование этих трещин происходило в условиях субгоризонтального сжатия. Известно, что сжатие в этом регионе имело место в юре, когда архейские образования были надвинуты на юрские (Данилович, 1961). Простирания береговых кайнозойских разломов совпадают с простиранием юрских трещин. Это позволяет сделать вывод о том, что мезозойская трещиноватость была использована при становлении кайнозойских разломов.

Район юго-западной оконечности Байкала один из показательных в отношении связи новейших структур с докембрическим субстратом. Прежде всего эта связь усматривается здесь в близком совпадении направления основных морфоструктур с генеральным простиранием метаморфических толщ. В частности, южная береговая линия Байкала и горизонтали усредненного рельефа северо-восточного склона хр. Хамар-Дабан следуют за простиранием слюдянской кристаллической толщи. Впадина озера замыкается на том участке, где эта толща испытала интенсивную поперечную складчатость, вызвавшую появление северо-восточного простирания пластов. Вся территория Байкало-Торской поперечной перемычки является в то же время и областью проявления поперечной складчатости. Западнее вновь преобладают линейные складчатые структуры, и на них продольно накладываются небольшая Быстринская и Торская впадины. Следует также отметить, что направления главных отрогов хр. Хамар-Дабан в этом районе в значительной мере подчинены простиранию метаморфических толщ. Таким образом, здесь мы видим яркий пример влияния неоднородностей древнего субстрата на расположение и оконтовку различных элементов кайнозойской морфоструктуры.

С целью выявления более конкретных форм связи новейших и древних структур было предпринято специальное изучение трещинной и разрывной тектоники на территории Слюдянского флогопитоносного района. Трещиноватость изучалась в 25 пунктах, выбранных таким образом, чтобы они находились вдали от разрывных смещений, в различных участках складок того или иного направления и в разных породах. Главной задачей являлось установление связи трещиноватости со складчатой структурой. В каждом пункте производились массовые замеры трещин. Данные замеров выносились на отдельные (частные) круговые диаграммы, по которым затем была составлена сводная (см. рис. 6). На ней показано отсутствие явных закономерностей в ориентировке трещин на площади. Можно лишь заключить, что пологие трещины распространены мало. При поисках закономерностей в ориентировке трещиноватости и основе ее рационального разделения на системы применен иной метод составления сводной диаграммы. При нем все частные диаграммы вначале приводились к одному простиранию слоистости пород, а затем к ее горизонтальному залеганию. Полученная таким образом диаграмма показывает, что

трещины образуют несколько систем. Здесь, кроме наиболее многочисленной пластовой системы, выделяются два пояса. Внешний пояс объединяет системы, нормальные к напластованию. Во внутреннем расположены максимумы систем, наклонных по отношению к пластовой. В целом на диаграмме видна определенная закономерность в расположении трещин по отношению к слоистости пород. Она же устанавливается и при сравнительном анализе частных диаграмм, показывающих, что в сходных условиях залегания различных по составу и стратиграфическому положению породы слюдянской толщи обладают одинаковым количеством и сходной ориентировкой главных систем трещин, а в случаях различного залегания пород относительное расположение систем трещин остается близким, но ориентировка их резко отличается. В то же время при совмещении максимумов пластовой системы трещин все диаграммы становятся принципиально подобными. Отсюда неизбежен вывод, что ориентировка главных систем тектонических трещин зависит от залегания пород. Системы трещин поворачиваются вместе с поворотом несущих их пластов. Поскольку залегание последних зависит от положения в тех или иных частях складок, вполне очевидно, что ориентировка трещин определяется складчатой структурой. Такая неразрывная пространственная связь свидетельствует о том, что появление мелкой тектонической трещиноватости в конечном счете связано со складчатостью. С другой стороны, заплоштение многих трещин разнообразными постскладчатыми жильными образованиями свидетельствует о более позднем (по отношению к последней складчатости) и неоднократном их подновлении.

Таким образом, мелкая тектоническая трещиноватость, как наиболее распространенная форма делимости горных пород, непосредственно влияющая на характер контуров рифтовых структур, оказывается в то же время связанной пространственно и генетически с древней складчатой структурой. Очевидно, в этом и заключается одна из сторон связи между древними и новейшими структурами. В частности, то обстоятельство, что среди трещин резко преобладают продольные, в значительной мере обусловило конкордантность контуров Байкальской впадины по отношению к простиранию древних толщ.

В ориентировке кайнозойских разрывов устанавливается иная закономерность, иллюстрируемая диаграммой (см. рис. 6), составленной для той же территории, что и сводные диаграммы трещиноватости. Здесь четко обособляются два максимума, отвечающие двум главным взаимно перпендикулярным системам крутопадающих разрывов. Как указывалось при характеристике древней структуры Слюдянского района, сетка разрывов этих направлений оформилась здесь еще в раннем протерозое. Во все последующие этапы разрывообразование происходило главным образом по тем же направлениям. Они же находят отражение и в ориентировке разновозрастных жильных и дайковых комплексов.

Наконец, такую ориентировку имеют системы кайнозойских разрывов, а также значительная часть базальтовых даек. Последние как бы завершают позднюю жильную серию. Имеются в виду пегматитовые, кальцит-флогопитовые и кварц-карбонатные жилы, к которым дайки базальтов близки по условиям залегания (см. рис. 6, диаграммы 3—6). Более того, есть основание считать, что формирование базальтовых даек происходило в сходной с жилами динамической обстановке, т. е. в условиях горизонтального сжатия северо-восточной ориентировки. Это следует не только из того факта, что дайки ориентированы преимущественно в северо-восточном направлении. Строго говоря, такое направление дайковмежающих полосей может быть объяснено либо с позиций одного лишь растяжения в направлении северо-запад — юго-восток, либо вертикального сжатия, поскольку дайки в основном крутые, а их простирания имеют широкий разброс (от широтных до меридиональных).

Дополнительную информацию дает анализ движений по кайнозой-

ским сместителям, направление которых определены по непосредственным перемещениям крыльев разрывов, или же по штрихам и бороздам скольжения. Эти данные приведены на сферограмме (см. рис. 6). Как видно, линии смещений ориентированы весьма разнообразно, но преобладают субгоризонтальные (около 60% с углами наклона  $< 30^\circ$ ), которые группируются в четырех секторах, соответствующих направлениям двух основных систем разрывов. Последние, таким образом, являются сопряженными сколами. Дайки базальтов частично совпадают с одним (северо-восточным) из сколовых направлений, а частично следуют по биссектору двугранного угла между ними, открытого на северо-восток. Отсюда однозначно выводится ориентировка главных осей напряжений:  $\sigma_1$  — северо-западная (аз.  $280-300^\circ$ ),  $\sigma_2$  — вертикальная,  $\sigma_3$  — северо-восточная (аз.  $10-30^\circ$ ).

Таким образом, две основные системы разрывов Слюдянского района с момента заложения и в последующие этапы активизации, включая и кайнозойский, сохранили свою ориентировку в пространстве, но в зависимости от характера поля напряжений в тот или иной этап приобретали различный генетический тип. Наиболее показательны в этом отношении разрывы северо-восточного простирания. Они возникли на заключительной стадии карельской складчатости как правосторонние сдвиги. В раннебайкальский этап те из них, которые оказались в сводах поперечных антиформ, испытали раскрытие и были заполнены гранит-пегматитами. В позднебайкальский период разрывы этой системы, будучи параллельными оси максимального сжатия, играли роль раздвигов, выполнявшихся пегматитами и кальцит-флогопитовыми жилами, а в последующем (палеозой или мезозой) — кварц-карбонатными прожилками. Наконец, в кайнозое они вновь приобрели характер сколов, но уже с левосторонними сдвиговыми смещениями. Изложенный материал по трещиноватости и мелким разрывам Слюдянского района показывает, что эти наиболее распространенные элементы современной мезоструктуры, нередко принимаемые за типично кайнозойские новообразования, в большинстве являются структурами полихронными, заложеными еще на ранних стадиях тектонического развития.

Юго-восточный борт долины между р. Утулик и дельтой р. Селенги, где в строении впадины разломы играют меньшую роль, чем на северо-западном борту, неогеновая осадочная толща налегает на разновозрастные орто- и парапороды, не обнаруживая зависимости от внутренней структуры кристаллического фундамента. Однако в простирании прибрежных кайнозойских разломов и некоторых древних разломов, закартированных в хр. Хамар-Дабан, имеется согласованность.

Между пос. Гремячинск и дер. Сухой берег Байкала ориентирован поперек складчатой структуры талачанской толщи. Далее на северо-восток, вплоть до бухты Сосновка, борт впадины, нередко ограниченный здесь разломами, простирается в общем параллельно складчатым структурам этой толщи. Аналогичное направление обнаруживает и ряд древних разломов. На этом участке береговая линия местами предопределена северо-западными разломами, активными в кайнозое. Широко развиты здесь и древние разломы такой же ориентировки.

На широте южной оконечности о. Ольхон и в более северных районах конфигурацию восточного борта впадины определяют разломы, ориентированные на северо-восток  $60^\circ$ , а также простирающиеся на северо-восток  $30^\circ$ ; разломы северо-западные и широтные играют меньшую роль. Они определяют главным образом очертания береговой линии озера. В целом же восточный борт Северной впадины Байкала проходит согласно с простиранием гранитоидных массивов и заключенных в них ксенолитов раннепротерозойских метаморфических пород.

Анализ трещиноватости метаморфических и интрузивных образований проводился нами в ряде мест. В метаморфических образованиях

п-ова Святой Нос отчетливо устанавливается несколько систем трещин. Наиболее ярко выражена система крутых субширотных трещин ( $60-70^\circ$ ) совпадающая с генеральными простираниями береговой линии. Выражены также трещины с простиранием  $300$  и  $10^\circ$ . С ними совпадают отдельные отрезки береговой линии.

На восточном побережье Чивыркуйского залива от руч. Большого Сухого до р. Большой Черемшанной в гранитоидах баргузинского комплекса наблюдается система сколовых трещин северо-восточного направления ( $25-40^\circ$ ), ориентированных параллельно побережью и круто ( $60-80^\circ$ ) падающих в сторону впадины. Развиты также системы трещин с простиранием  $280-300$  и  $320-330^\circ$ , но они играют гораздо меньшую роль в оформлении очертаний впадины оз. Байкал. В целом в районе Чивыркуйского залива, как и в других участках побережья оз. Байкал, установлена береговая линия, которая контролируется простираниями древней системы разрывных нарушений.

В районе бухты Ая наблюдаемые в крупных обнажениях гранитоидов трещины группируются в две системы с максимумами: аз. падения  $150$ , угол  $85^\circ$  и аз. падения  $255$ , угол  $75^\circ$ . При сравнении простираний этих систем трещин со спрямленными отрезками береговой линии бухты устанавливается их идентичность.

Из проведенного описания видно, что древние структурные элементы в значительной степени предопределили контур и местоположение впадины оз. Байкал.

## ТУНКИНСКАЯ ГРУППА ВПАДИН

Юго-западный фланг Байкальской рифтовой зоны представлен Тункинской группой впадин, вторгшейся от южной оконечности оз. Байкал в южное складчатое обрамление Сибирской платформы.

### Докайнозойский фундамент

Главным элементом древней структуры на территории юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны является Тункинский антиклинорий, который с севера и юга сопряжен с Ильчирским и Утуликским синклинориями. Эти широтные структуры к востоку сменяются Слюдянско-Бельским моноклинорием, имеющим северо-западное простирание и граничащим по зоне Главного Саянского разлома с Шарыжалгайским выступом платформы (рис. 10).

Осевая часть Тункинского антиклинория близко совпадает с общей осью рифтовых впадин и на значительном протяжении перекрыта отложениями кайнозоя. Ядро антиклинория сложено верхнеархейскими толщами, в крыльях преимущественно развиты нижнепротерозойские образования. Те и другие на востоке переходят в систему Слюдянско-Бельского моноклинория. Средне-верхнепротерозойские толщи принимают основное участие в строении синклинориев. Палеозойские и мезозойские осадочные образования на описываемой территории распространены весьма ограниченно. Первые выполняют Саган-Сайрскую грабен-синклиналь (бассейн р. Китой), а также фиксируются в ряде пунктов на южном склоне Тункинских гольцов. Останец мезозойских отложений известен на правом склоне долины р. Китой.

Среди интрузивных образований района преобладают протерозойские гранитоиды, разновеликие массивы которых сконцентрированы в осевых частях Тункинского антиклинория. Большая их часть представлена позднепротерозойским саянским комплексом, который, однако, не всегда уверенно может быть противопоставлен раннепротерозойским гранитоидам. Поэтому на схеме (см. рис. 10) те и другие объединены. Прочие

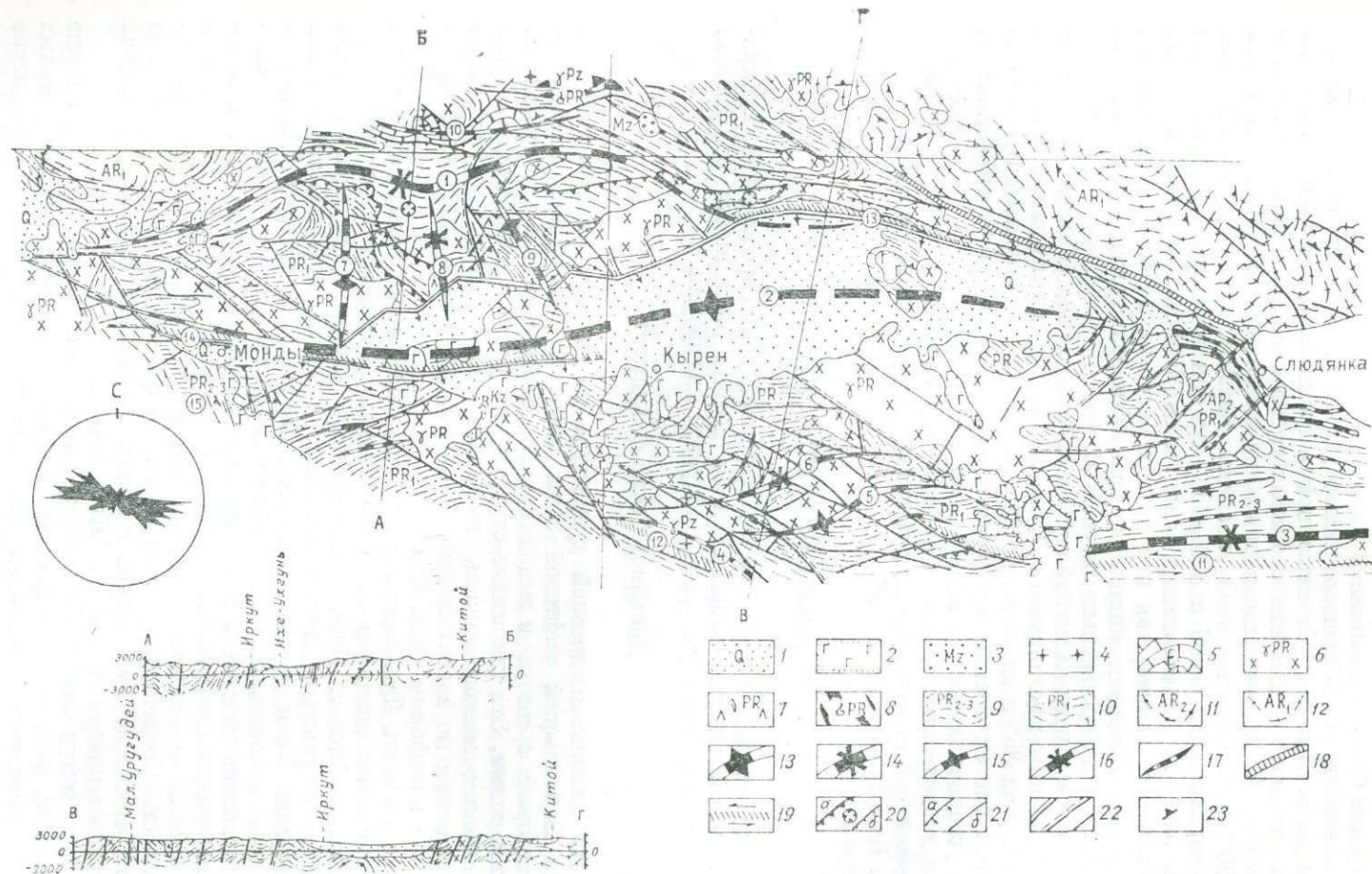


Рис. 10. Геолого-структурная схема района Тункинской впадины. Составил Е. П. Васильев.

интрузии не играют существенной роли в формировании общего облика геологической структуры района.

Ниже характеризуются основные структурно-вещественные комплексы фундамента Тункинской группы впадин.

Позднеархейский (слюдянский) комплекс прослеживается узкой полосой в ядре Тункинского антиклинория, обнажаясь по бортам Мондинской и Быстринской впадин, в Хара-Дабанской и Ниловой межвпадинных перемычках. Он представлен перевальной свитой слюдянской серии, сложенной в основном мраморами и кварцдионсидовыми породами. Сведения о тектонических условиях формирования позднеархейских формаций и их палеоструктуре приведены выше при характеристике древних структур юго-западного окружения Байкальской впадины. Следует отметить, что в отличие от Слюдяно-Бельской пришовной зоны, в какой-то мере сохранившей позднеархейский структурный план, на остальной территории группы Тункинских впадин, входящих в пояс байкалид, структуры позднего архея испытали переработку, по крайней мере дважды — в нижнем и верхнем протерозое. В современном виде залегание перевальной свиты полностью подчинено структуре Тункинского антиклинория. При общем субширотном простирании пласты пород падают в ту или иную сторону в зависимости от направления падения крыльев антиклинория и сопровождающих его складок. Позднеархейские магматические породы в районе не изучены.

Раннепротерозойский (хангарульский) комплекс пользуется наибольшим развитием в ближайшем окружении рифтовых впадин. Он прослеживается широкой полосой в южном (хамар-дабанском) крыле Тункинского антиклинория, а в северном образует значительные по площади поля, приуроченные к ядрам поперечных горст-антиклиналей. Разрез раннепротерозойских формаций, представленный гнейсо-мигматитовой хангарульской серией, на всей площади выдержан и в целом аналогичен ранее охарактеризованному разрезу Южного Прибайкалья.

Раннепротерозойская складчатость, проявившаяся в хангарульском комплексе весьма интенсивно, сопровождалась региональным метаморфизмом зонального типа. Наибольшая его степень отмечается в Слюдяно-Бельской пришовной зоне, где на отдельных участках соответствует гранулитовой фации. По мере удаления от этой зоны к юго-западу степень метаморфизма понижается до низких ступеней амфиболитовой фации, причем наибольшее площадное развитие получила зона силлиманит-альмандиновой субфации (зона гранитизации). Начальным проявлением метаморфизма сопутствовал базит-гипербазитовый магматизм, проявившийся рассеянными интрузиями в виде даек и мелких массивов. С кульминацией и последующей регрессивной стадией метаморфизма связано становление китойского комплекса, представленного обширными

---

1 — четвертичные отложения; 2 — кайнозойские базальты; 3 — мезозойские отложения; 4 — палеозойские гранитоиды; 5 — кембрийские отложения; 6—8 — протерозойские интрузии; 6 — гранитоиды, 7 — основные породы, 8 — ультраосновные породы; 9—12 — метаморфические образования: 9 — средне-верхнепротерозойские, 10 — нижнепротерозойские, 11 — верхнеархейские, 12 — нижнеархейские; 13 — оси антиклинориев; 14 — оси синклинориев; 15—16 — оси складок второго порядка; 15 — антиклиналей, 16 — синклиналей; 17 — оси складок третьего порядка; 18 — зона Главного Саянского разлома; 19 — зоны расланцевания (стрелками показано направление сдвиговых смещений); 20 — надвиги и останцы тектонических покровов (а), взбросы (б); 21 — сбросы (а) и разрывы неуставленного типа (б); 22 — возраст разрывных нарушений (на примере разрывов неуставленного типа); двойная сплошная линия — кайнозойские, двойная со штрихом — докайнозойские активизированные в кайнозое, одна сплошная — докайнозойские; 23 — залегание кристаллизационной сланцеватости и слоистости.

Цифры в кружках: 1 — Ильчирский синклиниорий; 2 — Тункинский антиклинорий; 3 — Утуликский синклиниорий; 4 — Уругудеевская синклиналь; 5 — Мало-Уругудеевская антиклиналь; 6 — Ингасунская синклиналь; 7 — Хонголдойская антиклиналь; 8 — Ара-Ошейская синклиналь; 9 — Шумацкая антиклиналь; 10 — Саган-Сайрская грабен-синклиналь; 11—15 — зоны расланцевания: 11 — Утуликская, 12 — Уругудеевская, 13 — Аршанская, 14 — Саган-Шулутская, 15 — Аерханская.

Слева — роза-диаграмма докайнозойских разломов (в процентах от суммарной длины).

полями мигматитов, массивами гнейсовидных гранитов и сетью жильных тел плагиогранитов, гранодиоритов, граносиенитов. В основной массе они приурочены к наиболее высокотемпературной зоне амфиболитовой фации метаморфизма.

Раннепротерозойские структуры в той или иной мере переработаны более поздней байкальской складчатостью. Помимо Слюдянско-Бельского моноклинория можно указать лишь два участка, где они, по-видимому, сохранились от переработки — это ядра Хонголдской и Шумакской горст-антиклиналей. На фоне субширотных структур байкалид они выделяются северо-западными простираниями нижнепротерозойских толщ. Очевидно, это реликты некогда единой складчатой системы. На остальной территории простирание складок в рассматриваемых толщах в целом согласуется со структурой Тункинского антиклинория, что не позволяет относить их к собственно хангарульским, поскольку большей частью эти структуры представляют суммарный результат двух генераций складок. Они устанавливаются, например, на западном замыкании антиклинория. Здесь, в породах харагольской свиты ранние изоклинальные складки повсеместно деформированы наложенными складками, имеющими устойчивое широтное простирание и пологое погружение шарниров. Первые же имеют самую различную ориентировку.

Средне-позднепротерозойский (байкальский) структурно-формационный комплекс распространен главным образом в пределах Ильчирской и Утуликско-Уругудеевской синклиноридных структур. В первый он представлен (снизу): карбонатной иркутской, терригенно-вулканогенными ильчирской и бурунгольской, карбонатной монголинской свитами суммарной мощностью до 10 км. В Утуликском синклинории ему отвечают отложения корниловской и шубутуйской свит (мощность до 4000 м), состав которых меняется от существенно терригенного до карбонатно-терригенного. Породы рассматриваемого комплекса метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. В современном виде это различные гнейсы и сланцы глиноземистого и карбонатно-кремнистого составов, параамфиболиты, мраморы и известняки, метаэффузивы. Из интрузивных образований наибольшим развитием пользуются гранитоиды средне-верхнепротерозойского саянского комплекса. Крупнейшие массивы этих пород расположены среди раннепротерозойских образований и на контактах их со средне-верхнепротерозойскими отложениями.

Байкальская складчатость была решающей в становлении основных ныне наблюдаемых элементов дорифтовой структуры — Тункинского антиклинория, Ильчирской и Утуликско-Уругудеевской синклиноридных структур.

Ось Тункинского антиклинория при общем широтном простирании плавно изогнута. Его южное крыло имеет в целом нормальное падение и выдержанное широтное простирание. Северное крыло на значительном протяжении опрокинута и осложнено крупными поперечными складками, в связи с чем в плане имеет извилистые очертания. Ильчирский синклинорий представляет узкую глубокую опрокинутую к северу структуру, ось которой дугообразно изогнута в плане, сближаясь на центриклиналях с осью Тункинского антиклинория. Утуликский синклинорий имеет исключительно выдержанное широтное простирание при общем пологом погружении к востоку. Подобно предыдущим структурам также опрокинут к северу. На западе он сменяется пологой моноклиналью, которая далее переходит в центриклиналь Уругудеевской складки.

Рассмотренные крупнейшие структуры включают комплекс сингенетичных дополнительных складок самых различных масштабов и морфогенетических типов. Из них наиболее крупными являются Ингасунская, Мало-Уругудеевская, Хонголдская, Ара-Ошейская и Шумакская складки. Первые две осложняют южное крыло Тункинского антиклинория.

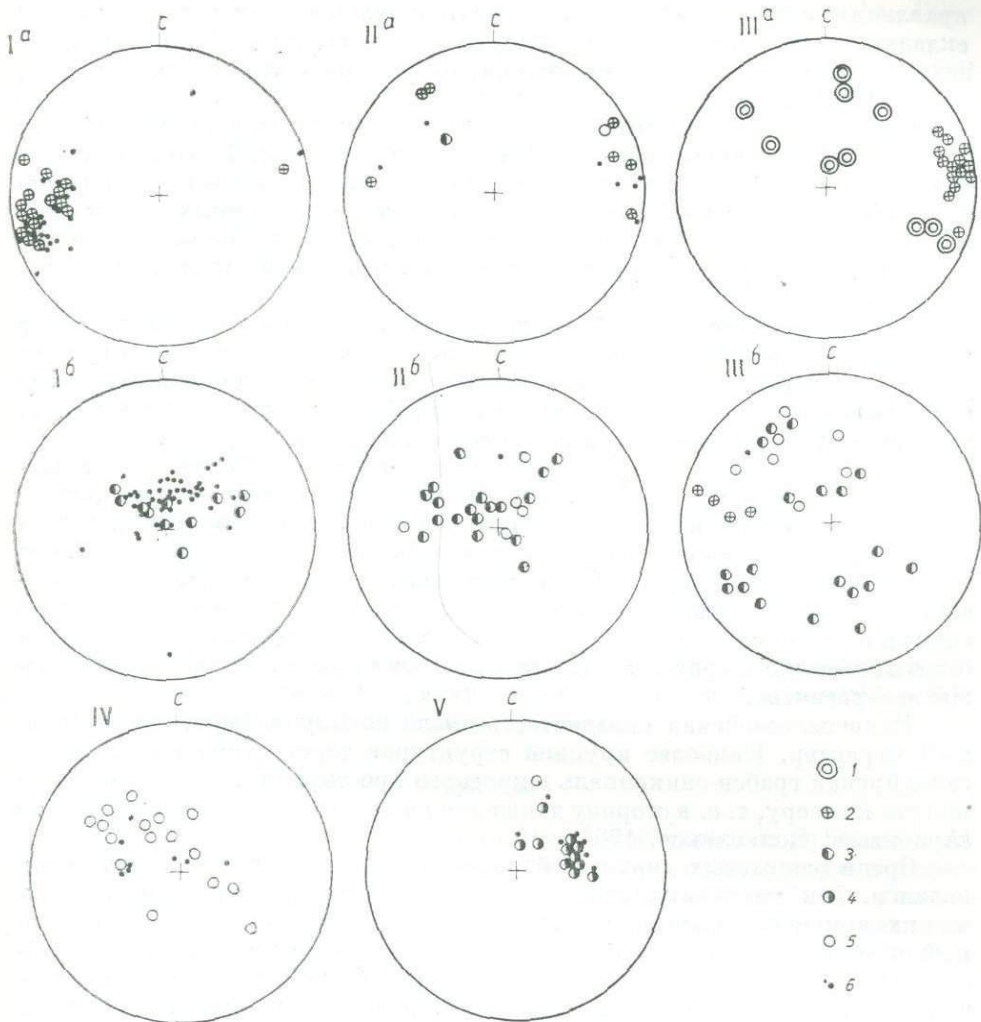


Рис. 11. Сферограммы ориентировки шарниров мелких складок и линейности в районах (составил Е. П. Васильев).

$I^a, b$  — Утулинской зоны расслаивания ( $a$  — к северу от зоны,  $b$  — в зоне);  $II^a, b$  — Аршанской зоны расслаивания ( $a$  — к северу от зоны,  $b$  — в зоне);  $III^a, b$  — Саган-Шулутской зоны расслаивания ( $a$  — к северу от зоны,  $b$  — в зоне); IV — в общем крыле Хонголдской антиклинали и Ара-Ошейской синклинали; V — в Аерханской зоне расслаивания.  
 1—5 — шарниры мелких складок (выходы на верхнюю полусферу): 1 — раннепротерозойских, 2 — позднепротерозойских, 3—4 — палеозойских (рисунок в плане: 3 — левосторонний, 4 — правосторонний), 5 — прочих (возраст и рисунок неясны); 6 — минеральная линейность.

Они линейные, открытые, несколько наклоненные к северу. В плане их оси сигмоидально изогнуты, причем рисунок изгибов в принципе подобен наблюдаемому у структур первого порядка. Три другие складки расположены в северном крыле антиклинория. Их контуры наиболее четко обрисовываются границей между нижнепротерозойским и перекрывающим его комплексами. Судя по залеганию этой границы, шарниры складок имеют перевернутое залегание с крутым погружением на юг, т. е. по падению опрокинутого крыла антиклинория. Подобную же ориентировку имеют здесь шарниры мелких складок (рис. 11, диагр. IV).

Все остальные, более мелкие позднепротерозойские складки можно отнести к одной многопорядковой системе, имеющей практически повсеместное развитие и характеризующейся единством ориентировки складок, ее выдержанностью на значительных площадях и подчиненностью на-

правлению структур первого и второго порядков. Ввиду этого мелкие складки на большей части территории простираются субширотно с незначительными отклонениями шарниров от горизонтали (см. рис. 11, диагр. I<sup>a</sup>, II<sup>a</sup>, III<sup>a</sup>).

Существенным элементом байкальской структуры является кливаж течения, параллельный осевым поверхностям складок. Наиболее интенсивно он проявлен в зеленосланцевых толщах, где местами совершенно подавляет слоистость. В сторону более высокотемпературных зон кливаж постепенно затухает, сменяясь послойной кристаллизационной сланцеватостью. В этом же направлении возрастает интенсивность мелкой складчатости.

Разрывные структуры байкалид преимущественно имели характер межформационных синскладчатых срывов. К числу наиболее крупных относятся субширотные взбросы и надвиги, развитые в Тункинских гольцах. Перемещения по ним подчинены общей тенденции движения масс, запечатленной в вергентности основных складчатых структур.

Раннепалеозойский (каледонский) комплекс в формационном отношении имеет локальное развитие. Общее воздымание региона, наступившее после завершения байкальской складчатости, сопровождалось интенсивным разрывообразованием и формированием узких межгорных прогибов-грабенов. К числу последних относятся Сагансайрский и Кыргаргинский прогибы, выполненные красноцветными молассовыми отложениями мощностью до 1000 м. Каледонские интрузии (гипербазиты, щелочные граниты и сиениты) имеют крайне незначительное площадное развитие.

Раннепалеозойская складчатость имела преимущественно приразломный характер. Наиболее крупной структурой такого типа является Сагансайрская грабен-синклиналь широтного простирания. Она резко опрокинута к северу, т. е. в сторону движения по ограничивающим ее разломам (Арсентьев, Волколаков, 1964).

Среди разрывных нарушений наиболее представительными являются надвиги. Эти крупноамплитудные, нередко имеющие характер тектонических покровов, разрывы в большинстве наследуют сместители взбросо-надвигов байкальского заложения. Наиболее крупными являются Китайская система надвигов, надвиги и тектонические покровы в северо-восточном крыле Хонголдойской антиклинали, разрывы системы Тункинского надвига. По ним устанавливается северо-восточная и субмеридиональная ориентировки вектора движений.

Не менее представительной группой каледонских разрывов являются мощные послойные зоны рассланцевания, протягивающиеся на десятки километров и выделяющиеся на фоне окружающих толщ своеобразным обликом пород (филлониты) и специфическим парагенезом мелких структурных форм (см. рис. 11, диагр. I<sup>b</sup>, II<sup>b</sup>, III<sup>b</sup>, V). Анализ последних позволяет заключить, что по зонам широтного простирания происходили левосдвиговые движения, а по Аерханской зоне, простирающейся на северо-запад, — правосдвиговые. Следовательно, они, как и надвиги Тункинских гольцов, формировались в условиях сжатия северо-восточной ориентировки.

Позднепалеозойский и мезозойский комплексы практически не находят отражения в структуре Тункинского района. Со среднего палеозоя данная территория представляла стабильную область с общей тенденцией к воздыманию. Этот предрифтовый период характеризовался преимущественным развитием разрывных дислокаций. В основном это мелкоамплитудные смещения разных генетических типов, часто сопровождаемые зонами катаклаза и обычно хорошо выраженные геоморфологически. Благодаря этим признакам кайнотипности они не всегда отличимы от собственно рифтовых разрывов. Известно, однако, что мезозойские разрывы несут определенный тип минерализации, с ними связаны

дайковый комплекс и мелкие интрузии амазонитовых гранитов (Шафеев, 1970).

В заключение краткого обзора докайнозойских структур подчеркнем основные особенности кинематики и динамики их формирования. На всех этапах, начиная с позднего архея, ведущую роль в образовании складчатых и разрывных структур рассматриваемой территории играли тангенциальные напряжения, обусловленные динамическим воздействием Сибирского кратона, периодически смещавшегося в сторону складчатой области (Замараев и др., 1975). При этом существенное влияние на структуру прилежащей территории оказывали движения в зоне Главного Саянского разлома. В позднем архее смещение кратона было фронтальным по отношению к саянскому отрезку краевого шва, что вызвало смятие слюдянской толщи в складки северо-западного простирания. Сходный план деформаций в общем характерен и для карельской складчатости, однако в структурах этого этапа уже отчетливо проявляется правосдвиговое смещение вдоль зоны Главного Саянского разлома. Структура байкалид формировалась в условиях меридионального сжатия и общего надвигания с юга на север. При этом краевой шов сохранил характер правого сдвига, вблизи которого широтные байкальские структуры испытывали отгибание к юго-востоку. В каледонский этап ось регионального сжатия вновь приобрела юго-западную ориентировку, что, по-видимому, отвечало направлению смещения кратона (его подвиганию под ороген). К этому времени толщи были уже достаточно консолидированными и реагировали на тектонические напряжения разрывообразованием преимущественно сдвиго-надвигового типа. Структуры позднего палеозоя и мезозоя развивались, вероятно, в том же поле напряжений.

### Кайнозойская структура

В новейшей структуре юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны отчетливо выделяется Тункинская ветвь впадин, сопряженная с поднятиями Тункинских гольцов и северным бортом хр. Хамар-Дабан. Она состоит из Мондинской, Хойтогорьской, Тункинской, Торской и Быстринской впадин, разделенных Хара-Дабанской, Ниловской, Еловской и Торской перемычками (рис. 12).

Крайняя западная — Мондинская — впадина окаймляется приразломным прямолинейным отрезком долины р. Иркут, разделяющим хр. Мунку-Сардык и Тункинские гольцы (рис. 13). На востоке ее ограничивает Хара-Дабанская диагональная перемычка. Северный борт впадины крутой и нередко осложнен небольшими сбросовыми ступенями. Южный склон полого переходит в днище, выполненное аллювиальными, гляциальными и флювиогляциальными осадками, перекрывающими средневерхнемиоценовые и плиоценовые образования.

Хойтогорьская впадина, судя по геофизическим данным, имеет осадочный покров мощностью до 500—700 м. Ее длинная ось простирается в северо-восточном направлении. Ниловской перемычкой она отделена от Туранской и Тункинской впадин.

Кристаллическое ложе Тункинской впадины, занимающей центральное место в группе, погружено до абсолютных отметок — 2000 м. Ее северный борт крутой и образует ряд ступеней высотой до 100—200 м, а южный сравнительно положе. Асимметрия подчеркивается смещением оси впадины к северу. Электроразведочными работами установлены два мульдообразных понижения, разделенных перемычкой с амплитудой около 400—500 м. Тункинская впадина отделена от Торской Еловской диагональной перемычкой шириной около 15 км. Поверхность Торской впадины сравнительно плоская с абсолютными отметками 650—700 м. Она с крутым переломом переходит в склоны Тункинских гольцов и Зыркузунского хребта. Более плавно аккумулятивная поверхность сопряжена со склоном

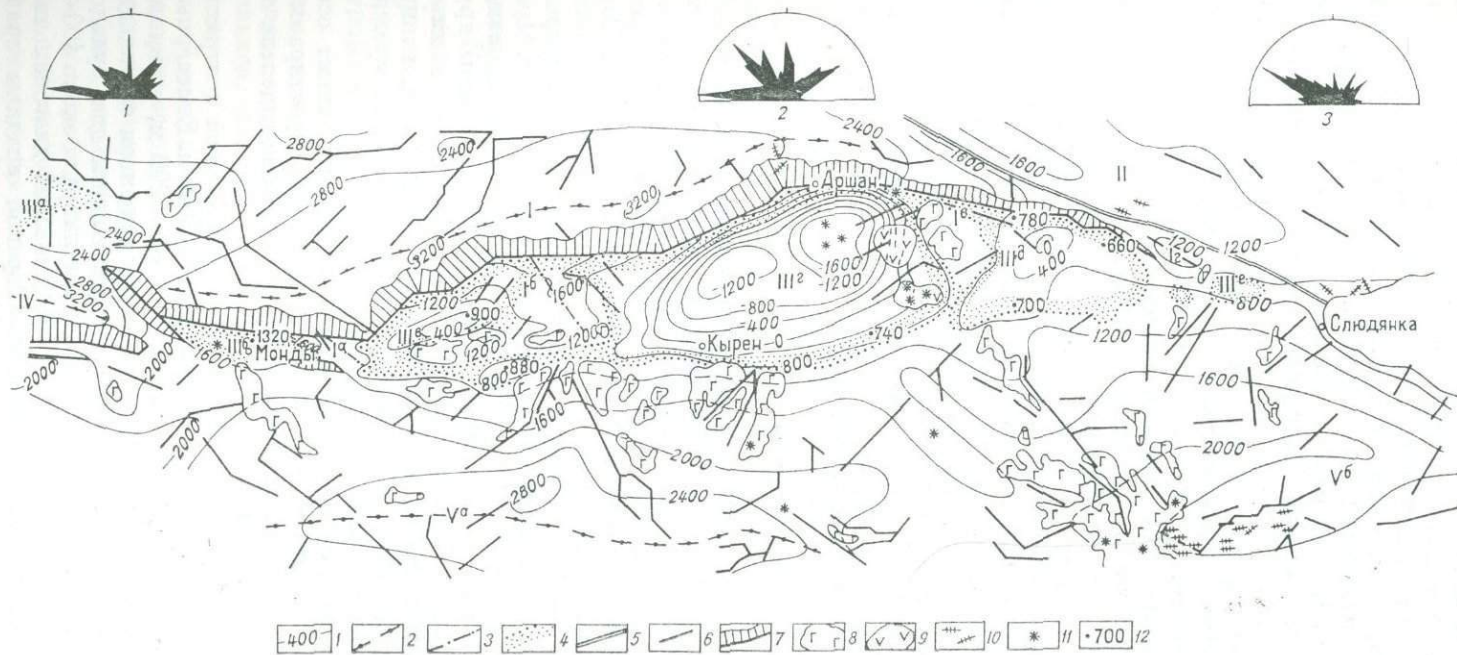


Рис. 12. Схема неотектоники Тункинской группы рифтовых впадин. Составил Г. В. Рязанов.

1 — изолинии суммарных деформаций мел-палеогеновой поверхности выравнивания; 2 — оси основных поднятий: I — поднятие Тункинских гольцов, II — Присяянское щитовидное поднятие, IV — поднятие хр. Мунку-Сардык, V — поднятие хр. Хамар-Дабан, V<sup>a</sup> — Уругудеевское поднятие, V<sup>б</sup> — Утуликская впадина; 3 — оси межвпадинных перемычек: Ia — Хара-Дабанской, Ib — Ниловской, Ic — Еловской, Id — Зыркузунской; 4 — контур распространения неоген-четвертичных отложений во впадинах: IIIa — Ильчирской, IIIб — Мондинской, IIIе — Хойтогольской, IIIг — Тункинской, IIIд — Торской, IIIе — Быстринской; 5 — зона Главного Сайянского разлома; 6 — разломы, выраженные прямолинейными долинами; 7 — разломы, выраженные уступами, моделированными эрозийными процессами (Тункинский сброс); 8 — неогеновые базальты; 9 — четвертичные базальты; 10 — дайки базальтов; 11 — вулканы; 12 — абсолютные отметки рельефа во впадинах.  
Розы-диаграммы трещин для западной (1), центральной (2) и восточной (3) частей района.



Рис. 13. Мондинская впадина. Вид с западного окончания.

хр. Хамар-Дабан. Мощность неоген-четвертичных образований во впадине от 60 до 500 м. Зыркузунской перемычкой она отделена от миниатюрной Быстринской впадины, занимающей восточную часть ветви.

Ниже подчеркнем основные черты Тункинской группы впадин. При общем субширотном простирании ветвь имеет в плане сигмоидную форму, склоняясь у оз. Байкал к юго-востоку, а у хр. Мунку-Сардык к северо-западу. Центральное место занимает Тункинская впадина, имеющая наибольшие размеры, глубину залегания коренного ложа и являющаяся своеобразной осью симметрии. Как правило, северные борта впадин прямолинейные, крутые, ступенчатые в плане и профиле, а южные борта пологие. Перемычки, разделяющие отдельные впадины, ориентированы главным образом в северо-западном направлении и их поверхность занимает промежуточный гипсометрический уровень между смежными новейшими поднятиями и кристаллическим ложем впадин. В очертаниях контуров межвпадинных перемычек отмечается прямолинейность, угловатость, что объясняется большой ролью разрывных нарушений в их оформлении.

С севера к Тункинской ветви впадин примыкает субширотное поднятие Тункинских гольцов, прослеживающееся на расстоянии около 160 км от отрогов хр. Большой Саян до Зыркузунской петли, образуемой р. Иркут. Свод Тункинских гольцов сравнительно пологий и поднят до отметок 2800—3200 м. С северо-востока по узкой приразломной впадине, трассируемой вдоль зоны Главного Саянского разлома, к Тункинским гольцам примыкает Присаянское щитовидное поднятие, в пределах которого абсолютные отметки рельефа равны 1200—1600 м.

На рассматриваемой территории крупное поднятие Хамар-Дабана представлено относительно пологим северным бортом с максимальными отметками 2300—2750 м. В свою очередь, борт осложнен рядом положительных и отрицательных морфоструктур. Уругудеевское поднятие имеет субширотное простирание, длину около 90 км, ширину 24—25 км и амплитуду до 400 м. Его северный склон осложнен структурным носом, расположенным между ливейными приразломными долинами рек Большой и Малый Зангисан и через седловидное понижение, дающее начало Хубсугульской впадине, сочленяется с поднятием хр. Мунку-Сардык. Сравни-

тельно крупной, хотя и малоамплитудной, является впадина, приуроченная к верховьям р. Утулик.

Поднятие Тункинских гольцов и склон хр. Хамар-Дабан осложнены разнонаправленными разрывными нарушениями, к которым приурочены депрессии рельефа, прямолинейные долины и русла рек. Линейные приразломные впадины северо-западного простирания намечаются вдоль рек Маргасан и Зун-Мурин. Подобные понижения рельефа намечаются вдоль р. Ингасун, имеющей аномальное направление течения — от Тункинской впадины к юго-востоку.

Наиболее крупные из разрывов юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны описаны детально, однако большая часть их еще не изучена, хотя достоверно отмечено наличие сложных систем разнонаправленных нарушений различных генетических типов. По геоморфологическим признакам, главными из которых являются уступы, прямолинейные отрезки долин и русел водотоков, выделены системы разрывов. В последующем составлены розы-диаграммы суммарной протяженности разрывов определенных азимутов простирания для западной, центральной и восточной частей Тункинской ветви впадин. На диаграммах отчетливо проявились максимумы главным образом четырех направлений: субширотного (аз. пр. 80—100°), субмеридионального (аз. пр. 355—0°), северо-западного (аз. пр. 295—320°) и северо-восточного (аз. пр. 40—55°).

Среди разрывов широтного направления главнейшим является Тункинский разлом. Он протягивается, коленообразно изгибаясь в плане, вдоль южного подножия Тункинских гольцов и ограничивает с севера ряд впадин. В деталях разлом представлен системой отдельных разрывов широтного и северо-восточного простираний с различными по величине амплитудами и степению геоморфологического выражения. Общая протяженность зоны Тункинского сброса 160—180 км, но ее не следует понимать как единую непрерывную разрывную дислокацию. На межвпадинных перемычках она сужается и выклинивается, иногда затухая. В местах, где прогибание дна впадин максимально, выражение сброса в рельефе намного отчетливее, а ширина его зоны и амплитуда наибольшие.

Западное окончание Тункинского разлома на замыкании Мондинской впадины не вполне выяснено, так как намечаются две структурные линии, лежащие на его продолжении — широтная, уходящая к границе с Монголией, и северо-западная, проходящая по долине р. Иркут (Верхнеиркутский разлом). Вполне вероятно, что молодой Тункинский разлом вообще затухает у западного окончания Мондинской впадины, ввиду того, что в этом районе он не получил отчетливого выражения.

Наиболее крупные широтные отрезки Тункинского разлома длиной 20—40 км являются генетически однотипными. Среди них наиболее характерен и значителен по величине собственно Тункинский сброс, ограничивающий с севера одноименную впадину. Наибольший размах сбросовых смещений отмечается в районе Аршана и западнее от него. С приближением к Еловскому и Ниловскому отрогам ширина зоны и амплитуда разрыва уменьшаются.

Являясь сравнительно доступным для изучения, Тункинский участок зоны разлома посещался многими исследователями, но кроме визуальных наблюдений специальным структурным изучением его никто не занимался, исключая сейсмогеологические наблюдения (Курушин, Хромовских, 1968). Отсюда появилась неопределенность и распыленность в описаниях деталей строения зоны, ее мощности и амплитуды смещений по частным разрывам. Достаточно определенно высказано мнение о сейсмогенном сбросовом смещении в 13—15 м голоценовой террасы на левом берегу р. Кынгарги у минерального источника (Флоренсов, 1960).

Н. А. Флоренсов (1960) справедливо воздерживался от определения амплитуды сброса, указывая, что наряду с чистыми сбросами опускание дна рифтовых впадин сопровождалось пластическим изгибанием кристал-

лических толщ. Фактический материал свидетельствует об отсутствии большеамплитудных смещений по Тункинскому сбросу и указывает на крутое изгибание северного борта ложа впадины (Шерман и др., 1973). Можно допустить существование серии сбросовых сместителей, осложняющих изгибы фундамента и в основном скрытых под осадочным чехлом, суммарная амплитуда смещений по которым не превышает первые сотни метров (Ружич, 1972; Шерман и др., 1973). Н. А. Флоренсовым и Н. А. Логачевым ориентировочно указывалась такая же амплитуда.

Время заложения Тункинского разлома достаточно уверенно не определено. Существует мнение ряда исследователей (Обручев, 1946; Флоренсов, 1960; и др.) о том, что он начал свое развитие в каледонский, а возможно и более ранний, байкальский, этап тектонической активизации. Это справедливо лишь для широтных отрезков, где молодой сброс накладывается на древнюю зону, что имеет место на северном борту Мондинской впадины и на Хара-Дабанской перемычке. К востоку зона древнего разлома прослеживается в районе пос. Аршан, а также по южному фасу Турано-Ниловского и предположительно Еловского отрогов, оставаясь перекрытой в ряде мест толщей неоген-четвертичных отложений. Трасса же молодого Тункинского сброса в виде прерывистой, часто меняющей направление зоны, прослеживается в восточном направлении вдоль южного подножия хребта.

Возможно, что древний шов не является единым крупным разрывом, а представлен серией частных сместителей, имеющих широтное простирание. На их более древний возраст по отношению к Тункинскому сбросу указывают широко развитые процессы окварцевания и дайки анлитовых и микроклиновых гранитов саянского комплекса. Разрывы такого типа, по-видимому, аналогичны широко развитой в Восточном Саяне системе, в которую входят такие крупные дизъюнктивные зоны, как Китойская, Окинская и другие, заложившиеся в эокембрии или еще ранее (Берзин, 1967). Существование подобных дизъюнктивов в Восточном Саяне обусловило анизотропность древних структурно-вещественных комплексов в широтном направлении, что оказало влияние на характер развития мезозойско-кайнозойских структур.

Как отмечается многими исследователями, помимо сбросовой составляющей в зоне Тункинского разлома имеет место левосторонний сдвиговый компонент (Логачев, 1968; Шерман и др., 1973). Представляется, что такие условия присущи широтным и субширотным отрезкам.

Новейшие разрывы широтного направления хорошо выражены в рельефе в Тункинских гольцах и на хр. Хамар-Дабан и представлены приразломными депрессиями, долинами. К таким разломам относится, в частности, Эхе-Гольский, разделяющий Тункинские и Китойские гольцы.

Система субмеридиональных разломов распространена широко во всем Тункино-Хамар-Дабанском районе. Н. А. Флоренсов (1960) один из первых обратил внимание на нее и описал некоторые особенности разрывов. Нарушения этого направления хорошо выражены геоморфологически, особенно на южном склоне Тункинских гольцов и контролируют линейные речные долины протяженностью в первые километры. По генетическому типу субмеридиональные разрывы относятся к сдвиго-сбросам, реже сдвиго-взбросам. Наиболее часто устанавливалось левостороннее сдвиговое смещение, которое в большинстве случаев преваляло над вертикальным. В некоторых случаях в зонах таких разрывов отмечались признаки растягивающих напряжений, ось которых располагалась косо к их простиранию, в результате возникли сдвиго-раздвиги (Шерман и др., 1973). Об активности в новейшее время рассматриваемых нарушений, помимо выражения в рельефе, также свидетельствуют хорошая сохранность следов подвижек на плоскостях дислокаций, отсутствие признаков залечивания вторичными процессами и приуроченность к ним высокоминерализованных, нередко термальных источников.

Исходя из связи поперечных разрывов с пространственным положением древней (в основном байкальской) складчатости, можно предположить, что заложение подобного типа дислокаций произошло в период ее формирования. Такая система разрывов, наряду с продольной, характерна для пликативных структур. В эпоху активного развития процессов рифтогенеза развивались, совместно с вновь образованными, ранее заложённые поперечные разрывы, играя важную роль при оформлении контуров рифтовых впадин, контроле базальтовых излияний, гидротерм, форм рельефа.

Среди разрывных нарушений северо-западного «саянского» простирания важная роль в кайнозойской структуре региона принадлежит Главному Саянскому разлому, относящемуся к системе краевого шва. Этот древний линеймент был существенно обновлен в новейшее время. Мощность зоны blastомилонитов достигает 1—2 м, уменьшаясь до нескольких сотен метров к району пос. Култук. Среди разрывов северо-западного простирания наиболее широко распространены левосторонние сдвиго-взбросы и правосторонние сдвиго-сбросы с преобладанием первых. Горизонтальная компонента смещений в 2—2,5 раза больше вертикальной. Если отождествить отдельные наблюдаемые разрывы с главным типом сместителя, то его положение можно представить в следующем виде: аз. падения 190—210, угол 45—70°. Наиболее распространён наклон штрихов и борозд скольжения на плоскостях сместителей к северо-западу под углами 25—35°, что соответствует сдвиго-взбросовым или сдвиго-сбросовым типам смещений. Многие из указанных частных сместителей имеют признаки активных смещений в недавнем прошлом. Об этом можно судить по свежести нецементированных продуктов милонитизации и катаклаза, четким, хорошо сохранившимся зеркалам скольжения, отсутствию во многих зонах вторичных процессов. О современной активности рассматриваемого участка зоны разлома свидетельствуют и сейсмические процессы, тяготеющие к зоне разлома в окрестностях поселков Добады и Култук (Мишарина, Солоненко, 1972). Напряжения в очагах землетрясений указывают на значительную роль левосторонней горизонтальной составляющей смещений по зоне Главного Саянского разлома в современный период. Помимо этого разлома отчетливо фиксируется разрывное нарушение северо-западного простирания в верхнем течении р. Иркут, которое начинается от западной окраины Мондинской впадины и прослеживается на расстояние около 20 км. Ширина зоны милонитов и blastомилонитов исчисляется десятками — первыми сотнями метров. Несмотря на сложный парагенезис разнообразных дислокаций, в зоне заметно выделяется генеральная система разрывов, падающих на северо-восток под углом 45—70°. По заворотам пластов, развитию приразломных складчатых форм, а также зеркалам скольжения устанавливается взбросо-сдвиговый тип смещений по разрывам данной системы. Подобные разрывы зафиксированы в долине Ихе-Ухгунь, правого притока Иркуты, и на северном склоне хр. Хамар-Дабан.

Несмотря на то, что система разрывов северо-восточного простирания достаточно отчетливо проявлена в новейшей структуре региона и хорошо дешифрируется, сведений о генетических типах разрывов, входящих в нее, недостаточно. Разрывы этого направления являются, как показано выше, составной частью зоны Тункинского сброса, а также широко распространены на северном склоне хр. Хамар-Дабан. Некоторые имеющиеся данные позволяют определить их как сбросы и раздвиги (Шерман и др., 1973). Разрывы этого направления имеются и в осадочном наполнении впадин вблизи Еловского отрога. На последнем по р. Хобок Н. А. Флоренсовым и Н. А. Логачевым выявлен постплиоценовый сброс с амплитудой около 200 м, затрагивающий молодые базальты.

Особое место в системах разрывов юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны занимают надвиги (Тетяев, 1927; Львов, 1930; Арсентьев, 1967; Ружич, 1972). Они отчетливо выражены на водоразделах рек Тун-

ка — Барун-Хандагай (Тункинский фрагмент), Буготой — Бухота (Буготойский фрагмент), на р. Кынгарга (Кынгаргский фрагмент). При наиболее распространенном юго-западном (аз.  $190-230^\circ$ ) падении их сместителей выделяется также и юго-восточное (аз.  $150-170^\circ$ ). В отдельных случаях наблюдается сложное изгибание плоскостей надвиговых разрывов, при котором изменялись не только их крутизна (от  $10$  до  $60^\circ$ ), но и азимуты падения. Вблизи фронтальных участков нередко отмечались встречные надвиги с падением плоскостей на северо-восток или северо-запад. По размерам они намного уступают основным надвигам.

Движение надвиговых чешуй, фиксируемое по зеркалам скольжения, смещениям даек, заворотам пластов и складкам волочения, было направлено преимущественно по аз. северо-восток  $10-30^\circ$ , реже отмечались подвижки в северном или северо-западном направлениях. В зонах сместителей докембрийские породы, слагающие аллохтон, и особенно автохтон, в том числе и нижнекембрийские молассы, подверглись интенсивным процессам расщепления, милонитизации и катаклаза.

Общая мощность зон надвигания, включающих как крупные сместители, так и разрывы высоких порядков, вплоть до трещиноватости, исчисляется многими сотнями метров. По существу, признаки надвиговых дислокаций проявляются от водоразделов до уреза воды рек Кынгарга, Бухота, Буготой, Талта, Малый Буготой. Мощность зон наиболее крупных надвиговых сместителей исчисляется десятками метров и пропорциональна амплитуде смещений по разрыву. Детальными исследованиями установлен факт смещения базальтовых даек позднемиоцен-плиоценового возраста в зонах надвигов, что дает основание для заключения об их активизации в кайнозое (Ружич, 1972).

О времени заложения Тункинской впадины можно судить по возрасту базальной терригенно-эффузивной толщи, занимающей самостоятельное место в ряду формаций. Несмотря на отсутствие органических остатков, о ее верхнемеловом — палеоценовом возрасте свидетельствует реликтовый характер залегания и наличие в кровле каолиновой коры выветривания мощностью до  $20-25$  м. Значительная глубина физико-химической переработки указывает на длительную стабилизацию региона вплоть до начала нового этапа активизации. Такая структурная и климатическая обстановка на юге Сибири, как установлено многими исследователями, существовала именно в маастрихт-дат-палеоцене, когда была выработана единая исходная платообразная денудационная поверхность, близкая к пенеплену, на фоне которой возможно существовали обширные неглубокие понижения на месте будущих впадин Байкальской рифтовой зоны.

С деформациями мел-палеогеновой исходной поверхности в эоцене начался раннеорогенный этап развития Байкальской рифтовой зоны. В пределах Тункинской впадины достоверно установленными являются отложения миоцена. Однако региональный биостратиграфический материал по Прибайкальскому предгорному прогибу и Южно-Байкальской впадине позволяет считать, что нижняя возрастная граница начала раннеорогенного этапа может быть опущена до эоцена или, по крайней мере, до олигоцена (Замараев и др., 1976). Наличие этих отложений можно ожидать в наиболее погруженных участках Тункинской впадины. Первые прогибы исходной поверхности выравнивания были значительно обширнее, однако, судя по мощности осадков, зоны максимального опускания вряд ли существенно мигрировали в пространстве.

Раннеорогенная формация угленосных молассоидов мощностью до  $1400$  м (Логачев, 1968) представляет набор озерных и озерно-болотных отложений олигоцена, миоцена и нижнего плиоцена. Ее состав свидетельствует о том, что наряду с прогибанием впадин вяло развивались смежные поднятия. В это время, вероятнее всего, уже наметилось четкое ограничение Тункинских гольцов, а зоны опускания захватывали часть Хамар-

Дабана. В пределах последнего существовали локальные впадины, в последующем прекратившие свое развитие.

В осевых частях Хамар-Дабана наиболее низкая поверхность выравнивания сохранилась на отметках 1800—1900 м. Выше располагается ярус педиментированного рельефа высотой 500—800 м. Отождествляя эту поверхность с последним уровнем платандии конца миоцена — раннего плиоцена, можно считать, что амплитуда поднятия была не менее 500 м. Судя по современному местоположению фрагментов поверхности выравнивания, в Тункинских гольцах произошли более интенсивные поднятия, достигшие, по-видимому, величины около 1000 м. Таким образом, при общем непрерывно-прерывистом воздымании хребтов-поднятий темп их роста отставал в 1,5—3 раза от темпа опускания смежных впадин. Суммарная амплитуда достигла к концу раннего плиоцена 2—2,5 км. Причем деформации происходили, вероятнее всего, без существенного нарушения сплошности, а главным образом путем пластического изгиба, что было подчеркнуто Н. А. Флоренсовым (1968), Н. А. Логачевым (Логачев и др., 1974).

Последующий орогенный (новобайкальский) этап, по мнению большинства исследователей, по темпу и плану неотектонических движений резко отличался от раннеорогенного. Наряду с общим поднятием Саяно-Байкальского свода и прилегающих предгорных прогибов в этот период окончательно оформился комплекс положительных и отрицательных структур, а главным образом рифтовых впадин. Контрастные региональные положительные движения в сочетании с локальными опусканиями создали ту структурно-геоморфологическую обстановку, которую мы наблюдаем в настоящее время. С возрастанием скорости новейших движений пластический изгиб существенно дополнился хрупким разрушением. При этом в первую очередь обновление испытали ранее возникшие разрывы, роль которых как структурных неоднородностей для разрядки напряжений трудно переоценить. Процесс обрушения сопровождался заполнением образующихся емкостей грубообломочными и туфогенными толщами аносской и ахаликской свит верхнеплиоцен-четвертичного возраста, максимальной мощностью до 1000—1100 м. Амплитуда суммарных складчато-разрывных дислокаций в системе впадина — поднятие за этот период возросла до 2500—2800 м. Причем скорость региональных горообразовательных движений, по-видимому, несколько преобладала над таковой при опускании дна рифтовых впадин.

В средне-верхнечетвертичное время и в голоцене интенсивность тектонического развития региона возросла. Наряду с увеличением высоты хребтов продолжалось проседание впадин. Однако, как указывает Н. А. Логачев, опускания в Тункинской ветви были дифференцированы. Концевые Мондинская и Быстринская впадины несколько замедлили свое развитие и вовлеклись в поднятие с последующим размывом их аккумулятивного дна. Таким образом, суммарная относительная деформация мелпалеогеновой поверхности выравнивания в центральной части юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны, обусловленная как пластическим, так и разрывным типом дислокаций, достигла 4500—5200 м.

На юго-западном фланге рифтовой зоны широко распространены вулканогенные образования, сформированные в три этапа: эффузивный миоцен-нижнеплиоценовый, эксплозивный средне- и верхнеплиоценовый (эоплейстоценовый), эффузивный плейстоценовый (Логачев, 1968). Продукты базальтовых излияний покрывают водораздельные пространства в прилегающих к рифту районах Восточного Саяна, Хамар-Дабана, а также Тувы и Северной Монголии, где они достигают мощности 300—400 м и более. Во внутренних частях Тункинской, Хойтогорьской, Туранской впадин, на Ниловской и Еловской перемычках, а также в пределах Дарханской и Хубсугульской впадин зафиксированы вулканогенные толщи, измеряемые десятками и первыми сотнями метров. По петрографическому

составу преобладающее развитие имеют нормальные оливиновые базальты, андезит-базальты, среди которых встречаются также прослой трахибазальтов и трахиандезито-базальтов.

Сопоставление этапов вулканической активности района с тектонической активностью позволяет выяснить, что по мере нарастания последней интенсивность вулканогенных процессов снижалась до полного затухания. Эта особенность, а также то, что районы проявления эффузивно-магматической деятельности сосредоточены за редким исключением лишь на флангах Байкальской рифтовой зоны, указывает на отсутствие непосредственной генетической связи вулканизма и рифтогенеза (Флоренсов, 1960; Логачев, 1968).

### Соотношение древней и кайнозойской структур

Как видно из изложенного выше, фундамент юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны был сформирован главным образом в течение карельского, байкальского и каледонского этапов тектогенеза. Суммарный результат столь длительной и сложной истории развития запечатлен комплексом структурных форм различных генетических типов и размеров. При этом карельскому этапу свойствен комплекс складчатых форм северо-западного, байкальскому — субширотного, каледонскому — северо-западного простирания. Основную роль, несомненно, сыграла складчатость байкальского этапа, в результате которой сформированы главные структурные элементы региона — Тункинский антиклинорий, Ильчирский и Утулижский синклиории — в сочетании с комплексом разрывов, созданных в обстановке преимущественно горизонтального сжатия. Следует иметь в виду, что поле тектонических напряжений на период циклов седиментации не может быть восстановлено.

Таким образом, за геологическую историю в докайнозойском субстрате юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны был сформирован комплекс структурных неоднородностей, включающий субширотную складчатость, генетически связанные с ней разломы, сланцеватость, кливаж. Другой особенностью региона является наличие диагональных разломов северо-западного простирания. Эти разрывы, параллельные или субпараллельные Главному Саянскому разлому, играют существенную роль среди комплекса деформаций. В парагенезе с разрывами этого направления существуют субмеридиональные и северо-восточные нарушения сплошности.

Из сопоставления древней и новейшей структур региона следует, что Тункинская ветвь впадин совпадает с осью Тункинского антиклинория. Представляется, что наложение новейших отрицательных структур на оси древних поднятий не случайно. Это свойственно для большей части территории Байкальской рифтовой зоны и, по-видимому, такая пространственная приуроченность имеет генетическую причину.

При общем субширотном простирании Тункино-Мондинской ветви впадин в очертаниях ее бортов, межвпадинных перемычек отчетливо проявляются направления основной делимости земной коры региона. Зона Тункинского сбросо-сдвига наследует в ряде мест крупную субширотную зону разрыва каледонского, а возможно и более древнего возраста, ограничивающего Тункинскую, Хойтогольскую, Мондинскую впадины, Турано-Ниловскую продольную перемычку. На отрезках северо-восточного простирания Тункинского разлома обновлены древние разрывы этого направления, в свою очередь, состоящие из различно ориентированных разрывов и трещин субширотного и северо-восточного простираний, что хорошо видно на крупномасштабных геологических картах и устанавливается при полевых наблюдениях. Структурные неоднородности северо-западного простирания проявляются в ориентировке диагональных пере-

мычек в целом и их отдельных частей. В их очертаниях фиксируется влияние разрывов и северо-восточной ориентировки.

Таким образом, из сопоставления древних и новейших структур можно заключить, что развитие рифтовых впадин на юго-западном участке происходило главным образом вдоль простирания основных структурных элементов. При этом роль ослабленных зон играли слоистость, сланцеватость, кливаж, разрывные нарушения, прототектоника интрузий, трещиноватость. Созданные на донеогеновом этапе структурные неоднородности явились теми направлениями, по которым развивался процесс рифтогенеза в верхней части земной коры.

#### БАРГУЗИНСКАЯ ВЕТВЬ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

Баргузинская ветвь Байкальской рифтовой зоны представлена серией впадин, лежащих на одном простирании, и сопряженных с ними линейных поднятий. В целом ветвь протягивается с восточного берега Байкала от долины р. Кика до верхнего течения р. Баргузин. Ее протяженность составляет 365 км. Ширина, измеренная по аккумулятивному полю, равняется в среднем 20—25 км, а в средней части Баргузинской впадины, где она осложнена диагональными впадинами-сателлитами, достигает 50 км. Впадины этой ветви рифта сопряжены на северо-западе с поднятием Баргузинского хребта, а на юго-востоке — с Икатским, Голондинским и Улан-Бургасским сводовыми поднятиями.

#### Докайнозойский фундамент

В строении рамы и фундамента Баргузинской впадины принимают участие осадочно-метаморфические и магматические образования, сформированные в течение раннепротерозойской, позднепротерозойской и раннепалеозойской тектоно-магматических эпох. Наибольшим распространением пользуются разнообразные по составу интрузивные комплексы, среди которых доминируют магматические образования верхнего протерозоя (рис. 14).

Нижнепротерозойские образования пользуются незначительным распространением и вскрываются в центральной части Икатского хребта. Здесь выделяются различные по составу глубокометаморфизованные пара- и ортопороды, объединяемые в гаргинскую серию (Руднев, 1957; Салог, 1964). Они представлены биотитовыми, биотит-амфиболовыми гнейсами, часто мигматизированными, плагиогнейсами, мраморами, кислыми метаэффузивами и туфами, разнообразными сланцами, кварцитами и различными по составу ортопородами кислого и основного состава. Мощность видимой части разреза гаргинской серии в пределах данной территории достигает 2500 м. Метаморфические образования прорваны гнейсовидными гранитами и плагиогранитами, слагающими небольшие тела, конфигурация и ориентировка которых в целом приспособляется к структуре вмещающих их толщ. Внутренняя структура гаргинской серии автономна по отношению к более молодым образованиям.

В нижнепротерозойских толщах устанавливаются складчатые структуры северо-западного простирания, большая часть из которых характеризуется изоклинальным типом с наклоном осевых поверхностей на северо-восток под углами в среднем 50—70°. Протяженность складок достигает 5—8 км. В верховьях Аргоды складчатые структуры нижнепротерозойских образований, а также элементы гнейсовидности в гранитоидах испытывают некоторый разворот и приобретают субмеридиональное простирание. Несколько юго-западнее нижнепротерозойские структуры вновь имеют северо-восточное простирание, что, вероятно, связано с развитием наложенной складчатости северо-восточного простирания, соот-

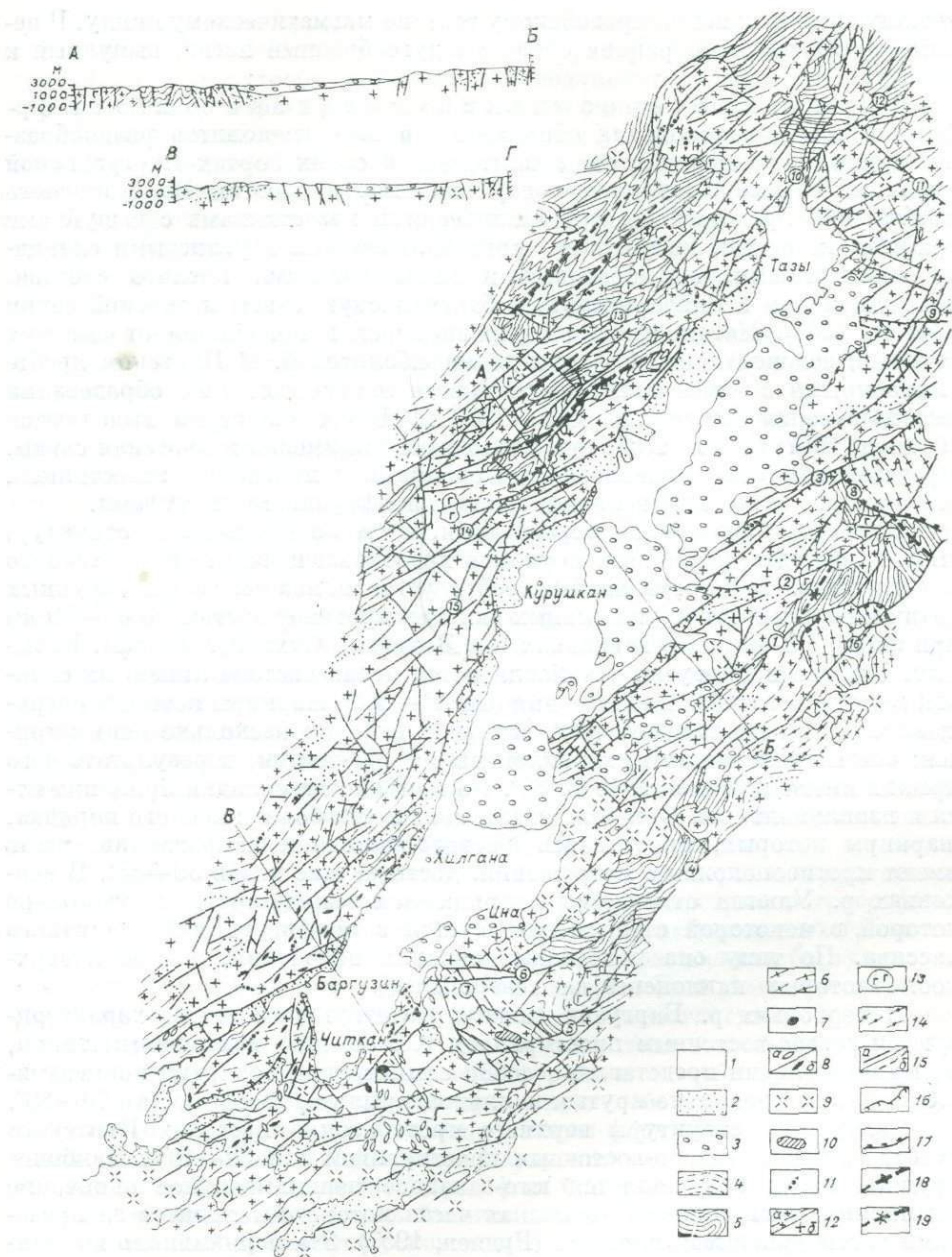


Рис. 14. Структурно-геологическая схема обрамления Баргузинской впадины. Составил А. М. Мазукабзов по материалам В. Н. Гусева, С. М. Замараева, П. Ф. Зайцева, Л. Е. Иванова, Н. А. Логачева и личным наблюдениям.

1—3 — рыхлые отложения: 1 — голоценовые, 2 — позднелайстоценовые и голоценовые нерасчлененные, 3 — среднеплейстоценовые; 4—6 — осадочно-метаморфические образования: 4 — вендикониянекембрийские, 5 — верхнепротерозойские, 6 — нижнепротерозойские; 7—14 — магматические образования: 7 — мезозойские гранитоиды (гуджирский комплекс), 8 — дайки кислого (а) и основного (б) состава верхнепалеозойско-мезозойского возраста, 9 — нижнепалеозойские гранитоиды (витимканский комплекс), 10 — нижнепалеозойские габбро-нориты (атарканский комплекс), 11 — верхнепротерозойские дайки кислого состава, 12 — верхнепротерозойские гранитоиды баргузинского комплекса (а — апикальная фашия, б — гипабиссальная фашия), 13 — верхнепротерозойские габброиды (икатский комплекс), 14 — раннепротерозойские гранитоиды; 15 — разрывные нарушения допалеозойского заложения; 16 — разломы, наиболее активные в кайнозое; 17 — надвиги; 18 — 19 — оси складчатых структур: 18 — антиклинальных, 19 — синклинальных.

Цифры на схеме — наиболее крупные разломы и системы разрывных нарушений: 1 — Пугловско-Улан-Бугринская, 2 — Нижнеикатский, 3 — Верхнегаргинский, 4 — Уксинская, 5 — Урино-Асыпская, 6 — Укшумская, 7 — Сувинская, 8 — Икатский надвиг, 9 — Амундинская, 10 — Баргузинская, 11 — Биранкурская, 12 — Ковыленская, 13 — Алинская, 14 — Вольшереченская, 15 — Верхнекурумканская, 16 — Верхнеикатская.

ветствующей верхнепротерозойскому тектоно-магматическому циклу. В целом структуры этого района образуют дугообразный изгиб, выпуклый к западу.

Верхнепротерозойские осадочно-метаморфические образования обнажаются в виде ксенолитов разнообразной формы и размеров среди гранитоидов в обоих бортах Баргузинской впадины. В северо-западном борту впадины, в отрогах Баргузинского хребта, они представлены кристаллическими известняками с чешуйками графита, гнейсами, кварцитами, кристаллическими и углистыми сланцами, песчаниками, амфиболитами и метаэффузивами кислого состава, объединенными в нандонинскую и баргузинскую свиты котерской серии (Салоп, 1964). Метаморфизм их неравномерен и колеблется от высоких ступеней зеленосланцевой фации до амфиболитовой. В Икатском хребте синхронными с этими толщами считаются метаморфические образования икатской серии мощностью 6500—7000 м. В составе серии выделяются (Руднев, 1957; Салоп, 1964) суванихинская, тилимская и икатская свиты. Представлены они разнообразными сланцами с прослоями известняков, значительно реже измененными кислыми эффузивами и туфами.

Верхнепротерозойские образования, судя по фрагментам структур, смяты в складки различных порядков преобладающего северо-восточного простирания. В Баргузинском хребте устанавливается серия крупных антиклинальных и синклиналиных складок протяженностью до 45—50 км при ширине 5—6 км. В верховьях рек Большая, Сухиткэ, Доласы, Ендыхык, Улюгна и Баргузин устанавливается целая система линейных складок северо-восточного простирания (СВ 45—50°), шарниры которых погружаются в том же направлении. Профиль складок несколько асимметричен; осевые поверхности их наклонены на юго-восток, в результате чего крылья имеют падения от 40 до 80°. По морфологии складки приближаются к изоклинальным. Они усложнены складками более высокого порядка, шарниры которых, простираясь в северо-восточном направлении, часто имеют противоположные погружения, достигающие углов 30—35°. В верховьях р. Улюгна отмечается напряженная складчатость, простирание которой в некоторой степени согласуется с конфигурацией гранитного массива. По типу она напоминает складки волочения, осевые поверхности которых наклонены на северо-запад.

В верховьях р. Баргузин складчатые структуры также характеризуются северо-восточным простиранием (СВ 30—60°) и линейным типом, но по морфологии представляют собой симметричные складки концентрического типа с довольно крутым наклоном крыльев, достигающим 70—80°.

Складчатые структуры верхнего протерозоя в пределах Икатского хребта обладают северо-восточным простиранием (СВ 30—40°). Наиболее крупной среди них является юго-западное периклинальное окончание Витимского антиклинория, основная часть которого находится за пределами рассматриваемой площади (Руднев, 1957). Эта периклиналь выделяется как Багундинская антиклиналь шириной 8—10 км. Образования тилимской свиты здесь принимают северо-западное простирание, описывая, вероятно, само периклинальное замыкание. Несколько юго-восточнее, кулисообразно к Багундинской антиклинали, располагается крупная сложно построенная Кунгулинская синклиналь общей шириной 15 км, выполненная карбонатными образованиями тилимской свиты. Элементы залегания слоистости показывают, что внутренняя структура свиты характеризуется наличием большого количества разнопорядковых складок северо-восточного простирания с наклоном крыльев, варьирующим от 40 до 80°. В бассейне рек Шолоконан — Кындылиста намечается крупная Шолоконанская антиклиналь шириной 25—30 км и протяженностью 55—60 км. Судя по элементам залегания, осложняющие ее структуры более высоких порядков представляют собой узкие изоклинальные складки, часто асимметричные.

В междуречье Аргоды и Чины верхнепротерозойские образования характеризуются несколько автономной структурой по отношению к вышеописанной. Они дугообразно изогнуты, подчиняясь конфигурации структурных линий, ограничивающих выходы раннепротерозойских образований. Вследствие этого для них характерны два направления складчатых структур: северо-восточное и северо-западное. Наиболее крупными являются Икатская антиклиналь и Шукоkitская синклиналь. Ось антиклинали пространственно совпадает с долиной р. Икат, имея субмеридиональное простирание и протяженность до 10—11 км. Структура имеет асимметричный профиль и ее осевая поверхность довольно полого (под углами 25—30°) падает на северо-восток субпараллельно поверхности Икатского надвига. Эта структура осложнена мелкой дополнительной складчатостью, часто изоклиальной подобного типа с субгоризонтальными осевыми поверхностями. Шукоkitская синклиналь (бассейн р. Пугловой) имеет северо-восточное простирание с некоторым отклонением к субмеридиональному. Углы падения крыльев синклинали изменяются от 30 до 50°. Ядерная часть ее выполнена мраморами икатской свиты. Протяженность структуры достигает 10—12 км при ширине 3—4 км.

Магматические образования, связанные с верхнепротерозойским этапом развития, занимают более 60% рассматриваемой территории и представлены широкой гаммой интрузий, объединяемых в икатский и баргузинский комплексы. Более ранний икатский комплекс представлен габбро, габбро-диоритами, габбро-норитами и значительно реже диоритами. Слагают они, как правило, массивы неправильной формы площадью до 30 кв. км, реже дайковые и пластовые тела. Наибольшее распространение они получили в пределах Баргузинского хребта, где их пространственное положение согласуется с региональным направлением складчатых структур. Породы икатского комплекса в значительной степени подвержены наложенным процессам, приведшим к зеленокаменным изменениям в них (серицитизация, амфиболитизация, карбонатизация).

Основной объем магматических образований верхнего протерозоя приходится на баргузинский комплекс, имеющий пестрый петрографический состав пород, изменяющийся от диоритов до пегматоидных гранитов. В последнее время предпринимаются попытки расчленить баргузинский комплекс по времени формирования на ряд фаз. При этом наиболее ранняя фаза, судя по геологическим данным, сложена главным образом диоритами, реже гранодиоритами. Они слагают тела небольших размеров пластообразной, реже неправильной формы и по облику напоминают магматическую брекчию, сцементированную лейкократовым гранитным материалом. Диориты имеют пластообразную форму тел, которые в пределах северо-западного обрамления Баргузинской впадины полого погружаются в сторону последней. Вторая фаза баргузинского комплекса представлена массивными, реже гнейсовидными разновидностями лейкократовых, биотитовых и биотит-мусковитовых гранитов, часто переходящих в пегматоидные. Обращает на себя внимание характер соотношения гранитоидов с вмещающими толщами, который носит двойственные признаки. В одних случаях гранитоиды имеют дискордантный тип контактов, в других — послойный, инъекционный, совпадающий с ориентировкой складок метаморфических толщ. Это позволяет высказать предположение о близсинкинематическом внедрении гранитов во вмещающие породы.

С гранитоидами баргузинского комплекса связаны жильные образования, представленные аплитами и реже пегматитами. Характер расположения жил указывает на их возникновение в стадию прототектонического трещинообразования. Они, как правило, субгоризонтальны или полого наклонены в сторону Баргузинской впадины; встречаются крутопадающие. Эти протяженные пластообразные тела имеют обычно малую мощность (до 3 м). Трещины, вмещающие дайки аплитов, по своей морфологии и пространственному положению относительно линейных и плоскостных

структур соответствуют пологолежащим пластовым трещинам. Детальные и систематические наблюдения над элементами петро- и прототектоники проводились на ограниченных площадях, что, естественно, не позволяет дать сколько-нибудь полную характеристику внутреннего строения плутона. Однако они позволили установить, что в пределах интрузивного массива развиты многочисленные трещины и разрывы более позднего происхождения.

Вендско-кембрийские породы, участвующие в строении нижнепалеозойского яруса, пользуются незначительным распространением и сохранились в форме небольших разобщенных пятен в пределах юго-восточной части Икатского хребта и в бассейнах рек Ина и Турокча. Они объединяются в мылдыгенскую свиту и представлены в основном полимиктовыми конгломератами и песчаниками с редкими прослоями кварцитов и метаэффузивов кислого состава. Видимая мощность свиты достигает 3000 м.

Несколько юго-восточнее рассматриваемой территории в бассейнах рек Турка и Ямбуй выделяются балбагарская, халдонская и курбинская свиты, из которых две первые по возрасту соответствуют уровню венда и параллелизуются с мылдыгенской свитой. Согласно залегающая на них фаунистически охарактеризованная курбинская свита сложена в основном карбонатными породами и имеет нижнекембрийский возраст (Язмир, 1968). Большая часть этих образований затронута процессами неоднородного контактового метаморфизма, участками достигающего амфиболитовой фации, связанного с гранитоидами палеозойского возраста.

Магматические образования рассматриваемого возрастного уровня распространены крайне неравномерно и представлены двумя интрузивными комплексами — атарханским и витимканским. Интрузия атарханского комплекса установлена на водоразделе рек Ина и Бол. Уро, где она слагает массив площадью около 4 кв. км, несколько вытянутый в северо-западном направлении, сложенный габбро и габбро-норитами. Витимканский комплекс получил большее распространение по сравнению с атарханским и сосредоточен в основном в юго-восточном обрамлении Баргузинской впадины. Как правило, он слагает массивы изометричной формы, иногда несколько вытянутые в северо-восточном направлении. Для рассматриваемого комплекса характерно большое разнообразие слагающих его пород (гранодиориты, граниты, монзониты, сиениты), сформированных в несколько фаз. Дайковые образования, связанные с витимканским комплексом, пользуются незначительным распространением и представлены диоритовыми порфирами, кёрсантитами, спессартитами.

Строение вендско-кембрийского структурного яруса, реставрируемое по отдельным фрагментам, характеризуется напряженной складчатостью, особенно вблизи зон разрывных нарушений. Здесь отмечаются узкие асимметричные линейные складки, часто разбитые грубым кливажем осевой поверхности. Углы падения крыльев складок достигают 60—70°. Простирание складчатых структур северо-восточное (50—60°). Цепочковидное расположение останцов мылдыгенской свиты позволяет наметить ось крупной грабенообразной синклинали структуры протяженностью более 30 км, имеющей также северо-восточное простирание.

Послекембрийские породы в обрамлении Баргузинской впадины пользуются крайне незначительным распространением и представлены лишь интрузиями, соответствующими гуджирскому комплексу, предположительно раннемезозойского возраста. Этот комплекс соответствует формации малых гранитоидных интрузий, внедрившихся преимущественно вдоль крупных разломов. Представлен он небольшими изометричными штоками и дайками, сложенными лейкократовыми гранитами, гранит-порфирами, сиенит-порфирами, амазонитовыми гранитами.

Разрывные нарушения в интрузивно-метаморфических образованиях обрамления Баргузинской впадины получили довольно

широкое распространение и оказали существенное влияние на последующее развитие. Среди них выделяются различные морфолого-генетические группы, сформированные на определенных стадиях становления района. Одни из них связаны со становлением крупных плутонов и отражают региональное поле напряжения того времени и их прототектонику, другие возникли в периоды неоднократных эпох складчатости, а также тектонической активизации. Ниже рассмотрим наиболее крупные разрывные нарушения.

Пугловско-Улан-Бургинская система разломов имеет северо-восточное направление и прослеживается из бассейна р. Улан-Бурга в вершину р. Пуглова. Общая ширина зоны достигает 6 км. В ней выделяются отдельные тектонические швы, наибольшая протяженность которых достигает 30 км (Пугловая зона). Выполнены они милонитизированными в разной степени породами, часто отмечаются катаклаз и брекчирование. Мощность зон динамометаморфизованных пород достигает 200—300 м. Эта система разломов имеет докайнозойское заложение и активизирована в кайнозое. Наибольшую активизацию испытала Улан-Бургинская ветвь, с северо-запада ограничивающая Улан-Бургинскую впадину.

Гаргинская система разломов имеет северо-восточное простирание (СВ 50°) и трассируется вдоль северо-западного склона Аргодинского отрога. Ширина зоны разломов варьирует от 4 до 10 км, захватывая наибольшую полосу в бассейне р. Гарга. В этой системе выделяются Нижнеикатский, Верхнегаргинский разломы протяженностью до 40 км. Фиксируются они по участкам развития катаклазитов и милонитов. Разломы имеют древнее заложение (Руднев, 1957) и были активизированы в кайнозое. Другие разломы, входящие в эту зону, имеют небольшую протяженность; ориентировка их меняется от северо-восточной до субширотной. Часто они под острыми углами причленяются к основным разрывным нарушениям.

Укшиканская система разломов имеет северо-восточное простирание и прослеживается от устья р. Турокча в верховье р. Богуда. Протяженность ее более 60 км при ширине около 2,0 км. Трассируется она по комплексу признаков: наличию милонитизированных и катаклазированных пород, даек и жильных образований, а также по проявлению сульфидной минерализации.

Урино-Асинская система разломов протяженностью более 80 км характеризуется северо-восточным простиранием. Она образует зону шириной 6—8 км. Разломы пересекают образования верхнего протерозоя, вендско-палеозойские метаморфические и интрузивные образования. Они контролируют формирование вендско-нижнекембрийского наложенного грабенообразного прогиба. Линии разломов трассируются по интенсивному катаклазу, милонитизации пород, часто сопровождаемых гидротермальными процессами (окварцевание, эпидотизация, флюоритизация). Падение плоскостей разрывных нарушений в большинстве случаев субвертикальное.

Ушманская система разрывных нарушений имеет субширотное простирание и прослеживается на расстояние до 45 км от юго-восточного борта Баргузинской впадины, через верховья р. Бодон, субпараллельно долинам рек Ушман и Акули. Ширина зоны разломов достигает 2 км. Она хорошо выражена в рельефе, особенно ее восточный отрезок. Милонитизация и катаклаз пород, сопровождаемые перекристаллизацией, большое количество дайковых и жильных образований свидетельствуют о ее древнем заложении. В зоне разлома устанавливаются смещения геологических контуров, иногда достигающие в плане 0,5 км.

Сувинская система разломов прослеживается субпараллельно долине р. Суво до верховьев р. Ина. Эта система объединяет серию небольших по протяженности (до 15 км) локальных разрывов, составляющих зону шириной до 5 км. Ориентировка их субпараллельна элементам простирания

кристаллизационной сланцеватости, фиксируемой в ксенолитах тилимской свиты верхнего протерозоя. Плоскости разрывных нарушений имеют субвертикальное падение и северо-восточное простирание (70—85°). Мощность тектонитов, связанная с частными разломами, достигает 50 м.

Икатский надвиг, закартированный в среднем течении р. Гарга и служащий поверхностью раздела между нижне- и верхнепротерозойскими образованиями (Руднев, 1957), имеет северо-западное простирание и падение на северо-восток. Докембрийское его заложение не вызывает сомнения.

Амундинская система разломов простирается в северо-восточных румбах (20—30°) и характеризуется мощной и протяженной зоной катаклаза и милонитизации. В пределы территории попадает лишь ее юго-западное окончание, фиксируемое в верховьях Сеи и Джирги. Протяженность зоны более 55 км при ширине 2—7 км. К зоне разломов тяготеют дайки основного и кислого составов. По времени заложения эти разломы древние, докембрийские, но испытали активизацию в мезозое и кайнозое.

Баргузинская система разрывных нарушений хорошо выражена в рельефе и часто сопровождается милонитизацией, катаклазом и дроблением пород. В большинстве своем они прямолинейны и имеют крутопадающие поверхности сместителей. Протяженность наиболее крупных из них достигает 15—20 км. В зоне разрывных нарушений встречаются лампрофировые дайки предположительно гуджирского комплекса верхнего палеозоя. Возраст разломов, вероятно, домезозойский, но все они были активизированы в кайнозое.

Биранкурская система разрывных нарушений имеет в целом северо-западное простирание (320—330°) и характеризуется сложным плановым рисунком, что обусловлено сочетанием разломов, образующих веер, открытый на юго-восток. Протяженность разрывных нарушений колеблется от 10 до 20 км. Сопровождаются они милонитизацией, дроблением и катаклазом пород, часто измененных гидротермальными процессами. Мощность тектонитов, выполняющих швы разрывных нарушений, достигает 200 м. Система разломов имеет древнее докайнозойское заложение.

Ковылинская система разрывных нарушений проходит субпараллельно р. Ковыли в целом слагает дугообразную зону, выпуклую на северо-западе. Составляющие ее разломы имеют простирание от северо-восточного (СВ 50—70°) до широтного и в плане ограничивают Ковылинскую впадину. Протяженность этой системы достигает 35 км. Швы разрывных нарушений фиксируются зонами дробления, катаклаза и рассланцевания пород, достигающих участками 500—600 м. Система этих разломов имеет докембрийское заложение и была неоднократно активизирована в последующую историю развития вплоть до кайнозоя.

В пределах Баргузинского хребта, рассматриваемой части северо-западного обрамления Баргузинской впадины, древних крупных разрывных нарушений мало. Здесь фиксируются главным образом относительно непротяженные разломы и крупные трещины, часто без каких-либо смещений, но тем не менее оказывающих существенное влияние на дискретность земной коры этого региона. Наиболее крупными древними системами разрывных нарушений являются Аллинская и Большереченская.

Аллинская система разломов имеет северо-восточное простирание (50—60°) и в пределах территории протягивается от верховьев р. Кабаней через истоки р. Алла в бассейн р. Баргузин, где намечается ее слияние с Баргузинской системой разрывных нарушений. Протяженность ее достигает 80 при ширине 4—5 км. Состоит она из серии мелких разрывов северо-восточного простирания с круто наклоненными плоскостями. Протяженность их колеблется от 5 до 30—40 км. Большая часть разрывов картируется по зонам рассланцевания (до 100 м), милонитизации и катаклазу, сопровождающихся процессами гидротермальной деятельности, а также дайками диабазовых порфиритов и камитонитов. Часто по зонам разломов

приведены в соприкосновение разновозрастные интрузивные и метаморфические образования. В современном рельефе наиболее протяженные разломы этой системы, как правило, выражены в рельефе уступами или ложбинами, что свидетельствует об их активизации в кайнозойский этап.

Большереченская система разломов располагается несколько юго-восточнее Аллинской. Она характеризуется также северо-восточным простиранием и состоит из серии частных разрывных нарушений субпараллельной ориентировки, прослеживающихся из верховьев р. Большой в долину р. Шаманка. Разломы этой системы имеют древнее заложение, что доказывается мощными зонами рассланцевания и милонитизации, значительно реже дроблением пород мощностью до 300 м. К этой зоне тяготеют небольшие дайки эссекситов, диабазов, камптонитов. Северо-восточная ветвь системы испытала интенсивную активизацию, в процессе которой была сформирована Шаманская кулиса, отходящая под острым углом от Баргузинской впадины.

Юго-западнее Большереченской системы разломов намечается еще одна — Верхнекурумканская, имеющая северо-восточное простирание. Она состоит из большого количества разноориентированных локальных разломов протяженностью до 10—12 км, которые сопровождаются, как правило, маломощными зонами тектонитов, а иногда и не вызывают никаких дислокационных преобразований.

В целом докайнозойские разломы Баргузинского района имеют два направления: северо-восточное и северо-западное. При этом разломы северо-восточной ориентировки являются наиболее протяженными по сравнению с северо-западными.

Для установления времени возникновения трещиноватости важное значение имеет анализ пространственной ориентировки жил и даек основного и кислого составов, обильно развитых в кристаллическом обрамлении Баргузинской впадины — в Баргузинском и Икатском хребтах. Жилы и дайки аплитов тесно связаны с прототектоникой гранитных батолитов. На склоне Баргузинского хребта, обращенном к одноименной впадине, дайки аплитов погружаются на юго-восток, а на Байкальском — на северо-запад. Баргузинский батолит считается в настоящее время верхнепротерозойским. Очевидно, верхнепротерозойскими являются и связанные с ним аплиты. Дайки основных пород имеют также самую различную ориентировку. Проведенные по нашей просьбе в Центральной лаборатории Иркутского геологического управления определения абсолютного возраста основных пород из даек Баргузинского района (калий-аргоновый метод, 7 определений) показали, что они являются допалеозойскими, так как имеют абсолютный возраст 562—1790 млн. лет. И только возраст одного образца пород определен в 172 млн. лет. Однако диабазы, из которых был взят образец на определение абсолютного возраста, сильно брекчированы, хлоритизированы и каолинизированы. Следовательно, это определение не может однозначно свидетельствовать о возрасте породы. Анализ абсолютных возрастов даек диабазов свидетельствует о том, что в Баргузинском районе отсутствуют мезокайнозойские и верхнепалеозойские жильные образования. Во всяком случае они не имеют сколько-нибудь широкого развития.

Для сравнения пространственной ориентировки трещин и разломов с дайковыми комплексами была построена диаграмма простираний последних. В простирании даек основных пород наиболее отчетливо выделяются два максимума северо-восточного направления — 25—30 и 55—60°. Дайки кислых пород простираются большей частью в северо-восточных румбах, обнаруживая сходство с баргузинским и субмеридиональным направлениями. Следует отметить, что разломы улан-бургинского и субширотного направлений практически амагматичны. Это обстоятельство может косвенно указать на более молодой возраст разломов улан-бургинского направления по сравнению с собственно баргузинскими (рис. 15).

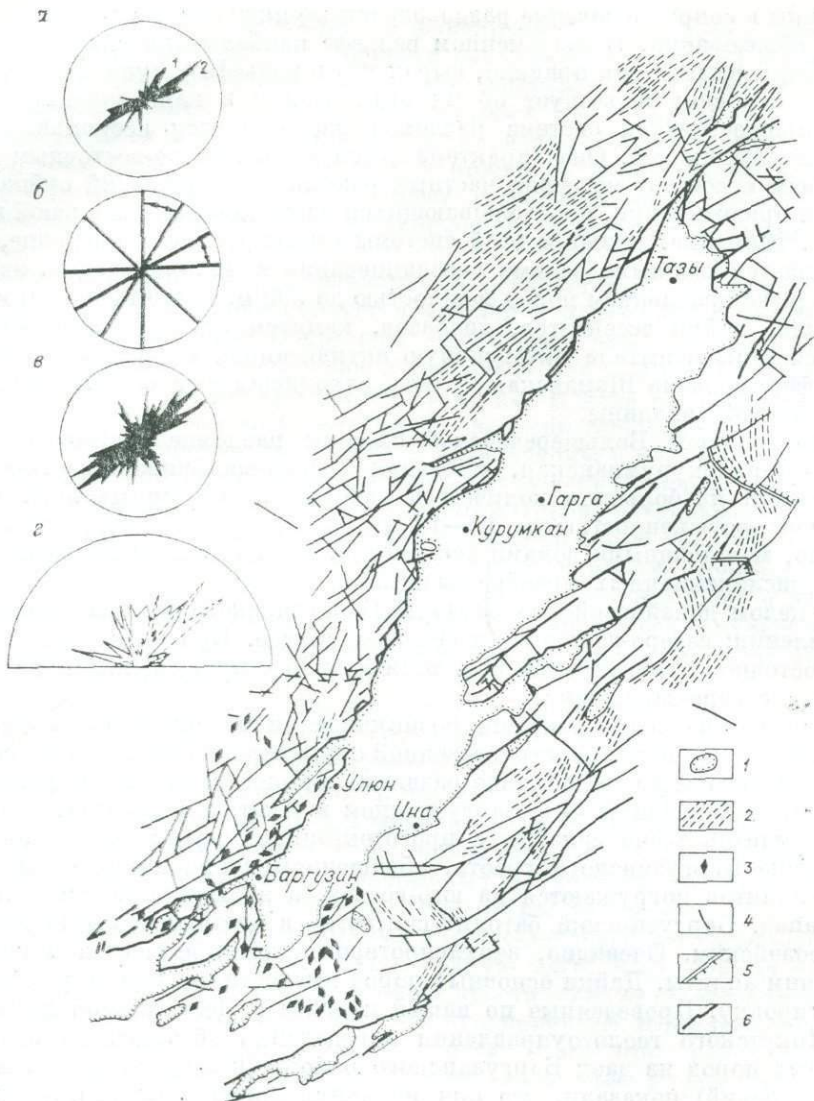


Рис. 15. Схема структурной делимости земной коры района Баргузинской впадины. Составили С. М. Замараев, А. М. Мазукабзов.

1 — контур кайнозойских осадков во впадинах; 2 — простиране кристаллизационной сланцеватости и слоистости метаморфических пород; 3 — простиране даек различного состава; 4 — разломы недифференцированные; 5 — надвиги; 6 — разломы, активные в кайнозое.

На диаграммах показано: а — простиране разломов, активных в кайнозое (1 — Баргузинское направление, 2 — Улан-Бургинское направление); б — простиране региональной трещиноватости пород (стрелками соединены сопряженные сколовые трещины); в — роза-диаграмма простираний докайнозойских разломов; г — статистическая диаграмма даек основного (пунктир) и кислого (сплошная линия) состава в обрамлении южной части Баргузинской впадины.

Жирными стрелками показано направление растяжения земной коры в кайнозое.

На сферограмме линий восстаний даек основного состава вырисовываются три максимума. Один из них образуют субвертикальные дайки, простирающиеся на северо-восток  $45^\circ$ . Второй максимум образуют дайки, падающие строго на юг, угол падения  $50^\circ$ . И третий — дайки, падающие на северо-запад  $285^\circ$ , угол падения  $60^\circ$ . Линии восстания даек аплитов образуют четыре максимума: 1 — аз. падения  $215^\circ$ , угол  $30^\circ$ ; 2 — аз. падения  $20^\circ$ , угол  $40^\circ$ ; 3 — аз. падения  $75^\circ$ , угол  $75^\circ$ ; 4 — аз. падения  $285^\circ$ , угол  $60^\circ$ . Четыре максимума ориентировки аплитов могут рассматриваться

как попарно сопряженные (1-й и 2-й, 3-й и 4-й). При таком допущении можно рассмотреть характер пространственного соотношения аплитов с теоретически мыслимыми, первичными трещинами гранитных батолитов, в частности Баргузинского. Последний простирается на северо-восток  $30^\circ$ . Аплиты, образующие максимумы 1 и 2, могут рассматриваться как приуроченные к трещинам скалывания батолитов. Они простираются почти поперек последнего, т. е. на северо-запад, и имеют встречное падение, соответственно на юго-запад и северо-восток. Создается впечатление, что такие трещины батолитов мало использовались при кайнозойском структурообразовании. С их ориентировкой совпадает только простирание кайнозойских отрывов. Наблюдавшиеся дайки аплитов являются, очевидно, в большинстве связанными с трещинами скалывания. Часть из этих полого залегающих аплитов приурочена, вероятно, к трещинам отслоения, которые могли при кайнозойском сводообразовании приобрести дополнительный наклон. Дайки второй сопряженной пары максимумов ориентированы субпараллельно и несколько косо к общему простиранию батолита. Можно считать, что они приурочены к продольным трещинам. Два отмеченных направления продольных трещин близки к баргузинскому и субмеридиональному направлениям кайнозойских разломов. Следовательно, они могли в значительной мере предопределить характер делимости земной коры в кайнозое. Поле напряжения, восстановленное для первой пары сопряженных сколов, залеченных аплитами, свидетельствует о том, что ось главных сжимающих напряжений была при их становлении субвертикальной. Субгоризонтальные дайки основных пород связаны, вероятно, с трещинами отслоения батолитов. Дайки северо-восточного и широтного простираний тяготеют, скорее всего, к продольным и поперечным трещинам батолитов.

### Кайнозойская структура

Баргузинская впадина является наиболее крупной в Баргузинской ветви рифта. Она простирается от района дер. Читкан на юго-западе до с. Дырен на северо-востоке, т. е. на 190 км (рис. 16). Морфология впадины довольно проста. Ее поверхность представляет собой депрессию, лежащую в среднем на 2000 м ниже, чем поверхность хребтов. По оси впадины, заметно смещенной к подножию Баргузинского хребта, прослеживаются обширная озерно-болотная равнина, отметки поверхности которой составляют 475—550 м. Она смыкается на северо-западе с предгорной наклонной равниной, образованной многочисленными конусами выноса. Абсолютные отметки предгорной равнины у закраины достигают 800—1000, а на границе с озерно-болотной равниной не превышают 550 м, от чего она круто наклонена к оси впадины.

Юго-восточный борт впадины более пологий. Здесь большие площади занимают песчаные возвышенности — куйтуны, абсолютные отметки поверхности которых достигают 600—700 м. Поверхность куйтуна относительно плавно сливается со склоном Икатского хребта (рис. 17).

Впадина выполнена неоген-четвертичными осадками, максимальная мощность которых, судя по геофизическим данным, достигает 2400 м (опорная скважина, пройденная на крыле мульды, вскрыла в районе с. Могойто кристаллический фундамент на глубине 1400 м). Разрез представлен здесь преимущественно терригенными осадками, среди которых преобладают миоценовые пески. В нижней части разреза присутствуют пласты углей, реже диатомитов. Часто отмечаются пласты глин. Верхняя часть разреза, которую можно датировать как верхний плиоцен-четвертичный период, до глубины 718 м представлена почти исключительно песками, включающими линзы гравия и галечника. Непосредственно на кристаллическом фундаменте залегает кора выветривания мощностью до 10 м.



Рис. 16. Схема строения Баргузинской впадины и сопредельных поднятий. Составили С. М. Замараев и А. М. Мазукабзов по личным наблюдениям с использованием материалов Бурятского геологического управления, Восточного геофизтреста, Восточно-Сибирского управления по поискам нефти и газа, Института земной коры.

1 — районы накопления неоген-четвертичных осадков; 2 — районы накопления верхнеплиоцено-

Для сравнения отметим, что мощность кайнозойских отложений во впадинах юго-западной части Баргузинской ветви незначительна. Так, в районе с. Усть-Баргузин уже под 40-метровой толщей песчано-галечных отложений вскрыта кора выветривания, представленная глинистым материкалом, включающим древесу кристаллических пород. В районе с. Горячинск мощность кайнозойских отложений всего 15 м. Представлены они здесь четвертичными песками. В районе с. Турка мощность кайнозоя примерно такая же. Таким образом, оказывается, что впадины юго-западного фланга этой ветви неглубоки и по времени заложения значительно моложе Баргузинской впадины. В целом поверхность фундамента этих впадин лежит на абсолютных отметках +400—+800 м, в то время как днище Баргузинской опущено на 1500 и более метров ниже уровня моря.

Характер залегания осадков в Баргузинской впадине подчеркивает ее асимметричное синклинальное строение. Мульды впадины заняты сверху озерно-болотными и озерными отложениями, аллювием пойм и низких террас. Эти отложения обрамляются с востока голоценовым аллювием высоких террас и флювиогляциальными песками. Непосредственно у подножия Икатского хребта обнажены плиоценовые и миоценовые осадки (дер. Алга, с. Бодон), они же обнажены и на склоне Шаманской перемычки в долине р. Баргузин. На склоне Икатского хребта третичные осадочные образования подстилаются местами каолиновой корой выветривания. У подножия Баргузинского хребта голоценовые водно-осадочные образования замещены грубообломочными предгорными образованиями (аллювий, пролювий и делювий), тесно сочетающимися с ледниковыми и флювиогляциальными осадками. Латеральные фациальные ряды четвертичных отложений впадины полностью предопределяются стилем ее тектонического развития: их асимметрия обусловлена асимметрией впадины. Однако есть основание полагать, что фациальные ряды миоценовых отложений Баргузинской впадины построены более симметрично, во всяком случае присутствие в них грубых отложений у подножия Баргузинского хребта не установлено.

---

четвертичных осадков; 3 — изогипсы (м) мел-палеогеновой поверхности выравнивания; 4 — элементы залегания поверхностей разломов; 5 — абсолютные отметки (м) русел рек и поверхности впадин; 6 — денудационно-тектонические уступы красных разломов впадин; 7 — прочие разломы, активные в кайнозое; 8 — осевые линии поднятий первого (а) и второго (б) порядков; 9 — абсолютные отметки фундамента (м) Баргузинской впадины в буровых скважинах; 10 — гидротермальные источники. Цифры на схеме:  $I_1^a - I_4^e$  — Баргузинская ветвь Байкальской рифтовой зоны:  $I_1^a - I_1^b$  — Гусихинская впадина ( $I_1^a$  — Адамовская мульда,  $I_1^b$  — Гусихинская мульда);  $I_2$  — Шаманская перемычка;  $I_3^a - I_3^b$  — Баргузинская впадина (мульды:  $I_3^a$  — Джидаканская,  $I_3^b$  — Усть-Миндайская,  $I_3^c$  — Аргодинская,  $I_3^d$  — Угнасайская,  $I_3^e$  — Дыренская);  $I_4^a - I_4^e$  — наиболее крупные сателлиты-впадины ( $I_4^a$  — Улан-Бургинская,  $I_4^b$  — Ковылейская,  $I_4^c$  — Амнундинская,  $I_4^d$  — Шаманская,  $I_4^e$  — Улонская,  $I_4^f$  — Ваулинская);  $II_1^a - II_3^e$  — Икатское сводовое поднятие:  $II_1^a$  — осевая линия Икатского свода,  $II_1^b$  — Голондинское поднятие,  $II_1^c$  — Жарголандинское поднятие,  $II_1^d$  — Аргодинское поднятие,  $II_1^e$  — Молебенское поднятие,  $II_1^f$  — Уншахинское поднятие,  $II_2^a - II_2^d$  — впадины Икатского свода ( $II_2^a$  — Ямбуйская,  $II_2^b$  — Ясская,  $II_2^c$  — Богундинская,  $II_2^d$  — Подулукская,  $II_2^e$  — Марикиканская);  $II_3^a - II_3^e$  — наиболее активные в кайнозое разломы Икатского свода ( $II_3^a$  — Ямбуйский,  $II_3^b$  — Ясский,  $II_3^c$  — Богундинский,  $II_3^d$  — Улан-Бургинский,  $II_3^e$  — Подулукский,  $II_3^f$  — Марикиканский);  $III_1^a - III_3^e$  — Баргузинское сводовое поднятие:  $III_1^a$  — осевая линия Баргузинского свода,  $III_1^b$  — Зоринское поднятие,  $III_1^c$  — Улонское поднятие,  $III_1^d$  — Сахулинское поднятие,  $III_2$  — Журавлихинская впадина;  $III_3^a - III_3^e$  — наиболее активные в кайнозое разломы на границе Баргузинской впадины и Баргузинского хребта ( $III_3^a$  — Нижнебаргузинский,  $III_3^b$  — Улонский,  $III_3^c$  — Среднебаргузинский,  $III_3^d$  — Сахулинский,  $III_3^e$  — Северо-Баргузинский,  $III_3^f$  — Дыренский,  $III_3^g$  — Амнундинский,  $III_3^h$  — Ковылейский); IV — промежуточные ступени между Баргузинской впадиной и Баргузинским хребтом:  $IV^a$  — Саранхурская,  $IV^b$  — Курумканская,  $IV^c$  — Исханская,  $IV^d$  — Дыренская.



Рис. 17. Поперечный разрез Баргузинской впадины и сопряженных поднятий. Составил С. М. Замаев.

1 — верхнеплиоценовые и четвертичные осадки; 2 — миоцен-среднеплиоценовые осадки  
3 — кристаллический фундамент.

По простиранию шарнир Баргузинской впадины ундурирует, образуя мульды и пологие поднятия, фундамент которых не обнажен. Они фиксируются по полученным нами и другими исследователями геолого-геоморфологическим данным и вполне однозначно очерчиваются локальными аномалиями силы тяжести.

В направлении с юго-запада на северо-восток обособляется пять таких мульд: Джидаканская, Усть-Миндайская, Аргодинская, Угнасайская, Дыренская. В их ядрах фундамент погружен до 1000—1800 м. По поверхности фундамента в поперечном сечении впадина асимметрична: ее юго-восточный борт относительно пологий, погружение поверхности составляет здесь в среднем 70 м на 1 км. Северо-западный борт крутой, и он в 2—3 раза уже юго-восточного.

С обеих сторон впадина осложнена диагонально вторгающимися в нее отрогами хребтов. Небольшие впадины — сателлиты Баргузинской — далеко заходят, в свою очередь, в хребты. В Баргузинский вторгаются впадины Улюнская и Шаманская. Улюнская впадина, отчлененная от Баргузинской одноименным хребтом, имеет протяженность около 20 км при максимальной ширине до 7 км. Протяженность Шаманской впадины достигает 15 при ширине около 1 км. В целом они являются узкими приразломными структурами, открытыми в сторону Баргузинской впадины. Та и другая выполнены грубообломочными аллювиальными и переотложенными моренными осадками, мощность которых не превышает первых сотен метров.

Резко отличный характер имеет северо-восточный борт впадины. В его оформлении ведущая роль принадлежит не разрывам, а изгибам земной коры. Здесь хорошо сохранились отдельные формы рельефа эпохи мел-палеогенового выравнивания — островные горы и западины.

Наиболее крупными структурами, осложняющими Баргузинскую впадину с юго-востока, являются Улан-Бургинская впадина и Аргодинское поднятие. Последнее диагонально вторгается во впадину и прослеживается под ее осадками вплоть до Усть-Миндайской мульды, что составляет 60 км. Оно сложено гранитами и на юго-западном погружении перекрывает четвертичными песками Нижнего Куйтуна. Поднятие асимметрично. Сводовая часть довольно плоская, имеет ширину 3—4 км. Северо-западный склон, погружающийся под осадки Баргузинской впадины, пологий, а юго-восточный — крутой и узкий. Обычно его ширина не превышает 2 км, в то время как ширина северо-западного склона достигает 8 км. В нижней части юго-восточного склона поднятия проходит Улан-Бур-

гинский разлом. Высота обусловленного им денудационно-тектонического уступа достигает 200—250 м при средней крутизне наклона 45°. Судя по тому, что в Улан-Бургинской впадине развиты четвертичные осадки, можно полагать, что заложение этого разлома произошло на необайкальском этапе развития региона. Впадина имеет протяженность около 50 км при максимальной ширине в 6 км. Она выполнена четвертичными песками, мощность которых достигает 200—300 м. Как по поверхности фундамента, так и по земной поверхности впадина резко асимметрична, ее северо-западный борт крутой, а юго-восточный — пологий, т. е. она имеет асимметрию байкальского типа и носит ярко выраженный приразломный характер. Впадина разбита поперечными конседиментационными разломами, имеющими северо-западное простирание при амплитуде от десятков до первых сотен метров.

Из числа других морфоструктур, осложняющих юго-восточный борт Баргузинской впадины, следует назвать небольшие отроги Икатского хребта в районе сел Душелан и Бодон. Относительно крутым поднятием, простирающимся параллельно Аргодинскому своду, является Жарголандинское, воздымающееся над впадиной на 600—800 м. Заметно и Молебенское поднятие, составляющее кристаллическую основу северной части Верхнего Куйтуна. Севернее долины р. Гарга во впадину вторгается ряд невысоких отрогов Икатского хребта, обрамленных местами разломами.

Замыкается Баргузинская впадина в 15—20 км северо-восточнее дер. Ягдаг. В своей центриклинали она осложнена серией разрывов северо-восточного простирания. Северо-восточнее Баргузинской впадины простирается линейная зона низких гор (ниже 1600 м), осложненная двумя небольшими кайнозойскими впадинами — Амнундинской и Ковылейской. Последняя имеет байкальскую асимметрию, а первая — обратную. Днища этих впадин лежат на абсолютных отметках 1000—1200 м. Баргузинская депрессионная зона прослеживается, уже будучи лишенной кайнозойских осадков, и далее на северо-восток от Ковылейской и Амнундинской впадин (рис. 18).

Важными структурными элементами Баргузинской впадины являются разломы, разграничивающие ее с одноименным хребтом. Разломы северо-западного борта Баргузинской впадины имеют генеральное северо-восточное простирание. Они располагаются кулисообразно; их юго-западные окончания вторгаются, как правило, в хребет, а северо-восточные — во впадину. Всего здесь может быть выделено пять разломов: Улюнский, Среднебаргузинский, Сахулинский, Северо-Баргузинский и Дыренский.

Улюнский разлом имеет протяженность около 60 км, он хорошо выражен морфологически, крутизна образуемого им эскарпа достигает 60—70°, а высота 300—500 м. В плане он представляет собой закономерное сочетание отрезков субмеридионального и северо-восточного простираний. Протяженность отрезков 2—4 км. Отрезки северо-восточного простирания более протяженны — до 6—10 км. Среднебаргузинский разлом, так же как

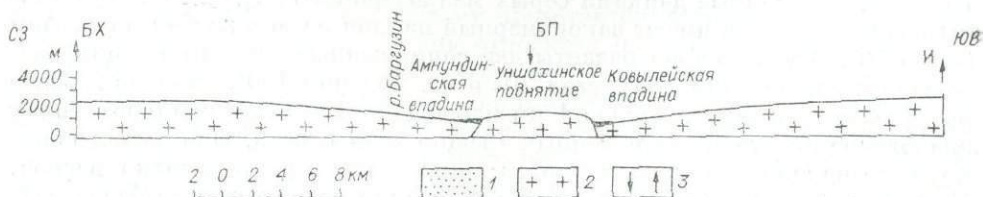


Рис. 18. Поперечный разрез северо-восточной центриклинали Баргузинского прогиба. Составил С. М. Замаев.

1 — кайнозойские осадки; 2 — кристаллический фундамент; 3 — осевые линии поднятий и прогибов первого порядка (БХ — Баргузинского свода, БП — Баргузинского прогиба, И — Икатского свода).

Улюнский, состоит из серии элементарных отрезков субмеридионального и северо-восточного простираний, сочленяющихся один с другим под определенными углами. Крутизна денудационно-тектонической поверхности этого разрыва измеряется в среднем в  $60^\circ$ , а высота уступа достигает 500—800 м. Сахулинский разлом менее протяжен, высота его уступов измеряется первыми сотнями метров; как и другие дизъюнктивы, он состоит из отрезков субмеридионального и северо-восточного простираний. Более грандиозен Северо-Баргузинский разлом, имеющий протяженность 85—90 км. Крутизна сбросового уступа  $55\text{--}60^\circ$ , высота 800—1200 м. В плане это разрывное нарушение вырисовывается в виде ломаной линии, состоящей из отрезков субмеридионального и северо-восточного простираний, длина каждого из которых не превышает в среднем 7—8 км. Дыренский разлом венчает на севере систему кулисообразных разломов Баргузинской впадины, его протяженность составляет всего 35 км.

Точное определение амплитуды главных Баргузинских разломов затруднительно, так как на границе впадины и Баргузинского хребта величина вертикальных перемещений предопределялась как изгибами земной поверхности, так и вертикальными перемещениями по разломам. Учитывая высотные отметки по верхним краешкам сбросовых уступов и глубин залегания поверхности фундамента непосредственно у линий разломов, амплитуды последних могут быть определены следующим образом: для Улюнского — около 600 м, Среднебаргузинского — 1200, вертикальная амплитуда Сахулинского — 600, Северо-Баргузинского — 1000—1200, Дыренского — 400 м. У всех разломов амплитуды максимальны примерно в их средних частях. В юго-западном направлении от центральных частей они плавно уменьшаются и сходят на нет при вторжении разломов в хребет. Так же плавно уменьшаются их амплитуды в направлении от центральных частей на северо-восток.

Разница высотных отметок поверхности выравнивания на осях Баргузинского хребта и одноименной впадины является намного большей, чем амплитуды сбросов. Так, например, на широте Аргодинской мульды она составляет 300 м, такой же величиной она измеряется и на широте Угнасайской мульды. Отсюда следует, что эффект вертикального перемещения земной коры по изгибам заметно превышает величину сбросовой составляющей. Можно считать, что величина изгибовых деформаций в 2—3 раза больше амплитуды сбросов.

Немаловажное значение для понимания строения и развития Баргузинской впадины имеет анализ внутреннего строения Баргузинских разломов. В зоне Нижнебаргузинского разлома граниты баргузинского комплекса местами катаклазированы, полевые шпаты в них несколько каолинизированы. В Улюнском разломе не отмечается сколько-нибудь существенных визуально заметных изменений в развитых здесь гранитах и ксенолитах мраморов.

Внутреннее строение зоны Улюнского разлома хорошо видно в бортах долины р. Нестериха. Здесь непосредственно в зоне разлома, выраженного крутым уступом, развиты крупнокристаллические порфиroidные граниты, прорванные дайками серых мелкозернистых гранитов. Кристаллы полевых шпатов имеют закономерный наклон на юго-восток под углом около  $20^\circ$ . Здесь хорошо развиты две сопряженные системы трещин скальвания: аз. падения  $280^\circ$ , угол  $70^\circ$  и аз. падения  $160^\circ$ , угол  $55^\circ$ . Выше по реке на протяжении около 1 км наблюдается в левом скальном борту аналогичная система сопряженных трещин скальвания. Они выкалывают крупные параллелепипеды гранитов шириною в метры и десятки метров. Между этими главными трещинами скальвания располагаются более мелкие, имеющие аналогичное простирание. В блоках, очерченных главными сколами, развиты также пологопадающие трещины, производные от движений по главным сколам. Каких-либо минеральных новообразований в зоне разлома не отмечается. Отсутствуют здесь и брекчии. Нельзя ска-

зять также и о том, что здесь заметно повышена и трещиноватость пород.

Фиксируются горизонтальные трещины, а также широко развиты субвертикальные, круто падающие на юго-восток. Простирание их северо-восточное. Они образуют скальные стенки высотой до 50 м. В других местах лучше развиты субвертикальные трещины, круто наклоненные на северо-запад.

Анализом поля напряжений по сопряженным сколам, развитым в приустьевой части долины р. Нестериха, устанавливается, что ось главных сжимающих напряжений ориентирована здесь круто — аз. падения  $50^\circ$ , угол  $65^\circ$ , средняя ось — аз. падения  $210^\circ$ , угол  $25^\circ$ , ось главных растягивающих напряжений — аз. падения  $305^\circ$ , угол  $10^\circ$ . Подобная ориентировка осей устанавливается и по сопряженным сколам, развитым в гранитах долины р. Нестериха и на удалении 1—2 км от устья долины, т. е. заведомо вне сферы влияния разлома.

Изучение трещиноватости в долине р. Нестериха помогает понять, почему крутизна денудационно-тектонических уступов многих сбросов часто заметно меньше крутизны поверхности главного сбрасывателя. Объясняется это тем, что в связи с движениями по главным крутым разрывам развиваются трещины более пологие, погружающиеся во впадину. При денудации сбросовых уступов по этим вторичным трещинам происходит смещение горных масс, в результате чего склоны выполаживаются.

В долине р. Улюнчикан Улюнский разлом не находит себе сколько-нибудь яркого выражения. Здесь с обычной для всего Баргузинского хребта густотой развиты трещины скалывания и трещины отрыва.

В приустьевой части долины р. Улюн в зоне одноименного разлома граниты рассечены системой трещин с густотой 5—6 шт. на 1 пог. м, среднестатистические элементы залегания которых — аз. падения  $305^\circ$ , угол  $70^\circ$ . Аналогичные параметры имеют отмеченные здесь две маломощные тектонические зонки (10—20 см) с зеркалами скольжения, расположенные одна от другой на расстоянии 5 м. Граниты в зонках интенсивно катаклазированы. Под микроскопом устанавливается, что тектониты характеризуются слабо выраженной катакластической текстурой и рассечены трещинами. Последние выполнены тонкозернистым кварц-полевошпатовым агрегатом, испытавшим незначительную степень перекристаллизации и образующим микрогранобластовую массу с мелкими зернами эпидота. Анализ системы трещиноватости, сопутствующий рассматриваемым разрывным нарушениям, указывает на их сдвиго-взбросовую природу. Здесь же отмечаются редкие непротяженные трещины, располагающиеся практически перпендикулярно к первым и имеющие в среднем аз. падения  $235^\circ$ , угол  $80^\circ$ . На некотором удалении от устья долины, согласно с ориентировкой данных трещин, отмечается тектоническая зона мощностью около 0,5—0,6 м. Наблюдаемая плоскость разрывного нарушения в вертикальном разрезе характеризуется волнистостью, образуя участки с несколько различными азимутами падения. По структурно-парагенетическому комплексу элементов, сопровождающих это нарушение, устанавливается его сбросо-сдвиговая природа. Рассматривая в совокупности всю систему трещин на этом участке, видим, что она в целом образует вполне закономерное сочетание, укладывающееся в систему прототектонических трещин. По своему пространственному положению относительно ориентировки первичных линейных текстур трещины могут быть подразделены на поперечные, диагональные (двух направлений) и пологопадающие. При этом поперечные и пологопадающие имеют подчиненное значение. Направления систем этих трещин при благоприятном поле тектонического напряжения в кайнозойе были селективно активизированы и слились в протяженные зоны, обеспечив границы зарождающейся Баргузинской впадины. Конусы выноса, наложенные на Улюнский разлом, нередко сброшены. Амплитуда смещений достигает первых метров, что вполне однозначно свидетельствует об активном развитии разлома в голоцене.

Среднебаргузинский разлом хорошо выражен в долине р. Хака. В ее устье в зоне разлома обнажены серые биотитовые граниты, подверженные катаклазу. Граниты имеют первичную полосчатость, падающую на северо-восток  $25^\circ$ , угол падения  $60^\circ$ . Мощность зоны катаклаза 400 м. Среди мало измененных гранитов фиксируются зоны милонитов, падающие на север под углами  $20^\circ$ . Под микроскопом тектониты одной из таких зон характеризуются отчетливой брекчиевидной текстурой. Обломки имеют разнообразную форму и размеры, но чаще всего остроугольные. Цементирующая масса представляет собой тонкозернистый агрегат, претерпевший незначительный бластез с возникновением микрогранобластовой структуры, образованный кварц-полевошпатовым материалом. В ней же видны чешуйки гидрослюды и широко распространен пеннин. Еще более ярко выражен Среднебаргузинский разлом в долине безымянного ручья, расположенного между ручьями Тун и Боксекен. Здесь в зоне разлома фиксируется полоса тектонитов с видимой мощностью 30 м. Широко развиты мелкообломочные брекчии, приобретающие местами некоторую плитчатость, падающую на юго-восток  $170^\circ$  под углом  $175^\circ$ . Обломки пород сплошь покрыты зеркалами скольжения и ожелезненным глинистым материалом. Брекчии развиты по гранитам. Кристаллы кварца и полевых шпатов в них обычно раздавлены и растащены, полевые шпаты каолинизированы. Местами мелкообломочные брекчии приближаются по текстурным особенностям к милонитам. Среди брекчий присутствуют и менее измененные разновидности гранитов. Микроскопия тектонитов показала, что в их формировании устанавливаются две стадии, которые, вероятно, являются отображением одного процесса. В первую стадию первичная порода, судя по обломкам гранодиоритов, была превращена в брекчию, связующая масса которой представляет собой тонкозернистый гранобластовый кварц-полевошпатовый агрегат. При этом бластез проявился крайне неравномерно. В более позднюю стадию вновь возникла сложная система протяженных трещинок, но с явным признаком растяжения, так как они выполнены только мелкокристаллическими новообразованиями карбоната. Здесь же зафиксировано полого залегающее интенсивно брекчированное тело основных пород. Среди тектонитов отмечается будина малоизмененных гранитов мощностью 0,9 м (длина по падению 3 м, аз. падения  $115^\circ$ , угол  $55^\circ$ ). Присутствуют и более мелкие будины такой же ориентировки. Верхняя часть обнажения тектонитов представлена охристыми глинами, содержащими щебень брекчий. Эти глины представляют собой линейную кору химического выветривания. За 30-метровой полосой охристых брекчий на расстоянии первых десятков метров следуют крупнокристаллические биотитовые граниты, макроскопически не несущие следов катаклаза, но среди них наблюдаются маломощные от 0,2 до 1,0 м линзы каолинизированных брекчий. На большем удалении отмечаются незначительные по мощности зонки дробления гранитов, которые на расстоянии примерно 100—150 м от главной зоны тектонитов уже не встречаются. Здесь развиты сложные системы трещин, обязанные, очевидно, своим становлением движениям по главному сместителю. Реконструкция поля напряжений по сопряженным сколам указывает на то, что ось главных сжимающих напряжений имеет крутое погружение (аз. погружения СВ  $60^\circ$ , угол  $50^\circ$ ); ориентировка других осей: растягивающих напряжений —  $330^\circ$ , угол  $15^\circ$ , средней оси —  $225^\circ$ , угол  $40^\circ$ . Исходя из этого, движение по разлому может быть определено как сброс со сдвиговой составляющей. Перпендикулярно направлению движения вытянуты отмеченные выше будины. Общий характер трещиноватости свидетельствует о сдвиго-сбросовых смещениях.

В устьевой части долины р. Тун, где отмечается субмеридиональное простирание одного из звеньев, составляющих Среднебаргузинский разлом, фиксируется тектоническая зона, представляющая собой неравномерные участки сгущения трещин (до 35 шт. на 1 пог. м). В зависимости от

концентрации трещин степень изменения пород крайне неодинакова. Тектониты представляют собой здесь катаклазированные разновидности гранитов зеленовато-серого цвета. Темноцветные минералы сильно деформированы и частично растащены. По трещинам произошла карбонатизация. На плоскостях сколов видны корочки скольжения эпидот-хлоритового состава. Среди катаклизитов иногда удается наблюдать вдоль плоскостей скольжения наиболее сильно перетертые породы, напоминающие тонкосланцеватые милониты. Мощность их достигает 0,5 м, протяженность около 1 м. Общая видимая мощность зон таких тектонитов достигает 1,5—2 м. Анализ трещиноватости и сопутствующих ей элементов указывает на правосторонний сбросо-сдвиговый характер смещения. Здесь же отмечаются редкие зоны тектонитов мощностью до 5 м с элементами залегания: аз. падения  $130^\circ$ , угол  $85^\circ$ , также со сдвиговой составляющей. Это, вероятно, второе направление разрывов, участвующих в сложении единой зоны Среднебаргузинского разлома.

Хорошо обнажен Среднебаргузинский разлом в долине р. Иринга, где мощность тектонической зоны достигает 30 м. В целом зона разлома падает на юго-восток  $165^\circ$  под углом  $85^\circ$  и сечет серые среднезернистые лейкокрасовые амфибол-биотитовые граниты, а также пегматоидные граниты, образующие плировидные обособления. В шве нарушения гранитоиды подвержены катаклазу, при этом пегматоидные граниты затронуты процессами дробления наиболее интенсивно. Катаклиз в породах выражается в интенсивном развитии разноплановых мелких трещин, дроблении минералов, особенно темноцветных. Под микроскопом видно, что обломки плагиоклаза и кварца имеют остроугольную форму. Цементирующая масса, в которую погружены обломки, сложена тонкозернистым гранобластовым агрегатом кварц-полевошпатового состава. Обломки часто рассечены прямолинейными трещинами, выполненными карбонатным материалом. Из всей системы трещин наиболее крупными являются трещины с ориентировкой аз. падения  $160^\circ$ , угол  $70^\circ$ . В целом трещины, отмеченные в зоне разрывного нарушения, слагают четко выраженный пояс, свидетельствующий о формировании его в процессе левосторонних сдвиго-сбросовых смещений. Судя по положению линии движения, восстановленной по методике В. Н. Даниловича (1961), величины сдвиговых и сбросовых смещений примерно соизмеримы.

В долине р. Ульзыха, где амплитуда Среднебаргузинского разлома весьма значительная, в гранитах, слагающих поднятое крыло разлома, не наблюдается динамометаморфических изменений. Отсутствуют и сколько-нибудь ярко выраженные следы деформаций пород. Здесь развита относительно редкая система трещин. По сопряженным трещинам скальвания устанавливается, что ось главных сжимающих напряжений при становлении трещин была ориентирована субвертикально.

Изучение Среднебаргузинского разлома на участке между реками Хака и Ухшихаң показало, что на этом отрезке он состоит из серии мало-мощных (до 10 см) разрывных нарушений, пересекающих гранитоиды. Тектонические швы разломов выполнены интенсивно катаклазированными гранитами, вплоть до образования мелкообломочной брекчии и тонколистоватых милонитов. Под микроскопом тектониты характеризуются отчетливой брекчиевидной текстурой. Обломки погружены в микрогранобластовый агрегат, состоящий из кварца, хлорита и, вероятно, частично перекристаллизованного полевого шпата. Участками текстура милонитовая. Плоскости разрывных нарушений наклонены на юго-восток  $140^\circ$  под углом  $60^\circ$ . Судя по системе оперяющих трещин, по их поясовому расположению, а также непосредственному смещению аплитовой жилки, разломы характеризуются левосторонними сбросо-сдвиговыми перемещениями. Величина горизонтальных перемещений в несколько раз преобладает над вертикальными.

В долине р. Курумкан в зоне Среднебаргузинского разлома развиты порфировидные биотит-роговообманковые граниты, подверженные катаклазу. В них полевые шпаты несколько каолинизированы, зерна кварца раздроблены. В обнажениях развиты сопряженные системы трещин скалывания, по которым устанавливается, что ось  $\sigma_3$  поля напряжений была ориентирована аз. падения  $110^\circ$ , угол  $80^\circ$ , ось  $\sigma_1$  — аз. падения  $320^\circ$ , угол  $10^\circ$ , ось  $\sigma_2$  — аз. падения  $230^\circ$ , угол  $5^\circ$ . Помимо сколов здесь развиты вертикальные трещины, простирающиеся на северо-восток  $40^\circ$  и северо-запад  $280^\circ$ , расположенные одна от другой на расстоянии 5—50 м. Некоторые из них являются зияющими. Благодаря перемещению по этим трещинам склон хребта, обращенный во впадину, имеет ступенчатый характер, но общая его крутизна не превышает  $45^\circ$ , что обусловлено, скорее всего, денудационными процессами. Граниты рассечены аплитами и кварцевыми жилами; ориентировка большинства из них совпадает с ориентировкой трещин скалывания, круто падающих на юго-восток. Учитывая приуроченность катаклазитов к сколам, падающим на юго-восток, можно полагать, что краевые разломы Баргузинской впадины наследуют на этом участке древнее направление трещиноватости. Это подтверждается также тем, что постмагматические дайковые тела имеют здесь такую же ориентировку, что и элементарные отрезки краевых разломов впадины.

Сахулинский разлом фиксируется, помимо тектонического уступа, несколько повышенной трещиноватостью развитых здесь гранитов. Ширина зоны дробленных пород около 100 м, причем интенсивно брекчированные граниты развиты на этом участке лишь по отдельным зонам мощностью до 2 м. Под микроскопом они характеризуются отчетливо выраженной брекчиевидной структурой с обломками разных размеров и разной формы. Связующая масса сложена пелитоморфным, практически нераскристаллизованным веществом зеленоватого цвета (без анализатора). Участками, особенно в теневых зонах обломков, отмечается некоторый бластез, приведший к возникновению тонкозернистого гранобластового агрегата. Все эти образования разбиты системой трещин, секущих обломки и цемент. Трещины выполнены мелкокристаллическим карбонатом. Рисунок трещиноватости сетчатого типа, что создает вторичную брекчиевидную структуру. Анализ трещиноватости поднятого крыла Сахулинского разлома свидетельствует о том, что она создана субвертикальным сжатием.

Маршрутные пересечения отдельных звеньев Северо-Баргузинского разлома показали, что он имеет сложное строение. На поверхности он не фиксируется в виде сплошной мощной протяженной зоны, выполненной тектонитами, а состоит из множества мелких разрывных нарушений. Так, в долине р. Алла, в зоне уступа, морфологически выраженного в рельефе, отмечается, как правило, неравномерно проявленный катаклиз. Мощность зон катаклаза изменяется в значительных пределах — от первых десятков сантиметров до 5—6 м. В общей сложности в долине р. Алла они охватывают полосу шириной около 250 м. В опущенном крыле разлома видна система крутых трещин, повторяющаяся через несколько метров и падающая по аз.  $140^\circ$ , угол  $55^\circ$ . По многим трещинам наблюдаются корочки травертина. Значительно реже отмечаются нарушения, имеющие субмеридиональное простирание. Кроме того, в долине р. Алла в зоне Северо-Баргузинского разлома имеет место пологий надвиг, развитый за пределами полосы катаклазитов. В зоне надвига породы милонитизированы. Поверхности надвига волнистая. Движение по нему происходило, судя по ориентировке борозд скольжения, в направлении СВ—ЮЗ. Поперек этих борозд простираются длинные оси будин. Опережающие надвиг трещины заполнены травертинами мощностью в несколько сантиметров. Интересно, что травертины, как и вмещающие их породы, разбиты сколовыми трещинами, что может свидетельствовать об омоложении надвига. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что надвиг ориентирован поперек Баргузинского хребта. В этой связи уместно будет напомнить, что надвиг,

отмеченный в долине р. Сахули, также является поперечным по отношению к Сахулинскому отрогу. Юго-западный отрезок Северо-Баргузинского разлома, трассируемый по левобережью р. Шаманки и пространственно, вероятно, совпадающий с направлением древнего разлома, характеризуется морфологически выраженным уступом, высота которого постепенно убывает в юго-западном направлении по мере вхождения в Баргузинский хребет. Присутствие этого разлома устанавливается по наличию зон катаклаза и дробления мощностью 0,2—1,0 м, встречающихся в интервале 250—400 м. Под микроскопом это тектониты, сформированные за счет дробления мелкозернистых гнейсовых гранитоидов, обладающие четко проявленной брекчиевидной текстурой. Обломочная часть представлена кварцем, плагиоклазом и микроклином. Структура цементирующей массы тонкозернистая, гетерогранобластовая, с участками намечающейся сланцеватости. Сложена она в основном хлоритом с едва намечающимися явлениями бластеза в кварц-полевошпатовом агрегате. Азимут погружения плоскостей зон на юго-восток  $150-160^\circ$  под углами  $55-75^\circ$ .

В бассейне р. Ендыхык в зоне Северо-Баргузинского разлома, в переслаивающихся тонкополосчатых биотитовых гнейсах и мраморах с преобладающим северо-восточным простиранием слоистости развита редкая система трещин. Отмечается единственная тектоническая зона мощностью около 1,2 м, секущая крутопадающую полосчатость в мраморах. В этой зоне мраморы сильно сдавлены и находящиеся в них кварц-полевошпатовые прожилки разбужинированы. Форма будин практически округлая, а длинная ось их погружается в юго-западном направлении. Текстура мраморов линзовидно-волнистая. Разрывное нарушение имеет субвертикальное падение и северо-восточное ( $60^\circ$ ) простирание. По морфологическим признакам разрывное нарушение классифицируется как левосторонний сбросо-сдвиг.

В бассейне р. Шэбэре Северо-Баргузинский разлом, ограничивающий с запада Дыренскую ступень, фиксируется неравномерным расположением участков сгущения трещин, которые раскалывают развитые здесь гранитоиды на пластинки толщиной 1—2 см. На плоскостях трещин отмечаются маломощные, почти пленочные зонки милонитизации. Мощность таких участков 0,5—0,6 м. Отмечаются они через 3—6 м в интервале около 50 м. В целом плоскости зон сгущения трещин наклонены на юго-восток ( $120^\circ$ ) под углами  $75-80^\circ$ . Под острым углом к данному направлению располагаются сближенные системы трещин скола, также развитые в гранитах и раскалывающие последние на плитки толщиной 2—5 см. Трещины этого направления имеют юго-восточное падение ( $150^\circ$ ) с углом наклона  $80-85^\circ$ . Близкое к этому направление имеет Дыренский разлом, ограничивающий Дыренскую ступень с юго-востока. На участке наиболее резко выраженного сопряжения Дыренской ступени с Баргузинской впадиной в мелкозернистых биотитовых гранитах отмечается зона сгущения (1—10 см) субпараллельных протяженных трещин. Ширина ее около 10 м, падение на юго-восток  $140^\circ$ , угол  $80^\circ$ . Судя по скульптуре зеркал скольжения этих трещин, можно полагать о наличии сдвиго-сбросовых (с левосторонним направлением) смещений по этой зоне. В гранитоидах, находящихся на значительном удалении от Дыренского и Северо-Баргузинского разломов, четко устанавливаются две преобладающие системы крутопадающих сопряженных трещин, совпадающих с ориентировкой вышеотмеченных разломов. Трещиноватость в зонах главных разломов является в целом очень сложной, так как здесь помимо древних разрывов широко развиты молодые, возникшие при возобновлении движений по древним.

Интересным представляется сравнение охарактеризованной региональной трещиноватости с трещиноватостью Икатского хребта, сложенного преимущественно гранитоидами, не затронутыми таким количеством разломов, как северо-западный борт Баргузинской впадины. Показатель-

ной в этом отношении является долина р. Ина, где хорошо развита региональная система трещиноватости. При выходе этой долины во впадину среди роговообманковых гранитов, имеющих обычно массивное сложение, развиты отдельные зоны мощностью 15—20 м, в которых породы разбиты через 1—1,5 м субпараллельными сколами, образующими плиты, падающие на восток под углом 45—50°. Аналогичные трещины встречаются и за пределами таких зон, но там они редки. В верхней части обнажения, имеющего здесь высоту около 20 м, эти трещины становятся заметно более пологими и напоминают надвиги. Выше по реке в блоке гранитов, имеющем ширину около 100 м, развита аналогичная система трещин, но густота тех из них, которые рассекают все обнажение, имеющее высоту 80 м, заметно меньше и только на юго-восточном конце блока трещиноватость становится более густой. Еще выше по реке с этим блоком контактирует другой, который разбит системой субпараллельных, секущих весь блок трещин, падающих на северо-запад под углом 65°. В некоторых местах наблюдается взаимное пересечение трещин восточного и северо-западного падений. В таких случаях они придают породам ромбовидную отдельность. В верхней части правого склона долины р. Ина наблюдаются протяженные, субгоризонтальные трещины, сопряженные с трещиной, падающей на северо-запад. Характерной особенностью трещиноватости гранитов нижнего течения р. Ина является более интенсивное развитие трещин, падающих на юго-восток. При полевой документации эти трещины определяются как сопряженные сколы. Они являются, скорее всего, первичными трещинами скалывания гранитного батолита. Субгоризонтальные трещины, залегающие в верхней части обнажения, могут быть уподоблены первичным трещинам отслоения батолита. Кстати, можно заметить, что подобное соотношение сколовых трещин, имеющих северо-западное и юго-восточное падения, наблюдалось и в Баргузинском хребте (р. Ульзыха). Там так же, как и на р. Ина, на вершинах гор фиксируются субгоризонтальные трещины. Таким образом, региональная трещиноватость в гранитах в бассейне р. Ина совпадает с простираем пограничных разломов Баргузинского района (рис. 19).

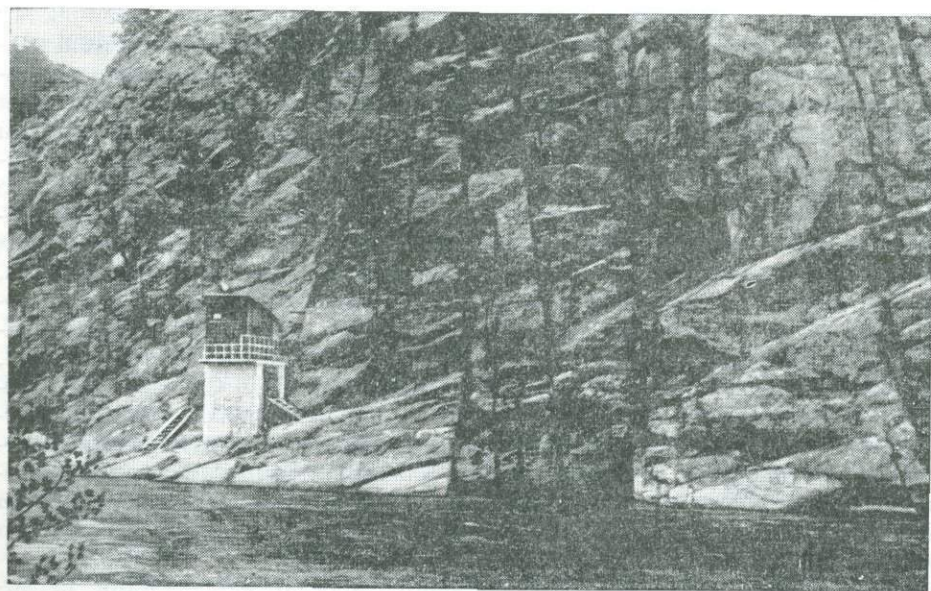


Рис. 19. Трещиноватость в гранитоидах. Правый борт долины р. Ина на выходе ее в Баргузинскую впадину (фото С. М. Замаева).

Баргузинское поднятие, сопряженное с односторонней впадиной с северо-запада, по размерам в несколько раз превосходит эту впадину. Оно простирается от нижнего течения р. Баргузин до Верхней Ангары на протяжении 300 км и представляет собой типичный альпийский хребет. В поперечном сечении поднятие имеет сводовый характер. Его осевая зона резко смещена от Байкала в сторону Баргузинской впадины и отстоит от края этой впадины всего на 5—10 км, в то время как от восточного края впадины оз. Байкал находится на расстоянии 25—50 км. В своей южной части у Усть-Баргузинского залива хребет узок (6—10 км). В направлении на северо-восток он заметно расширяется и на широте р. Томпуда достигает уже 80 км. Вершинная поверхность располагается по оси свода на абсолютных отметках 2600—2800 м. По простиранию свод является плоским и только в направлении на юго-запад от Улюнской впадины его осевая линия заметно погружается, снижаясь у Усть-Баргузинского залива до 600—800 м.

Восточный склон Баргузинского свода осложнен частными поднятиями (отрогами хребта) и впадинами. Наиболее крупным является Улюнский отрог, который простирается от района с. Баргузин на северо-восток на протяжении 40 км. В месте отклонения от Баргузинского хребта вершинная поверхность на этом отроге залегает на абсолютных отметках 1400—1600 м, а на его погружении под осадочную толщу абсолютные отметки составляют всего 500—600 м. Улюнское поднятие имеет сводовый характер с узким и крутым юго-восточным бортом и более широким и пологим северо-западным. На северо-западе это поднятие сопряжено с односторонней впадиной, а на юго-востоке — с Баргузинской.

Сахулинское поднятие в отличие от Улюнского является диагональным к оси Баргузинского свода. Его размеры незначительны (20×10 км). Уровень вершинной поверхности на оси поднятия опускается от 2200 м на юго-западе до 800 м на северо-востоке. От Баргузинского хребта это поднятие отделено Шаманской приразломной впадиной. Краевой разлом этой впадины пересекает ось Баргузинского свода и выходит на его байкальское крыло.

В Баргузинском хребте, по данным аэровизуальных наблюдений, аэрофотосъемки и наземного картирования, прослеживается ряд разломов различной протяженности, имеющих четкое выражение в рельефе. Особенно ориентировки этих разломов является то, что они простираются в общем согласно с разломами, ограничивающими Баргузинскую впадину.

Икатское сводовое поднятие намного превосходит по длине Баргузинскую впадину, а его ширина достигает более 50 км. В осевой зоне Икатского свода, отстоящей от оси Баргузинской впадины на 50—60 км, вершинная поверхность находится на абсолютных отметках 2200—2600 м. Склон Икатского свода, обращенный к Баргузинской впадине, осложнен структурами второго порядка — горными отрогами и впадинами. Выше уже отмечалось, что далеко в хребет вторгается Улан-Бургинская впадина. Параллельно этой впадине простирается Аргодинское поднятие, заходящее в Баргузинскую впадину и являющееся отрогом Икатского хребта. Аргодинское поднятие носит сводовый характер. Его юго-восточный склон узкий, 1—2 км, оборван Улан-Бургинским разломом. Северо-западный — более пологий и плавно сливается с бортом Баргузинской впадины. В своей средней части северо-западный склон осложнен продольным разломом с незначительной амплитудой вертикального смещения (первые десятки метров).

Параллельно Улан-Бургинской впадине располагаются небольшие (15×5 км) Ясская и Богундинская впадины, отделенные от Улан-Бургинской впадины Жарголандинским поднятием. Выполнены эти впадины successively четвертичными отложениями. Та и другая осложнены по северо-западным бортам разломами.

В бассейне р. Гарга склон Икатского свода осложнен небольшой

(15×2 км) Мариктиканской впадиной, ярко выраженной в рельефе и имеющей типично байкальскую асимметрию. Хорошо сохранилась поверхность сбрасывателя северо-западного борта впадины, падающая на юго-восток под углом 65°. Небольшим, но заметным структурным элементом склона Икатского хребта является Подулугская впадина. В бассейнах рек Аргода и Гарга развита сложнопостроенная система протяженных разломов, активных в кайнозое. Одни из них являются диагональными по отношению к Икатскому своду, другим присуща субмеридиональная ориентировка. Пересекаясь один с другим, они вырубают в своде клиновидные блоки. Ямбульская впадина, отделенная от Баргузинской впадины Голондинским поднятием, прорезана долиной реки, благодаря чему плиоценовые осадки находятся здесь на высоте до 100 м над уровнем воды. Эта впадина асимметрична, ее северо-западный борт осложнен разломом. Протяженность впадины достигает 45 км при средней ширине 4—5 км.

Одна из характерных особенностей Баргузинской ветви рифтовой зоны — наличие промежуточных тектонических ступеней, расположенных между Баргузинской впадиной и одноименным хребтом. Наиболее крупные из них Саран-Хурская, Курумканская, Исханская и Дыренская. Наблюдаются также и более мелкие ступени. Общее число ступеней равно семи. Абсолютные отметки поверхности ступеней занимают, как и на Байкале, промежуточное положение между отметками на хребте и во впадине. Так, например, в Саран-Хурской ступени уровень поверхности выравнивания определяется в 1000 м, а на оси Баргузинского поднятия — 2600 м. Поверхность фундамента во впадине против этой ступени опущена ниже уровня моря на 1000 м. Поверхность выравнивания на Дыренской ступени имеет абсолютную отметку 1400 м, отметки в хребте против этой ступени определяются в 2600 м, а отметки поверхности фундамента во впадине 1000 м. Все промежуточные ступени зоны сочленения Баргузинского хребта и одноименной впадины заметно приподняты относительно первоначального гипсометрического уровня поверхности выравнивания. В этом отношении они стоят ближе к хребтам, нежели ко впадинам.

Средний размер промежуточных ступеней 5×1—2 км. Наибольшей из них является Дыренская, протяженность которой близка к 20 км при ширине 5 км. Все они обычно полого наклонены в сторону впадины и вытянуты по ее простиранию. Выше отмечалось, что все главные пограничные разломы Баргузинской впадины состоят из элементарных отрезков, сочленяющихся один с другим под определенными углами. Промежуточные ступени оказываются здесь, как правило, лежащими в вершинах тупых углов, образуемых сочленением этих разломов. Кинематически сходное положение с промежуточными ступенями занимает Сахулинский отрог, но в отличие от первых он отчленен от Баргузинского хребта не только разломом, но и приразломной впадиной.

Простирание активных в кайнозое разрывов Баргузинской впадины, Баргузинского и Икатского сводов строго закономерно. Это касается как трещиноватости пород, так и разломов. Обособляется здесь пять выдержанных направлений разрывов.

Первое направление является в общем поперечным по отношению к Баргузинской впадине и главным сводам. К этой же категории отнесены разломы, пересекающие поперек Улан-Бургинскую впадину. Они имеют северо-западное простирание, протяженность их обычно незначительная (первые километры).

Вторую систему представляют разломы, субпараллельные оси Баргузинской впадины. Их простирание — СВ 25—30°. Такие разрывы являются составными элементами главных баргузинских разломов, но развиты они также в Икатском и Баргузинском хребтах. Их протяженность исчисляется многими километрами, достигая местами 10—20 км. Это направление разрывов мы называем баргузинским, так как оно строго совпадает с простиранием осей Баргузинской впадины и Баргузинского свода.

Третье направление разрывов — субмеридиональное. Разрывы этого простирания непротяженные, обычно менее 10 км. Они закономерно сочетаются в зонах главных баргузинских разломов с разломами иных направлений и в редких случаях встречаются изолированно в Икатском и Баргузинском хребтах.

Четвертая система разломов весьма широко развита. Эти протяженные разломы (до 50—60 км) участвуют как в оформлении впадины, так и секут борта и склоны сводов первого порядка. Это направление разломов образует с осями Икатского и Баргузинского сводов, а также Баргузинской впадины острый угол (около 30°). Разрывы этого направления ограничивают северо-западные борта Шаманской и Улан-Бургинской сателлитных впадин, а также ряда впадин, развитых на склоне Икатского свода. Среднее простирание разломов этого направления составляет 65—60°; мы называем его улан-бургинским.

Пятое направление представляет серию разломов субширотного простирания. Они развиты редко и непротяжены.

Наиболее развитыми являются баргузинское (СВ 25—30°) и улан-бургинское (65—60°) направления разломов. Улан-бургинское обычно сочетается с баргузинским и участвует в оформлении Баргузинской впадины. В то же время разломы баргузинского направления участвуют в оформлении Улан-Бургинской и подобной ей впадин второго порядка, занимая однако там подчиненное положение.

Здесь необходимо подчеркнуть то обстоятельство, что Улан-Бургинская впадина является по отношению к Баргузинской более молодой, верхнеплиоцен-четвертичной. Это позволяет считать, что разрывы улан-бургинского направления стали формироваться в значительной своей части позже разрывов баргузинского направления. Возможно, что они являются синхронными, так как нельзя исключить того, что главные баргузинские разломы возникли только в верхнем плиоцене, поскольку мы не имеем сведений об огрублении миоценовых и нижнеплиоценовых осадков по северо-западному борту Баргузинской впадины.

Важным для понимания природы кайнозойских разломов Баргузинского района и причин их упорядоченной пространственной ориентировки является то обстоятельство, что простирание этих разломов и частных трещин, фиксируемых в обнажениях, практически совпадает. Подавляющее число трещин отрыва ориентировано в северо-западном направлении, т. е. в общем согласно с ориентировкой поперечных разломов; последние на этом основании могут быть квалифицированы как разломы отрыва. Кроме трещин отрыва могут быть обособлены четыре максимума простираний трещин скальвания. Один из них совпадает с баргузинским направлением разломов, другой — с улан-бургинским, а третий и четвертый — соответственно с субширотными и субмеридиональными разломами. Отмеченные трещины скальвания являются в большинстве случаев сопряженными. Характер сопряженности устанавливается не всегда однозначно, но в большинстве случаев задокументирован в качестве попарно сопряженных трещин улан-бургинского и субширотного направлений. При этом улан-бургинские направления фиксируются намного чаще, чем субширотные. Два других максимума трещин соответствуют также сопряженным между собой трещинам скальвания. Один из них, наиболее ярко выраженный, совпадает с простиранием разломов баргузинского направления, а другой — с простиранием субмеридиональных разломов.

Совпадение пространственной ориентировки трещин и разломов может свидетельствовать, очевидно, о том, что разломы закладывались и развивались согласно с сеткой региональной трещиноватости. Обратная зависимость представляется нам маловероятной, так как ориентировка трещиноватости пород за пределами разломов является в сущности такой же, как и элементарных отрезков самих разломов. Конечно, развитие оформившихся разломов приводило к возникновению новых систем трещин, но

последние не играли существенной роли в предопределении характера дискретности земной коры.

Юго-западная часть Баргузинской ветви Байкальской рифтовой зоны отличается от северо-восточной значительно менее мощным развитием кайнозойских осадков и малыми размерами самих впадин. Более того, здесь присутствуют преимущественно только четвертичные и верхнеплиоценовые отложения. Юго-западнее от Баргузинской впадины располагается крупное Шаманское поднятие, отделяющее Баргузинскую впадину от Гусихинской. Однако эти впадины не являются вполне разобщенными, так как вдоль Улюнского разлома простирается узкая впадина, которая без заметной горной перемычки соединяет Баргузинскую впадину с Гусихинской. Шаманская поперечная перемычка имеет в своей центральной части небольшие высотные отметки—1200 м, что на 400 м ниже, чем на оси Баргузинского свода, и на 800 м ниже абсолютных отметок Икатского свода. Перемычку следует рассматривать как выступ фундамента, находящийся внутри депрессионной зоны.

Гусихинская впадина разделяется юго-западной частью Шаманского поднятия на две мульды: Адамовскую и Гусихинскую. Протяженность впадины достигает 40 км при максимальной ширине в 12 км. В обнаженной части она выполнена песчаными и гравийно-песчаными отложениями четвертичного и, возможно, верхнеплиоценового возраста. Суммарная мощность отложений не превышает первых сотен метров. С Икатским сводом Гусихинская впадина сливается плавно, а от Баргузинского отделена Нижнебаргузинским разломом.

К юго-западу от Гусихинской находится серия небольших и неглубоких впадин, разобщенных между собой выступами фундамента. Это впадины оз. Духового, Максимихинская, Котокельская, Усть-Кикинская. От оз. Байкал они отделены юго-западной периклиналью Баргузинского поднятия, Катковским и Котокельским поднятиями. Наиболее крупная из впадин — Максимихинская (35×12 км). Морфологически она представляется в виде грабена, обрамленного с северо-запада и юго-востока разломами. В центральной части наблюдается выступ кристаллического фундамента, поверхность которого залегает на несколько сотен метров ниже, чем на поднятиях Катковском и Черная Грива. Все впадины юго-западного фланга Баргузинской ветки выполнены полимиктовыми осадками четвертичного и верхнеплиоценового возраста, мощность которых исчисляется первыми десятками метров. Они залегают или на кристаллическом фундаменте, или же на маломощной каолиновой коре выветривания. Максимихинская, Котокельская и Усть-Кикинская открыты к оз. Байкал. Именно здесь, а не в устье р. Баргузин Баргузинская впадина сочленяется с впадиной оз. Байкал.

Весьма интересным представляется характер пространственного размещения впадин, внутривпадинных поднятий и межвпадинных перемычек в юго-западной части Баргузинской ветви рифта. Шаманское поднятие и Гусихинская впадина занимают ядро крупного линейного синклиналичного изгиба, расположенного между Баргузинским и Икатским сводовыми поднятиями. Склон Икатского свода прослеживается и юго-западнее Гусихинской впадины. Что же касается Баргузинского свода, то он утрачивает свое морфологическое выражение в приустьевой части долины р. Баргузин. Есть основание полагать, что до верхнего плиоцена он простирался вплоть до оз. Котокель и, возможно, даже соединялся с Морским сводовым поднятием. На это указывает характер асимметрии кайнозойских структур. Разломы Баргузинского залива, проходящие по берегу Байкала южнее с. Усть-Баргузин, обрывают северо-западное крыло Баргузинского свода, смещаясь у с. Максимиха к его оси. Максимихинская впадина представляет грабен, с обеих сторон очерченный разломами (рис. 20). Поверхность выравнивания на поднятиях, обрамляющих эту впадину на северо-западе и юго-востоке, занимает высокое гипсометрическое положение

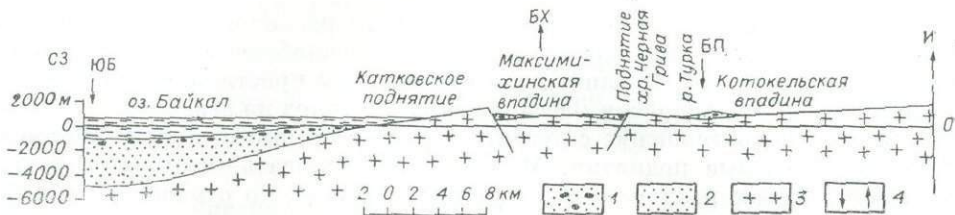


Рис. 20. Поперечный разрез юго-западного фланга Баргузинской ветви Байкальской рифтовой зоны. Составил С. М. Замараев.

1 — верхнеплиоценовые и четвертичные осадки; 2 — третичные осадки; 3 — кристаллический фундамент; 4 — осевые линии поднятий и прогибов первого порядка (ЮБ — впадины Южного Байкала, БХ — Баргузинского свода, БП — Баргузинского прогиба, И — Икатского свода).

(1000—1400 м) и наклонена в сторону от впадины, соответственно на северо-запад и юго-восток. Это дает основание полагать, что Максимихинский грабен заложен на оси предверхнеплиоценового Баргузинского свода. Если это справедливо, то тогда Котокельская и Усть-Кикинская впадины лежат на оси более древнего синклиналичного прогиба. Юго-западный фланг Баргузинской ветви рифта следует рассматривать как диагональный по отношению к простиранию Баргузинского свода. Его ориентировка подобна ориентировке Улан-Бургинской и Улюнской впадин, являющихся также диагональными и одновременно более молодыми по отношению к первичным кайнозойским изгибам земной коры — Баргузинскому прогибу, Баргузинскому и Икатскому сводовым поднятиям.

Хорошая изученность структуры Баргузинской впадины позволяет еще раз вернуться, вслед за другими исследователями, к вопросу о количественном соотношении изгибов и разломов в ее формировании. Непосредственные наблюдения в поле за характером сочленения Баргузинской впадины с хребтами, а также анализ характера деформаций исходной поверхности выравнивания на картах, схемах и разрезах свидетельствуют о том, что Баргузинская впадина занимает ядро крупного синклиналичного изгиба. Длина волны этого изгиба, измеренная между осями Икатского и Баргузинского сводов, равна 70—80 км. Этот изгиб на первых стадиях своего становления был асимметричным, так как оси Баргузинской впадины и Баргузинского свода располагались одна от другой намного ближе, чем оси впадины и Икатского свода. Северо-западный борт изгиба был более крутым. На определенной стадии развития последнего, возможно только в верхнем плиоцене, возникла серия разломов и промежуточных ступеней, обусловивших современный характер сочленения Баргузинской впадины и одноименного хребта.

### Соотношение древней и кайнозойской структур

Как показано выше, субстрат Баргузинской впадины и обрамляющие ее хребты сложены гранитными массивами, включающими ксенолиты осадочно-метаморфических пород. Анализируя соотношения молодой и древней структур, мы обязаны, очевидно, рассмотреть характер пространственного соотношения кайнозойских структурных элементов с массивами гранитоидов, полями метаморфических пород и региональными системами разломов, секущих те и другие. При этом не может быть оставлена без внимания первичная внутренняя структура гранитных массивов и метаморфических комплексов: элементы прототектоники, слоистость, сланцеватость, первичная трещиноватость метаморфических пород. Баргузинская впадина и ее впадины-сателлиты ориентированы согласно с простиранием метаморфических комплексов и интрузивных массивов.

В то же время ось Баргузинской впадины располагается под некоторым острым углом по отношению к простиранию наиболее крупных древних систем разрывных нарушений. Если ось впадины простирается на северо-восток  $25-30^\circ$ , то основная масса древних разломов на северо-восток  $40-60^\circ$ . Такое же соотношение с древними разломами имеют Баргузинское и Икатское сводовые поднятия. Можно констатировать, что ориентировка древних главных разломов является диагональной по отношению к кайнозойским морфоструктурам первого порядка.

Кайнозойские тектонические структуры второго порядка — впадины-сателлиты: Шаманская, Улан-Бургинская, Ковылейская, Амундинская, а также Сахулинское, Аргодинское поднятия ориентированы, как правило, субпараллельно направлению древних систем разломов, т. е. здесь имеет место прямая унаследованность простираний блоков земной коры. Однако из этого не следует, что каждый разлом, обусловивший возникновение впадин-сателлитов, является древним, активизированным в кайнозое. Речь идет о совпадении простираний докайнозойских и кайнозойских разрывов. Причина этого явления сложна и обусловлена древней неоднородностью земной коры и кайнозойским полем напряжений.

Система разрывов района Баргузинской впадины, как показано выше, является довольно сложной и древней. Кайнозойские разломы, ограничивающие Баргузинскую впадину и ее сателлитные ветви, а также фиксируемые в Баргузинском и Икатском хребтах, обнаруживают точно такую же ориентировку, как и древние разрывы. При этом наиболее значительные вертикальные перемещения в кайнозое произошли по разрывам, ориентированным на северо-восток  $25-30^\circ$  (баргузинское направление) и северо-восток  $60-65^\circ$  (улан-бургинское направление). В ограничении впадины принимают участие разрывы и других направлений, но их роль менее значительна.

Каждое из направлений кайнозойского разрывообразования имеет себе аналоги в древней структуре. При растяжении земной коры района Баргузинской впадины, которое происходило здесь поперек основных морфоструктур (Мишарина, 1967), имело место вскрытие древних структурных линий.

Кристаллический субстрат делился при этом на блоки, контуры которых предопределялись существовавшей к тому времени дискретностью земной коры. В момент рифтообразования развивались и новые разрывы, но их простирание было подчинено древней анизотропии. Исключение составляют узкие зоны кайнозойских разломов, где новое разрывообразование подчинялось новому полю напряжений. В целом можно сказать, что общее простирание кайнозойских разломов и изломанность их линий обусловлены тем, что имевший здесь место эффект растяжения реализовался в приповерхностных частях земной коры путем взаимного перемещения ранее возникших блоков.

При мелкомасштабном изображении контур Баргузинской впадины вырисовывается как параллелограмм, ограниченный субмеридиональными и северо-восточными линиями, что еще раз подчеркивает приспособляемость кайнозойской структуры к структуре субстрата. Растяжение литосферы региона реализовалось через взаимное перемещение весьма большого числа элементарных блоков, т. е. носило площадной характер. В плане эти блоки представляют собой прямоугольники (Аргодинское поднятие, Улан-Бургинская впадина), параллелограммы (Саранхурская ступень). Сочетание мелких блоков образует более крупные блоки аналогичных очертаний, как, например, в Улан-Бургинской впадине. Наблюдаемое чередование мульд внутри Баргузинской впадины также обусловлено, вероятно, различной мобильностью блоков фундамента. При этом характер смещения по разрывам различной ориентировки, ограничивающим блоки, был разным.

## ВЕРХНЕАНГАРСКАЯ ВПАДИНА

Неотектоническая структура бассейна р. Верхняя Ангара имеет четкую орографическую выраженность и состоит из Верхнеангарской впадины и сопряженных с ней сводово-блоковых поднятий.

### Докайнозойский фундамент

Верхнеангарская впадина располагается на разновозрастных геологических образованиях, соответствующих трем самостоятельным структурно-вещественным комплексам: раннепротерозойскому, верхнепротерозойскому и вендско-нижнекембрийскому (рис. 21).

Раннепротерозойские породы в обрамлении впадины пользуются незначительным распространением и вскрываются главным образом в осевой части Верхнеангарского хребта. Они представлены осадочно-вулканогенными образованиями верхней подсерии муйской серии (Салоп, 1964). Породы муйской серии интенсивно дислоцированы,

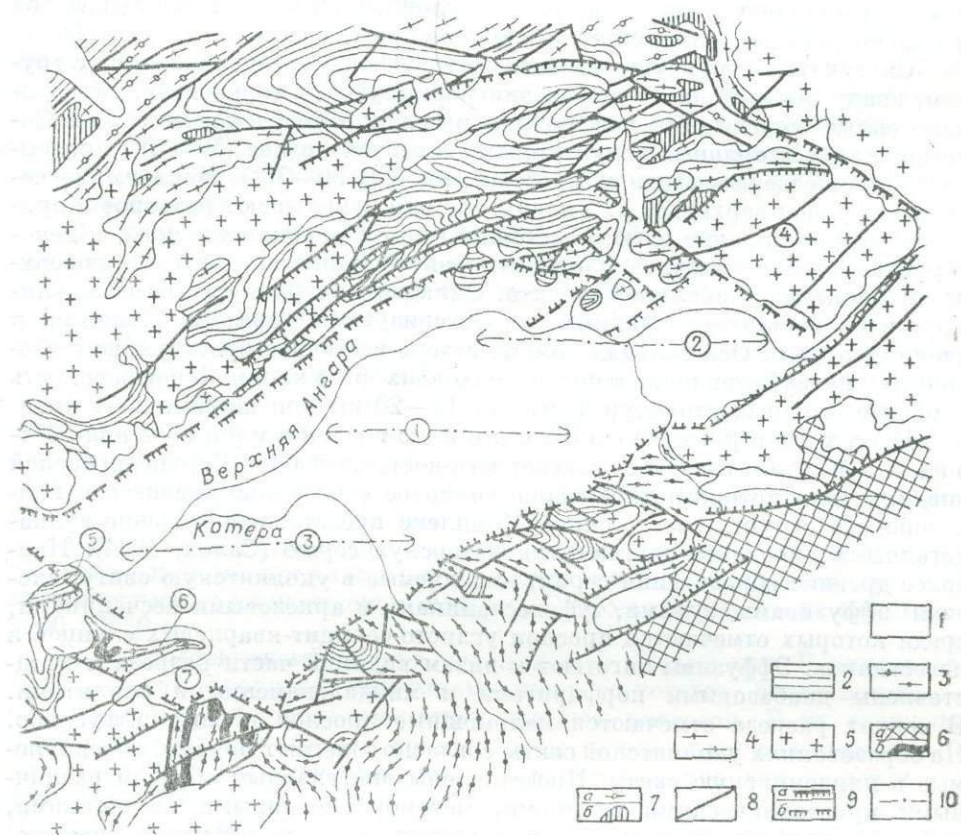


Рис. 21. Структурно-геологическая схема обрамления Верхнеангарской впадины. Составил А. М. Мазукабзов с использованием материалов Ю. М. Бажина, В. И. Дубченко, Н. Ч. Шобогорова.

1 — кайнозойские отложения; 2 — вендско-нижнекембрийские терригенно-карбонатные отложения; 3 — верхнепротерозойские осадочно-вулканогенные образования; 4 — раннепротерозойские метаморфические образования; 5 — раннепалеозойские гранитоиды; 6 — верхнепротерозойские интрузии кислого (а) и основного (б) состава; 7 — раннепротерозойские интрузии кислого (а) и основного (б) состава; 8 — докайнозойские разрывные нарушения; 9 — разломы, испытавшие наибольшую активизацию в кайнозое, выходящие на поверхность (а) и перекрытые рыхлыми отложениями (б); 10 — оси кайнозойских структурных элементов во впадине.

Цифры в кружках: 1 — Котерское поперечное поднятие, 2 — Усть-Котерская мульда, 3 — Усть-Ичуйская мульда, 4 — Чурокская промежуточная тектоническая ступень, 5 — Ченчинский отрог, 6 — Куморский отрог, 7 — Ирканинский грабен.

прорваны многочисленными разновозрастными интрузиями и характеризуются неравномерной степенью метаморфизма, варьирующей от фации зеленых сланцев до амфиболитовой. При этом амфиболитовая фация отмечается лишь на контакте с гранитоидами раннепалеозойского возраста.

По вещественному составу раннепротерозойские породы отчетливо подразделяются на две толщи: вулканогенную и сланцевую. Первая, залегающая в основании видимого разреза, сложена разнообразными по составу эффузивами и туфами с маломощными прослоями осадочных пород. При этом в ее низах располагаются зеленокаменные породы, возникшие за счет метаморфизма эффузивов среднего и основного составов. Мощность их составляет 1,8—2,0 км. Стратиграфически выше залегает пачка вулканогенных пород кислого состава, сложенная кварцевыми порфирами с подчиненным количеством кварцевых кератофиров и фельзитовых порфиров. Общая мощность вулканогенной толщи достигает 4,0 км.

Сланцевая толща, залегающая согласно на вулканогенной, сложена разнообразными зелеными метаморфическими сланцами, которые вверх по разрезу постепенно сменяются черными углистыми сланцами. Видимая мощность этой толщи около 2,5 км.

Магматические образования, связанные с раннепротерозойским этапом, представлены секущими, реже послойными телами габбро-диабазов и плагитогранитов, слагающих небольшие тела.

Складчатые структуры раннего протерозоя восстанавливаются с трудом, ввиду почти полного отсутствия маркирующих горизонтов. Все вулканогенные образования повсеместно рассланцованы и огнейсованы. Залегание этих вторичных структурных элементов крутое (50—70°) при выдержанном северо-восточном простирании (СВ 50—70°). Исключение составляет район верховьев р. Уклонь, где они испытывают разворот и приобретают простирание от юго-восточного до субмеридионального, в некоторой степени согласуясь с ориентировкой линии контактовой поверхности раннепалеозойского батолита. Складчатые структуры, восстанавливаемые по отрывочным данным, характеризуются формами, близкими к изоклинальным. Оси складок имеют северо-восточное простирание с разворотом на субмеридиональное в верховьях р. Уклонь. Протяженность наиболее крупных структур достигает 15—20 км при ширине 2—4 км.

Верхнепротерозойский структурно-вещественный комплекс слагает юго-восточный борт Верхнеангарской впадины, для которого характерно торцовое сочленение древнего и кайнозойского структурных планов. Комплекс представлен осадочно-вулканогенными породами, слагающими котерскую серию (Салоп, 1964). Наиболее древние образования серии, выделяемые в уколкитскую свиту, сложены эффузивами, туфами, туфопесчаниками и аркозовыми песчаниками, среди которых отмечаются прослои углисто-серицит-кварцевых сланцев и известняков. Эффузивы тяготеют к низам видимой части разреза и представлены диабазовыми порфиритами и миндалекаменными спилитами. В верхах разреза отмечаются маломощные прослои кислых эффузивов. На образованиях уколкитской свиты согласно залегают породы, объединяемые в няндонинскую свиту. Представлены они главным образом различными кристаллическими сланцами, метаморфизованными песчаниками, среди которых встречаются пласты известняков и метаэффузивов кислого, реже основного состава, аналогичные эффузивам уколкитской свиты. Выше согласно залегает толща преимущественно карбонатных пород баргузинской свиты. Карбонатные породы представлены мраморами, обогащенными органическим веществом и часто в незначительной степени доломитизированными. Среди них нередки прослои серицит-хлоритовых и черных углистых сланцев. Общая мощность котерской серии достигает 7,0—7,5 км. Метаморфизм верхнепротерозойских образований неравномерный и колеблется от фации зеленых сланцев до амфиболитовой и по типу соответствует контактовому (Салоп, 1967).

Магматические образования, связанные с верхнепротерозойским этапом развития, представлены интрузиями основного и кислого составов. Первые слагают массивы протяженностью до 2,0 км при мощности 300—500 м, залегающие согласно с вмещающими их толщами. Интрузии кислого состава, объединенные под названием баргузинского комплекса, представлены биотитовыми и биотит-роговообманковыми, иногда порфиритовыми гранитами, гранодиоритами и диоритами, имеющими, как правило, постепенные переходы. Интрузии слагают довольно крупные массивы изометричной формы площадью более 100 кв. км.

Наиболее поздними из магматических образований верхнепротерозойского этапа являются гранит-порфиры, слагающие котерский комплекс. Положение их контролируется ориентировкой позднепротерозойских складчатых структур.

Крупнейшими верхнепротерозойскими структурами в районе Верхнеангарской впадины являются Баргузинский синклиниорий и сопряженный с ним Уколкитский антиклиниорий, которые представлены здесь своими северо-западными окончаниями. Они сложены множеством складок более высоких порядков, имеющих северо-западное простирание. В большинстве своем они характеризуются асимметричными узкими линейными формами, близкими к изоклинальным. Залегание пород довольно крутое и колеблется от 50 до 80°. Практически все породы, участвующие в складчатости, раскливажированы. Наиболее часто отмечается кливаж осевой плоскости. Кроме того, в пределах рассматриваемого участка отмечаются структуры, конфигурация которых в плане близка к эллиптически вытянутым куполам, в ядрах которых присутствуют гранитоиды нижнепалеозойского возраста. Длинные оси куполов ориентированы в северо-восточном направлении.

Вендско-нижнекембрийский структурно-вещественный комплекс пользуется значительным распространением на рассматриваемой территории. Комплекс представлен мощной толщей терригенно-карбонатных пород. Нижняя часть разреза (холоднинская свита) сложена главным образом грубообломочными породами: конгломератами, пестроцветными песчаниками с прослоями алевритов и аргиллитов общей мощностью до 3500 м (Салон, 1964). Вышележащая туколомийская свита мощностью до 5000 м характеризуется переслаиванием тонкозернистых терригенных и терригенно-карбонатных пород, часто марганцевосных. Для этой части разреза свойственны темная окраска пород и ритмичное строение.

Разрез венчает кооктинская свита, соответствующая ленскому ярусу нижнего кембрия, представленная доломитами и известняками, согласно залегающими на нижележащих пластах. Видимая мощность их составляет 2000—2250 м.

Вендско-нижнекембрийские отложения в обрамлении Верхнеангарской впадины прорваны интрузиями пестрого состава, относящимися к конкудеро-мамаканскому комплексу нижнего палеозоя. В их сложении участвуют главным образом граносиениты, монзониты, щелочные и субщелочные гравиты, гранодиориты. Для большинства интрузивных тел характерно массивное сложение и наличие первичных трещин отдельности. Наряду с крутопадающими продольными и поперечными трещинами, широко распространены пологие трещины, формирующие матрацевидную отдельность в гранитах. Часто к этим трещинам приурочены дайки аплитов и лампрофиров. В большинстве случаев плутоны дискордантны по отношению к складчатой структуре рамы. Контактные поверхности постоянно имеют наклон в сторону боковых пород под крутыми углами (60—80°). Заметна некоторая локализация интрузивных массивов в крупных антиклинальных структурах, где они группируются в виде цепочки или единого многофазного плутона, вытянутого согласно простиранию структур.

В поле развития вендско-нижнекембрийских образований устанавливается сложный морфологический облик складчатых структур и неравномерность их развития. Наиболее сложные складчатые структуры отмечаются в бассейне р. Уклонь. Для этого участка характерно сближенное расположение региональных разломов северо-восточного простирания, которые в значительной степени повлияли на морфологию структур. Здесь господствуют складки линейного типа, оси которых имеют северо-восточное направление. Протяженность наиболее крупных из них достигает 15 при ширине 4—5 км. Профиль их часто несколько асимметричен: осевые поверхности наклонены на север. В верховьях р. Анамакит Ангарский структурный план на первый взгляд сравнительно прост, но и здесь восстанавливается в плане ряд флексуобразных изгибов с крутым погружением шарниров (около  $50^\circ$ ) на восток-юго-восток. Амплитуда горизонтального изгиба достигает 60 км.

Рассматривая структуру данного района в более широком плане, в вендско-кембрийских образованиях можно наметить три крупных сопряженных между собой складчатых структуры. В центре этой триады располагается синклиниорная структура, ядерная часть которой выполнена карбонатными образованиями нижнего кембрия. Юго-восточное крыло ее несколько гешотетично, поскольку оно перекрыто рыхлыми осадками, выстилающими Верхнеангарскую впадину. Северо-западнее ее намечается структура антиклиниорного типа, осевая часть которой примерно совпадает с осевой частью Верхнеангарского хребта. В ядре ее размещаются гранитоиды конкудеро-мамаканского комплекса. Простирание структуры северо-восточное (СВ  $60^\circ$ ). Юго-западнее синклиниория в отрогах Уколкитского и Северо-Муйского хребтов, как отмечалось выше, намечается серия куполообразных структур до 10 км в поперечнике, в ядрах которых присутствуют граниты раннепалеозойского возраста. Они трассируют ядро антиклиниория, который является структурой, наложенной на складчатые элементы позднпротерозойского этапа, и по механизму своего образования близок к пересекающемуся интерференционному типу складчатости (Паталаха, Слепых, 1974).

Разрывные нарушения в обрамлении Верхнеангарской впадины пользуются значительным распространением. Большая часть их хорошо выражена в рельефе, хорошо дешифрируется на аэрофотоснимках и фиксируется в обнажениях по наличию катаклазитов, брекчий, реже милоцитов. Не вызывает сомнения, что в кайнозойский этап тектогенеза часть этих разрывных нарушений была активизирована.

Разломы имеют северо-западное, северо-восточное и субширотное направления. Наиболее распространены разрывные нарушения северо-восточного простирания, группирующиеся в крупные зоны — Огней-Уклоньскую и Верхнеангарскую. Первая прослеживается из бассейна р. Уклонь через верховья р. Огней до р. Амакит Ангарский и далее на юго-запад. Протяженность ее составляет около 94 км при ширине до 6 км. Она состоит из серии сближенных разрывных нарушений, отдельные из которых прослеживаются на расстоянии до 20—25 км. Разломы характеризуются устойчивым северо-восточным простиранием и крутым до вертикального, падением плоскостей сместителей. Вблизи разломов осадочные породы нижнего кембрия испытывают подвороты и приобретают крутое падение. Часто плоскости дополнительных локальных разломов из круглых трансформируются в нологие и переходят в надвиговые поверхности. По системе этих разломов в соприкосновение приведены разновозрастные образования, что позволяет оценить амплитуду вертикального смещения в 2,5—3 км.

Верхнеангарская зона разломов трассируется вдоль юго-восточного борта одноименной впадины. Для нее характерно сложное мелкоблоковое строение и кулисообразность в расположении основных разрывов. Конфигурация блоков в плане весьма разнообразна и обусловлена сочетанием

разноориентированных разломов, ограничивающих их. Амплитуда вертикального смещения отдельных блоков, установленная по соотношению разновозрастных образований, достигает 3—3,5 км. Зоны разломов фиксируются по обычному набору тектонитов.

В верховьях рек Правая Мама и Уклон расположена Улюфская система сближенных разрывных нарушений субширотной ориентировки. Протяженность ее составляет около 60 км. Она выражена зонами дробления и катаклаза, а также серией уступов. Падение плоскостей разрывных нарушений субвертикальное.

Разломы, имеющие северо-западную ориентировку, в пределах обрамления Верхнеангарской впадины не получили значительного распространения. Они, как правило, устанавливаются по ряду косвенных признаков и в редких случаях имеют выражение в рельефе. Протяженность их достигает 20—22 км.

Заложение вышеперечисленных систем разрывных нарушений, вероятно, произошло в процессе раннепалеозойского этапа тектогенеза, что доказывается приуроченностью к ним даек палеозойского возраста и разнообразных типов гидротермального оруденения.

### Кайнозойская структура

Верхнеангарская впадина имеет северо-восточное простирание и в плане представляет собой четырехугольник с размерами по длинной оси около 130, а короткой — 35—38 км (см. рис. 21). Абсолютные отметки аккумулятивной поверхности впадин составляют 550—600 м, и она незначительно наклонена на юго-запад. Состав и строение осадочного заполнения депрессии к настоящему времени изучены недостаточно. Более половины площади ее занято современными аллювиальными, пролювиальными и озерно-болотными осадками. Около 30% площади впадины покрывают аллювиальные, ледниковые и эоловые верхнечетвертичные осадки. Среднечетвертичные отложения выходят на поверхность в средней и северо-восточной частях Верхнеангарской впадины. К ним относятся ледниковые и водно-ледниковые осадки, связанные с предпоследним оледенением района, а также аллювий высоких террас р. Верхней Ангары.

Морфологический анализ позволяет выделить в пределах Верхнеангарской впадины следующие структурные элементы: Чурокскую промежуточную тектоническую ступень, Котерскую и Усть-Янчуйскую мульды, разделенные Голкулинским поднятием. Наибольшее современное прогибание дна впадины совпадает с контурами Котерской мульды. Мощность кайнозойских отложений в мульде, по гравиметрическим наблюдениям (Зорин, 1971), оценивается в 2500 м.

К юго-западу от осевой линии Котерской мульды и к северо-востоку от осевой линии Усть-Янчуйской мульды кристаллическое ложе впадины ступенчато воздымается и выходит на поверхность в виде низких отрогов Уколкитского и Верхнеангарского хребтов. На северо-восточном окончании впадины располагается высокоподнятый блок фундамента, который выделяется в качестве Чурокской промежуточной тектонической ступени. Эта ступень в плане напоминает собой параллелограмм, длинная ось которого имеет субширотную ориентировку и достигает 36 км.

Промежуточная тектоническая ступень со всех сторон четко очерчена разрывными нарушениями северо-восточной и северо-западной ориентировки. В свою очередь, Чурокская ступень разбита разломами северо-восточного направления на ряд еще более мелких блоков, находящихся на различных гипсометрических уровнях. Наиболее опущенной является северо-западная часть ступени, частично перекрытая кайнозойскими осадками.

Юго-западное замыкание впадины сложно дифференцировано. Здесь выделяется ряд морфоструктур: Иркининский грабен, Куморский и Чен-

чинский отроги, которые возникли в результате интенсивного дробления фундамента и перемещения по разломам северо-восточного и северо-западного направлений.

Верхнеангарский, Уколкитский и Северо-Муйский хребты, окаймляющие впадину, представляют собой сооружения альпинотипного облика. Осевые линии хребтов, трассируемые по наивысшим абсолютным отметкам, достигающим 2600—2700 м, находятся в непосредственной близости от бортов Верхнеангарской впадины и отстоят от них в среднем на 5—6 км. По своей морфологии они приближаются к сводово-горстовой структуре, в строении которой принимает участие серия блоков с различной амплитудой вертикальных перемещений. Горные сооружения, имеющие наибольшие абсолютные отметки, соответствуют высоким горстам, а относительно отставшие в воздымании или опустившиеся блоки привели к формированию геоморфологически выраженных межгорных депрессий. Наиболее крупной является Янчуканская депрессия, находящаяся в Северо-Муйском хребте. Длина ее достигает 45 км при ширине от 6 до 10 км. Ориентирована она в северо-восточном направлении согласно с простираем основных неотектонических структур района. В поперечном сечении депрессия имеет асимметричный профиль: юго-восточный борт ее опущен ниже северо-западного и четко выражен в рельефе. Днище депрессии находится на высоте 1150—1250 м над ур. м. и на 600—700 м выше аккумулятивной поверхности соседней Верхнеангарской впадины. Янчуканская депрессия состоит из трех котловин (Янчуйской, Янчуканской, Ковоктинской), разделенных поперечными поднятиями.

В пределах Верхнеангарского хребта установлены Правомамская межгорная впадина, имеющая вид узкого клина, вытянутого в субширотном направлении. Протяженность ее достигает 20, а ширина меняется от 2 до 10 км в направлении с востока на запад. Днище депрессии неравномерно закрыто позднечетвертичными водно-ледниковыми отложениями; абсолютные высоты в ее контурах колеблются от 800 до 1100 м, а амплитуда относительного опускания составляет 500—800 м. В поперечном сечении она имеет симметричный профиль.

Зона сочленения впадины с Верхнеангарским поднятием характеризуется довольно простой конфигурацией. Так, в районе Котерской мульды она наиболее проста и прямолинейна, так как совпадает с Огней-Уклоньской системой разломов древнего заложения, активизированных в кайнозое. Морфологически зона выражается двумя-тремя сбросовыми ступенями шириной 2—3 км. Северо-восточнее в бассейне р. Уклонь ее граница значительно усложняется и приобретает неровные извилистые очертания, что обусловлено многочисленными глубоко вдающимися во впадины отрогами, представляющими собой блоки высокоподнятого фундамента. Морфология блоков predetermined главным образом сочетанием разрывов северо-восточного и северо-западного направлений.

Сочленение юго-восточного борта Верхнеангарской впадины с Уколкитским и Северо-Муйским поднятиями имеет практически прямолинейные очертания, что обусловлено в первую очередь резким преобладанием в ее строении разломов северо-восточного простираения по сравнению с субширотными разломами.

Характер сочленения юго-восточного борта Верхнеангарской впадины с Уколкитским и Северо-Муйским поднятиями predetermined главным образом большим количеством коротких разломов, составляющих в целом зону крупного разрывного нарушения северо-восточного простираения. Наибольшая протяженность отдельных разрывов (до 30 км) в этой зоне отмечается в верховьях р. Верхней Ангары, где наблюдаются практически прямолинейные ограничения впадины.

Суммируя данные по кайнозойской структуре Верхнеангарской впадины, необходимо обратить внимание на закономерность в ориентировке отдельных ее элементов, отображающих особенности кинематики

становления впадины. Так, ориентировка длинных осей мульд и поднятый согласуется с направлением большой диагонали Чурокской промежуточной тектонической ступени и, вероятно, в значительной степени предопределена характером делимости земной коры, приведшей к формированию блоков, по конфигурации приближающихся к параллелограммам размером 20 × 30 км. Во впадине можно наметить четыре таких блока, соизмеримых по площади и находящихся на разных гипсометрических уровнях: Котерский, Гонкулинский, Усть-Янчуйский, Чурокский.

### Соотношение древней и кайнозойской структур

Верхнеангарская впадина с докайнозойским структурным планом имеет весьма интересное соотношение. Так, северо-западный борт впадины в целом согласуется с элементами древнего структурного плана и на значительных интервалах приспособляется к их ориентировке. Этими структурами являются разрывные нарушения, интрузивные тела и разномасштабные складчатые дислокации, имеющие северо-восточное простирание. Там, где древняя структура принимает субширотную ориентировку, контуры впадины также испытывают заметную тенденцию к развороту (бассейн р. Уклонь). Особенно отчетливо преемственность кайнозойского структурного плана от древнего устанавливается при рассмотрении Правомамской межгорной депрессии. В ее формировании принимают участие разрывные нарушения субширотного и северо-восточного простираний, испытавшие активизацию в кайнозойском поле напряжений. Северо-восточное ограничение Верхнеангарской впадины четко контролируется контактовой поверхностью между нижнепалеозойским гранитоидным массивом и вмещающими его образованиями. Это обусловлено тем, что контактовая поверхность имеет субвертикальное падение и сопровождается большим количеством разрывов, составляющих в целом ослабленную зону северо-западного простирания, которая при неотектонических движениях оказалась вскрытой.

При анализе соотношения молодой и древней структур в юго-восточном борту Верхнеангарской впадины на первый взгляд создается впечатление резкого дискордантного их сочленения и, следовательно, отсутствия каких-либо признаков преемственности. Такое впечатление возникает, если сопоставлять позднепротерозойский структурный план с кайнозойским. Но, как указывалось выше, структуры позднего протерозоя испытали воздействие нижнепалеозойских тектонических движений, приведших к возникновению складчатых структур большого радиуса изгиба, на фоне которых выделяются куполовидные складки, сопровождаемые разрывными нарушениями северо-восточного простирания. В кайнозойский этап именно эти структурные элементы оказались наиболее благоприятными направлениями и способствовали оформлению современного тектонического плана. При этом значительную активизацию испытали разрывные нарушения, располагающиеся продольно относительно ориентировки основных структур и интрузивных массивов, сформированных в вендско-раннепалеозойский этап тектогенеза.

Таким образом, видно, что кайнозойский структурный план в пределах Верхнеангарской впадины в значительной мере предопределен дискретностью земной коры, возникшей в докайнозойский период развития.

### МУЙСКАЯ ГРУППА ВПАДИН

В бассейне р. Муя находится группа впадин байкальского типа: Муйская, Муяканская, Улан-Макитская. Будучи заключенными между Южно-Муйским и Северо-Муйским поднятиями, они занимают среднюю часть северо-восточного фланга рифтовой зоны.

Изучение структурно-вещественных комплексов рамы Муйской впадины показывает, что рассматриваемая территория представляет собой сложный тектонический узел, состоящий из разновозрастных образований — от архейских до раннепалеозойских (рис. 22).

Архейские толщи рамы Муйской впадины представлены высокометаморфизованными образованиями, в значительной степени подверженными тектонической переработке и диафторезу. Они объединяют два разновозрастных комплекса — раннеархейский и позднеархейский, различающихся по составу, характеру метаморфизма и вторичных преобразований, региональной тектонической структуре. Однако достаточно объективное их расчленение на больших площадях в настоящее время затруднено, в связи с чем рассмотрение будет проводиться совместно.

Наиболее крупное поле распространения архейских образований находится к юго-востоку от Муйской впадины. Здесь архейский комплекс пород представлен в основном амфиболовыми, амфибол-биотитовыми кристаллосланцами и гнейсами с прослоями кварцитов и доломитовых мраморов, слагающих таксиминскую толщу. В бассейне нижнего течения р. Ципа, а также по правобережью р. Витим выделяются усть-ципинская и витимская толщи. Сложены они преимущественно биотитовыми, амфибол-биотитовыми гнейсами с прослоями кальцифиоров, диоксидовых пород и гранат-биотитовых гнейсов. По стратиграфическому положению эти толщи соответствуют верхам разреза Привитимья и выполняют в региональном плане центральную часть Мокла-Тунчирского синклинория. Кроме того, диафторированный архейский комплекс пород гранулитовой фации метаморфизма выходит в разобщенных тектонических блоках — Южно-Муйском и Усть-Муйском (Салоп, 1964).

Структура архейского комплекса Привитимья характеризуется преобладанием складчатых дислокаций субмеридионального и северо-восточного ( $60-70^\circ$ ) простираний. Морфология архейских складчатых форм изучена пока недостаточно. По отдельным фрагментам устанавливается наличие двух структурных планов, соответствующих двум разновременным этапам складчатости. Первый характеризуется крупными относительно пологими брахиформными складками субмеридионального простирания, а второй имеет складки северо-восточного, поперечного направления и связан, вероятно, с позднеархейским этапом складчатости. Формирование складок северо-восточного направления сопровождалось образованием мелких складчатых форм, развитием вторичной сланцеватости, линейности.

Породы раннего протерозоя в обрамлении Муйской впадины слагают, как правило, небольшие глыбы. Представлены они в основном биотитовыми плагиогнейсами, амфиболитами, кристаллическими сланцами известково-силикатного состава, кальцифирами, мраморами. Мощность раннепротерозойских толщ достигает 5000 м. Кроме Северо-Муйской глыбы, нижнепротерозойские породы выделяются в Орловском, Оронском, Ципа-Бамбуйском тектонических блоках.

Характерной чертой раннепротерозойских пород региона является метаморфизм амфиболитовой, реже эпидот-амфиболитовой фации, гранитизация и магматизация, имеющие линейно-зональный характер. Слагают они и ядерные части гнейсовых куполов. Кроме того, в раннепротерозойских толщах широко проявлен высокотемпературный калиевый метасоматоз, обусловивший на ранних стадиях формирование сидорогенных мигматитов, а затем — умеренно кислых протокластических порфиroidных гранитов, имеющих, как правило, соскладчатый характер. Среди метаморфических пород Северо-Муйской глыбы широко распространены эклогиты и эклогитоподобные породы (Салоп, 1964). Эклогиты, слагающие линзовидные тела протяженностью до 1 км, приурочены к участкам

интенсивной мигматизации и, скорее всего, соответствуют метаморфизованным интрузивным породам основного состава.

Для нижнепротерозойских толщ характерно сочетание брахиформных, куполовидных и линейно-изоклиналиных складок, усложненных мелкой складчатостью. Как правило, раннепротерозойские толщи отделены от окружающих их пород зонами разрывных нарушений. Так, вдоль ограничения Северо-Муйской глыбы развиты диафторированные очковые плагиогнейсы и сланцы (филлониты) мусковит-хлорит-гранатового состава, выполняющие швы разрывных нарушений шириной до 2 км. Аналогичные пояса диафторитов несколько меньшей мощности (до 1 км) протягиваются и по периферии других тектонических блоков, сложенных раннепротерозойскими образованиями.

Среднепротерозойский структурный ярус залегает с резким угловым и стратиграфическим несогласием на глубоко метаморфизованных толщах архея и раннего протерозоя. Наиболее полно среднепротерозойские образования представлены в приустьевой части р. Таксима. Нижняя часть разреза мощностью 850—900 м сложена здесь грубо-терригенными отложениями (самокутская свита). Выше залегает толща тонкотерригенных осадков с линзами и горизонтами известняков и доломитов (булундинская свита). В Южно-Муйском хребте карбонатно-терригенные отложения представлены тузаминской толщей (самодуровская, кедровская, шаманская свиты). В районе Северо-Муйской глыбы среднепротерозойские породы залегают в грабенах и в виде линзовидных блоков в зонах разломов, обрамляющих глыбы с северо-востока и юго-запада. Здесь они представлены в основном груботерригенными породами, которые вверх по разрезу постепенно сменяются пачкой ритмично переслаивающихся известняков и алевропесчаников. По всему разрезу отмечаются горизонты метавулканитов кислого состава и их туфов. На западном фланге Северо-Муйской глыбы (бассейны рек Келяна, Ирбо, Средний Мамакан) в верхней части разреза среднепротерозойских толщ значительный объем занимают темно-серые туфогенные и карбонатно-кремнистые сланцы, находящиеся в тонком переслаивании. Среди сланцевой толщи присутствуют мощные тела эффузивов основного состава.

Несколько иной характер имеют отложения среднепротерозойского структурного яруса в Делиюн-Уранском хребте. Здесь они слагают толщу пород, включающую переотложенную кору химического выветривания. Залегает эта толща со структурным несогласием на биотитовых плагиогнейсах раннего протерозоя. В ее составе доминируют кварциты, высокоглиноземистые слюдисто-кварцевые сланцы, часто с большим количеством граната и хлоритоида.

На междуречье Талой и Левогонды, а также в истоках Малой Падоры и Челолека комплекс среднепротерозойских отложений представлен кварцитовидными песчаниками, кварцитами и отдельными прослоями туфосланцев. В верхней части разреза присутствует большое количество зеленых ортосланцев.

Интрузивные образования, связанные со среднепротерозойским тектоно-магматическим циклом, представлены в основном субвулканическими телами гранофировых гранитов, габбро-амфиболитов, залегающих в виде штокообразных и пластовых тел среди вулканогенных образований. В зонах глубинных разломов развиты интрузии основного состава, слагающие небольшие крутопадающие тела линзовидной формы. Вблизи зон разломов широкое развитие получили анатектоидные гранитоиды (гнейсограниты, порфировидные граниты), сопровождающиеся интенсивными процессами калиевого метасоматоза.

Структурный план среднепротерозойского яруса в значительной степени приспособляется к ориентировке глубинных разломов и характеризуется сочетанием линейных зон смятия и куполовидных поднятий. В линейных зонах смятия, приуроченных к зонам разломов, как правило,

широко проявлена изоклиальная складчатость с крутыми углами падения осевых поверхностей, переходящая в чешуйчатые моноклинали. Куполовидные поднятия пространственно совпадают с центральными участками тектонических блоков.

Верхнепротерозойские осадочно-вулканогенные породы обнажены в разрозненных блоках, зачастую вытянутых согласно простиранию основных разрывных нарушений. Они характеризуются значительной степенью переработки, в результате чего исходный вещественный состав их определить не всегда представляется возможным. Для образований верхнего протерозоя устанавливается следующая последовательность залегания: в основании разреза располагается мощная вулканогенно-терригенная толща, которая вверх сменяется существенно карбонатной (Салоп, 1964). Первая сложена конгломератами, песчаниками с прослоями филлитовидных сланцев. Среди терригенных пород располагаются горизонты диабазовых порфиритов и кварцевых кератофиров, а также туфы кварцевых порфиров. Мощность толщи достигает 4000 м. Вторая состоит из кристаллических известняков с прослоями и горизонтами различных парасланцев и зеленых ортосланцев, располагающихся по разрезу не вполне равномерно. Видимая мощность превышает 2500 м.

Выше со стратиграфическим несогласием залегает мощная (до 2500 м) толща пород пестрого вулканогенно-терригенного состава, соответствующая по объему падринской серии (Салоп, 1964). В ее составе принимают участие преимущественно кварцевые и липаритовые порфиры и их туфы. В меньшей степени распространены обломочные породы, а также эффузивы среднего и основного составов. Формирование эффузивов сопровождалось внедрением комагматичных им интрузий гранит-порфиров, гранофировых гранитов и гранодиоритов. В целом они вместе с вулканитами слагают падринский вулканоплутонический комплекс.

Магматические образования верхнепротерозойского тектоно-магматического цикла характеризуются широким распространением и часто слагают крупные массивы площадью до 1500 кв. км. По составу они соответствуют широкому комплексу пород — от ультраосновных до субщелочных. Наиболее древними из них являются интрузии габбро-плагιοгранитного ряда и альцинотиновых гипербазитов. Все они, как правило, тяготеют к разрывным нарушениям северо-западного направления, а также к участкам пересечения разломов северо-западного и северо-восточного простираний. Наиболее поздними и крупными являются интрузивные массивы, сложенные лейкократовыми, часто порфировидными и биотитроговообманковыми гранитами, соответствующими, вероятно, баргузинскому интрузивному комплексу.

Тектоническая структура верхнего протерозоя в значительной мере предопределена ориентировкой зон глубинных разломов. Как правило, глубинные разломы прослеживаются на расстояние 50—60 км при ширине от 1—2 до 10—15 км. Преобладающее направление зон разломов северо-западное (310—340°) и северо-восточное (50—60°).

Складчатые структуры в осадочно-вулканогенных толщах верхнего протерозоя по генетическим признакам соответствуют межразломному типу, приближаясь к зонам смятия. Наиболее крупными являются Уряхская и Падринская синклинали, состоящие из ряда сжатых складок разнообразной морфологии: прямых и наклонных, открытых и сомкнутых, дисгармоничных. На их крыльях развиты складки более мелких порядков с субгоризонтальным положением шарниров. Часто отмечаются складки, опрокинутые на юго-запад. Иногда на участках центриклинальных окончаний складок устанавливаются крутопогружающиеся шарниры (70—80°). Очень часто складки осложнены продольными надвигами.

Вендско-раннекембрийские породы на уровне современного денудационного среза занимают незначительную площадь и сохранились главным образом в глубоко погруженных блоках. Наиболее

полно они представлены в грабенах, обрамляющих Северо-Муйскую глыбу. Сложены они в основном грубоотриггенными породами, среди которых преобладают неравномернозернистые полимиктовые песчаники. Мощность базальных частей вендско-раннекембрийского разреза характеризуется крайней невыдержанностью и колеблется от первых сотен до 7500 м (Сапожников, 1964).

Выше располагается довольно однородная карбонатная толща, соответствующая ленскому ярусу нижнего кембрия и частично амгинскому ярусу среднего кембрия. Карбонатные образования представлены доломитами и известняками, общая мощность которых достигает 3500 м.

Магматические образования нижнего палеозоя представлены основными, средними и кислыми интрузивными разновидностями пород; последние в количественном выражении преобладают. Гранитоиды слагают крупные массивы, имеющие часто в плане изометричную форму. По минералогическому составу они соответствуют биотитовым, биотит-амфиболовым, а также щелочным и субщелочным гранитам.

Грабенообразные впадины, выполненные вендско-кембрийскими образованиями, вытянуты, как правило, в соответствии с направлением протерозойских складчатых дуг и глубинных разломов, благодаря чему они имеют иногда торцовое сочленение. Обычно они ограничены крупными сбросами и падвигами, которые возникли при активизации движений по древним глубинным разломам. Складчатые дислокации ориентированы параллельно простиранию грабенообразных структур и обусловлены движениями по разломам. Вдали от последних вендско-кембрийские отложения смяты в сравнительно пологие и широкие симметричные складки, крылья которых наклонены под углами не более  $40^\circ$ . Вблизи зон разрывных нарушений они смяты в крупные линейные, подчас изоклинальные складки и часто осложнены кливажем и мелкими разрывами. Особенно отчетливо это явление устанавливается в Талоинской грабен-синклинали.

Мезозойские образования в пределах обрамления Муйской группы впадин пользуются незначительным распространением и представлены в основном трещинными интрузиями гранитоидов. Осадочно-вулканогенные породы средне-верхнеюрского возраста отмечаются в узкой и непротяженной грабенообразной структуре в нижнем течении р. Ципа. Размещение интрузивных и осадочно-вулканогенных образований контролировалось зонами разрывных нарушений северо-восточного простирания. Большая часть этих разломов была заложена еще до мезозоя и в кайнозойскую эпоху активизации испытала подновление.

Тектоническая структура Муйского района была сформирована, как видно из изложенного выше, в течение ряда тектонических циклов, каждый из которых сопровождался магматизмом, метаморфизмом и деформацией пород. Здесь, как и в других регионах Байкальской складчатой области, тектонические циклы распадались на кинематические фазы: растяжения, сжатия и стабильного стояния. Структурный рисунок региона предопределялся в основном в течение первой и второй фаз каждого цикла, т. е. при растяжении и последующем сжатии. Одним из наиболее заметных структурных преобразований литосферы явилось раздробление архейской складчатой зоны при заложении нижнепротерозойской геосинклинали, в результате чего был образован Муйский срединный массив, облекавшийся впоследствии складчатыми зонами. Другое не менее важное тектоническое событие ознаменовалось заложением с юго-запада и северо-востока от срединного массива глубинных разломов, в которых были сформированы офиолитовые пояса.

В среднем рифее регион претерпел интенсивное горизонтальное сжатие. Нормальные сжимающие напряжения были ориентированы, как можно судить по структурному рисунку, в направлении северо-восток ( $60^\circ$ ) — юго-запад ( $240^\circ$ ). При этом офиолитовые пояса были интенсивно

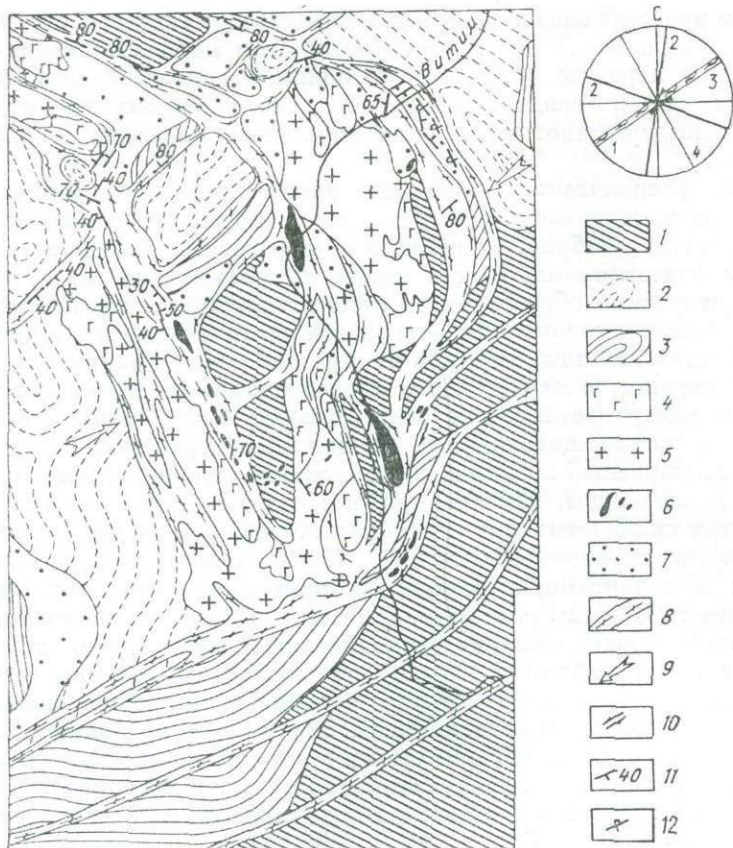


Рис. 23. Палеотектоническая схема Муьского района на конец среднего рифея. Составил С. М. Замараев.

1 — архейские образования; 2 — раннепротерозойский олекминско-становой комплекс; 3 — удюканская серия протерозоя; 4 — габброиды Байсало-Муьского офиолитового комплекса; 5 — гранитоиды габбро-плаггиогранитовой формации; 6 — гипербазиты; 7 — рифейские терригенно-карбонатные отложения; 8 — милониты и бластомилониты; 9 — направление сжатия; 10 — направление сдвига; 11—12 — элементы залегания слоев нормальные (11) и опрокинутые (12).

Диаграмма простираний главных разломов: 1 — направление сжатия, 2 — ориентировка сколов, 3 — ориентировка отрывов, 4 — ориентировка взбросов и крутых надвигов.

деформированы, а породы перекристаллизованы. Возникли обширные поля милонитов и бластомилонитов, развившихся по нижне- и среднепротерозойским образованиям (рис. 23). Ширина зон милонитов достигает здесь десятков при протяженности их в первые сотни километров. Различно ориентированные зоны бластомилонитов образовали геометрически правильную сетку. Выделяются зоны глубинных разломов, простирающиеся на северо-восток  $10$  и  $60^\circ$ , а также на северо-запад  $290-300$  и  $330^\circ$ .

Благодаря широкому развитию в бластомилонитах кристаллизационной сланцеватости удастся восстановить характер горизонтальных смещений по разломам. Особенно закономерно изменение вектора движений в зоне Талай-Орловского и Джилинда-Мамаканского глубинных разломов. Против средней части Муьского массива в них преобладала надвиговая компонента, против его северо-западного конца фиксируются левые сдвиги, а у юго-восточного — правые. Создается впечатление, что здесь имело место движение блока литосферы, расположенного северо-западнее Талай-Орловского разлома в направлении с северо-востока на юго-запад примерно по аз. северо-восток  $60^\circ$ . Об этом свидетельствует,



Рис. 24. Палеотектоническая схема Муйского района для заключительных фаз каледонского цикла с показом отдельных элементов мезозойской структуры. Составил С. М. Замараев.

1 — мезозойские граниты и граносиениты; 2 — осевые линии дайковых полей (преимущественно мезозойских); 3 — палеозойские гранитоиды (витимский и конкундеро-мамаканский комплексы); 4 — палеозойские основные и ультраосновные интрузии; 5 — нижнепалеозойские терригенно-карбонатные отложения (всуд-средний кембрий); 6 — докембрийские образования; 7 — разломы с крутыми поверхностями сместителей; 8 — надвиги; 9 — северо-западная граница Селенгино-Витимской зоны глубинного отрыва; 10 — направление сжатия. А — диаграмма простираний разломов (волнистой линией показаны надвиги). Б — диаграмма простираний палеозойских интрузивных тел. В — расположение деформаций, обусловленных сжатием литосферы: 1 — отрывы литосферы; 2 — сколы литосферы; 3 — надвиги и оси складок.

наряду с площадным распределением сдвигов и надвигов, характер ориентировки кристаллизационной сланцеватости. Разломы, ориентированные на северо-восток  $60^\circ$ , т. е. согласно с вектором сжатия, могут рассматриваться как развитые по направлениям отрыва, а разломы, простирающиеся на северо-восток  $10^\circ$  и северо-запад  $290^\circ$ , являются сколовыми. Двугранный угол между сколами равен  $100^\circ$ , что является, вероятно, закономерным для пластической среды. Также закономерно ложатся в поле напряжений и надвиги. Деформации среднерифейского этапа предопределили делимость земной коры Муйского района на всю последующую историю его кинематического развития. Особенно подчеркнем здесь роль разрывов, имеющих северо-восточное ( $60^\circ$ ) простирание, т. е. согласных с ориентировкой вектора сжатия. Это структурное направление получило широкое развитие в Баргузинском районе и в районе впадины оз. Байкал, т. е. не только в северо-восточной, но и в средней части рифтовой зоны.

Следующим этапом развития региона, для которого можно дать кинематическую интерпретацию тектонической структуры, является нижнепалеозойский. Муйский срединный массив был обрамлен в кембрий почти со всех сторон прогибами. При сжатии широкое развитие получили надвиги вдоль юго-западного и северо-восточного краев массива. По юго-западному и северо-восточному краям массива надвиги погружаются на юго-запад. Линии надвигов (равно как и складчатые структуры) развиты в кембрийских отложениях, простираются на северо-восток по аз.  $330^\circ$ . Эти и другие факты дают основание полагать, что тангенциальное сжатие земной коры района происходило в нижнем палеозое с северо-востока на юго-запад (рис. 24).

## Кайнозойская структура

Муйская впадина выполнена кайнозойскими отложениями, разрез которых изучен только в приповерхностной части, а мощность точно не определена. Р. А. Курушиным (Солоненко и др., 1966) предполагается, что мощность рыхлых отложений достигает 1000—1500 м.

Наименьшая абсолютная отметка дна впадины 463 м, средняя — около 550 м. Превышение окружающих впадину поднятий над ее поверхностью составляет около 1800 м. Водораздельная линия Южно-Муйского хребта отстоит всего на 4—5 км от края осадочной толщи впадины. Для Северо-Муйского хребта это расстояние увеличивается до 12—15 км (рис. 25). Но и здесь вершины с отметками 1500—1900 м расположены всего в 3—5 км от северной границы рыхлого покрова впадины. Крутизна бортов впадины достигает 35—40°. Впадина разделена продольной перемычкой на две тектонически изолированные котловины — Муйско-Кондинскую и Парамскую. Южная, Муйско-Кондинская, котловина выполнена рыхлыми отложениями. Максимальные глубины кристаллического ложа расположены западнее р. Витим и приближены к северному борту котловины. В восточной ее части зоны максимального осадконакопления приближены к южному борту. В западной части котловины располагается небольшая заливообразная впадина — сателлит северо-северо-восточного простирания, глубоко вдающаяся в южное горное обрамление. Юго-восточный борт этой депрессии обрешан разломом. Вертикальная амплитуда смещения по нему составляет не менее 700 м. Северо-западный борт депрессии образован плавно воздымающимися восточными склонами горного отрога Южно-Муйского хребта. В восточной части Муйско-Кондинской котловины аналогичная впадина-сателлит вдается вдоль р. Сюльбан в пределы Муйско-Чарской межвпадинной перемычки.

В междуречье Мудрикан — Витим южный борт Муйско-Кондинской котловины осложнен выступом фундамента субмеридионального простирания. Внутреннее поле этой внутривпадинной перемычки разбито сложной системой малоамплитудных разрывов северо-восточного, северо-западного и субширотного простираний. К северу этот горный отрог Южно-Муйского хребта плавно погружается под рыхлые осадки котловины.

Парамская котловина имеет более простое строение. Мощность кайнозойских отложений в ней незначительна. Участок максимального погружения фундамента располагается вблизи подножия северного горного обрамления. С запада и севера котловина отделена от Северо-Муйского поднятия зонами активных в кайнозойское разломов субмеридионального и субширотного простираний. Амплитуда вертикального перемещения по ним составляет от 500 до 2000 м (Солоненко и др., 1966). Южное крыло котловины полого воздымается к внутривпадинной перемычке.

Муйско-Кондинская и Парамская котловины разделены узкой (4—8 км) низкогорной грядой, возвышающейся на 200—400 м над аккумулятивной поверхностью. Северный борт перемычки плавно погружается в сторону Парамской котловины, южный очерчен сбросовым уступом. В формировании современного структурного облика Муйских впадин принимают участие разломы субширотного, субмеридионального (20—30°) и северо-восточного (60—70°) простираний.

Северо-западный склон Южно-Муйского поднятия на всем своем протяжении выражен грандиозным сбросовым уступом. Южные и юго-восточные склоны хребта довольно плавно понижаются, образуя северо-западный борт Баунтовско-Тилимминской системы впадин. Ширина поднятия не превышает 40 км. Максимальные высоты располагаются в его северо-западной части и достигают 2000—2300 м, а отдельные вершины — 2700 м над ур. моря.

Северо-Муйское сводовое поднятие состоит из двух продольных блоков с максимальными отметками вершинных поверхностей до 2500 м.

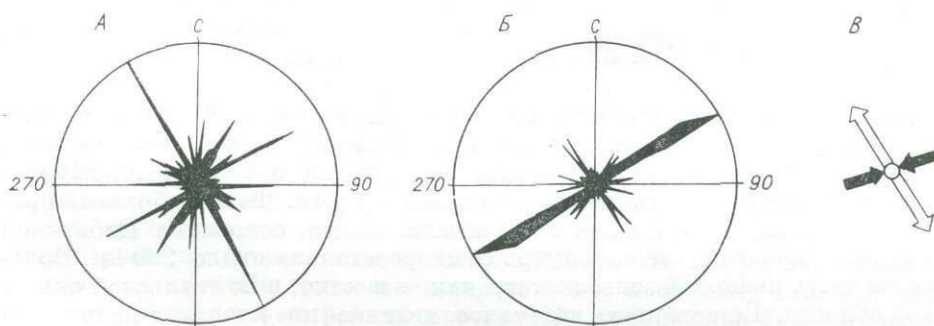
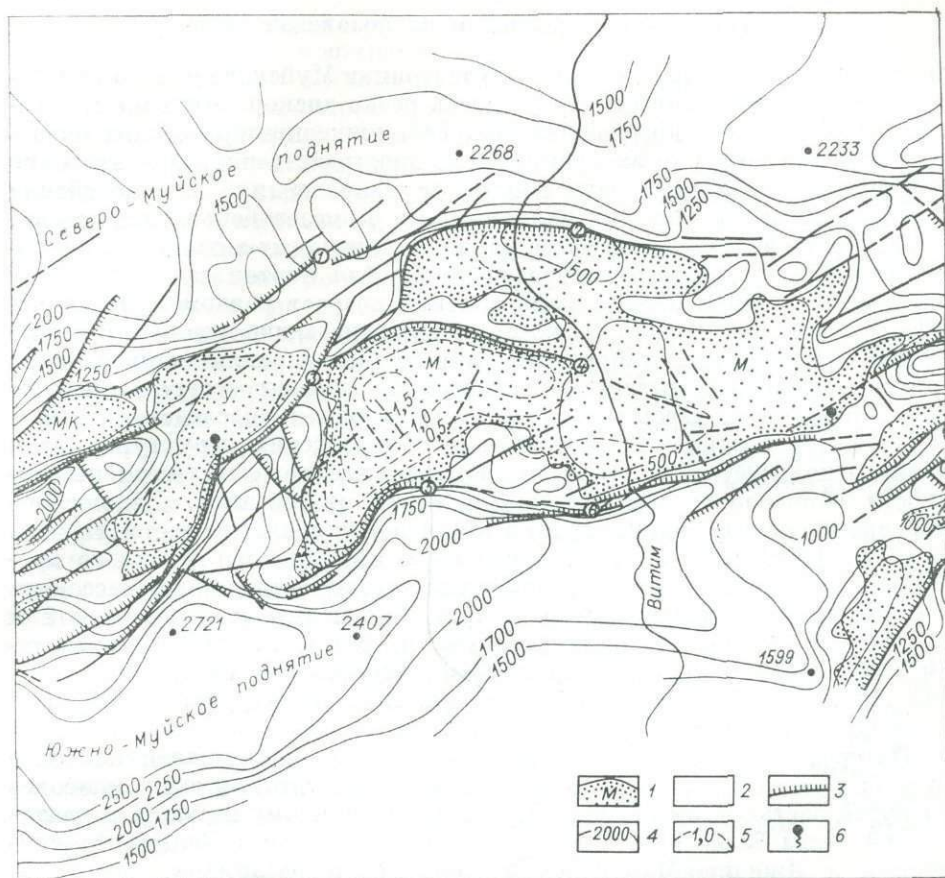


Рис. 25. Кайнозойская структура Муйского района (по Р. А. Курушину, 1974 г.). 1 — впадины Байкальского типа (МК — Муяканская, У — Уланмакитская, М — Муйская); 2 — поднятия и межвпадинные перемычки; 3 — разломы, активные в кайнозое (штрихи направлены в сторону опущенного крыла разлома); 4 — морфоизогипсы, м; 5 — изогипсы поверхности фундамента впадин, км; 6 — минеральные источники. Цифры в кружках — разломы (1 — Среднекилянский, 2 — Самокутский, 3 — Уланмакитский, 4 — Нижнемуйский, 5 — Аневриканский, 6 — Южно-Муйский).

Диаграммы направлений речных долин (А) и простираний разломов, активных в кайнозое (Б). В — напряжения в очагах землетрясений.

Эти блоки разделены долиной р. Няндони. Активные в кайнозое разломы разбивают его на ряд блоковых структур высоких порядков. Так, системой кулисообразно расположенных впадин единая сводообразная структура хребта расчленяется на два крупных блока — Муяканский и собственно Северо-Муйский.

## Соотношение древней и кайнозойской структур

Наиболее характерной особенностью тектоники Муйского района является то, что кайнозойская структура здесь резко дискордантна по отношению к простиранию древнейших архейско-нижнепротерозойских складчатых комплексов. В то же время для ее пространственной ориентировки обнаруживается прямая зависимость от направления докайнозойских разрывов, главным образом палеозойского и мезозойского заложения. В то же время значительная часть крупноамплитудных активных в кайнозойе разломов является новообразованной. Для бортов самой Муйской впадины характерен именно кайнозойский возраст разломов. В кайнозойском поле напряжений, в котором растягивающие усилия, судя по данным сейсмологии, направлены вкрест простирания кайнозойских структур, наиболее активными оказались разрывы северо-восточного простирания, т. е. здесь имела место селективная унаследованность.

Характер соотношения древних и кайнозойских структур в этом районе используется рядом исследователей для доказательства независимости кайнозойского структурного плана от древнего. Изложенное выше вполне однозначно убеждает в том, что этот вопрос решается гораздо сложнее. Действительно, по отношению к простиранию Муйского массива, древних складчатых зон, кембрийских седиментационных бассейнов Муйская впадина дискордантна. Но по отношению к палеозойской и мезозойской региональной трещиноватости, разломам, интрузивным телам этого возраста и дайковым поясам кайнозойская структура развивалась здесь в том же структурном плане, т. е. структурная зависимость носит здесь избирательный характер.

Интересно отметить, что Муйская впадина, являющаяся наиболее крупной в северо-восточном звене рифтовой зоны, тяготеет своей наиболее прогнутой частью к архейскому Муйскому срединному массиву, а контуры этой части более или менее строго предопределены Келяно-Ирокиндинским и Джидино-Мамаканским глубинными разломами.

## ЧАРСКАЯ ВПАДИНА

Чарская впадина располагается на западной окраине Алданского выступа Сибирской платформы. От соседней Муйской межгорной впадины, располагающейся в пределах складчатой области, она отделена Жуинской ветвью краевого шва Сибирской платформы. Таким образом, процессы рифтогенеза затронули и кристаллическое основание Сибирской платформы, продвинувшись внутрь ее на расстояние около 200 км. Большая же часть рифтовой зоны лежит, как известно, в Байкальской складчатой области. Естественно, что такое явление представляет значительный интерес как в аспекте соотношения рифтовых и дорифтовых структур, так и в проблеме выяснения влияния физико-механических свойств платформенного кристаллического субстрата на развитие процессов рифтогенеза.

## Докайнозойский фундамент

Дорифейские образования Кодаро-Удоканского района, слагающие кристаллическое основание рифтовых структур, подразделяются на три структурных этажа (рис. 26) — нижний, представляющий основание, средний, протоплатформенный, и верхний, составляющий чехол платформы (Павловский, Марков, 1963; Лейтес, Федоровский, 1972; и др.).

Нижний этаж включает в себя глубокометаморфизованные разнообразие сланцы и гнейсы чарской серии архея. В ее составе выделено пять согласно залегающих свит (снизу): несмуриинская, давачанская,

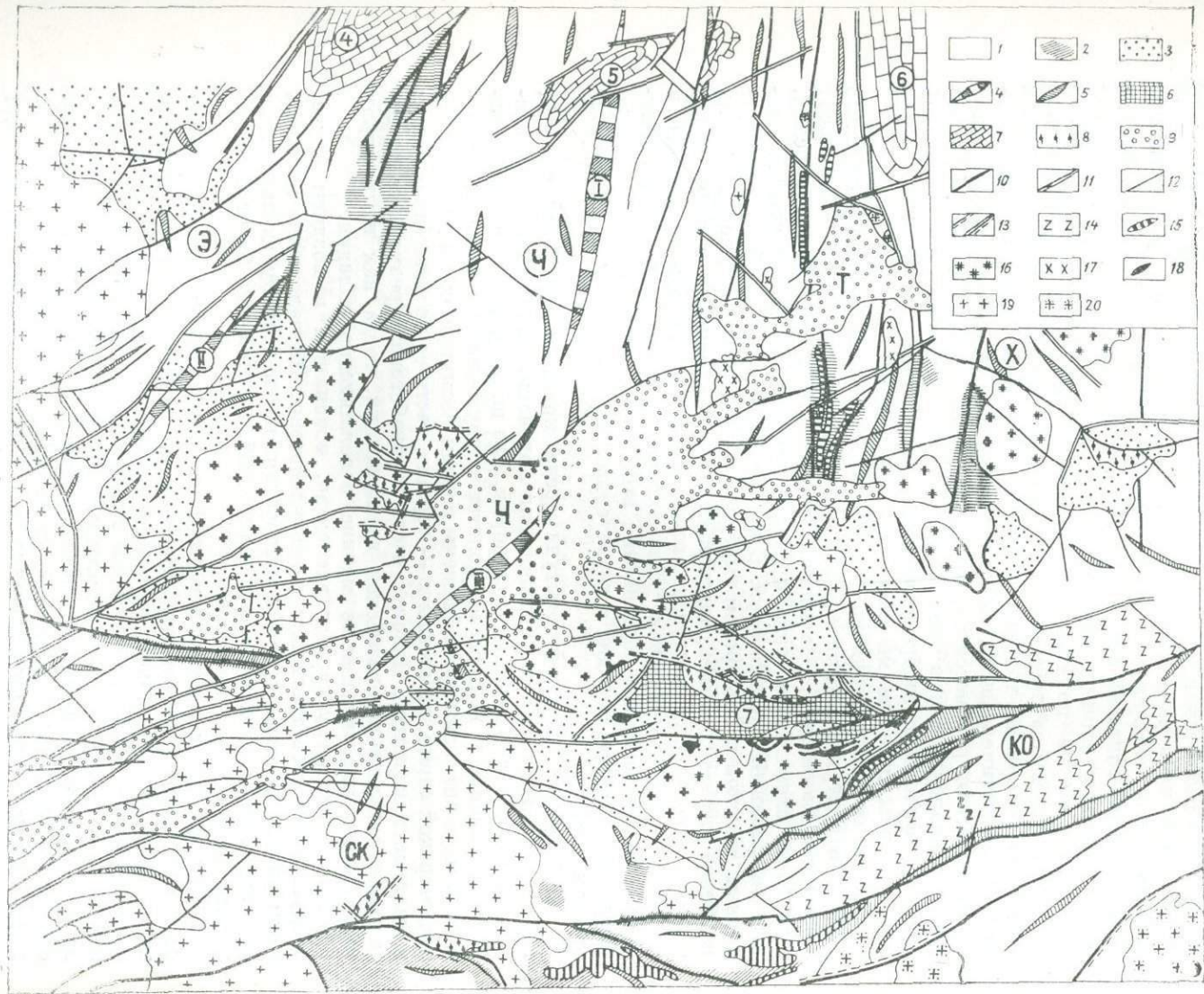
имангрская, калаканская и эвонокитская общей мощностью 10—13 км. Помимо наиболее распространенных сланцев и гнейсов, в разрезе серии встречаются прослой и линзы кварцитов, в том числе и железистых (давачанская свита), мраморов и амфиболитов (имангрская и калаканская свиты). Важной чертой серии является глубокий метаморфизм пород, соответствующий высшим субфациям гранулитовой фации. В раннем протерозое они в ряде мест подверглись гранитизации и регрессивному метаморфизму, что привело к возникновению гнейсов и мигматитов, отвечающих амфиболитовой фации. Породы нижнего этажа обнажены практически во всем районе, но наибольшие поля их отмечены в северной части. Магматические и палингенно-метасоматические образования нижнего структурного яруса представлены разнообразными по составу, условиям залегания и размерам телами. Среди них выделяются анортозиты, метадиабазы, метагипербазиты, гиперстеневые граниты, гранодиориты. Анортозиты слагают ряд массивов, крупнейшим из которых является Каларский, расположенный в зоне Станового разлома среди пород чарской серии. Амфиболиты, габбро-амфиболиты, метадиабазы и метагипербазиты представлены небольшими интрузивными телами.

Среди основных структур нижнего этажа, помимо наиболее крупного Чарского выступа, выделяется ряд более мелких выступов. К их числу относятся: Ханыйский, Эльгерский, Сюльбано-Койдинский и Каларский. При более схематичном районировании все названные выступы объединяются в единый Чарский блок. В высоко поднятых и глубоко денудированных Чарском и Эльгерском выступах обнажены самые обширные поля наиболее глубоких частей чарской серии (несмуриинская и давачанская свиты). В остальных выступах архея обнажены породы ее средней и верхней частей (имангрская, калаканская, эвонокитская свиты). Глубокометаморфизованные образования этой серии смяты в различные по размерам линейные складки с характерным для каждого выступа простиранием осей.

В пределах Чарского выступа среди крупных линейных складок главной и в то же время типичной для архейских толщ структурой считается Дербергелляхский антиклинорий. Его шарнир имеет меридиональное простирание и испытывает пологое погружение в южном направлении. В ядре антиклинория обнажены породы несмуриинской и давачанской свит чарской серии, на крыльях — верхние части ее разреза (имангрская и калаканская свиты). Ядерная часть переработана в результате интенсивнейшей нижнепротерозойской гранитизации, тогда как на крыльях сохранились многочисленные мелкие осложняющие складки.

Из других структурных элементов, возникших в позднем архее, следует упомянуть трюги или палеоавлакогены. Их заложение началось примерно на границе архея и протерозоя, но, поскольку главный этап развития приходился на ранний протерозой, их описание будет приведено ниже.

Средний структурный этаж, представляющий чехол протоплатформы, сложен терригенными и терригенно-вулканогенными метаморфизованными образованиями нижнепротерозойского возраста. Он, в свою очередь, делится на нижний и верхний структурные яруса. Нижний ярус этого этажа сложен породами вулканогенно-терригенной и железисто-кремнистой формаций, выполняющих раннепротерозойские приразломные прогибы, наложенные на архейский субстрат. В этом трюговом комплексе встречаются весьма разнообразные по составу породы, среди которых наиболее распространены разнообразные сланцы, амфиболиты, гнейсы, метаморфизованные диабазы, порфириты, фельзиты, песчаники, кварциты и мраморы. Общая мощность достигает 2500—3000 м. Для этой толщи характерен метаморфизм зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. Возраст пород верхней части разреза трюгового комплекса соответствует низам удоканской серии.



Верхний структурный ярус представлен терригенной формацией удоканской серии, выполняющей обширный Кодаро-Удоканский прогиб и задегающей на породах чарской серии с резким стратиграфическим несогласием. Разрез серии имеет мощность около 13 км и отличается ритмичным строением, в соответствии с чем его расчленяют на три соизмеримые по мощности подсерии, отвечающие макроритмам: нижнюю — кодарскую, среднюю — чинейскую и верхнюю — кеменскую. Метаморфизм пород серии соответствует фации зеленых сланцев, а в отдельных местах — амфиболитовой. При этом наивысшей степени он достигает в базальных горизонтах удоканской серии.

Магматизм этого периода проявлен интенсивно и захватывает большие площади, отличаясь значительным разнообразием по составу. Метагаббро, габбро-нориты, метагипербазиты, ортоамфиболиты слагают ряд мелких и крупных силлообразных массивов, отчетливо тяготеющих к шовным зонам.

Крупнозернистые и порфировидные граниты составляют основную часть чуйско-кодарского интрузивного комплекса. Они слагают весьма крупный Кодаро-Кеменский массив лополитообразной формы, который приурочен к центральной части Кодаро-Удоканского прогиба. Корневая часть интрузий располагается в ядерной части внутреннего Чарского поднятия, возникшего при росте огромного гранито-гнейсового купола (Лейтес, Федоровский, 1972). Мощность лополита колеблется в пределах 1,5—4,5 км.

Развит также комплекс плагиогранито-гнейсов и анатектических гнейсовидных гранитов, имеющих достаточно широкое распространение и согласные с вмещающими породами залегание. Метасоматические очковые гнейсовидные и массивные граниты часто сопряжены с мощными древними разломами. Однако относительно возраста этих ультраметаморфических образований еще нет единого мнения: одни исследователи относят их к позднеархейским, другие — к раннепротерозойским.

Среди главных структурных элементов, возникших в раннем протерозое, важная роль принадлежит троговым структурам, располагающимся в краевых участках архейских выступов в зонах наиболее древних глубинных разломов. Троги представляют протяженные (до 150—200 км) и сравнительно узкие (1—10 км) синклинальные структуры с бортами, ограниченными разломами. Заполняющие их нижнепротерозойские вулканогенные осадки достигают мощности 6—7 км. Они смяты в узкие линейные складки, часто осложненные разрывами преимущественно взбросового и надвигового типов, интенсивно метаморфизованы и пронизаны магматическими образованиями основного и ультраосновного составов. Наиболее крупные трогии, как правило, являются границами, отделяющими один архейский выступ от другого. Многократная их активизация в

Рис. 26. Схема расположения основных тектонических элементов в дрифтовой структуре Кодаро-Удоканского района (геологическая основа взята по В. С. Федоровскому, 1972).

1 — выступы нижнего структурного этажа, сложенные архейскими образованиями; 2 — шовные трогии раннего протерозоя; 3 — Кодаро-Удоканский протоплатформенный прогиб, заполненный образованиями удоканской серии нижнего протерозоя; 4 — оси крупных позднеархейско-раннепротерозойских структур антиклинорного типа (I — Дербергелляхской; II — Эльгерской, III — Чарской); 5 — оси мелких пликативных структур докембрия; 6 — Верхнекаларский прогиб, заполненный терригенными осадками рифейского, вендского и нижнепалеозойского возраста; 7 — платформенный чехол, сложенный осадками верхнего рифея и кембрия; 8 — мезозойские валожженные прогибы, выполненные юрско-меловыми угленосными и терригенно-вулканогенными образованиями; 9 — впадины байкальского типа (Чарская — Ч, Токтинская — Т); 10—12 — разрывные нарушения, разделенные по возрасту их заложения: 10 — позднеархейско-раннепротерозойские, 11 — средне-верхнепротерозойские и раннепалеозойские, 12 — средне-верхнепалеозойские и мезозойские; 13 — разнообразие древние разломы с признаками позднемезозойской активизации. 14—19 — магматические комплексы: 14 — архейский анортозитовый комплекс; 15 — нижнепротерозойский комплекс основных пород; 16 — комплекс раннепротерозойских гранитоидов Кодаро-Кеменского лополита; 17 — позднепротерозойские интрузии кислого состава; 18 — базит-гипербазитовые интрузии позднего протерозоя; 19 — палеозойские гранитоиды, гранодиориты и граносиениты; 20 — мезозойские граниты и гранодиориты. Буквы в кружках — выступы (Ч — Чарский, Х — Хангиский, Э — Эльгерский, СК — Сольбано-Кондинский, КО — Каларско-Оленевский).

последующие этапы диастрофизма позволяет охарактеризовать их как структуры сквозного развития.

Удоканский протоплатформенный (Лейтес, 1965) прогиб является наиболее значительным по размерам (250×100 км) среди негативных структур на рассматриваемой территории. Ось прогиба имеет общее северо-западное простирание, хотя в восточном его окончании прослеживается цепочка изолированных полей распространения пород удоканской серии, которые, по-видимому, ранее были объединены в единый прогиб. Начало формирования прогиба приходится на ранний протерозой. Для внутренней структуры чехла прогиба характерно поэтапное усложнение складчатости от простых брахиформных типов до чрезвычайно сложных по морфологии.

Помимо сравнительно мелких складок в строении прогиба выделяются два антиклинорных поднятия — Чарское и Эльгерское, оси которых имеют северо-восточное направление. Особый интерес представляет Чарское поднятие, разделяющее прогиб на две подзоны — Кодарскую и Удоканскую. Шарнир поднятия примерно совпадает с осью Чарской рифтовой впадины и перекрыт новейшими рыхлыми отложениями.

Верхний структурный этаж включает рифейские, палеозойские и мезозойские образования, которые формировались после длительного перерыва уже в условиях типично платформенного режима. В его основании залегает патомская серия верхнего протерозоя (нижняя нерасчлененная подсерия, мариинская, джемкуканская, баракунская, сеньская, торгинская свиты). Разрезы серии в разных районах седиментации в значительной степени отличны друг от друга, в результате чего намечается несколько подзон.

В кодарской подзоне патомская серия представлена своей средней частью. Общая мощность разреза здесь равна примерно 1000 м. В его нижней половине залегают терригенные толщи, верхняя сложена карбонатными разновидностями пород.

В удоканской подзоне (район Верхнекаларской впадины) распространение образований патомской серии еще более ограничено, а мощность ее исчисляется 60—100 м.

Осадки вендского возраста (юдомская серия) с размывом перекрывают в районе Верхнекаларской впадины отложения патомской серии. Мощность вендского комплекса достигает 250—300 м. В его основании залегает горизонт грубозернистых кварцевых песчаников, сменяющийся выше по разрезу доломитами и известняками. В свою очередь, вендские отложения согласно перекрыты отложениями кембрийского и ордовикского возрастов. Кембрийские осадочные образования достигают мощности 700—800 м. Нижняя часть их разреза существенно карбонатная, а верхняя — преимущественно терригенная. Ордовикские осадочные образования представлены карбонатно-терригенными разностями пород общей мощностью 200 м. В мезозойский период формировались континентальные осадочные и осадочно-вулканогенные отложения. Их накопление происходило в средне-верхнеюрское время (чепинская свита), а также в раннем мелу (рыбачья свита). Распространение мезозойских отложений ограничивается отдельными грабенообразными депрессиями, такими как Апсатская, Ханйская, Верхнекаларская, Конксинская. Суммарная мощность их колеблется в различных участках района от первых сотен до 1000 м.

Позднепротерозойские интрузии основного и кислого составов образуют небольшие по размерам массивы, которые встречаются в районе Верхнекаларской и вблизи восточной окраины Чарской впадин. Габбро-диабазы, габбро, диабазовые порфириты, ультраосновные породы включены в доросский комплекс. Он представлен дайками и мелкими пластобразными интрузиями, развитыми в районе Верхнекаларской впадины, где они локализируются в субширотной зоне разрывов Становой ветви. Характерно поясное распространение дайковых комплексов в древних

разрывных зонах. Отдельные крупные дайки прослежены на расстоянии 20—50 км. В районе Северо-Каларского пояса отмечена интересная деталь — дайки и пластообразные интрузии имеют весьма пологое, иногда горизонтальное залегание с наклоном на север (10—20°). В других же районах они имеют обычное вертикальное или крутое залегание с наклоном к югу. Формирование доросского комплекса исследователи связывают с позднепротерозойским этапом активизации. Интрузии кислого состава представлены преимущественно биотитовыми среднезернистыми гранитами. Они встречаются в виде небольших штокообразных массивов, концентрирующихся в цепочки северо-западного простирания.

Палеозойские интрузии занимают большие площади в западной части региона и состоят из образований трех фаз. Первая представлена нефелиновыми эгирин-авгитовыми и кварцевыми сиенитами, а также жилами сиенит-пегматитов. Во вторую фазу происходило становление рогово-обманковых диоритов, гранодиоритов, граносиенитов, сиенитов и монцонитов, а в третью, наиболее интенсивную, возникли лейкократовые и аляскитовые граниты. Для палеозойского интрузивного комплекса весьма характерны многочисленные жильные образования разнообразного состава: гранит-аплиты, пегматиты, гранит-порфиры, сиенит-порфиры, гранодиорит-порфиры, диоритовые порфириты, монцонит-порфиры.

Мезозойские интрузии распространены преимущественно в юго-восточном углу региона, в зоне Станового разлома, где они составляют западное окончание громадного гранитного пояса Станового хребта. Размеры массивов разнообразны, в составе преобладают крупнозернистые порфиroidные граниты и гранодиориты, а также лейкократовые мелкозернистые граниты, слагающие небольшие штоки.

Формирование верхнего структурного этажа сопровождалось развитием ряда структурных элементов. В позднем протерозое в северной части района возникли несколько прогибов — Мало-Торский, Чаруодо-Токкинский и Березовский. Последний выполнен рифейскими и нижнепалеозойскими терригенно-карбонатными осадочными отложениями общей мощностью в 9—10 км. Залегание пластов осадочных толщ обычно пологое, но с приближением к западной части прогиба, ограниченной глубинным разломом, появляются крутые, часто запрокинутые линейные приразломные складки, осложненные серией надвигов и взбросов с падением сместителей на запад.

Мало-Торский прогиб располагается изолированно среди архейских пород Чарского выступа и также выполнен осадками рифея и кембрия мощностью в несколько сотен метров. Борта его ограничены разломами северо-восточного простирания, вблизи которых осадочные отложения смяты в сравнительно небольшие складки того же направления, осложненные мелкими разрывами.

Чаруодо-Токкинский грабенообразный прогиб располагается севернее Токкинской впадины в пределах меридиональной зоны древних глубинных разломов. Он выполнен многосотметровыми красноцветными терригенными отложениями кебектинской свиты верхнего протерозоя, умеренно дислоцированными в прибортовых участках.

В Верхнекаларской депрессии, наложенной на Кодаро-Удоканский прогиб, рифейские отложения смяты в разнообразные по размерам складки сумдучной и коробчатой формы. В юрско-меловое время эта депрессия вновь оказалась вовлеченной в опускание.

В мезозойский этап тектонической активизации в пределах региона, помимо Верхнекаларской впадины, сформировались Апсатская и Ханйская депрессии. Они сравнительно невелики по размерам и выполнены отложениями средне-верхнеюрского и раннемелового возраста мощностью в несколько сотен метров (возможно до 1000). Апсатская депрессия объединяет разрозненные поля мезозойских осадков в бассейнах рек Апсат, Средний и Верхний Сакукан, в центральной части хр. Кодар. образова-

ния этого возраста в настоящее время находятся на различных гипсометрических уровнях — от 700—800 до 2000 м. В постседиментационный период тектонической активизации мезозойские толщи Апсатской депрессии были интенсивно перемяты, разорваны и запрокинуты в участках развития взбросо-надвиговых нарушений.

В Ханыйской депрессии, расположенной у восточной границы региона, заполняющие ее средне-верхнеюрские осадки по мощности не превышают первых сотен метров и также запрокинуты в бортовых участках, осложненных взбросо-надвигами преимущественно субширотного простирания.

Завершая описание негативных дорифтовых структур, хотелось бы обратить внимание на одну деталь, которая имеет отношение к теме работы. Практически все отрицательные структуры района, начиная от раннепротерозойских трогов Удоканского прогиба и кончая мезозойскими депрессиями, пространственно тяготеют к высокоподвижным ослабленным зонам, часто достаточно крупным разрывам. Это дает основание считать такую связь не случайной, а скорее обусловленной генетически.

Далее обратимся к рассмотрению главных систем разрывных нарушений.

Становая система разрывов в целом составляет одноименную зону краевого шва, отделяющую Алданский щит Сибирской платформы от расположенной южнее Джугджуро-Становой орогенно-магматической области (Глуховский, Синцера, 1974; и др.). Через рассматриваемый район разрывы данной системы протягиваются в бассейн среднего течения р. Калар. Помимо основной зоны Станового шва от него отходят многочисленные ветви более мелких разрывных зон, одна из которых (Каларская) тянется в западном направлении через Верхнекаларскую депрессию к юго-западному окончанию Чарской впадины и далее к р. Сюльбан. Начальные этапы становления генеральных разрывов Становой зоны обычно связывают с поздним археем. Активно развивались они и в неогене.

Наши маршрутные исследования разрывов в районе горного обрамления Чарской впадины показали, что широтная система разрывов является наиболее представительной и древней. Особенно отчетливо это устанавливается в окрестностях озер Леприндо и Леприндокан, в несколько меньшей степени в бассейне р. Апсат. Мощность отдельных зон разрывов Становой системы (имеется в виду Каларская ветвь), имеющих обычно аз. простирания  $90-120^\circ$ , достигает нескольких десятков или сотен метров. Древний возраст отдельных разрывов устанавливается на основании приуроченности к ним ранне- и верхнепротерозойских дайковых тел кислого и основного составов, наличию бластомилонитов, широкому развитию процессов окварцевания, калишпатизации, эпидотизации, хлоритизации, сосюритизации и др. Кроме того, о значительной древности разрывов можно судить во многих случаях по их сопряженности с элементами нижнепротерозойской складчатости, а также по следам интенсивного пластического течения вещества, которое, как правило, имеет место в глубоко погруженных частях разломов, обнажающихся при значительном денудационном срезе. Наиболее распространенный морфогенетический тип разрывов этой системы — взбросо-сдвиги.

Токкинская система разрывов, имеющих выдержанное меридиональное или близкое к нему простирание, совпадающее с простиранием архейских складок, сопоставима по своей значимости со Становой системой, поскольку имеет очень широкое распространение, значительные амплитуды и активно развивается, начиная с позднеархейского времени. Эта система разломов хорошо развита на территории всего Алданского щита, где представлена зонами таких глубинных разломов, как Амгинский, Тыркандинский, Ульканский и Нельканский (Глуховский, Синцера, 1974), которые разграничивают блоки, входящие в состав щита.

В Кударо-Удоканском районе наиболее крупные разрывы сосредото-

ченны в районе Токкинской впадины, где они представлены тремя мощными зонами — Верхнетоккинской, Дагалдыканской и Соготах-Харьинской. В раннем протерозое по данным разломам развивались приповные прогибы, а в верхнем протерозое ими контролировалось формирование наложенного на архейское основание Чаруодо-Токкинского платформенного прогиба. О длительности активного развития разломов можно судить по приуроченности к их зонам интрузий и даек кислого и основного составов, возраст которых лежит в диапазоне от раннего протерозоя до мезозоя включительно. Ширина зон интенсивно переработанных пород достигает 8—9 км. Тектониты, слагающие зоны, представлены ультрамилонитами, диафоритами эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма, бластокатаклазитами и катаклазитами. Амплитуда смещений, преимущественно взбросового и взбросо-сдвигового характера, приблизительно равна 1,5—2 км. Однако можно предполагать, что в определенные периоды активности по разрывам Токкинской системы действовали и растягивающие усилия, вследствие чего формировались приразломные прогибы.

На северо-западном участке района на границе между Чарским и Эльгерским архейскими выступами располагается сходная с Токкинской система разломов. В ориентировке составляющих ее разрывов основным является северо-северо-восточное простирание. К зонам этих разрывов также тяготеют раннепротерозойские трюги, что позволяет предположительно отнести их к аналогам Токкинских разрывов. Это обосновывается еще и их сопряженностью с архейскими складчатыми структурами, имеющими то же простирание.

При анализе расположения главных систем разломов — Становой и Токкинской — выявляется одна особенность. Разрывные дислокации, входящие в первую систему, совпадают с генеральной субширотной ориентировкой пликативных структур Джугджуро-Становой области, тогда как разрывы второй, Токкинской системы, подчеркивают общее меридиональное или близкое к ней типично «алданское» направление структур.

Среди остальной гаммы разрывов, имеющих существенное значение в строении региона, обращают на себя внимание дизъюнктивы северо-восточного простирания. Они сконцентрированы в северо-западном и западном участках района и, по всей вероятности, представляют северо-восточное окончание гигантской системы разломов Байкальской складчатой области. По размерам они уступают в общей массе разломам Токкинской и Становой систем. Мощность зон переработанных пород обычно не превышает нескольких сотен, чаще всего исчисляется десятками метров. Преобладающее направление смещения крыльев взбросо-сдвиговое, реже взбросовое.

В пределах рассматриваемой территории, особенно на юго-западе и северо-востоке, достаточно часто встречаются разрывы северо-западного простирания (СЗ 315—335°). Эта система разрывных нарушений отчетливо фиксируется в геофизических полях. С ней, как уже отмечалось выше, в окрестностях Токкинской впадины связаны цепочки позднепротерозойских кислых интрузий. Особенно ярко эта система проявлена на западных окраинных участках Удоканского прогиба. Заложение наиболее ранних дизъюнктивов этой системы — раннепротерозойское, с активизацией в позднем рифее и кайнозое. Из числа изученных разрывов этой системы в юго-западной оконечности Чарской впадины обычно встречается взбросо-сдвиговый морфогенетический тип.

Из краткого описания главных систем разрывов устанавливается, что все генеральные системы дизъюнктивов были заложены в глубоком докембрии. В последующие эпохи диастрофизма по ним неоднократно происходила активизация движений. За счет последующего разрастания и объединения мелких разрывов в единые зоны усложнялась региональная структура региона, что в конечном счете привело к глубоким качественным изменениям или так называемым тектоническим перестройкам.

## Кайнозойская структура

Основными элементами новейшей структуры региона является Кодарское и Удоканское поднятия, Чарская впадина, Муйско-Чарская межвпадинная перемычка. Все они, вместе взятые, образуют сложнопостроенное Кодаро-Удоканское сводовое поднятие, длинная ось которого протягивается в субширотном направлении (рис. 27, 28).

Чарская впадина наложена на Кодаро-Удоканский свод и разделяет его на два поднятия второго порядка — Кодарское и Удоканское. Ось впадины имеет общее простирание СВ 45—50°. Такую же ориентировку имеют участки относительного опускания, расположенные на простирании дистальных окончаний впадины — Токкинском и Муйском. Они образуют совместно с Чарской впадиной протяженную отрицательную морфоструктуру. В поперечном сечении впадина асимметрична: северо-западный борт имеет крутизну значительно большую, нежели юго-восточный. Данные геофизических наблюдений (Зорин, 1971; и др.) свидетельствуют, что наиболее погруженные участки кристаллического ложа впадины смещены к северо-западному борту. Мощность рыхлых осадочных отложений четвертичного и, по всей вероятности, плиоценового возраста в этих участках достигает 1,5—2 км. Такая мощность зафиксирована, например, в районе устья р. Апсат, левого притока Чары.

Заложение главных элементов впадины, судя по возрасту наиболее древних известных осадков, а также по данным геоморфологического анализа, началось, вероятнее всего, в верхнем плиоцене, а возможно, и несколько раньше. В это время, примерно синхронно с началом роста Кодаро-Удоканского сводового поднятия, на месте современной Чарской депрессии заложился узкий прогиб северо-восточного простирания. В последующем он углублялся и расширялся. Несколько позднее, в конце среднечетвертичного — начале верхнечетвертичного времени, заложилась Токкинская субрифтовая депрессия, что привело к удлинению Чарской зоны прогибания на несколько десятков километров к северо-востоку. В позднечетвертичное время темп погружения ложа Чарской впадины значительно усилился. Участки наиболее значительного современного прогибания, а также наиболее глубоко погруженные блоки кристаллического ложа впадины совпадают. Это говорит о том, что прогибание продолжается в унаследованном плане. Прибортовые участки Чарского рифта имеют сложные очертания. В опускание вовлекаются разновеликие блоки предгорий Кодарского и Удоканского поднятий. При быстром прогибании ложа впадины в бортовых ее частях закладывались, обновлялись и, разрастаясь, объединялись многочисленные разрывные нарушения сбросо-раздвигового типа, по которым оформлялся контур рифтовой структуры (см. рис 29).

Удоканское поднятие начало медленно воздыматься после длительного мел-палеогенового и частично неогенового выравнивания. Наиболее активный его рост начался в позднем плиоцене, после кратко-



Рис. 28. Схематизированный разрез через 1 — метаморфические и магматические породы докембрия; 2 — терригенно-осадочные образования нарушения дорифтового заложения (а) и активизированные в новейшее

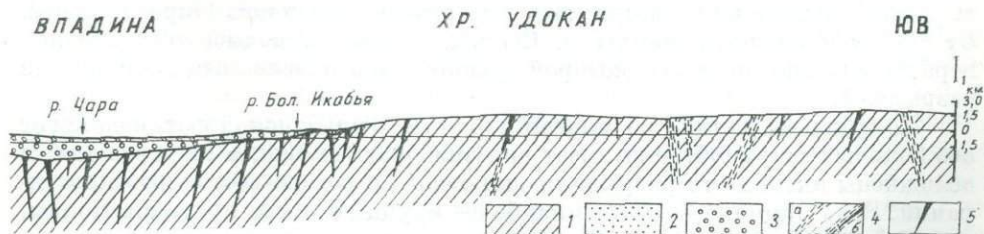
временной тектонической паузы. В это время на фоне резкого возрастания интенсивности роста поднятия происходила активизация древних систем разрывов преимущественно широтного и северо-восточного простираний. По всей вероятности, с этим этапом связана первая фаза эксплозивных излияний базальтов, если учитывать абсолютный возраст (9,2 млн. лет) наиболее древних образований (Солоненко и др., 1966; Лопатин, 1972).

В начале среднечетвертичного времени после небольшого замедления проявился этап роста поднятия, сопровождаемого формированием покровов базальтов мощностью 200—400 м.

В позднечетвертичное время, после первого оледенения, имела место наиболее интенсивная вспышка тектонической активности в новейшей истории Удоканской структуры, когда окончательно сформировались ее современные очертания. Высокая интенсивность тектонических движений способствовала активному формированию разрывов широтного, северо-восточного и северо-западного направлений. В конце позднечетвертичного этапа рост Удоканского поднятия постепенно замедлился. В этот этап тектонической активизации проявилась третья фаза базальтового вулканизма, последние отголоски которого связаны с голоценом. Интересно отметить, что в расположении поздних центров излияний базальтовой магмы отмечается тенденция приуроченности их к зонам активизированных разрывных нарушений преимущественно широтного, реже северо-восточного простираний. Особенно показательны в этом отношении голоценовые Вакатские вулканы, а также вулканы бассейна р. Эймнах. Внутри зон вулканические аппараты обычно связаны с отдельными разрывами разнообразной ориентировки.

Рассматривая строение и развитие Удоканского поднятия, необходимо остановиться на краткой характеристике внутригорной Верхнекаларской впадины, находящейся в зоне влияния Станового разлома. В новейший этап активного роста Удоканского поднятия впадина оказалась вовлеченной в движения положительного знака. Мощность заполняющих ее грубообломочных плейстоцен-голоценовых отложений ледникового и водно-ледникового происхождения не превышает 150 м. Судя по небольшой мощности кайнозойских осадков, темп прогибания был весьма умеренным, что нашло отражение и в морфологическом выражении впадины, для которой характерны плавные переходы бортов в сопряженные с ними поднятия. В юго-западной ее оконечности трассируется восточное окончание сейсмоактивного Чина-Вакатского разлома сбросового типа (Солоненко и др., 1966). Небольшие четвертичные сбросы отмечаются в северном борту, а также в дистальных ограничениях впадины. Учитывая вялый тектонический режим в новейшее время и особенности строения, Верхнекаларскую впадину следует относить, по мнению М. Г. Демьяновича (1975), к субрифтовому типу, т. е. промежуточному между рифтовыми и забайкальскими впадинами.

Кодарское поднятие. Перед началом горообразования на месте нагорья Кодар был пологий склон древнего поднятия с высотами



Чарскую впадину. Составил В. В. Ружич.

ния юрско-мелового возраста; 3 — неоген-четвертичные осадочные образования; 4 — разрывные время (б); 5 — разрывы растяжения, активные в период рифтогенеза.

около 800—1000 м (Лопатин, 1972). Первые признаки движений, связанных с воздыманием нагорья, появились в конце неогенового — начале четвертичного времени. В среднечетвертичное время после небольшой паузы вновь возобновился рост поднятия. О размахе движений положительного знака можно приблизительно судить по углублению речных долин, врезавшихся в поверхность педиментов на 300—400 м. С ростом поднятия активно развивались и разломы преимущественно северо-восточного, реже северо-западного и субмеридионального простираний.

Наиболее интенсивная активизация роста нагорья Кодар, так же как и Удоканского, произошла в позднечетвертичное время в период межледниковья. Однако в отличие от Удоканского Кодарское поднятие сохранило эту тенденцию в голоцене и в современный период.

После второго оледенения, в период стаивания ледниковых масс, рост поднятия продолжался. В условиях столь быстрого и активного воздымания региона и деформации земной коры безусловно активно развивались многочисленные древние и молодые разрывные дислокации. К ним, в частности, можно отнести Сюльбанский разлом северо-восточного простирания, Верхнесюльбанский — с широтной ориентировкой, а также разрывы юго-восточного подножия Кодар, входящие в зону Кодарского разлома. Высокая подвижность и дифференцированность движения в плейстоцене несомненно сочетались с сейсмическими процессами, которые продолжают и сейчас.

Верхнесюльбанская депрессия осложняет монолитное Кодарское поднятие и располагается у северной кромки крупного, отчетливо выраженного морфологически уступа, который тянется в широтном направлении от р. Верхний Сакукан до меридиана восточной окраины Муйского рифта. Поэтому северо-западный борт котловины также осложнен активным денудационно-тектоническим уступом с амплитудой в несколько сотен метров. Южный борт депрессии приурочен к древнему активизированному разлому, выраженному в виде уступа, но обращенному к северу. Учитывая позднеплиоцен-четвертичный возраст осадков, можно считать, что развитие Верхнесюльбанской котловины началось, по-видимому, несколько позднее заложения Чарской впадины, а в дальнейшем они развивались синхронно. Причем прогибание Верхнесюльбанской впадины на фоне воздымания Кодарского нагорья было относительно медленным с ускорением в позднечетвертичное время. В современный период прогибание у южного борта впадины в отличие от северного продолжает развиваться с более высокой интенсивностью, если судить по активности сейсмических процессов и многочисленным разрывным нарушениям раздвигового типа, рассекающим в широтном и северо-северо-восточном направлениях морены позднего оледенения.

М у й с к о - Ч а р с к а я межвпадинная перемычка состоит из трех основных элементов: Сюльбанской и Кондинской эрозионно-тектонических долин и ступенчатого поднятия между ними. Сюльбанская долина имеет вид желоба и отделяет поднятие от склона Кодарского хребта. Ее борта во многих местах ограничены сейсмоактивными разрывами широтного и северо-восточного простираний. От Чарской впадины долина р. Сюльбан отделена невысокой плоской перемычкой, поверхность которой разбита многочисленными зияющими разрывами.

Кондинская долина во многом сходна с Сюльбанской и отличается от нее большей шириной. Она имеет грабенообразный вид, а ее борта также осложнены активными разрывами широтного и северо-восточного простираний. Река Эймнах — один из наиболее крупных левых притоков Конды, вырабатывает свою долину по зоне крупного широтного разрыва отличающегося высокой сейсмической активностью. Долина этой реки как бы продолжает к востоку долину Конды, подчеркивая этим их взаимосвязь с разломами Становой системы. В верховьях долина Конды расщепляется

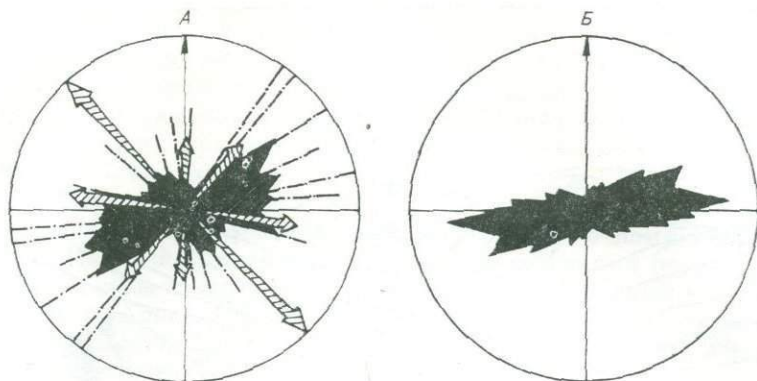


Рис. 29. Связь контура Чарской впадины с направлениями основных систем разрывных нарушений. Составил В. В. Ружич.

А — ориентировка структурных ограничений Чарской впадины и соотношение их с направлением рифтогенных растягивающих напряжений в очагах землетрясений (штрих-пунктиром показана ориентировка молодых разрывов растяжений, их суммарной протяженности соответствует длина этой линии); Б — направления основных систем разломов в районе Чарской впадины.

на два направления по названию озер — Леприндоканское (северо-северо-восточное) и Давачанское (субширотное). Каждое из них контролируется активными зонами разломов сходного направления. Активный грабен в районе оз. Давачан расположен на пересечении двух зон разломов — широтного и северо-восточного направлений, что подчеркивается его морфологией.

Высоко поднятая часть Муйско-Чарской перемычки занимает водораздельное пространство между описанными долинами. В продольном сечении она имеет вид свода с высотными отметками 2200—2000 м, поверхность которого полого погружается к Муйской впадине, а в направлении Чарской впадины имеет довольно крутой наклон, осложненный молодыми разрывами северо-западного простирания. Для поперечного сечения поднятия характерны склоны, заканчивающиеся внизу эрозионно-тектоническими уступами. Его юго-восточный склон несколько положе северо-западного и в верхней течиции Конды имеет ступень с высотными отметками около 1500 м. В средней части поднятие имеет две депрессии, одна из которых, под названием Баронка, возникла в среднечетвертичное время в результате опускания блоков по очень активным разломам широтного и меридионального простираний. Отличается она высокой сейсмичностью и имеет свежие следы недавнего сейсмического обновления разрывов (Солоненко и др., 1966). Помимо нее на площади поднятия распространены многочисленные разрывы, движения по которым привели к образованию серии тектонических седловин шириной в 100—150 м (рис. 30). На самых высших водораздельных отметках сохранились от разрушения реликты поверхности выравнивания плиоцен четвертичного возраста.

Судя по возрасту наиболее древних осадков, заложение долин Пра-Сюльбан и Пра-Конды относится к позднему плиоцену — началу четвертичного времени, т. е. к начальному этапу активного развития Чарского рифта. Занимая промежуточное положение, перемычка постоянно испытывает деформации при разнонаправленных движениях Кодарского поднятия и ложа впадин.

Чарско-Токкинская межвпадинная перемычка в виде невысокого уплощенного (до 1500—1600 м) поднятия с реликтами доплиоценовой поверхности выравнивания отделяет Чарскую рифтовую впадину от Токкинской депрессии. По северной окраине в широтном направлении протягивается мощная активизированная зона Токкин-



Рис. 30. Грабенообразная долина в среднем течении р. Сьюлбан. Справа одна из тектонических седловин в зоне разлома. На заднем плане видны хр. Кодар и перешеек, разделяющий долину р. Сьюлбан и оз. Малое Леприндо.

ского разлома, которая уходит далеко к востоку. Она четко выражена сбросовыми уступами, как бы являющимися продолжением зоны Кодарского разлома. Разрывы подобного простирания не только ограничивают, но и рассекают перемычку, являясь главной системой в ней, обуславливающей, кстати, асимметрию Токкинской впадины, обратную типично байкальским впадинам. Южная и юго-восточная окраины перемычки также контролируются сбросовыми уступами, сформировавшимися в позднечетвертичное время. В общем, Чарско-Токкинская межвпадинная перемычка развивается в плане, аналогичном другим межвпадинным перемычкам, однако интенсивность ее тектонической жизни явно невысока.

Активизированные и молодые разрывы. Высокая новейшая активность движений земной коры обусловила энергичное разрастание зон древних разрывных нарушений и формирование новых в тех местах, где концентрация тектонических напряжений превосходила пределы прочности горных пород.

Становая система разломов испытала весьма заметное обновление в период рифтогенеза, а ее развитие, в свою очередь, сказалось весьма заметным образом на формировании рифтогенных структур. Высокая активность разрывов этой системы устанавливается геологическими, сейсмогеологическими и геоморфологическими методами — по смещению новейших осадочных и вулканогенных образований, сейсмодислокациям на грассах зон разрывов, отчетливо выраженными в рельефе тектоническими уступами, а также по взаимоотношению с ледниковыми формами рельефа. Работами сейсмогеологов Института земной коры СО АН СССР (Солоненко и др., 1966; Хилько, Николаев, 1971; Курушин, 1975; и др.) в Становом нагорье были выявлены десятки сейсмодислокаций, значительная часть которых приурочена к субширотным зонам разрывов. Наиболее ярко проявлены сейсмодислокации субширотной ориентировки в районе Муйско-Чарской перемычки, где они располагаются в зоне Каларско-Сьюлбанской широтной ветви зоны активизированного Станового разлома. В Удоканском поднятии эта зона также имеет следы современного об-

новления. Хорошим подтверждением этому могут служить крупные дислокации, описанные О. В. Павловым (Солоненко и др., 1966) в зоне Чина-Вакатского разлома, который в широтном направлении прослеживается на десятки километров от Каларской впадины через верховья рек Верхний и Нижний Ингамакит и далее на запад. К зоне этого разлома тяготеют и центры новейших вулканических излияний базальтовой магмы. Активизацией оказались охвачены разрывы по южному борту Токкинской, а также Каларской депрессий и в районах оз. Читканда, верховьев рек Хани и Курунг-Юрях, примыкающих к северо-восточному углу Чарской впадины. В Кодарском поднятии признаки активизации разрывов данной системы проявлены в Верхнесольбанской впадине, а также в долине нижнего течения р. Апсат. Перечисленные участки сейсмогенного обновления разрывных зон совпадают с участками их морфологического выражения в виде тектонических уступов (Музис, 1970).

Система разломов северо-восточного простирания в пределы региона входит с юго-запада и, постепенно сужаясь, затухает в районе Токкинской впадины. Разрывы северо-восточного направления, так же как и широтные, продолжают активно расти и закладываться в рифтогенный этап активизации. Ввиду своей более оптимальной ориентировки к главным осям напряжений рифтогенного силового поля они по степени активности даже превосходят дислокации Становой системы. Во всяком случае, их влияние на заложение и развитие новейшей структуры региона оказывается более весомым, за исключением возможно позднечетвертично-голоценового времени, когда возросла роль дислокаций широтного простирания.

Данные сейсмологов указывают на связь с разрывами северо-восточного простирания участков высокой сейсмической активности. В момент толчка в эпицентральной области Муйского землетрясения 27.6.1957 ( $M = 7,9$ ) возникли разрывные нарушения, зоны которых в виде двух кулис протягиваются по направлению СВ  $60-75^\circ$  при общей их длине около 30 км. Отмечены также небольшие по протяженности сейсмодислокации северо-западного простирания. Смещения по зоне соответствовали левостороннему сдвиго-сбросовому типу (Солоненко и др., 1966). Подобные явления, правда с менее энергичными сейсмическими импульсами, установлены и в других участках региона, где их пространственная и генетическая связь с разломами северо-восточного простирания представляется несомненной. В качестве примера можно назвать сейсмогенные структуры в верхнем течении рек Конда, Сольбан, Верхний и Средний Сакукан, озер Лепридо и Лепридокан. Особенно широко они распространены вдоль юго-восточного склона Коларского хребта, в зоне одноименного разлома.

В гольцовой части хр. Кодар севернее восточного окончания оз. Большое Лепридо нами была изучена одна из сейсмодислокаций протяженностью более 3 км. При общем простирании СВ  $40^\circ$  она составлена из элементарных разрывов широтного, северо-восточного и северо-западного простираний. Зона молодого разлома по западному борту Чарской впадины на участке между долинами рек Верхний Сакукан и Апсат также состоит из комбинации обновленных разрывных нарушений преимущественно широтного и меридионального простираний. Подобные примеры весьма многочисленны в Кодаро-Удоканском районе, когда молодые разрывы при своем формировании используют различные системы более древних элементарных разрывов.

Для Становой системы разломов более характерны проявления левосторонней горизонтальной компоненты, а для разломов северо-восточного простирания — преобладание вертикальной или субвертикальной сбросовой и раздвиговой составляющих. Особенно отчетливо раздвиги в виде рвов-расселин проявлены в районе озер Малое и Большое Лепридо и по правобережью р. Сольбан в его среднем течении, где отрывной тип

разрывных нарушений, использующих трещиноватость в гранитах и гранитогнейсах, особенно нагляден.

В Токкинскую субмеридиональную систему входят разрывы самые разнообразные по размерам и степени активности в позднем неогене и четвертичном периоде. Мощная зона сближенных разломов, которые испытали обновление в новейшее время и оказали существенное влияние на развитие этой депрессии, расположена в районе Токкинской впадины. Особенно ярко эти разрывы проявлены на восточном и западном ограничении впадины. На остальных участках территории рассматриваемого региона эта система представлена локальными разломами и трещинами без значительных амплитуд смещения. Возраст их и активность в период рифтогенеза устанавливаются по косвенным признакам. На базальтовом плато эта система фиксируется наряду с другими системами нарушений. Расселины, образованные, по-видимому, в послеледниковье, зафиксированы на юго-восточной окраине Чарской впадины и на Муйско-Чарской межвпадинной перемычке, а также в верхнем течении рек Сюльбан и Кемен. Эта система разломов, несмотря на широкое распространение, имеет в новейшей структуре региона подчиненную роль, за исключением района Токкинской депрессии.

Система разрывов северо-западного простирания по своей ориентировке близка к меридиональной Токкинской системе. Но, поскольку в нее входят крупные разрывы, есть смысл выделить их в самостоятельную систему. Последняя представлена преимущественно мелкими разрывами, а наиболее представительные располагаются у ее западной границы. Активность разрывов северо-западного простирания в новейший период устанавливается однозначно по выраженности в рельефе в виде уступов на Кодарском и Удоканском поднятиях, в бассейнах верховьев рек Сюльбан, Читканда, Ингамакит, в окрестностях озер Леприндо и Малый Байкал, по правобережью р. Апсат. На северо-западной окраине Кодарского поднятия, в грабене оз. Орон в виде многосотметровых уступов также нашли свое морфологическое выражение молодые разрывы. Эта система является второстепенной по сравнению со Становой и Северо-Восточной зонами тектонических нарушений, однако она оказывает существенное влияние на сейсмический режим в западной части района.

В результате анализа активности различных систем разломов устанавливается, что многие из них оказались вовлеченными в рифтогенные деформации. Их влияние на развитие новейшей структуры проявилось в различной степени в зависимости от местоположения и ориентировки по отношению к главным осям тектонических напряжений. Молодые разломы несомненно приспособлялись к структурной ткани кристаллического субстрата, используя трещиноватость, слоистость, гнейсовидность, контакты магматических тел и другие элементы. В этом плане у них также имеется генетическая связь с предшествующими структурными формами, которая в зависимости от ее проявления и характеризует такое явление, как преемственность.

### Соотношение древней и кайнозойской структур

Проследивая историю тектонического развития Кодаро-Удоканского региона с позднего архея до позднего мезозоя, мы показали выше, что преемственность в становлении тектонических структур, несмотря на ее сложное выражение, проявилась достаточно отчетливо. Попытаемся выяснить, какие конкретные элементы древней структуры оказали влияние на формирование Чарского рифта.

Чарская впадина приурочена к одноименному древнему антиклинорному поднятию северо-восточного простирания. Представляется, что развитие данного поднятия в нижнем протерозое вместе с осложняющими его

синккладчатыми разрывами обусловило понижение механической прочности кристаллического субстрата Чарской глыбы. Впрочем, это не единственный критерий, есть еще и другие, позволяющие объяснить, почему Чарский рифт расположен именно в этом районе. Максимальное и по-видимому, самое раннее погружение ложа впадины приходится на высокоподвижный в предшествующие этапы активизации Апсатский участок, расположенный на границе Кодаро-Удоканского прогиба с Чарской глыбой, где концентрируются пересекающиеся системы разрывных нарушений. Как уже выше отмечалось, в позднем мезозое здесь существовал прогиб, выполненный угленосно-терригенными отложениями. В процессе рифтогенеза этот механически ослабленный участок испытал наиболее значительное погружение и потому именно здесь контур Чарской впадины имеет вид залива, вдающегося в Кодарский хребет. Юго-западная окраина впадины несомненно испытала контролирующее действие древних разломов северо-восточного и широтного направлений. Таким образом, развитие процессов рифтогенеза в районе Чарского рифта, по всей вероятности, связано с ослабленными зонами докембрийского кристаллического субстрата преимущественно северо-восточного, субмеридионального, реже северо-западного простираний (Ружич, 1975; Новоселова, 1975). Именно по этим зонам при общем растяжении коры в северо-западном направлении происходило ее дальнейшее растрескивание с проседанием или подъемом отдельных блоков (рис. 31).

Интересно заметить, что Токкинская впадина, заложившаяся в среднечетвертичное время, оказалась уже в зоне влияния меридиональной системы глубинных активизированных разломов, что отразилось в ориентировке ее контуров.

Для выявления зависимости контуров Чарской впадины от структурной делимости фундамента можно обратиться к одному из показательных участков — району озер Леприндо и Леприндокан. В этом месте практически всюду распространены гранитоидные массивы протерозойского и палеозойского возрастов с системами прототектонической трещиноватос-



Рис. 31. Тектоническая седловина по зоне разлома северо-восточного простирания на южном склоне Муйско-Чарской межвпадинной перемычки (фото В. В. Ружича).

ти. В окрестностях оз. Леприндо почти каждый участок контура впадины связан с той или иной системой дислокаций в гранитоидных массивах. Следует обратить внимание, что при становлении очертаний береговой линии озерных впадин использовались в наибольшей степени именно разрывы, направления которых оказались ортогональными к оси растяжения. По этой причине не все даже достаточно крупные разрывные зоны оказывали решающее влияние на развитие и оформление новейшей морфоструктуры.

В других участках, где развиты метаморфогенно-осадочные толщи, например на Кодарском борту в районе левобережья р. Апсат, а также в бассейне рек Быйики, Большая Икабья, помимо разрывных нарушений механическая анизотропность фундамента предопределялась положением разнородных по механическим свойствам пластов, средних и малых интрузивных тел, их контактов с вмещающими породами. В отдельных местах было отмечено, что крутопадающие перемежающиеся пласты горных пород; особенно в присутствии механических ослабленных прослоев, способны оказывать не меньшее, чем разрывы, влияние на прочностные свойства кристаллического субстрата в его приповерхностной части. Последнее, в свою очередь, проявляется как дефект в его структуре при тектонических деформациях и, таким образом, влияет на характер деформаций, а следовательно, и на морфологию развивающейся структуры. В местах, где контур впадины ортогонально накладывается на докембрийские складчатые дислокации, например в районе р. Нижний Сакукан, отмечалось, что при прогибании испытывали активное развитие главным образом поперечные синскладчатые системы разрывов.

Подводя итог проведенному анализу соотношений новейшей и древней структур в районе Чарского рифта, можно констатировать, что, несмотря на текущее положение его по отношению к докембрийским структурам, становление Чарской впадины происходило в тесной связи с разрывными структурами докайнозойского возраста. Эта связь становится тем явственнее, чем детальнее рассматривается строение впадины.

РИФТОГЕНЕЗ В ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ  
САЯНО-БАЙКАЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ

Саяно-Байкальская складчатая область претерпела неоднократную активизацию, всегда сопровождавшуюся ростом гор развитием межгорных впадин и магматизмом. После окончательной ликвидации геосинклинального режима здесь имела место четырехкратная тектоно-магматическая активизация: в верхнем палеозое, нижнем мезозое, верхнем мезозое и кайнозое.

В среднем и позднем палеозое активизировались значительные площади в Восточном Саяне и ограниченные — в Северо-Байкальском нагорье. Тектонические движения этого времени носили сводово-глыбовый характер, они сопровождались образованием приразломных прогибов и интенсивной магматической деятельностью вдоль зон глубинных разломов. Показательны в этом отношении Среднеокинская зона Восточного Саяна (Гордиенко, 1969) и Сыннырская зона Северо-Байкальского нагорья (Салон, 1967). Расположены они симметрично относительно внутреннего поля Иркутского амфитеатра и протягиваются на расстояние более 500 км при ширине до 100 км. В Среднеокинской зоне среднепалеозойские образования, слабодислоцированные и почти неметаморфизованные, слагают континентальную порфиоровую формацию, состоящую из эффузивов кислого, среднего и щелочного составов. Накапливались они в зоне влияния Восточно-Саянского и Окинского глубинных разломов в межгорных прогибах, фундаментом которых являлись байкальские и раннекаледонские складчатые комплексы. Формирование вулканогенного комплекса сопровождалось внедрением комагматичных ему плутонических образований, относящихся к формациям щелочных гранитов, щелочных и нефелиновых сиенитов.

Сыннырская зона активизации выражена менее отчетливо. Ее характеризуют лишь только массивы щелочных и нефелиновых сиенитов, залегающих в зоне Байкало-Мамского глубинного разлома среди протерозойских и нижнепалеозойских складчатых комплексов. По структурному положению и эволюции магматизма активизация в среднепалеозойское время, охватившая Саяно-Байкальскую складчатую область, относится к тектоническим явлениям орогенного типа, не связанным с заключительными этапами развития геосинклинальной системы.

В начале мезозоя в Западном Забайкалье возник протяженный пояс орогенной активизации, характеризующийся интенсивным, но неравномерным прогибанием, напряженной вулканической деятельностью и накоплением осадочно-вулканогенных толщ мощностью до 14 км. В развитии пояса отчетливо устанавливаются два самостоятельных этапа, разделенных фазой складчатости и паузой тектонического покоя. Наиболее ранний этап активизации, выделяющийся как раннемезозойский (Кочмаров, 1972), охватывает промежуток времени поздняя пермь — ранняя юра. В это время в области орогенной активизации вулканическая деятельность проявилась на крайнем юго-востоке Западного Забайкалья (Малханская

зона), где в континентальных условиях на фоне дифференцированных блоковых перемещений происходило становление андезит-липаритовой формации. В среднем триасе отмечается смещение вулканической деятельности в Селенгино-Витимскую зону. В пределах этой зоны, протяженностью более 1200 и шириной около 250 км, происходило становление щелочной вулканоплутонической формации пестрого состава (Комаров, 1972), состоящей из вулканогенного и интрузивного комплексов. Во впадинах, достигавших первоначально значительных размеров, и в понижениях рельефа происходило накопление осадочных и вулканических образований, мощность которых в наиболее прогнутых впадинах достигает 2000 м. В это же время в Малханской зоне, испытавшей наибольшее орогенное воздымание, вдоль ослабленных тектонических зон происходило формирование интрузивных тел габбро-гранитной формации. Начиная со второй половины позднего триаса различие в развитии между Малханской и Селенгино-Витимской зонами несколько сглаживается, что является отражением изменения тектонической обстановки. Для этого времени характерно формирование довольно крупных в масштабе Забайкалья межгорных прогибов, в которых происходило накопление осадочно-вулканогенных образований мощностью до 3000 м, слагающих трахибазальтовую формацию. В это же время происходит внедрение куналейского интрузивного комплекса, соответствующего формации щелочных гранитов. К раннему мезозою относится нефелиновая формация Витимского плоскогорья, формирование которой происходило за счет глубинной дифференциации оливин-базальтовой магмы (Конев, 1962). В среднем лейасе в пределах Западного Забайкалья проявилось региональное сжатие, породившее складчатость. Раннемезозойские терригенно-вулканогенные толщи были дислоцированы в линейные и брахиформные складки с различной крутизной крыльев и осложненные разломами.

С конца ранней юры, после тектонической паузы, начался новый этап тектоно-магматической активизации, завершившийся в раннем мелу. Структура позднемезозойского этапа активизации представляла собой сложный комплекс сочетания сводов и прогибов, из которых господствующее положение занимали сводовые поднятия при подчиненном развитии межгорных впадин, относительно узких и непротяженных (Флоренсов, 1960). При этом впадины верхнемезозойского этапа дискордантно наложены на своды и впадины раннемезозойского этапа, что свидетельствует о заметной перестройке структурного плана и автономности рассматриваемого этапа. Во впадинах происходило накопление угленосных и безугольных молассоидных отложений, а также вулканитов трахибазальтовой формации. Общая мощность позднемезозойских толщ в наиболее прогнутых впадинах достигает нескольких тысяч метров.

Верхнемезозойская трахибазальтовая формация отличается от сформированных ранее более высокой щелочностью слагающих ее эффузивов, что свидетельствует о сравнительно спокойной тектонической обстановке ее формирования. Позднемезозойский этап активизации завершается раннемеловыми отложениями угленосной формации, в которой присутствуют покровы недифференцированных трахибазальтов, а также комагматичные им экструзии силлов и лакколитов. Формирование их происходило в условиях, свидетельствующих о стабилизации тектонических движений и выравнивании горного рельефа. Этот этап с большой очевидностью свидетельствует о затухании процессов тектоно-магматической активизации и переходе Западного Забайкалья к спокойному тектоническому режиму.

Кайнозойская тектоническая активизация Восточной Сибири выразилась прежде всего в возникновении обширнейшего Саяно-Байкальского сводового поднятия. Наибольший размах новейших горных сооружений в Восточном Саяне достиг почти 5 км, в Прибайкалье — 4,5—5,0 км. Сопряженные с этим поднятием платформенные предгорные прогибы Предбайкальский и Присаянский, а со стороны складчатой области — Селен-

тино-Витимский в кайнозой также испытали активизацию, но размах опусканий в них измеряется лишь первыми сотнями метров. Начало роста кайнозойского горного пояса Восточной Сибири приходится на поздний палеоген — ранний неоген. Однако характер тектонического развития Саянской и Байкальской ветвей пояса имеет коренные отличия. В Прибайкалье и Становом нагорье новейшая активность породила глубокие впадины байкальского типа; здесь рифтовой зоне сопутствует пояс высокой сейсмичности. В Восточно-Саянском регионе развитие неоструктур происходило с подавляющим преимуществом движений положительного знака.

Становление кайнозойской тектонической структуры сопровождалось мощными излияниями базальтов умеренно щелочного состава. В пределах Саяно-Байкальского нагорья исследователи выделяют три провинции, две из которых — Саяно-Хамардабанская и Становая — сосредоточены на высокоподнятых фланговых участках рифтовой зоны, а третья — Витимская, располагается в среднегорье, примыкая к юго-восточной окраине рифтовой зоны в ее центральной части (Флоренсов, 1960; Логачев, 1968; и др.). Возрастной диапазон формирования вулканических провинций укладывается в рамки от олигоцена до голоцена. Интересно отметить, что вулканизм наиболее ярко и интенсивно проявился в период, предшествующий необайкальскому этапу рифтогенеза, с которым связано интенсивное преобразование депрессий в рифтовые впадины. Находки ультраосновных включений, вынесенных из верхней мантии базальтовыми расплавами, по мнению А. И. Киселева (Шерман и др., 1973), свидетельствуют о залегании подкорковых магматических очагов на глубинах 40—80 км.

Четырехкратная послегеосинклинальная активизация Саяно-Байкальской складчатой области позволяет считать, что кайнозойский этап активизации не исключительное явление в геологической истории региона. Конечно, он обладает специфическими чертами, отражающими поступательное развитие Земли, например такими, как рифтообразование, но каждый из проявившихся этапов активизации своеобразен и грандиозен.

Близость пространственного расположения зон разновозрастной тектоно-магматической активизации и нахождение их в рамках Саяно-Байкальской складчатой области не может быть случайным явлением. Скорее всего можно ожидать, что это соседство обусловлено соответствующим расположением глубинных длительно живущих энергетических источников. О глубине расположения энергетического источника, предопределившего кайнозойскую активизацию Саяно-Байкальской горной области в целом и развитие рифтов в частности, и о его приуроченности к мантии можно судить по сейсмологическим данным (Пузырев и др., 1974).

При исследовании кинематических и динамических особенностей прохождения сейсмических волн, фиксируемых сейсмостанциями по профилю Памир — Байкал, была обнаружена низкоскоростная аномалия в верхней мантии под Южной Сибирью и Монголией (Бугаевский и др., 1971). Аномалия установлена по снижению скорости распространения упругих колебаний примерно на 0,3 км/с по сравнению с окружающей средой, что объясняется уменьшением плотности мантийного вещества в области аномалии. Исследованиями В. А. Рогожиной (1968, 1975) установлена форма и размеры этой неоднородности, проекция которой на земную поверхность охватывает Восточный и Западный Саяны, советский и монгольский Алтай, высокогорье Гобийского Алтая, Хангай, Хэнтэй и Забайкальское среднегорье. Контуры проекции неоднородности как бы обтекают смежные окраины Сибирской платформы.

Под Байкальской рифтовой зоной аномальная область наиболее близка к поверхности и находится непосредственно под корой (рис. 32). В юго-восточном и юго-западном направлениях верхняя граница аномалии погружается до глубин 300—600 км. Нижняя ее граница в северо-восточной части субгоризонтальна и расположена на глубине 400 км, тогда как на юго-западе она довольно круто погружается до глубин 700—800 км.

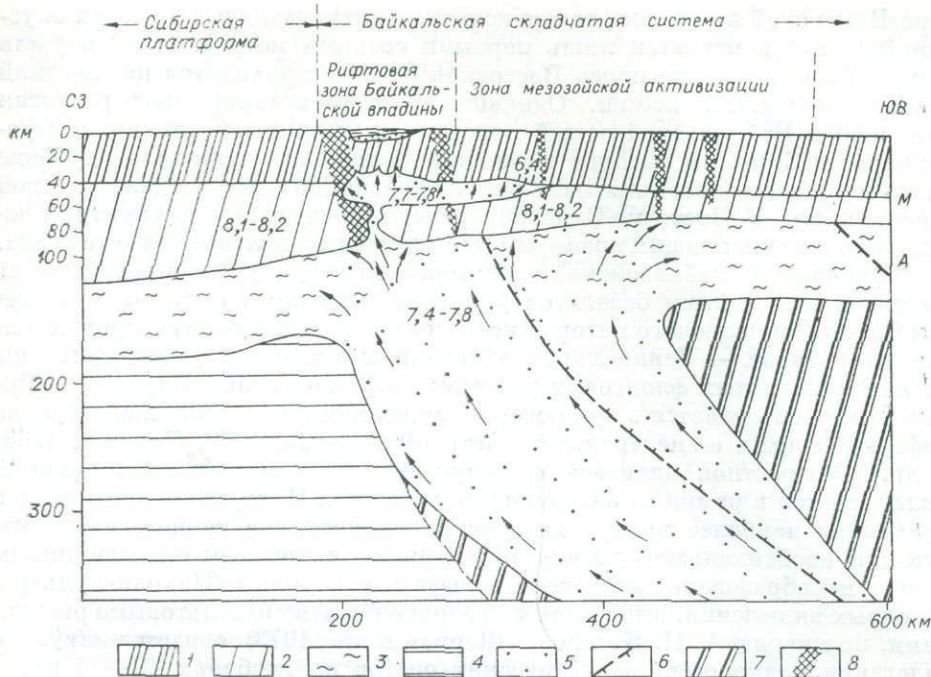


Рис. 32. Принципиальная схема глубинного строения области Байкальского тектонофера. Составили С. М. Замараев и В. В. Ружич с учетом геофизических данных Ю.А. Зорина (1971), Н.Н. Пузырева (Пузырев и др., 1974), В.А. Рогожиной (1976). 1 — земная кора; 2 — часть верхней мантии над астеносферой; 3 — астеносфера; 4 — верхняя мантия; 5 — аномальная мантия в кайнозойский этап развития области тектонофера; 6 — предполагаемые контуры тектонофера в мезозойском периоде развития; 7 — область тектонофера, активного в более ранние периоды постгеосинклинальной активизации Байкальской складчатой системы; 8 — зоны основных глубинных разломов, обуславливающие делимость литосферы. Числовые данные на схеме — скорости прохождения продольных сейсмических волн.

К югу и юго-западу от г. Слюдянки также имеет место некоторое погружение аномальной зоны на глубину, не превышающую 500 км.

Вряд ли подлежит сомнению генетическая связь между интенсивной новейшей активизацией, базальтоидным магматизмом и выявленной аномалией в мантии, особенно там, где последняя соприкасается с подошвой земной коры. Вместе с интенсивным разогревом скопление под корой разуплотненных масс способно оказывать на нее и динамическое воздействие, побуждающее рост сводового поднятия. Не исключено, что часть вертикально направленных сил трансформируется в горизонтальные, вызывающие растяжение литосферы. Область аномальной мантии можно рассматривать, вероятно, как относительно легкий дифференциат, выделяющийся в соответствии с гипотезой Е. А. Артюшкова (1968) из нижней мантии при гравитационной дифференциации. Под областью мантии с пониженными скоростями прохождения сейсмических волн должна находиться область более повышенных скоростей, что и подтверждается сейсмологами (Бугаевский, 1971). Эти взаимосвязанные области могут рассматриваться в качестве подвижной зоны, уходящей своими корнями в нижнюю мантию, подобную тем, что выделял Ю. М. Шейнманн (1968).

В дальнейшем мы будем называть эту зону Байкальским тектонофером (по месту наибольшего подъема его кровли). По предложению Ю. М. Шейнманна (1968), термин тектонофер (или тектоноген) применяется к высокоподвижным и длительно живущим зонам, зарождающимся в мантии на глубинах порядка 1000—1500 км, а возможно и более, по которым происходит повышенная теплоотдача из недр Земли к ее поверхности с последующим ее излучением. Начавшийся на глубине локализованный процесс

гравитационной дифференциации вещества мантии приводит к постепенному подъему более легких масс, оказывающих тепловое и механическое воздействие на окружающую среду, которое усиливается по мере приближения их к подошве литосферы. Этот процесс, как считает Ю. М. Шейнманн, в конечном счете приводит к активизации тектонических движений в земной коре. На протяжении жизни тектонофера, измеряемой многими сотнями миллионов лет, действие его проявляется циклически. В заключительной стадии существования тектонофера энергетическая активность в его корневой части истощается (Шейнманн, 1968). Однако через определенные периоды по мере накопления энергии она может вновь возобновиться в той же области или вблизи нее. В результате на поверхности вновь оживляется тектоно-магматическая деятельность, накладываясь на более древние зоны активизации или смещаясь к их окраине, что, в свою очередь, ведет к миграции зон проявления глубинного магматизма, складчатости, разрывообразования и сейсмичности. Изложенные представления об энергетическом источнике тектонических движений в активизированных зонах в принципе хорошо согласуются с концепцией мегаундаций Р. У. Ван-Беммелена (1970) и, на наш взгляд, могут удовлетворительно объяснить сущность геологических процессов в историческом развитии Саяно-Байкальской складчатой области.

Каждый из названных выше четырех послегеосинклинальных этапов тектоно-магматической активизации Саяно-Байкальской области можно рассматривать как реакцию на подъем легкого дифференциата тектонофера, вследствие чего в этих зонах возникли горные системы, осложненные межгорными впадинами. Обильно проявлялся магматизм в эффузивной и интрузивной фациях. Периодичность тектоно-магматической активизации Саяно-Байкальской области представляется явлением вполне естественным. Длительность каждой из четырех, имевших здесь место, эпох активизации значительна — от 40 до 110 млн. лет. Примерно соизмеримыми, возможно чуть меньшими, по длительности были и эпохи относительного тектонического покоя, когда горные сооружения интенсивно денудировались и пенепленизировались. Если учесть, что длительность эпохи верхнепалеозойской активизации составляет примерно 100 млн. лет, нижнепалеозойской — 70, верхнемезозойской — около 60, а кайнозойской — 30—40 млн. лет, то очевидно, что мы вправе говорить об ускорении тектонического процесса во времени. Об этом же свидетельствует и длительность пауз относительного тектонического покоя, также последовательно убывающая во времени — от 100 млн. лет перед верхнепалеозойским циклом до примерно 40 млн. лет перед кайнозойским. Периодическая смена энергетического состояния тектонофера могла обуславливать, таким образом, цикличность различных геологических процессов, благодаря чему здесь обособляются четыре цикла активизации.

Изложенное выше позволяет заключить, что неоднократная эпигеосинклинальная тектоно-магматическая активизация Саяно-Байкальской области была обусловлена развитием тектонофера, верхняя часть которого периодически замыкалась, а нижняя сохраняла более или менее неизменное положение. Замыкание верхней части тектонофера в силу прекращения всплывания дифференциата и охлаждения стенок канала приводило к тому, что при новой активизации дифференциат находил себе новые пути выхода, вызывая тем самым пространственное несовмещение зон тектоно-магматической активизации. Особенно наглядно это в Забайкалье, где области активизации смещались от одного цикла к другому с юго-востока на северо-запад и в кайнозойе приблизились к самому краю Сибирской платформы. Менее реально существование группы разновозрастных тектоноферов, хотя и это не исключено. Существование Байкальского тектонофера, как грандиозной глубинной неоднородности первого порядка под Саяно-Байкальской складчатой областью, по нашему мнению, и предопределяет зависимость Байкальского рифта от докайнозойской структуры.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Местоположение Байкальской рифтовой зоны в региональной структуре предопределено эволюцией Саяно-Байкальской складчатой области, что связано с существованием в мантии под Центральной Азией тектоноферного канала. В послегеосинклинальной истории тектонофер четырежды обуславливал эндогенную активизацию Саяно-Байкальской складчатой области и смежных районов Сибирской платформы. В историческом аспекте кайнозойская активизация — очередной этап развития тектоносферы, и в тоже время она сугубо специфична, что выразилось в возникновении рифтового режима. В этом следует, по-видимому, усматривать выражение направленности развития Земли.

Подводя итог анализу соотношений частных древних и новейших структур в пределах Байкальской рифтовой зоны, необходимо отметить, что конфигурация рифтовых впадин в значительной мере определяется строением кристаллического субстрата, на котором они располагаются. Чем сложнее последний, тем более извилисты очертания впадин и тем многообразнее внутреннее строение негативных новейших структур.

Поскольку в Байкальском рифте кристаллическое основание в разных участках весьма неоднородно по составу и по строению, удалось выяснить, как повлияла его анизотропность на развитие рифтовых структур. Байкальская впадина, наиболее протяженная и глубокая, имеет весьма сложное очертание и строение в виду того, что в разных местах она располагается на различном по возрасту и структурному рисунку субстрате. Более простое строение имеет Баргузинская впадина, которая развивается на огромном гранитоидном батолите баргузинского комплекса верхнего протерозоя. Решающее влияние на строение впадины оказали системы прототектонических трещин и развившиеся при их разрастании разломы. Значительно сложнее выглядит строение Муйской и Чарской рифтовых впадин. Первая из них расположена на сильно раздробленном архейском выступе со сложнейшим внутренним строением. Вторая заложилась на самой окраине архейского Алданского щита Сибирской платформы, претерпевшего сложную и длительную историю геотектонического развития. В немалой степени на усложнение строения этих двух впадин повлияло также и то, что главные оси рифтогенного поля напряжений оказались ориентированы в направлениях, не способствовавших обновлению и активизации главных структурных элементов. Поэтому рифтогенные структуры, приспособляясь к наиболее подходящим мелким элементам древнего заложения, развивались в направлениях, секущих главные докембрийские тектонические элементы.

Из сказанного вытекает положение о том, что выделяемые в пределах Байкальского рифта два типа фундамента — гранитный и метаморфический, по-разному ориентируют развитие структурного оформления новейших структур. В добавление к этому есть смысл отметить определенное влияние возраста субстрата, так как длительная история тектонического развития чаще всего приводит к усложнению его структурного рисунка.

Унаследованность развития новейших структур Байкальской рифтовой зоны носит избирательный характер, что, однако, не исключает широкого проявления их дискордантного соотношения с древними тектоническими элементами.

По степени влияния на развитие всей рифтовой зоны и ее отдельных элементов структурные неоднородности субстрата можно подразделить на несколько порядков. К глобальным глубинным неоднородностям первого порядка относится тектонофер. В соответствии со структурной иерархией в разряд неоднородностей второго порядка мы включаем обширные структурные ансамбли, составленные древнейшими дизъюнктивными и пликативными комплексами Саяно-Байкальской и Становой складчатых систем. Эти неоднородности, проявленные на уровне земной коры, повлияли на общее структурное оформление юго-западного, центрального и северо-восточного звеньев Байкальского рифта.

Общая конфигурация главных рифтовых впадин, их внутреннее строение и, в некоторой степени, местоположение связаны с неоднородностями третьего порядка, расположенными преимущественно в верхней половине земной коры. В этот разряд включены крупные складки антиклинорного или синклинорного типов, отдельные глубинные и региональные разломы, зоны линейного смятия, расщепления и растрескивания, крупные интрузивные массивы.

К неоднородностям четвертого порядка предпочтительнее отнести наиболее мелкие элементы структурной анизотропии приповерхностных частей земной коры, существование которых сказалось на частных деталях внутреннего строения рифтовых впадин — конфигурации отдельных участков впадин, а также сопряженных с ними поднятий и промежуточных ступеней, внутривпадинных перемычек и опусканий. В этот разряд неоднородностей входят локальные разрывные нарушения, региональные системы трещиноватости, в том числе и протектоническая трещиноватость крупных интрузий, мелкие складки и флексуры, гранитогнейсовые купола, кливаж, кристаллизационная сланцеватость.

Изложенный в главе III фактический материал достаточно однозначно подтверждает один из основных выводов: чем выше детальность рассмотрения взаимоотношений между молодыми и более ранними структурами, тем отчетливее можно уловить признаки структурной связи между ними. В основе таких связей, так же как и в основе механизма унаследованности, лежит дискретность горных масс, возникшая в период длительного геологического развития и обуславливающая характер физико-механической реакции пород на тектоническую деформацию. В противоположном по смыслу понятии — наложенности, в свете вышесказанного, заключается не полное отрицание какой-либо связи между разновозрастными структурами, а лишь ее слабое выражение через неоднородности четвертого, в меньшей степени третьего порядков. Вряд ли удастся найти молодые тектонические структуры, достаточно крупные по размерам, которые могли развиваться независимо от особенностей строения субстрата, совершенно не считаясь с его структурными элементами.

Оценивая геодинамическую сущность анизотропных свойств земной коры Прибайкалья, обусловленных неоднородностями третьего и четвертого порядков, необходимо отметить, что они относятся к числу динамически пассивных элементов. Неоднородности второго порядка — краевые швы и крупные глубинные разломы, а также крупные прогибы и поднятия являются достаточно активными в динамике земной коры. Они оказывают влияние на ход тектонических процессов и на характер региональных полей напряжений. Об активной роли тектоноферного канала, являющегося неоднородностью первого порядка, достаточно много говорилось в специальной главе. Отметим лишь, что он является энергетическим источником тектонической активности, в том числе и рифтогенеза, и все региональные особенности поля напряжений связаны непосредственно с ним.

В общем итоге рассмотрения соотношений рифтовых структур с древними сложился следующий вывод. Для центральной части Байкальского рифта и для его юго-западного фланга отмечается, что на формирование новейших структур существенное влияние оказали неоднородности второго, третьего и четвертого порядков. Это позволяет оценивать их связь как достаточно отчетливую. На северо-восточном фланге характер связи определялся неоднородностями преимущественно третьего и четвертого порядков. По всей вероятности, в этом районе Байкальской зоны, где рифтогенез проявляется на окраинных участках Сибирской платформы, имеет место грандиозная перестройка структурного плана и режима тектонического развития.

Байкальская рифтовая зона является в кайнозойской структуре Восточной Сибири местом наибольшего растяжения литосферы. Однако в отличие от ряда других исследователей мы считаем, что растяжение литосферы происходит здесь не только по отдельным генеральным разломам, а имеет объемный характер. Оно захватывало как впадины, так и сопряженные с ними поднятия, что подтверждается зарождением впадин на поднятиях, высокой активностью сейсмических процессов в последних и идентичностью механизмов очагов землетрясений.

Сравнение Байкальской зоны с другими континентальными рифтами показывает, что сходный характер соотношений со структурой фундамента исследователи обнаруживают также и в Восточно-Африканской зоне, в Рейнском грабене и на западной окраине Северной Америки (Милановский, 1976). Поэтому есть основание считать приведенную принципиальную схему соотношений новейших структур с древними достаточно универсальной и применимой в широком масштабе.

## ЛИТЕРАТУРА

- Арсентьев В. П. Останцы тектонических покровов в Тункинских Альпах (Восточный Саян).— «Докл. АН СССР», 1937, т. 177, № 3, с. 1131—1135.
- Арсентьев В. П., Волколаков Ф. К. Домезозойская тектоника Восточного Саяна.— В кн.: Геология СССР. Т. XXXV. Ч. 1. М., «Недра», 1964, с. 474—484.
- Артюшков Е. В. Гравитационная конвекция в недрах Земли.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1968, № 9, с. 3—17.
- Артюшков Е. В. Дифференциация по плотности вещества и связанные с ней явления.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1970, № 5, с. 18—30.
- Белоусов В. В., Герасимовский В. И., Горячев А. В., Добровольский В. В., Капица А. П., Логачев Н. А., Милановский Е. Е., Поляков А. И., Рыкунов Л. Н., Седов В. В. Восточно-Африканская рифтовая система. Т. II. М., «Наука», 1974. 260 с.
- Берзин Н. А. Зона главного разлома Восточного Саяна. М., «Наука», 1967. 192 с.
- Бугаевский Г. М. Горизонтальные неоднородности строения мантии в районе Центральной Азии.— В кн.: Геология и геофизика Восточной Сибири. Иркутск, изд. Вост.-Сиб. филиала АН СССР, 1971, с. 77—84.
- Бугаевский Г. М., Нерсесов И. Л., Рогожина В. А. Горизонтальные неоднородности верхней мантии Центральной Азии.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1971, № 6, с. 24—27.
- Бухаров А. А. Геологическое строение Северо-Байкальского вулканического пояса. Новосибирск, «Наука», 1973. 139 с.
- Ван-Беммелен Р. У. Развитие мегаундаций. Механическая модель крупномасштабных геодинамических явлений.— В кн.: Система рифтов Земли. М., «Мир», 1970, с. 230—250.
- Васильев Е. П., Мазукабзов А. М. Парагенезы присдвиговых складок в южном обрамлении Сибирской платформы.— В кн.: Механизмы формирования тектонических структур Восточной Сибири. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 30—40.
- Воропинов В. С. Морфология и геологическая структура подводного склона юга Байкала между ст. Слюдянка и Мысовой.— «Геол. и геофиз.», 1965, № 8, с. 72—76.
- Глуховский М. З., Синцерова Е. А. Тектоника и магматизм района сочленения Станового и Тырандинского глубинных разломов.— «Геотектоника», 1974, № 1, с. 44—59.
- Голенецкий С. И., Новомейская Ф. В., Букина К. И. Кодарское землетрясение 1970 г. и мощность земной коры северо-восточной части Байкальского рифта.— В кн.: Вопросы сейсмичности Сибири. Ч. 1. Новосибирск, «Наука», 1972, с. 5—16.
- Гордиенко И. В. Девонская вулкано-плутоническая формация в юго-восточной части Восточного Саяна. Улан-Удэ, Бурятское кн. изд-во, 1969. 112 с.
- Граблин О. В., Мельников А. И. Разрывные нарушения юго-восточной части Шарыжалгайского блока и их взаимоотношение со складчатой структурой.— В кн.: Механизмы формирования тектонических структур Восточной Сибири. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 72—77.
- Гуров Е. Г., Гурова А. П. О тектоническом положении дайковых поясов Станового хребта.— «Геотектоника», 1967, № 6, с. 87—89.
- Давилевич В. Н. Метод поясов в исследовании трещиноватости, связанной с разрывными смещениями (методическое руководство). Иркутск, 1961. 46 с.
- Деменцкая Р. М. Кора и мантия Земли. М., «Недра», 1967. 279 с.
- Демьянович М. Г. Сейсмотектоническое развитие Верхне-Каларской впадины в связи с геологической структурой.— В кн.: Сейсмотектоника, глубинное строение и сейсмичность северо-востока Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 23—28.
- Думитрашко Н. В. Материалы по геоморфологии и палеогеографии СССР. (Геоморфология и палеогеография Байкальской горной области). Л., Изд-во АН СССР, 1952. 189 с. (Труды Института географии АН СССР, т. IV, № 9).

- Замараев С. М.** Основные элементы структуры юго-восточной части Сибирской платформы в докембрии и нижнем палеозое. — Геол. и геофиз., 1961, № 11, с. 30—39.
- Замараев С. М.** Краевые структуры южной части Сибирской платформы. Новосибирск, «Наука», 1967. 247 с.
- Замараев С. М.** Гравитационный тектогенез в осадочной толще оз. Байкал. — В кн.: Второе совещание по вопросам круговорота вещества в озерных впадинах пос. Листвяничное на Байкале. Новосибирск, «Наука», 1969, с. 318—326.
- Замараев С. М., Адаменко О. М., Разанов Г. В., Кульчицкий А. А., Адаменко Р. М., Викентьева Н. М.** Структура и история развития Предбайкальского предгорного прогиба. М., «Наука», 1976. 134 с.
- Замараев С. М., Владимиров Б. М.** К вопросу о корреляции эндогенных процессов Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. — В кн.: Современные исследования земной коры (научная информация о результатах работ ИЗК СО АН СССР в 1974 г.). Иркутск, изд. Вост.-Сиб. филиала АН СССР, 1975, с. 66—71.
- Замараев С. М., Мазукабзов А. М., Разанов Г. В., Сезьков А. И., Васильев Е. П., Грабкин О. В.** Древняя структура земной коры Восточной Сибири. Новосибирск, «Наука», 1975. 186 с.
- Замараев С. М., Самсонов В. В.** Геологическое строение и нефтеносность Селенгинской депрессии. — В кн.: Геология и нефтеносность Восточной Сибири. М., Гостехиздат, 1959, с. 435—473.
- Золотарев А. Г.** Рельеф и новейшая структура Байкало-Патомского нагорья. Новосибирск, «Наука», 1974. 66 с.
- Зорин Ю. А.** Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М., «Наука», 1971. 168 с.
- Комаров Ю. В.** Мезозойский внегеосинклинальный магматизм Западного Забайкалья. Новосибирск, «Наука», 1972. 155 с.
- Конов А. А.** Петрография щелочных, ультраосновных горных пород Сайжинского и Глухенского плутонов (Витимское плоскогорье). Иркутск, 1962. 137 с. (Труды ВСЕГЕИ СО АН СССР, вып. 11).
- Крылов С. В., Мишенькин В. П., Мишенькина Э. Р., Петрик Г. В., Щедрин И. Ф.** Сейсмический разрез литосферы в зоне Байкальского рифта. — «Геол. и геофиз.», 1975, № 3, с. 72—84.
- Крылов И. П., Шафеев А. А.** Особенности геологического строения поля развития шарыжалгайской серии пород в ЮЗ Прибайкалье. — В кн.: Геология Прибайкалья (путеводитель АЗОПРО). Иркутск, 1969, с. 30—41.
- Курушин Р. А.** Сейсмотектоника центральной части Станового нагорья. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1975. 24 с.
- Курушин Р. А., Хромовских В. С.** Сейсмическое районирование (Тункинская долина). — В кн.: Сейсмотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья. М., «Наука», 1968, с. 207—210.
- Лейтес А. М.** Нижний протерозой северо-востока Олекмо-Витимской горной страны. М., «Наука», 1965. 141 с.
- Лейтес А. М., Федоровский В. С.** Тектоника запада Алданского щита. — «Геотектоника», 1972, № 2, с. 46—60.
- Логачев Н. А.** Осадочные и вулканогенные формации Байкальской рифтовой зоны. — В кн.: Байкальский рифт. М., «Наука» 1968, с. 72—102.
- Логачев Н. А., Антощенко-Оленев И. В., Базаров Д. Б. и др.** Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука», 1974. 359 с.
- Логачев Н. А., Ломоносова Т. К., Климанова В. М.** Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М., «Наука», 1964. 195 с.
- Лопанин Д. В.** Геоморфология восточной части Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск, «Наука», 1972. 113 с.
- Львов А. В.** О геологических исследованиях в Тункинских и Китайских Альпах. — В кн.: Советская Азия. № 3—6. М., 1930, с. 31—38.
- Мазилон В. Н., Ломоносова Т. К., Климанова В. М.** Литология третичных отложений впадин юго-западной части Байкальской рифтовой зоны. М., «Наука», 1970. 120 с.
- Мазукабзов А. М.** Докембрийская тектоническая структура и кинематика глубинных разломов западной части Северо-Байкальского нагорья. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1974. 22 с.
- Милановский Е. Е.** Рифтовые зоны континентов. М., «Недра», 1976. 277 с.
- Мишарина Л. А.** Напряжения в земной коре в рифтовых зонах. М., «Наука», 1967. 135 с.
- Мишарина Л. А.** Исследование очагов слабых землетрясений северо-восточного сектора Байкальского рифта. Новосибирск, «Наука», 1969, с. 147—166. (Труды III Всесоюзного симпозиума по сейсмическому режиму, ч. 1).
- Мишарина Л. А., Солоненко Н. В.** О напряжениях в очагах слабых землетрясений Прибайкалья. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1972, № 4, с. 24—36.

- Мишенькин В. П., Крупская Г. В., Петрик Г. В., Селезнев В. С. Глубинные сейсмические исследования на северо-востоке Байкальской рифтовой зоны. — «Геол. и геофиз.», 1975, № 4, с. 71—79.
- Музис А. И. Кайнозойские отложения и новейшая тектоника Олекмо-Витимской горной страны. Автореф. канд. дис., М., 1970. 20 с.
- Николаев В. В. Сейсмотектоника и сейсмичность восточного фланга Байкальской рифтовой зоны. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1974. 20 с.
- Новоселова М. Р. Об особенностях и источниках гравитационных и магнитных аномалий северо-восточной части Байкальской рифтовой зоны. — В кн.: Байкальский рифт. М., «Наука», 1975, с. 50—65.
- Обручев С. В. Развитие рельефа Восточного Саяна. М., Изд-во АН СССР, 1946, с. 115—123. (Труды Института географии АН СССР, вып. 37).
- Обручев С. В. Тектоника западной части Саяно-Байкальской каледонской складчатой зоны. — «Докл. АН СССР», 1949, т. 68, № 5—6, с. 905—908.
- Олюнин В. Н. Неотектоника и оледенение Восточного Саяна. М., «Наука», 1965. 127 с.
- Павловский Е. В. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области. М., Изд-во АН СССР, 1948. 186 с. (Труды ГИН АН СССР, вып. 99, серия геол., № 31).
- Павловский Е. В. Тектоника Саяно-Байкальского нагорья. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1956, № 10, с. 3—12.
- Павловский Е. В., Марков М. С. Некоторые общие вопросы геотектоники (о необратимости развития земной коры). — В кн.: Структура докембрия и связь магматизма с тектоникой. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 9—53.
- Паталаха Е. И., Курекеева А. К. Об одной задаче глобальной тектоники. — «Вестник АН КазССР», 1974, № 2, с. 27—29.
- Паталаха Е. И., Слепых Ю. Ф. Пересекающаяся складчатость (геометрический анализ). М., «Недра», 1974. 116 с.
- Плешанов С. П., Чернов Ю. А. О генетической связи кайнозойских разрывных нарушений Западного Прибайкалья с разломами докембрийского заложения. — В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Вып. 8. Чита, 1971, с. 51—55.
- Прокофьев А. А. Стратиграфия и тектоника архея бассейнов рек Китоя и Иркуты (Юго-Восточное Присаянье). — В кн.: Материалы по геологии Сибирской платформы и смежных областей. Иркутск, 1971, с. 99—111.
- Пузырев Н. Н., Мандельбаум М. М., Крылов С. В., Мишенькин В. П., Крупская Г. В., Петрик Г. В. Глубинное строение Байкальского рифта по данным взрывной сейсмологии. — «Геол. и геофиз.», 1974, № 5, с. 155—167.
- Равский Э. И. К стратиграфии третичных отложений юга Сибирской платформы. — «Докл. АН СССР», 1959, т. 127, № 3, с. 655—658.
- Равский Э. И. К стратиграфии четвертичных отложений (антропогенных) юга и востока Сибирской платформы. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 37—95. (Труды ГИН АН СССР, вып. 26).
- Рогожина В. А. Некоторые особенности строения верхней мантии в районе Прибайкалья — Монголии по сейсмическим данным. — В кн.: Материалы конференции молодых научных сотрудников ИЗК СО АН СССР. Иркутск, 1968, с. 177—180.
- Рогожина В. А. О строении верхней мантии под Байкальской рифтовой зоной и прилегающих к ней территориям. — В кн.: Проблемы рифтогенеза. Иркутск, 1975, с. 64—66.
- Руднев В. П. Тектонические структуры центральной части Икатского хребта. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. Вып. 1 (XXII). Иркутск, 1957, с. 77—90.
- Ружич В. В. Разломы юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны и некоторые вопросы динамики их формирования. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1972. 23 с.
- Ружич В. В. Влияние древних разрывов на развитие новейших структур Байкальского рифта. — «Геол. и геофиз.», 1975, № 1, с. 130—136.
- Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. 1. М., «Недра», 1964. 515 с.
- Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. 2. М., «Недра», 1967. 699 с.
- Соловенко В. П. Сейсмотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья. М., «Наука», 1968а. 217 с.
- Соловенко В. П. Сейсмотектоника и современное структурное развитие Байкальской рифтовой зоны. — В кн.: Байкальский рифт. М., «Наука», 1968б. 181 с.
- Соловенко В. П., Тресков А. А., Курушин Р. А., Мишарина Л. А., Павлов О. В., Пшеничников К. В., Соловенко М. А., Фомина Е. В., Хилько С. Д. Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья. М., «Наука», 1966. 230 с.
- Тетяев М. М. Явления шарьяжа в Восточном Саяне. — «Вестник геол. комитета», 1927, т. 2, № 10, с. 7—13.
- Федоровский В. С. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан. М., «Наука», 1972. 130 с. (Труды ГИН, вып. 236).
- Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1960. 250 с.
- Флоренсов Н. А. К проблеме механизма горообразования во внутренней Азии. — «Геотектоника», 1965, № 4, с. 3—14.

- Флоренсов Н. А.** Некоторые особенности котловин крупных озер Южной Сибири и Монголии.— В кн.: Мезозойские и кайнозойские озера Сибири. М., «Наука», 1968, с. 59—73.
- Хилько С. Д.** Сейсмотектоника Кодаро-Удоканской структурной зоны. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1967. 22 с.
- Хилько С. Д., Николаев В. В.** Неотектоника Токкинской впадины в связи с сейсмичностью и морфоструктурой восточного фланга Байкальской рифтовой зоны.— «Ивестия Забайк. филиала геогр. об-ва СССР», 1971, т. 7, вып. 3, с. 55—70.
- Хилько С. Д., Николаев В. В.** Сейсмотектоника, глубинное строение и сейсмичность северо-востока Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 14—23.
- Шафеев А. А.** Докембрий Юго-Западного Прибайкалья и Хамар-Дабана. М., «Наука», 1970. 179 с.
- Шейнманн Ю. М.** Очерки глубинной геологии. М., «Недра», 1968. 231 с.
- Шейнманн Ю. М.** Развитие земной коры и дифференциация вещества Земли.— «Геотектоника», 1970, № 4, с. 5—32.
- Шерман С. И., Медведев М. Е., Ружич В. В., Киселев А. И., Шмотов А. П.** Тектоника и вулканизм юго-западной части Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск, «Наука», 1973. 136 с.
- Эз В. В.** Особенности структуры метаморфических толщ.— В кн.: Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ. М., «Недра», 1970, с. 192—258.
- Язмир М. М.** Биостратиграфия и археоциаты раннего палеозоя Байкало-Витимской горной страны. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1968. 28 с.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение. С. М. Замаев . . . . .	3
Глава I. Основные черты докайнозойской структуры южной части Восточной Сибири. С. М. Замаев . . . . .	5
Глава II. Главные элементы кайнозойской структуры южной части Восточной Сибири. С. М. Замаев, Г. В. Рязанов . . . . .	10
Глава III. Соотношения] впадин Байкальской рифтовой зоны со структурой фундамента . . . . .	18
Впадина оз. Байкал . . . . .	—
Докайнозойский фундамент. Е. П. Васильев, А. М. Мазукабзов . . . . .	—
Кайнозойская структура. С. М. Замаев . . . . .	29
Соотношение древней и кайнозойской структур С. М. Замаев, Е. П. Васильев, А. М. Мазукабзов . . . . .	35
Тункинская группа впадин . . . . .	39
Докайнозойский фундамент. Е. П. Васильев . . . . .	—
Кайнозойская структура. В. В. Ружич, Г. В. Рязанов . . . . .	45
Соотношение древней и кайнозойской структур. Г. В. Рязанов, В. В. Ружич, Е. П. Васильев . . . . .	53
Баргузинская ветвь Байкальской рифтовой зоны . . . . .	54
Докайнозойский фундамент. А. М. Мазукабзов . . . . .	—
Кайнозойская структура. С. М. Замаев, А. М. Мазукабзов. . . . .	63
Соотношение древней и кайнозойской структур. С. М. Замаев, А. М. Мазукабзов . . . . .	79
Верхнеангарская впадина. А. М. Мазукабзов . . . . .	81
Докайнозойский фундамент . . . . .	—
Кайнозойская структура . . . . .	85
Соотношение древней и кайнозойской структур . . . . .	87
Муйская группа впадин . . . . .	—
Докайнозойский фундамент. А. М. Мазукабзов, С. М. Замаев . . . . .	88
Кайнозойская структура. С. М. Замаев, А. М. Мазукабзов . . . . .	94
Соотношение древней и кайнозойской структур. С. М. Замаев, А. М. Мазукабзов . . . . .	96
Чарская впадина. В. В. Ружич . . . . .	—
Докайнозойский фундамент . . . . .	—
Кайнозойская структура . . . . .	104
Соотношение древней и кайнозойской структур . . . . .	110
Глава IV. Рифтогенез в истории развития Саяно-Байкальской области. С. М. Замаев, В. В. Ружич, А. М. Мазукабзов . . . . .	113
Заключение . . . . .	118
Литература . . . . .	121

**СООТНОШЕНИЕ ДРЕВНЕЙ И КАЙНОЗОЙСКОЙ СТРУКТУР  
В БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЕ**

Ответственный редактор  
*Сергей Федорович Павлов*

Утверждено к печати Институтом земной коры СО АН СССР

Редактор издательства *З. Д. Роскина*  
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*  
Художник *В. В. Растегаев*  
Технический редактор *Т. К. Овчинникова*  
Корректоры *В. В. Борисова, М. В. Спиридонова*

---

ИБ № 10465

Сдано в набор 14.03.78. Подписано в печать 01.03.79. МН-10205. Формат 70×108/16. Бумага типографская № 1. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 11,2+2 вкл. Уч.- изд. л. 12,5. Тираж 1000 экз. Заказ № 83. Цена 1 р. 90 к.

---

Издательство «Наука», Сибирское отделение, 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.  
4-я типография издательства «Наука», 630077, Новосибирск, 77, Ставистлавского, 25.

**В СИБИРСКОМ ОТДЕЛЕНИИ**

**ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»**

готовятся к выпуску следующие книги:

- Верхняя юра и граница ее с меловой системой**  
**Кузнецов П. П.** Структурные особенности гипербазитовых поясов  
Алтае-Саянской складчатой области
- Силур** Сибирской платформы. Новые региональные и местные стратиграфические подразделения
- Зыкин В. С.** Стратиграфия и униониды плиоцена юга Западно-Сибирской равнины
- Царев Д. И.** Магматические и метасоматические процессы в формировании пингмбритов
- Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири**
- Нижний карбон Средней Сибири**

*Книги высылаются наложенным платежом.*

*Заказы направляйте по адресу:*

*630090, Новосибирск, 90, Морской проспект, 22.  
Магазин «Наука».*

Для получения книг почтой заказы направляйте по адресу: 117464 Москва В-464, Мичуринский проспект, 12, магазин «Книга — почтой» Центральной конторы «Академкнига»; 197110 Ленинград П-110, Петрозаводская ул., 7, магазин «Книга — почтой» Северо-Западной конторы «Академкнига» или в ближайший магазин «Академкнига»

**Адреса магазинов «Академкнига»:**

- 480391 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97;
- 370005 Баку, ул. Джапаридзе, 13;
- 320005 Днепропетровск, проспект Гагарина, 24;
- 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95;
- 375009 Ереван, ул. Туманяна, 31;
- 664033 Иркутск, 33, ул. Лермонтова 289;
- 252030 Киев, ул. Ленина, 42;
- 277001 Кишинев, ул. Пирогова, 28;
- 343900 Краматорск, ул. Марата, 1;
- 660049 Красноярск, пр. Мира, 84;
- 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2;
- 192104 Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57;
- 199164 Ленинград, Менделеевская линия, 1;
- 199004 Ленинград, 9 линия, 16;
- 220072 Минск, Ленинский проспект, 72;
- 103009 Москва, ул. Горького, 8;
- 117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7;
- 630076 Новосибирск, Красный проспект, 51;
- 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22;
- 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137;
- 700029 Ташкент, ул. Ленина, 73;
- 700100 Ташкент, ул. Шота Руставели, 43;
- 634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18;
- 450075 Уфа, Коммунистическая ул., 49;
- 450059 Уфа, ул. Зорге, 10;
- 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42;
- 310003 Харьков, Уфимский пер., 4/6.

Цена 1 р. 90 к.

3661



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ