

**ТЕКТОНИКА
БАЙКАЛЬСКОГО
(РИФЕЙСКОГО)
МЕГАКОМПЛЕКСА
СИБИРИ**

НОВОСИБИРСК-1981

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

**ТЕКТОНИКА
БАЙКАЛЬСКОГО (РИФЕЙСКОГО)
МЕГАКОМПЛЕКСА СИБИРИ**

К АТЛАСУ ТЕКТОНИЧЕСКИХ КАРТ
И ОПОРНЫХ ПРОФИЛЕЙ СИБИРИ

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

НОВОСИБИРСК—1981

Тектоника байкальского (рифейского) мегакомплекса Сибири. Сборник научных трудов. — Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1981, — 114 с.

В статьях сборника с позиций составления «Атласа тектонических карт и опорных профилей Сибири» систематизируется материал по актуальным вопросам тектоники байкальского мегакомплекса. В основе статей — анализ спорных вопросов стратиграфии, структуры, границ как мегакомплекса в целом, так и составляющих его комплексов и ассоциаций формаций.

Сборник представляет интерес для широкого круга специалистов по региональной геологии и тектонике Сибири и Алтае-Саянской области.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

**А. К. Башарин, Н. А. Берзин, К. В. Боголепов, П. П. Кузнецов,
А. Л. Яншин**

ОТВЕТСТВЕННЫЕ РЕДАКТОРЫ:

К. В. Боголепов, А. К. Башарин

РЕЦЕНЗЕНТЫ:

д-р г.-м.н. **В. А. Соловьев** (Новосибирский гос. ун-т), к.г.-м.н.
В. Г. Пятилетов (Ин-т геол. и геофиз. СО АН СССР).

ПРЕДИСЛОВИЕ

«Атлас тектонических карт и опорных профилей Сибири» предусматривает создание картографических материалов различного содержания, объединенных идеей построения объемной модели структуры верхней части земной коры. В «Атлас...» должна войти и тектоническая карта по предвендскому (байкальскому) срезу. На этой карте предполагается отразить современную структуру рифейских (позднедокембрийских) образований, со снятыми перекрывающими их толщами венда и фанерозоя. Предлагаемый читателю четвертый сборник в серии материалов «К атласу тектонических карт и опорных профилей Сибири» * посвящен данным по тектонике позднего докембрия, накопленным за последние годы различными коллективами исследователей. Главное назначение публикуемых материалов — широкое и целенаправленное обсуждение региональных моделей тектоники байкальского мегакомплекса, предлагаемых различными исследователями.

Построение карты тектоники по кровле верхнего рифея — задача трудная по многим причинам. На большей части Сибири, в том числе в пределах горных сооружений, рифейские разрезы, особенно их нижние части слабо обнажены и почти неразбурены. В выделении рифейских комплексов и прослеживании их под фанерозойскими отложениями не всегда может помочь и геофизика из-за малой разрешающей способности существующих методов и сходства физических параметров рифейских образований с покрывающими, а иногда и подстилающими их толщами. В частности это касается «закрытых» территорий Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы.

* Главные тектонические комплексы Сибири. — Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1979. — 151 с.; Тектонические комплексы Сибири и их латеральные ряды. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1980. — 128 с.; Методические рекомендации к Атласу тектонических карт и опорных профилей Сибири. — Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1981. — 88 с.

Трудности заключаются и в необходимости выбора среды альтернативных тектонических построений тех моделей, которые наиболее соответствуют современному уровню знаний, наиболее близки к существующим природным ситуациям и отражают наиболее существенные общие закономерности геологического развития земной коры в Сибири. Не секрет, что многие теоретические и региональные тектонические проблемы отдельными коллективами и исследователями, участвующими в работе над Атласом, трактуются по-разному. Нашло это отражение и в данном сборнике. Так, например, С. М. Замараев и В. К. Александров в статье, посвященной геологии южной окраины Сибирской платформы, отстаивают идею о необходимости начинать байкальский комплекс на юге Сибирской платформы с дорифейских (согласно решению СибРМСКА, сентябрь, 1979 г.): аkitканской, калбазыкской и эквивалентных им серий, и выделяют в качестве самостоятельного класса «комплекс краевых, периферических наплатформенных опусканий...», хотя в основу построения карт «Атласа...» положено представление о рифейском объеме байкальского мегакомплекса и о выделении трех основных классов тектонических комплексов: плитного, орогенного и геосинклинального (с разделением двух последних на подклассы). В то же время А. Н. Булгатов, статья которого также помещена в сборнике, относит те же образования к орогенным. Большинство же других исследователей рассматривает их как миегосинклинальные.

Трудности построения карт—срезом, в том числе и байкальского, диктуются еще и очень слабой изученностью докембрийских толщ во многих регионах Сибири и особенно в Алтае-Саянской складчатой области. На это особенно настойчиво в публикациях последних лет обращает внимание В. В. Хоментовский*. В представляемом читателю сборнике серия статей прямо или косвенно затрагивает проблемы доизучения или уточнения стратиграфической принадлежности отдельных толщ и даже целых комплексов в Алтае-Саянской области, западном обрамлении Сибирской платформы, Патомской складчатой дуге. В отдельных регионах, каковым в частности является Таймыр, новейшие данные крупномасштабных съемок привели к коренной ломке пре-

* В. В. Хоментовский. Состояние стратиграфической основы позднего докембрия Средней Сибири. — В кн.: Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия Сибирской платформы. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1978, с. 3—21; — Он же. Некоторые проблемы стратиграфии позднего докембрия, опорные разрезы и узлы унифицированной схемы Средней Сибири. — В кн.: Опорные узлы унифицированной схемы позднего докембрия Средней Сибири. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1980, с. 3—11.

них стратиграфических и тектонических построений. Здесь продолжают интенсивные поиски новых данных и переосмысление уже имеющихся. Не случайно, в предложенном сборнике помещены две статьи по Таймыру, отражающие несколько различные взгляды на стратиграфическую последовательность его докембрийских толщ.

Читатель найдет в сборнике немало оригинальных материалов. Например, в статье О. В. Перевалова с соавторами приведены убедительные новые данные о самостоятельности нижнепротерозойского (дорифейского) структурного этажа, который проступает в ядрах поднятий байкало-витимского складчатого пояса. Не меньший интерес, как можно полагать, вызовет статья Л. Г. Митрофанова, в которой дана оригинальная модель развития в рифее внутренних зон байкало-витимского складчатого пояса.

Редколлегия считает целесообразным публикацию предварительных сообщений уже на этапе создания первых макетов карт-срезов «Атласа...». Она видит в таких публикациях не только материал для плодотворных дискуссий в творческих коллективах, принимающих участие в создании «Атласа...», но и способ информации широких геологических кругов о ведущейся работе по одной из важных тем, входящей составной частью в комплексную научно-исследовательскую программу «Сибирь».

А. К. Башарин, К. В. Боголепов

СТРОЕНИЕ БАЙКАЛЬСКОГО МЕГАКОМПЛЕКСА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ЕЕ СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ

На Сибирской платформе байкальский мегакомплекс отвечающий рифейскому стратону, залегает с размывом и угловым несогласием на более древних протерозойских породах и архейских метаморфических образованиях. Наиболее полные разрезы его обнажены на юге платформы, на Витимо-Патомском поднятии и в Юдомо-Майском прогибе. Менее мощные толщи рифея вскрыты по обрамлению Анабарского массива и в пределах Билиро-Уджинского, Оленёцкого и Хараулахского (Туорасисского) поднятий.

В основу статьи, помимо геологических материалов, положены результаты различных трансформаций аномального гравитационного поля востока Сибирской платформы и комплексной количественной интерпретации магнитных и гравитационных аномалий с учетом данных ТСЗ и МТЗ. Все это в целом позволило проследить площадное распространение пород байкальского мегакомплекса под чехлом фанерозойских отложений и выявить принципиальные черты строения разнородных тектонических комплексов.

Конечной целью являлось составление варианта историко-геологической модели байкальского мегакомплекса для восточной части Сибирской платформы и ее ближайшего восточного и южного складчатого обрамлений.

Для наиболее полного представления о стратиграфии и вещественном составе пород байкальского мегакомплекса были составлены три корреляционных профиля, пересекающих восточную часть Сибирской платформы в субширотном направлении (рис. 1, 3). Эти профили включают в себя данные по глубокому бурению и результаты изучения поверхностных выходов позднедокембрийских пород.

По северному профилю (рис. 1, 3, профиль I—I) устанавливается широкое распространение комплекса вулканогенно-осадочных пород переменной мощности. Наиболее полный разрез рифея вскрыт на западном склоне Анабарского массива, где присутствуют пестроцветные вулканогенно-терригенные образования мукунской серии нижнего рифея, сменяющиеся выше терригенно-карбонатными и вулканогенными породами котуйской

и юсмастахской серий нижнего, среднего и верхнего рифея. Близок к Западно-Анабарскому по типу строения разрез Оленекского поднятия, Здесь в основании рифея также залегают пестроцветная толща (осор-хятинская свита), сходная по составу с мукунской серией Анабарского массива. Вверх по разрезу следуют терригенно-карбонатные и вулканогенные породы, относящиеся по возрасту к нижнему, среднему и верхнему рифею. Для севера Сибирской платформы характерно присутствие в толщах значительных количеств (30—40%) переотложенного пирокластического материала, имеющего в большинстве случаев контрастную калиевую щелочно-металльную специализацию. Вулканические образования собственно базальт-долеритовой формации встречены лишь на двух стратиграфических уровнях: в основании среднего рифея на Уджинском и Оленекском поднятиях и в верхах разреза рифея на Уджинском поднятии, и на западе Анабарского щита. Остальные первичные и переотложенные вулканогенно-осадочные породы относятся к калиевой, базальтовой, трахит-трахибазальтовой и трахилипаритовой формациям. На раннемукунском возрастном уровне в районе Анабарского массива известны также магматические проявления карбонатитов, щелочных ультрамафитов и граносиенитов.

Используя палеонтологические характеристики (Шаповалова, Крылов, 1978), данные о составе рифейских пород и прерывах в осадконакоплении, можно наметить ряд литостратиграфических комплексов (осадочных серий), трассируемых по всему северу платформы: два нижнерифейских (R_1^1 , R_1^2), три среднерифейских (R_2^1 , R_2^2 , R_2^3), переходный средне-верхнерифейский (R_{2-3}) и позднерифейский (R_3).

На юге Сибирской платформы наиболее мощные разрезы рифея установлены в Витимо-Патомской и Юдомо-Майской областях (рис. 1, 2). Весьма примечательно площадное распространение нижнерифейских толщ: их присутствие установлено лишь в пределах Учурской впадины, северной части Юдомо-Майского прогиба и за пределами рассматриваемой части платформы в Байкало-Патомском нагорье и Западном Прибайкалье (Нижняя..., 1978). Обособленность полей распространения нижнерифейских толщ от вышележащих средне-верхнерифейских образований здесь выглядит особенно контрастно.

В средне-верхнерифейских толщах юга платформы Л. И. Сапог (1973), а позднее А. К. Бобров (1979) выделяют несколько крупных седиментационных циклов или осадочных серий, сформированных при последовательных сменах от трансгрессивных до регрессивных этапов (фаз) седиментогенеза. Временная про-

должительность формирования комплексов на юге и севере Сибирской платформы примерно совпадают.

Таким образом, по югу Сибирской платформы можно выделить те же семь комплексов, что и на севере ее (рис. 1).

Особый интерес представляет собой осадочная серия R_{2-3} , так как только она как бы «выплескивается» за пределы Витимо-Патомского и Юдомо-Майского прогибов на архейский фундамент Алданской антеклизы, представляя собой плитный вариант рифейского седиментогенеза. На ряде участков центральной площади Алданской антеклизы рифейские отложения отсутствуют и на кристаллическом фундаменте залегают отложения юдома (венда).

Вещественные характеристики рифейского мегакомплекса по югу платформы изучены, по нашему мнению, недостаточно полно. Можно лишь предполагать, что здесь, как и на севере платформы, ведущим источником обломочного материала являются переротложенные пирокластические массы. Подтверждением этому служат последние исследования И. Г. Волкодава (Войткевич, Волкодав и др., 1976; Волкодав, Ян-Жин-Шин, 1980), который отмечает присутствие вулканических продуктов в виде туфов, туффитов, кремнистых пород, покровов и субвулканических пластовых тел базальтового, трахибазальтового составов по всему разрезу докембрия северной части Юдомо-Майского прогиба (рис. 1, колонка 10). А. К. Бобровым (1979) отмечено присутствие кислотно-щелочных вулканогенных пород с характерной калиевой специализацией в разрезах среднего и верхнего рифея Березовского прогиба (рис. 1, колонка 12). Возможно, что заметная роль вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований будет также выявлена при дальнейших детальных исследованиях рифейских толщ Витимо-Патомского поднятия и Уринского антиклинория.

Эта генетическая взаимосвязь между процессами вулканизма и осадконакоплением прослеживается при анализе формационных рядов осадочных серий (табл.). Обращает на себя внимание однотипность разновозрастных формаций в регионах, далеко отстоящих друг от друга, указывающих на единство условий их возникновения. В разновозрастных рядах отмечаются последовательные вертикальные переходы от вулканотерригенных формаций к зеленоцветным и пестроцветным терригенным, а затем — к терригенно-карбонатным формациям. Примечательно присутствие кремнисто-карбонатных (главным образом, кремнисто-доломитовых) формаций, кремнезем в которых, судя по геохимическим и декрепитационным характеристикам, имеет вы-

сокотермальное (до 220°) эксгалятивное происхождение. Кремнисто-карбонатные и пирокласто-карбонатные группы формаций являются, несомненно, родственными геологическими образованиями. Возможно, что к ним примыкают такие глинисто-карбонатные формации, глинистое вещество которых является преобразованным вторичными процессами пепловыми массами, как это было показано нами по Уджийской, Хараулахской и Оленекской областям (Докембрий..., 1976; Протерозой..., 1979).

Расчленение рифейских толщ на ряды осадочных серий позволяет разделить байкальский мегакомплекс на структурные этажи и подэтажи. Учитывая значительную структурную обособленность двух нижнерифейских осадочных серий от залегающих на них с разрывом и выпадением отдельных горизонтов средне-верхнерифейских образований, мы считаем возможным выделить два структурных этажа: нижнерифейский и средневерхнерифейский.

Нижнерифейский этаж, подразделяемый на R_1^1 и R_{1a}^2 подэтажи, имеет, по представлениям М. А. Семихатова (Нижняя..., 1978), три типа взаимоотношений с подстилающими породами. В одних случаях отмечается его залегание на эродированной поверхности архейского кристаллического фундамента (склоны Анабарского массива и Алданского щита), в других — он с разрывом перекрывает метаморфизованные породы нижнего протерозоя (Оленекское поднятие), и при третьем варианте (Учурская впадина) нижнерифейские терригенные отложения имеют нечеткую нижнюю границу с подстилающим их вулканогенно-терригенным маймаканским комплексом бывшего среднего, а по последнему решению Уфимского совещания — нижнего протерозоя (Стратиграфия..., 1979).

Проведенное нами детальное изучение вещественного состава мукунской серии (R_1^1) показало, что в формационном отношении она соответствует молассоидным образованиям и, несомненно, является генетически родственной улканскому и аakitканскому вулканогенно-терригенным комплексам юга Сибирской платформы. Следует полагать, что такая же генетическая взаимосвязь может быть установлена при детальном исследовании вещественного состава конкулинской и низов гонамской свит Учурской впадины и кыллахской свиты Юдомо-Майской области.

Второй нижнерифейский подэтаж (R_1^2) складывается терригенной (фалаховой) и кремнисто-карбонатной формационными ассоциациями. В его основании залегают высокозрелые кварцевые песчаники, гравелиты, конгломераты, сменяющиеся вверх менее зрелыми терригенными осадками и существенно карбонатными

Формации осадочных серий Байкальского мегакомплекса

Структурные области	Осадочные серии (циклы)						
	R ₁ ¹	R ₁ ²	R ₂ ¹	R ₂ ²	R ₂ ³	R ₂₋₃	R ₃
Западно-Анабарская	Красноцветная пирокласто-терригенная	1. Терригенная (фальшковая) 2. Кремнисто-карбонатная	Терригенно-карбонатная	Эффузивно-карбонатная	Карбонатная	Эффузивно-карбонатная	Кремнисто-карбонатная
Восточно-Анабарская	Красноцветная пирокласто-терригенная	Кремнисто-карбонатная	Отсутствует	Карбонатная	Карбонатная	Терригенно-карбонатная	Отсутствует
Билро-Удлинская	?	Кремнисто-карбонатная	Отсутствует	1. Эффузивная 2. Зеленоцветная пирокласто-терригенная	Глинисто-карбонатная	?	Вулкано-терригенная
Оленекская	Красноцветная пирокласто-терригенная	1. Терригенная (фальшковая) 2. Кремнисто-карбонатная	Отсутствует	1. Эффузивная 2. Терригенно-карбонатная	Терригенно-карбонатная	Терригенно-карбонатная	Пирокласто-терригенно-карбонатная
Хараулахская	?	?	?	1. Пестроцветная пирокласто-терригенная 2. Карбонатная	Карбонатная	Пирокласто-карбонатная	Пирокластокарбонатная
Северная Идомойская	Красноцветная вулкано-терригенная	Пирокласто-терригенно-карбонатная	1. Пирокласто-терригенная 2. Терригенно-карбонатная	Пестроцветная вулкано-терригенная	Карбонатная	1. Терригенно-карбонатная 2. Пирокласто-карбонатная	Пестроцветная пирокласто-терригенная
Цыдя Идомойская	Отсутствует	Отсутствует	1. Пестроцветная терригенная 2. Терригенно-карбонатная	Зеленоцветная терригенная	Карбонатная	Терригенно-карбонатная	Пестроцветная терригенная
Ольгинская	Отсутствует	Отсутствует	Отсутствует	Зеленоцветная терригенная	Карбонатная	Отсутствует	Отсутствует
Учурская	Красноцветная вулкано-терригенная	Терригенно-карбонатная	Отсутствует	Терригенно-карбонатная	Отсутствует	Отсутствует	Отсутствует
Алданская	Отсутствует	Отсутствует	Отсутствует	Отсутствует	Отсутствует	Терригенно-карбонатная	Отсутствует
Березовская	Отсутствует	Отсутствует	Отсутствует	Отсутствует	Глинисто-карбонатная	1. Пестроцветная вулкано-терригенная 2. Терригенно-карбонатная	1. Пестроцветная вулкано-терригенная 2. Карбонатная
Уринская	Отсутствует	Отсутствует	1. Зеленоцветная терригенная 2. Терригенно-карбонатная	1. Пестроцветная терригенная 2. Карбонатная	1. Зеленоцветная терригенная 2. Глинисто-карбонатная	Терригенно-карбонатная	1. Терригенно-карбонатная 2. Карбонатная
Витимо-Патомская	?	?	1. Зеленоцветная терригенная 2. Терригенно-карбонатная	Пестроцветная терригенная	Глинисто-карбонатная	1. Зеленоцветная терригенная 2. Терригенно-карбонатная	1. Терригенно-карбонатная 2. Глинисто-карбонатная

фитогенными и обломочно-хемогенными отложениями, содержащими линзы и прослойки кремней. На севере и юго-востоке платформы в строении второго нижнерифейского подэтажа участвуют также тефрогенные образования высококальциевого щелочного состава.

Средне-верхнерифейский этаж отделен от нижнерифейского поверхностями размыва. Его кровля также была подвергнута размыву в раннеюдомское (ранневендское) время. Средне-верхнерифейские толщи с некоторой условностью расчленяются на пять подэтажей, объем которых совпадает с объемами литолого-стратиграфических комплексов R_2^1 , R_2^2 , R_2^3 , R_{2-3} , R_3 . На севере Сибирской платформы эти подэтажи в большинстве случаев разделены поверхностями размыва.

Обращает на себя внимание почти повсеместное выпадение из разрезов комплекса R_2^1 , соответствующего светлинскому био-стратиграфическому горизонту (Шаповалова, Крылов, 1978), выделяемому на юго-востоке платформы. Это дает основание считать, что на севере Сибирской платформы формированию среднерифейской толщи предшествовал весьма длительный перерыв в осадконакоплении, сопровождавшийся, видимо, некоторой перестройкой структурного плана региона.

Мощности подэтажей здесь варьируют в зависимости от относительного объема участвующих в их строении переотложенных пирокластических масс. В целом, породы, слагающие подэтажи, могут быть объединены в вулканогенно-терригенную, вулканогенно-карбонатную, кремнисто-карбонатную и карбонатную группы формаций.

На юге Сибирской платформы мощности выделяемых подэтажей еще более увеличиваются в перикратонных зонах (рис.2, профили II—II и III—III).

Анализ мощностей накопленных рифейских толщ по всему рассматриваемому региону позволяет сделать несколько выводов о строении байкальского мегакомплекса на Сибирской платформе. Прежде всего наблюдается резкое увеличение мощностей (до 12 км) средне-верхнерифейского структурного этажа в областях перикратонных опусканий (рис. 2). Это Витимо-Патомская, Юдомо-Майская, Оленекско-Верхоянская и Западно-Анабарская области. Достаточно мощные (до 2 км) комплексы рифейских отложений приурочены к внутрикратонным линейновытянутым депрессионным зонам, типичным представителем которых является Уджинский авлакоген. Следует, по-видимому, допустить, что авлакогены проникали в тело платформы как своеобразные апофизы от областей перикратонных опусканий.

Маломощная рифейская толща (главным образом, подэтаж R_{2-3}) распространена в виде чехла на кристаллическом фундаменте.

На рифейское время в исследуемом регионе выделяются несколько генетически разнородных типов депрессий, которые могут быть интерпретированы как системы прогибов разновозрастного формирования.

К одному из них отнесены относительно короткие (до первых сотен километров) и узкие (10-20 км) прогибы, ограниченные вдоль длинных осей разломами. Как показали проведенные нами исследования на севере Сибирской платформы, эти приразломные депрессии заполнены вулканотерригенными осадками раннерифейского возраста (подэтаж — R_1). Хорошо видно, что они представляют собой ответвления, врезающиеся в платформенную часть региона от перикратонных прогибов (рис. 3). Такой же тип строения рифейских прогибов отмечен Е. Е. Милановским (1979) по Восточно-Европейской, Северо-Американской и всей группе Гондванских платформ.

Другой тип депрессий соответствует областям распространения средне-верхнерифейского структурного этажа. Это широкие, неправильные в плане прогибы с плавными переходами к выступам и сводам кристаллического фундамента. Они включают в себя обширные области перикратонных опусканий и узкие грабенообразные впадины (авлакогены), отходящие от перикратонных зон (рис. 3). Обращает на себя внимание некоторое несоответствие площадей распространения нижнерифейских (мукунских) и вышележащих средне-верхнерифейских толщ, что подтверждает принятую нами точку зрения о двухэтажном строении мегакомплекса в восточной части Сибирской платформы.

В заключение остановимся на реконструкции условий формирования рифейских толщ региона. Как показывает анализ вещественного состава пород рифея севера Сибирской платформы (Докембрий..., 1976; Протерозой..., 1979), главными регуляторами осадконакопления были воздымания и проседания Анабарского блока и связанные с ними вулканические проявления. При движениях положительного знака начиналось растрескивание древних магмоподводящих рубцов и заложение новых зон магмоводов для цепей вулканических аппаратов, извергавших пирокластический и относительно в небольшом объеме лавовый материал. Периодом максимальных воздыманий соответствовали перерывы в осадконакоплении. Движения отрицательного знака (прогибания) сопровождалось конседиментационным терригенно-карбонатным и карбонатным осадконакоплением, локализованным, в основном, вдоль зон магмоводов. В конце сред-

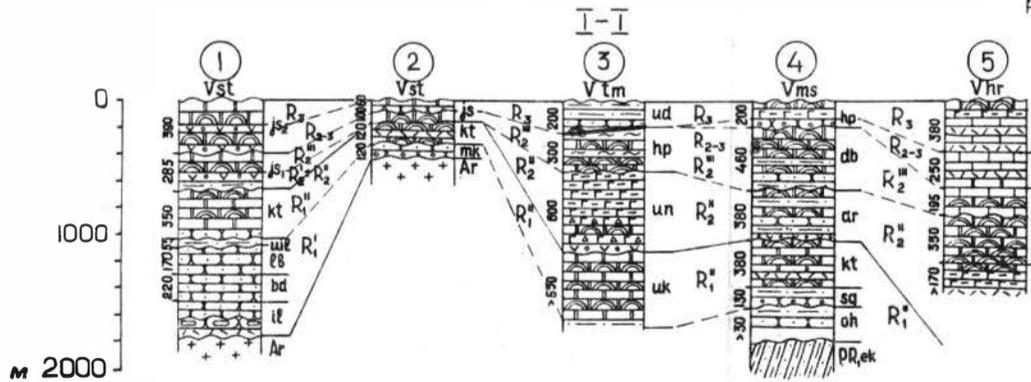
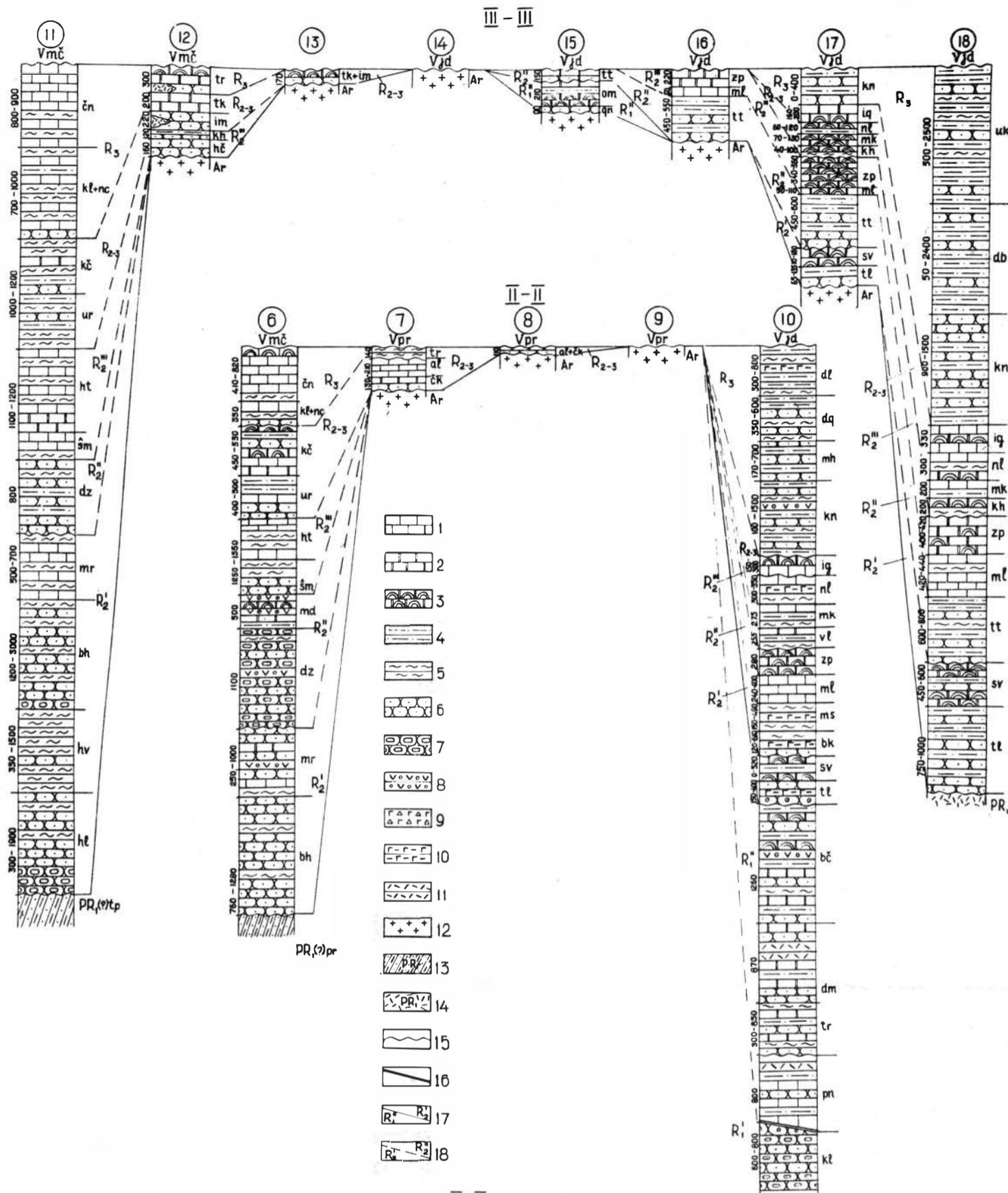
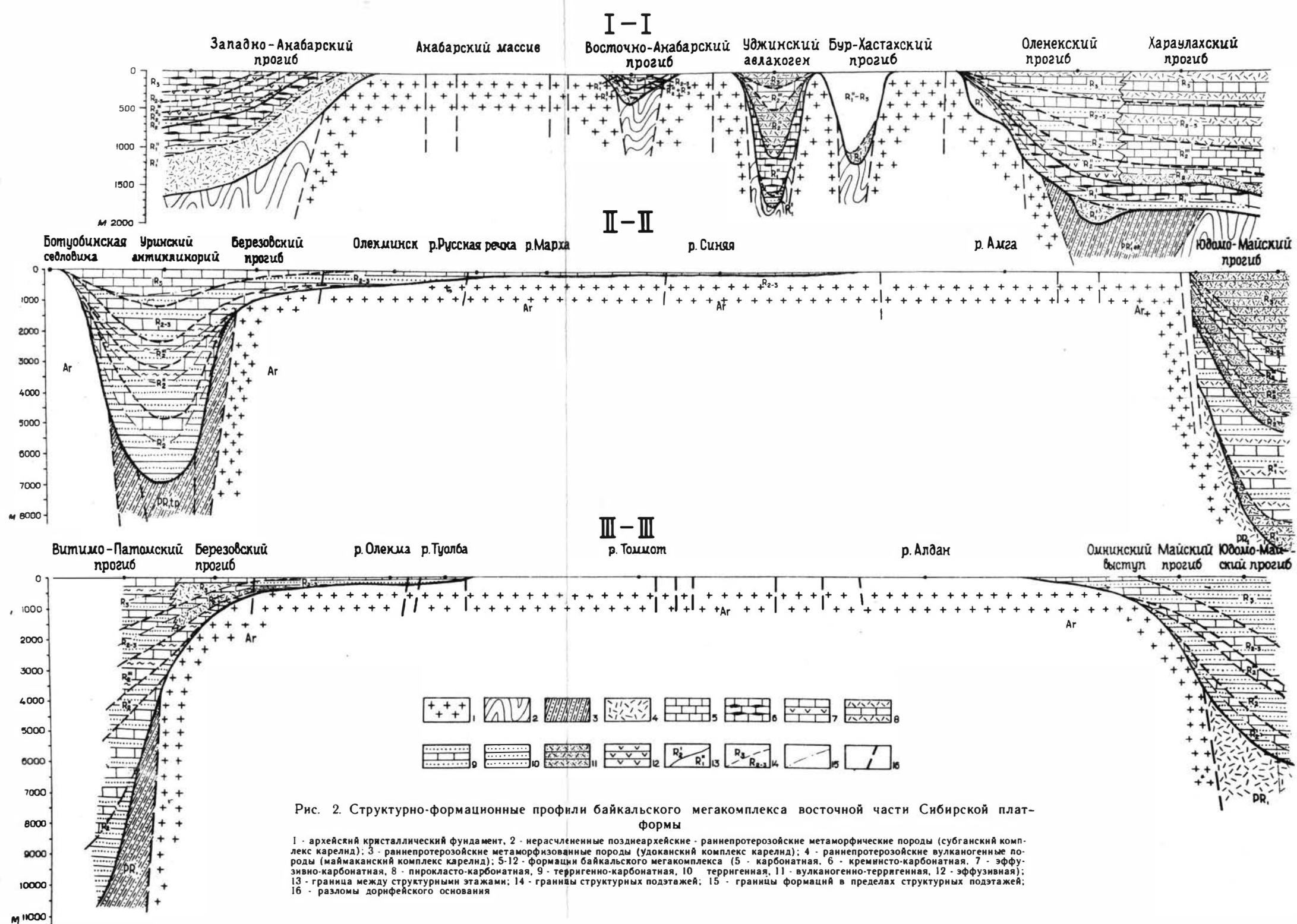


Рис. 1. Схема сопоставления основных разрезов байкальского мегакомплекса восточной части Сибирской платформы

1 — известняки; 2 — доломиты; 3 — строматолитовые доломиты; 4 — алевролиты; 5 — глинистые сланцы, аргиллиты, мергели; 6 — песчаники; 7 — гравелиты, конгломераты; 8 — лавы, субвулканические пластовые тела основного и щелочно-основного состава; 9 — туфы, тейфиты, тейфиты щелочного и кислого составов; 10 — тейфиты, тейфиты основного состава; 11 — тейфиты щелочного и кислого составов; 12 — архейские метаморфические породы; 13 — нижнепротерозойские осадочные породы (PR,ek — эвектская, PR,т — тейфитская серия); 14 — нижнепротерозойские вулканические образования маймаканского комплекса; 15 — границы перерывов в осадконакоплении; 16 — тектонические границы рифейских толщ; 17 — границы структурных этажей; 18 — границы структурных подэтажей (осадочных серий). I—I — профиль через Средне-Сибирский (Анабарский) блок (Опорный разрез..., 1970; Доклад..., 1976; Протерозой..., 1979); II—II — профиль через северную часть Алданского блока (Бобров, 1979; Семихатов, 1974; Шаповалова, 1974; Фрадкин, 1977); III—III — профиль через центральную часть Алданского блока (Бобров, 1979; Семихатов, 1974). Названия стратиграфических подразделений: 1,2 — Анабарское поднятие: tk — мукунская серия нерасчлененная, il — ильинская, bd — бурдурская, lb — лабзатская, uil — усть-ильинская, kt — котуйканская, js — юсмастская свиты. 3 — Билиро-Уджинское поднятие: uk — улахан-курингкая, un — унугохтская, hp — халчаньская, уд — уджинская свиты. 4 — Оленевское поднятие: oh — осор-хаятинская, sq — сыгынахтская, kt — кютюнджинская, ag — арымасская, db — дебенгинская, hr — хайпахская свиты. 5 — Хараулахское (Туора-Сисское) поднятие: uk — уктинская, es — эсэлэская, pl — нэлэгерская, st — снэтчанская свиты. 6 — Уринский антиклинорий, II — Витимо-Патомское поднятие: hl — хорлухтская, hv — хайвергинская, bh — бугархинская, mg — маринская, dz — джемкуканская, md — молдоунская, sm — шуминская, ht — халатартская, ur — уринская, kc — каланчевская, kl — кулекинская, ps — николевская, sp — ченчинская свиты. 7 — Березовский прогиб, 7, 8, 13 — северо-запад Алданской антеклизы: ps — ничатская, kh — кумахулахкая, im — имальская, tk — токунская, ek — чокурдахская, al — алексеевская, tr — торгинская свиты. 15 — Учурская впадина: qp — гонамская, om — омахтинская, tt — тоттинская свиты. 10, 18 — Юдомо-Майский прогиб, 17 — Майская впадина. 16 — Омнинское поднятие: kl — кыллахская, pl — пилонская, nl — нельканская, ig — илганская, kp — кандыкская, db — джабатынская, mh — малосахаринская, dg — джоронская, dl — дэлиндинская, uk — устькирбинская свиты.



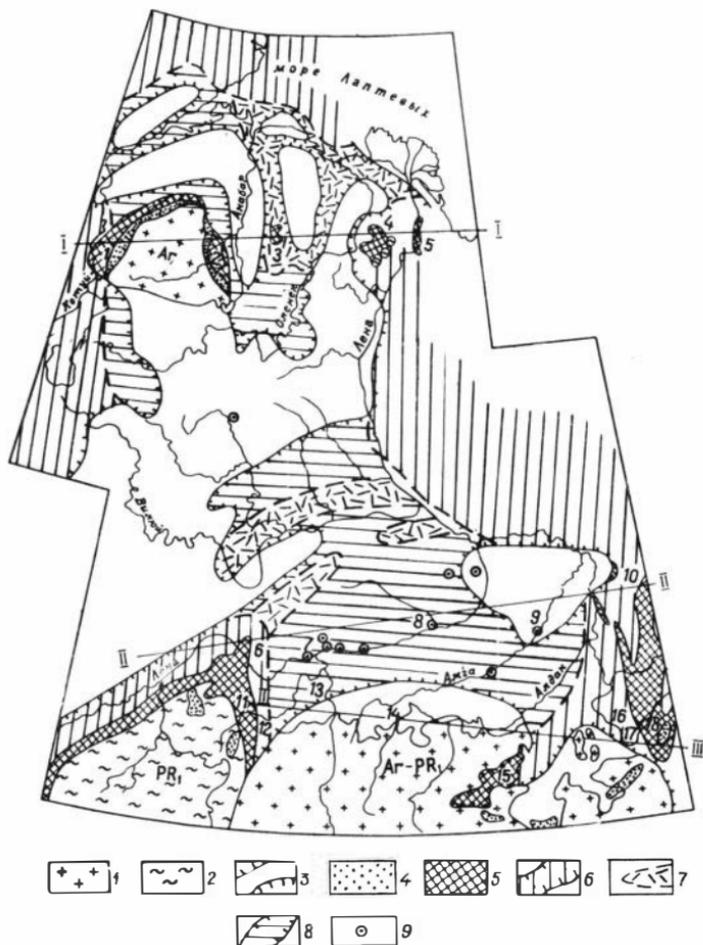


Рис. 3. Тектоническая схема средне-верхнерифейского этапа формирования байкалид в восточной части Сибирской платформы

1—2 — площади поверхностных выходов пород дорифейского основания (1 — архейского и нерасчлененного архей-нижнепротерозойского складчатого фундамента, 2 — нижнепротерозойских метаморфизованных толщ); 3 — дорифейское основание, перекрытое чехлом фанерозойских отложений; 4—5 — поверхностные выходы отложений: 4 — нижнерифейских, 5 — средне-верхнерифейских; 6—8 — тектонические комплексы среднего-верхнего рифея (6 — перикратонный, 7 — авлакогеновый, 8 — плитный); 9 — места расположения глубоких буровых скважин, вскрывавших докембрийские породы; I—I, II—II, III—III — направления профилей, приведенных на рис. 1, 2

него — начале позднего рифея осадконакопление носило промежуточный между приразломно-грабеновым и чехольным типами характер.

Форма периодически воздымавшегося овода на севере Сибирской платформы была несколько асимметричной: его апикальной частью служила восточная часть Анабарского массива, а крыльями — западный склон его, примыкающий к Таймырской складчатой системе, и складчатая зона Верхоянья. Разломы, пересекающие свод, отличались друг от друга амплитудами смещений блоков.

Такой же механизм формирования рифейских толщ проявлялся по всей вероятности и на юге Сибирской платформы. Импульсы периодического воздымания и прогибания Алданского блока соответствовали времени формирования осадочных серий (циклов), синхронных с северными структурами. Источниками обломочного материала, судя по разрезу севера Юдомо-Майской области, вероятно, служили преимущественно вулканические массы и, меньше, продукты разрушения архейских и раннепротерозойских метаморфических и магматических пород.

Ориентировка рифейских магмоподводящих зон, поставлявших вулканический материал в области седиментации в восточной части Сибирской платформы, может быть восстановлена по ряду геологических и геофизических данных. В пределах магмоводов расположены линейные зоны рифейских даек, вскрытых в настоящее время на Алданском щите, Анабарском массиве и на участках поверхностных выходов протерозойских пород. Эти данные о вулканоконтролирующих структурах дополняются сведениями о зонах погребенных магмоводов, расположенных в областях линейно-вытянутых прогибов Вилюйской поперечной системы дислокаций (Кемпендэйский, Ыгыттанский, Линденский, Лунгхинский прогибы). Особо характерной чертой протерозойских тектоно-магматических процессов, выявляемых на Сибирской платформе, была доминирующая калиевая специализация извергнутых вулканических масс, связанная с метаматематическими воздействиями на базитовые расплавы, глубинных калийсодержащих мантийных флюидов. Этой специфической особенностью протерозойского вулканизма объясняется своеобразие вещественного состава позднедокембрийских толщ всего региона.

Проведенный выше анализ условий формирования байкальского мегакомплекса дает возможность заключить, что в позднем докембрии на Сибирской платформе и в ее складчатом обрамлении существовал особый геотектонический режим, отличный как от орогенного, так и от платформенного.

Бобров А. К. Стратиграфия и палеогеография отложений верхнего докембрия Южной Якутии. Якутск, 1979 — 128 с.

Войткевич В. В., Волкодав И. Г., Кокин А. В., Старников А. И. Возраст магматизма антиклинория Сетте-Дабан по радиологическим данным (Восточная Якутия). — В кн.: Геологическая интерпретация данных геохронологии. Тез. докл. XX юбил. сессии. Иркутск, 1976, с. 18—19.

Волкодав И. Г., Ян-Жин-Шин В. А. Некоторые особенности тектоники металлогении и истории развития Южного Верхоянья. — В кн.: Современные тектонические концепции и региональная тектоника Востока СССР (Тез. докл. на XIII сессии совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока). Якутск, 1980, с. 214—216.

Докембрий Анабаро-Оленекского междуречья (Балиро-Уджинское поднятие) /Шпунт Б. Р., Шамшина Э. А., Шаповалова И. Г. и др. — Новосибирск: Наука, 1976. — 141 с.

Милановский Е. Е. К проблеме происхождения и развития линейных структур платформы. — Вестн. МГУ, Сер. геол., 1979, № 6, с. 29—58.

Нижняя граница рифея и строматолиты афебия. — М.: Наука, 1978. — 198 с.

Опорный разрез верхнедокембрийских отложений западного склона Анабарского поднятия. — Л.: НИИГД, 1970. — 146 с.

Протерозой северо-восточной окраины Сибирской платформы /Шпунт Б. Р., Шамшина Э. А., Шаповалова И. Г. и др. — Новосибирск: Наука, 1979. — 215 с.

Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. I. Стратиграфия. — М.: Недра, 1964. — 515 с.

Салоп Л. И. Общая стратиграфическая шкала докембрия — Л.: Недра, 1973. — 302 с.

Семихатов М. А. Стратиграфия и геохронология протерозоя — М.: Наука, 1974. — 302 с.

Фрадкин Г. С. Строение докембрийского чехла Сибирской платформы. — В кн.: Древние платформы Евразии. Новосибирск: Наука, 1977, с. 218—234.

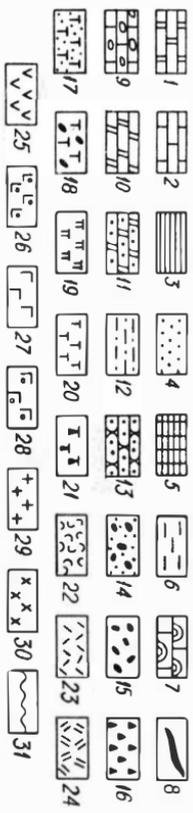
Шаповалова И. Г. Стратиграфия и строматолиты рифейских отложений северной части Юдомо-Майского прогиба. Новосибирск: Наука, 1974. — 139 с.

Шаповалова И. Г., Крылов И. Н. Корреляция рифейских доюдомских отложений востока и севера Сибирской платформы по строматолитам. — В кн.: Стратиграфия верхнего докембрия и нижнего кембрия востока Сибирской платформы. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1978, с. 3—37.

С. М. Замараев, В. К. Александров

СТРОЕНИЕ БАЙКАЛЬСКОГО КОМПЛЕКСА ЮЖНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Байкальский комплекс южной части Сибирской платформы сложен образованиями конца раннего и всего позднего протерозоя.



Н и ж н и й		С р е д н и й		В е р х н и й		Структурный этаж					
Вулканогенно-молассовая, диабазовая		Молассовая	Терригенная	Терригенная	Терригенно-карбонатная	Терригенная	Кварцевых песчаников	Формации			
Калбазыкская		Зунтейская		Карагайская		Оселков	Серия				
Ангаульская	Адайская	Ермосохинская	Ингашинская	Шангулекск.	Тагульская	Илситская	Марнинская	Свита, комплекс			
2000-2300		2000		600-1000		2100-3250		1200-2600	0-450	Литогеогическая колонка	Мощность(м)

Молассовая и базальтовая	Вулканогенно-терригенная, трахилитаритовая	Трахилитаритовая	Кварцевых песчаников и высокоглиноземистых сланцев	Кварцевых песчаников и карбонатная	Карбонатная	Флишoidalная	Формации				
Актитканская		Тепторейнская	Байкальская		Серия						
Малокосинская	Хибеленская	Анайская	Голоустенск.	Улунтуйская	Качергатская	Свита					
900-1300		1200-1400		400	1200-2600		1000-1200	1100-2100	1700	Литогеогическая колонка	Мощность(м)

Молассовая и базальтовая	Вулканогенно-терригенная, андизитабаштовая	Трахилитаритов.	Латитовая	Молассовая и трахилитаритовая	Кварцевых песчаников	Кварцевых песчан. и карбон.	Карбонат.	Флишoidalная	Формации				
Актитканская				Тепторейнская	Байкальская		Серия						
Малокосинский	Домудинский	Хибеленск.	Ламборск.	Чайский	Окуньская	Голоустенск.	Улунтуйск.	Качергатская	Свита, комплекс				
300-1100		1500-1200		400	200-1000		200-2700	800-850	450-170	160-250	300-400	Литогеогическая колонка	Мощность(м)

розоя. Его базальные слои датируются изохроной 1,7—1,8 млн. лет, а верхние 650 млн. лет, таким образом его формирование не ограничивалось поздним протерозоем. Оно частично происходило и в среднем (при трехчленном делении протерозоя) или же в раннем протерозое (при двучленном делении). Комплекс непрерывно обнажен по краю платформы, а во внутреннем поле Иркутского амфитеатра вскрыт рядом глубоких скважин. По периферии платформы комплекс распадается на 3 структурных этажа: нижний, средний и верхний (рис. 1).

Наиболее полно изучен разрез комплекса в Прибайкалье (рис. 1, 2).

Раннебайкальский структурный этаж в Западном и Северо-Западном Прибайкалье представлен акитканской серией. Возрастное положение этой серии определяется по несогласному налеганию ее базальных горизонтов на нижнепротерозойских образованиях и перекрытием ее осадочными отложениями теплогинской и байкальской серий нижнего-верхнего рифея. Акитканская серия сложена субаэральными эффузивами, разнообразными туфами, туффитами и континентальными терригенными породами, которые вместе с субвулканическими и плутоническими интрузиями гранитоидов кислого и среднего состава ирельского комплекса образуют северо-байкальский плутоно-вулканический пояс, слагающий Байкальский и Акитканский хребты. В Приморском хребте комагматами эффузивов являются глубинные и гипабиссальные интрузии гранитоидов рапакиви приморского комплекса (Бухаров, 1973). Общая длина пояса составляет более 1000 км.

В настоящее время разработано несколько схем стратиграфического расчленения и схем магматизма северо-байкальского вулканического пояса (Салоп, 1964; Мац, Таскин, 1973; Буха-

Рис. 1. Схема сопоставления разрезов Байкальского комплекса Присяянья и Прибайкалья

1 — Присяянья (по данным Маца В. Д., Таскина А. П., Егорова О. П., Урумова Ю. Д.); II — Западное Прибайкалье (по данным Маца В. Д., Бухарова А. А., Устинова В. И., Калинин Д. И., Рыбакова В. Г., Копылова Э. Н., Попова Ю. П.); III — западная окраина Северо-Байкальского нагорья (по данным Маца В. Д., Бухарова А. А., Будыгерова В. В., Срывцева Н. А., Артемьева А. Н., Можаровского О. М.).

1 — доломиты, 2 — известняки, 3 — аргиллиты, сланцы и алевролиты; 4 — песчаники полимиктовые; 5 — сланцы кремнистые; 6 — сланцы высокоглиноземистые; 7 — известняки и доломиты онколитоые и строматолитовые; 8 — талькиты; 9 — известняки оолитовые; 10 — мергелистые доломиты, доломиты; 11 — песчанистые доломиты; 12 — сланцы, алевролиты, алевропесчаники, мелкозернистые песчаники, туфоалевролиты; 13 — песчаники кварцевые; 14 — разнозернистые песчаники, гравелиты, конгломераты; 15 — конгломераты; 16 — конглобрекчии, ксенотуфы; 17 — туфопесчаники; 18 — туфокогломераты; 19 — туфы пепловые; 20 — нерасчлененные туфы; 21 — туфобрекчии; 22 — лавобрекчии, туфолавы; 23 — липариты, трахиллиариты; 24 — дациты, трахидациты; 25 — андезиты, трахиандезиты; 26 — базальты; 27 — диабазы; 28 — диабазы миндалекаменные; 29 — граниты и граносенниты (II и III фазы ирельского комплекса); 30 — гранодiorиты (I фаза ирельского комплекса); 31 — угловое и структурное несогласие

ров, 1973; Копылов, 1974; Докембрийские вулканические структуры, 1979 и др.). Единого принципа разделения акитканской серии на свиты или комплексы нет. Срывцев Н. А. и Булдыгеров В. В. считают, что в основании акитканской серии в Байкальском и Акитканском хребтах залегает малокосинский вулканогенно-терригенный комплекс (свита). Он представлен разногалечными конгломератами и кварцевыми гравелитами и песчаниками, туфоалевролитами. В средней части разреза повсеместно присутствуют покровы базальтовых порфиритов, имеющих часто миндалекаменную текстуру. Породы этого комплекса могут быть отнесены к молассовой и базальтовой формациям. Мощность малокосинского комплекса 300—1300 м. Основная часть разреза акитканской серии в Акитканском хребте характеризуется преобладанием лав умеренно-кислого состава, которые могут быть объединены в домугдинский, хибеленский и ламборский комплексы. Эти комплексы сложены мощными лавовыми покровами пироксеновых и пироксен-роговообманковых трахиандезитовых, андезитовых, трахидацитовых, трахилипарито-дацитовых и трахилипаритовых порфиров, переслаивающихся с терригенными и туфогенными породами. Эффузивы домугдинского комплекса тесно сопряжены с субвулканическими интрузиями гранодиоритов ирельского комплекса. Мощность домундинского комплекса составляет 1500—2000 м, хибеленского — 400, ламборского — 200—1000 м. Завершает разрез серии в Акитканском хребте чайский комплекс. Его нижняя часть сложена груботерригенными полимиктовыми породами, средняя — относительно мелкозернистыми вулканогенно-терригенными породами и верхняя — груботерригенными существенно кварцевого состава. Среди вулканитов преобладают липаритовые порфиры. Мощность комплекса 200—2200 м.

В Байкальском хребте верхняя, существенно вулканогенная часть акитканской серии относятся к хибеленской свите. Свита сложена мощными лавовыми покровами липаритовых порфиров, переслаивающихся с терригенными и туфогенными породами, и только в самых верхних частях ее разреза залегают порфиры трахиандезитового состава. Лавы липаритовых порфиров резко преобладают над остальными типами пород. Они генетически связаны с гранитоидными интрузиями второй фазы ирельского комплекса. Мощность хибеленской свиты 1600—1800 м.

В Присаянье возрастными аналогами акитканской серии, по данным Маца В. Д. и Таскина А. П. (1973), является кал-базыкская серия. Она состоит из двух свит: ангаульской и вышележащей — одайской и распространена в северной половине

Урикско-Ийского грабена в узких линейных прогибах вытянутых вдоль Ерминско-Горхонской зоны разломов. Породы калбазыкской серии залегают с угловым несогласием на различных образованиях сублукской серии нижнего протерозоя.

Ангаульская свита в стратотипическом районе (гора Ангаула и верхнее течение р. Калбазык) сложена преимущественно эффузивами основного и реже кислого состава с маломощными горизонтами зеленых и вишневых яшмовидных кремнистых сланцев. Основные эффузивы представлены миндалекаменными диабазами, диабазовыми порфиритами и микродиабазами. Они образуют сложные вулканические покровы, разделенные прослоями яшмовидных кремнистых пород. Кислые эффузивы присутствуют в верхней части разреза ангаульской свиты и представлены изометричными телами кварцевых порфиров сферолитовой структуры, возможно являющимися породами жерловой фации. Мощность ангаульской свиты — 2000—2300 м. Эффузивы ангаульской свиты тесно связаны с основными породами ангаульского интрузивного комплекса, представленного многочисленными пластовыми залежами диабазов и диабазовых порфиритов.

Одайская свита залегают со стратиграфическим несогласием на эффузивах ангаульской свиты или непосредственно на различных частях сублукской серии. Наиболее полные разрезы свиты изучены на горе Ангауле, по рекам Одаю, Ие, Ингашам и Оке. На горе Ангауле в нижней половине свиты выделяются две мощные пачки, имеющие сходство строения. Основания их сложены лавобрекчиями, туфобрекчиями и туфами диабазового состава зеленой или вишневой окраски. Мощность вулканогенных пород 100—350 м. Средняя часть пачек мощностью до 150 м представлена зелено-серыми и вишневыми филлитовидными сланцами и туфитами. В кровле пачек залегают покровы диабазов (50—280 м). Выше обнажена мощная (до 1000 м) толща пестроцветных филлитизированных сланцев и алевролитов с прослоями песчаников, туфов и кремнистых сланцев. Завершается разрез свиты горизонтами розовых кварцитовидных песчаников (100 м), зеленых и вишневых лавобрекчий, туфобрекчий, конглобрекчий и туфов (400—500 м) и вишневых песчаников, алевролитов и сланцев (200 м). Видимая мощность одайской свиты более 2000 м.

Таким образом, мощность всей калбазыкской серии составляет 4200—4500 м. По парагенезу слагающих ее пород она может быть отнесена к вулканогенно-молассовой, диабазовой формации.

В Онотском грабене с калбазыкской серией сопоставляется харантойская свита, которая Широковым И. М. в 1958 г. вы-

делялась как сублукская. Нижняя часть свиты (1700 м) сложена кислыми и основными эффузивами, а верхняя (2300 м) — песчаниками и сланцами темно-серого и зеленого цвета. Харантойская свита залегает в ядре Оюотской грабен-синклинальной структуры. Кислые эффузивы харантойской свиты генетически связаны с порфировидными гранитоидами повышенной щелочности гуникского комплекса, широко развитого в Присаянье. Гранитоиды этого комплекса обычно образуют изометричные тела площадью 20—100 км². Они тяготеют к периферии грабена и контролируются узлами пересечения разломов.

Аналогами харантойской свиты, по-видимому, являются эффузивы типа фельзит-порфиров и переслаивающиеся с ними двуслюдяно-кварцевые сланцы, известные на р. Иркуте в северо-восточной части Шарыжалгайского выступа. Эта толща, видимая мощность которой составляет 600—800 м, по разломам граничит с образованиями шарыжалгайской серии нижнего архея.

Во внутреннем поле Иркутского амфитеатра, в районе сел Атовки и Тырети глубокими скважинами вскрыты кварцевые порфиры и хлоритовые сланцы. По составу они очень близки к образованию акитканской серии и характойской свиты.

Среднебайкальский структурный этаж в Западном и Северо-Западном Прибайкалье сложен тепторгинской серией, а в Присаянье — зунтейской серией.

Тепторгинская серия в Северо-Западном Прибайкалье представлена окуньской свитой, а в Западном Прибайкалье — анайской свитой, которые вместе со своим аналогом пурпольской свитой, распространенной в Патомском нагорье, слагают нижнюю часть серии. Обе свиты с размывом залегают на акитканской серии, а в местах ее выклинивания, перекрывают мощную остаточную кору выветривания метаморфических пород нижнего протерозоя и рвущих его гранитоидов чуйского и приморского комплексов. Распространены они локально. Окуньская и анайская свиты сложены продуктами размыва коры выветривания — кварцевыми песчаниками, гравелитами и кварцевыми конгломератами. В составе анайской свиты, кроме того, присутствуют мощные пласты высокоглиноземистых хлоритонидных сланцев и пластовые тела метадиабазов. Мощность окуньской свиты 800—850 м, анайской — 1200—2600 м.

Зунтейская серия объединяет ермосохинскую и ингашинскую свиты (Мац, Таскин, 1973). Серия с угловым и стратиграфическим несогласием залегает на различных горизонтах калбазыкской и сублукской серий. Сверху она перекрыта отложениями

карагасской серии. Ермосохинская свита вытянута узкой полосой вдоль всего Урикско-Ийского грабена. Она слагает крупную синклиналь, крылья которой местами срезаны разломами. Свита в стратотипе (хр. Ермосохин) сложена светлыми кварцевыми кварцево-полевошпатовыми песчаниками, гравелитами и конгломератами. В средней части разреза залегают пестроокрашенные филлитовидные сланцы, туфы и эффузивы среднего состава. Верхняя часть разреза представлена зелено-серыми мелкозернистыми песчаниками. Литологический состав свиты показывает, что ее формирование происходило за счет переотложения продуктов коры выветривания. Отложения ермосохинской свиты характеризуются выдержанностью фаций по простиранию на многие десятки километров и резкой сменой их вкрест простирания. Структурно-текстурные особенности пород свиты указывают на образование некоторых разновидностей в континентальных условиях. Мощность свиты колеблется от 600 до 1550 м.

Ингашинская свита занимает северо-восточную часть Урикско-Ийского грабена. В основании свиты залегает горизонт светло-серых кварцевых песчаников (80—100 м), по простиранию иногда переходящих в конгломераты с галькой кварца и сланцев. Основная часть свиты сложена чередующимися темно-серыми и зеленовато-серыми, полевошпатово-кварцевыми песчаниками, алевролитами, филлитовидными и карбонатсодержащими сланцами. Среди них встречаются прослои измененных эффузивов основного состава. Мощность свиты около 3000 м. Положение ингашинской свиты в разрезе рифея до конца невыяснено. Многие исследователи относят ее к сублукской серии нижнего протерозоя.

Верхнебайкальский структурный этап в Западном и Северо-Западном Прибайкалье представлен отложениями байкальской серии. К этому же структурному этажу, очевидно, принадлежат и отложения нуганской и рассохинской свит, которые занимают более низкое стратиграфическое положение, чем отложения байкальской серии. В Южном Прибайкалье сюда входят породы олхинской свиты. В Присаянье, в Ийско-Туманшетском прогибе верхнему структурному этажу соответствуют отложения карагасской серии и марнинской свиты оселковой серии и, возможно, удинской свиты этой же серии (Мац, Таскин, 1973).

Нуганская свита распространена локально в бассейне рек Нуган и Сармы, на северо-западном склоне Приморского хребта. Нуганская свита залегает выше анайской и перекрывается голоустенской свитой. Она представляет собой толщу переслаи-

вающихся между собой горизонтов зеленоватых, зеленовато-серых и серых кварц-хлорит-серицитовых сланцев, алевролитов, кварцево-полевошпатовых и полевошпатово-кварцевых песчаников, гравелитов и конгломератов. Основная роль в составе свиты принадлежит алевролитам, песчаникам и конгломератам. Среди алевролитов и сланцев часто наблюдаются прослои (5—10 см) темно-серых известняков. Мощность нуганской свиты — 750 м.

Рассохинская свита распространена на западном склоне Аkit-канского хребта, в бассейне р. Рассохи. В разрезе она залегает между окуньской и голоустенской свитами и представлена полимиктовыми песчаниками, гравелитами, конгломератами, алевролитами, реже аргиллитами. Мощность свиты 400 м. Нуганская и рассохинская свиты относятся к терригенной формации.

Отложения байкальской серии представлены голоустенской, улунтуйской и качергатской свитами.

Голоустенская свита сложена светлыми доломитами и известняками, содержащими в разном количестве примесь известкового, доломитового и песчаного материала, песчаниками кварцевого и карбонатно-кварцевого состава, реже глинистыми и алевролитовыми сланцами и мергелями. По составу она делится на три части. Нижняя подсвита представлена доломитами, доломитистыми известняками и доломитовыми, пестроцветными мергелями, реже конгломератами и гравелитами. Мощность ее с юга на север постепенно уменьшается от 220 до 50 м и севернее р. Лены она полностью выклинивается. Средняя подсвита сложена светлыми кварцевыми, кварцитовидными и карбонатно-кварцевыми песчаниками и песчанистыми доломитами. Верхняя подсвита характеризуется чередованием известняков, доломитов, кварцевых песчаников, глинистых сланцев и тальцитов. Максимальная мощность этих подцвет в бассейне р. Правой Иликты составляет 900—1000 м, в бассейне р. Лены — 350 м, в верховьях Улькана 150—200 м, в бассейне Окунайки 45—60 м, в бассейне р. Чаи — 180 м.

Улунтуйская свита повсеместно представлена темными, иногда пестроокрашенными глинистыми, глинисто-алевролитовыми сланцами, алевролитами и темными известняками, часто оолитовыми и водорослевыми с прослоями карбонатно-тальковых сланцев. Максимальная мощность свиты наблюдается в бассейне р. Бугульдейки (900 м) и в бассейне р. Лены (1500 м), к северу она быстро сокращается за счет выклинивания карбонатных пород и глинистых сланцев верхней подсвиты и сокращения общей мощности нижней и средней подсвиты. В верховьях рек Улькана, Нижней Ирели и Кунермы ее мощность состав-

ляет 160—250 м, а ее строение в основном соответствует разрезу нижней и средней подсвитам бассейна р. Лены.

Качергатская свита по сравнению с другими толщами байкальской серии имеет значительно большую фашиальную устойчивость и повсеместно сложена темно-серой монотонной толщей чередующихся мелкозернистых кварцевых песчаников, алевролитов, глинистых и кремнистых сланцев, иногда наблюдаются тонкие прослои глинистых известняков. Тонкое ритмичное чередование пород сближает качергатскую свиту с флишем. Но в ее строении недостаточно четко проявлена ритмичность. В нижней части свиты преобладают глинисто-алевритовые сланцы, а в верхней половине увеличивается роль песчаников и алевролитов, которые местами преобладают над сланцами. В бассейне р. Голоустной мощность свиты равна 1100 м, в бассейне р. Лены — 1600 м, в верховьях Улькана — 400—450 м, в районе р. Нижней Ирели — 320—350 м, в бассейне р. Мини — 150—200 м. По р. Чае улунтуйская и качергатская свиты не расчленяются, их общая мощность не превышает 380—400 м. Как видно, формационный состав отложений байкальской серии своеобразен, вертикальный ряд формаций начинается с карбонатной формации (нижняя подсвита голоустенской свиты), выше которой располагается формация кварцевых песчаников (средняя и верхняя подсвиты голоустенской свиты), на которой залегает карбонатная, существенно известняковая формация (устькутская свита); ряд завершается флишоидной формацией (качергатская свита).

Отложения карагасской серии развиты в пределах Ийско-Туманшетского прогиба, охватывающего бассейны рек Ин, Уды, Бирюсы и Туманшета. Карагасская серия залегает с резким угловым стратиграфическим несогласием на нижнерифейских, нижнепротерозойских и архейских образованиях и расчленяется на шангулежскую, тагульскую, ипситскую и течинскую свиты (Егорова и др., 1971).

В основании шангулежской свиты залегают красноцветные крупногалечные конгломераты. Выше по разрезу конгломераты переходят в красноцветные косослоистые аркозовые и иногда кварцевые песчаники. В верхней части разреза розовато-серые средне- и мелкозернистые аркозовые песчаники переслаиваются с красноцветными тонкоплитчатыми алевролитами, аргиллитами и розовато-серыми песчанистыми доломитами. На плоскостях напластования часто фиксируются трещины усыхания, знаки ряби, а также глиптоморфозы по каменной соли и гипсу. Мощность свиты 250—600 м.

Разрез тагульской свиты начинается с пачки красноцветных средне- и крупнозернистых, иногда гравелистых аркозовых песчаников. Выше залегают толща красноцветных пород, сложенная переслаивающимися алевролитами, кварцевыми и аркозовыми косослоистыми песчаниками, доломитами, часто запесоченными. Заканчивается разрез пачкой доломитов мощностью 400 м. В доломитах присутствуют многочисленные строматолиты и онколиты. Мощность тагульской свиты 600—2250 м.

Ипситская свита представлена ритмично чередующимися светло-серыми и желтоватыми мелко- и тонкозернистыми аркозовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. По простиранию они переходят в доломиты. Доломиты кремнистые массивные, иногда водорослевые. В верхней части разреза отмечаются прослои основных эффузивов типа спилитов. Для пород свиты характерна повышенная фосфатизация. Мощность свиты 200—750 м.

Породы шангулежской, тагульской и ипситской свит образуют четко построенные ритмы, начинающиеся грубообломочными осадками и заканчивающиеся карбонатными.

Завершает разрез карагасской серии течинская свита, распространённая ограниченно. Она сложена переотложенными продуктами коры выветривания, фосфатосодержащими кремнистыми и терригенно-кремнистыми отложениями. Мощность свиты достигает 100 м.

Вертикальный ряд формаций карагасской серии начинается с базальной красноцветной терригенной формации. Она включает в себя континентальные и лагунные образования шангулежской свиты. Вверх по разрезу она сменяется аридной терригенно-карбонатной формацией, которая соответствует тагульской свите. В ее составе выделяются две подформации: карбонатно-терригенная (внизу) и карбонатная. Завершается разрез карагасской серии фосфоритоносными формациями: терригенной флищевой, кремнисто-терригенно-карбонатной, соответствующим ипситской свите, и кремнисто-каолинит-терригенной, представленной течинской свитой (Егорова и др., 1971). На границе карагасской и вышележащей оселковой серии фиксируется крупное несогласие. Эта фаза складчатости сопровождалась внедрением пластово-секущих интрузий диабазов нерсинского комплекса. Их возраст оценивается в 1124 млн. лет.

Мариинская свита оселковой серии залегает трансгрессивно на различных горизонтах теченской, ипситской и тагульской свит карагасской серии, и в свою очередь, несогласно перекрыта базальными конгломератами удинской свиты. В основании

свиты залегают косослоистые светлые разномерные кварцевые песчаники, содержащие линзы мелкогалечных конгломератов и гравелитов. Выше по разрезу они сменяются зеленоватосерыми тонкослоистыми мелко и тонкозернистыми аркозовыми и полимиктовыми песчаниками и алевролитами, пересланяющимися с красноцветными тонкоплитчатыми алевролитами и аргиллитами. В самой верхней части разреза преобладают зеленоцветные тонкоплитчатые аргиллиты и алевролиты. Свита характеризуется резким изменением мощности (10—450 м) и литологического состава.

Вышележащие удинская и айсинская свиты Мацем В. Д. и Таскиным А. П. сопоставляются с ушаковской свитой. Они залегают трансгрессивно на различных горизонтах маринской, теченской, ипситской и тагульской свит.

Как видно из выше изложенного, парагенезы формаций байкальского комплекса в краевых частях платформы обнаруживают значительное сходство. Повсеместно их вертикальные ряды начинаются эффузивно-терригенными, а завершаются флишодными (карагасская свита) или же формацией кварцевых песчаников, переслоенных сланцами (оселковская серия). Видное место занимают карбонатные и терригенные формации (рис. 1).

Во внутреннем поле Иркутского амфитеатра формации периферии платформы замещены преимущественно флишодными образованиями. В отдельных местах, как например, в верховьях р. Ангары, под ними вскрыты скважинами эффузивы акитканского типа.

В латеральном направлении меняется не только состав формаций, но и их мощности. Если в краевых частях платформы они измеряются многими тысячами метров, то во внутреннем поле — только сотнями метров, а на значительной территории отсутствуют.

Протерозойский складчатый чехол южной части Сибирской платформы не может рассматриваться в качестве единого плитного комплекса, если вкладывать в это понятие генетический смысл. По существу мы видим здесь два комплекса: собственно плитный, занимающий внутреннее поле Иркутского амфитеатра, и комплекс краевых, периферических «пусаний». Последний также не может быть отождествлен с орогенными, геосинклинальными или дейтероорогенными комплексами. Скорее всего это нужно рассматривать стоящим в одном ранге с ними.

Следует подчеркнуть, что с развитием байкальских краевых структур связаны магматические процессы. Краевой шов выполнен продуктами протерозойских андезитовых, дацитовых тра-

хилипаритовых магм. Ассоциации этих пород образуют протяженные краевые плутоно-вулканические пояса. Установлен и внутрикратонный верхнеангарский вулканический пояс.

В структурно-формационных комплексах среднебайкальско-го цикла магматические породы занимают незначительный объем. Они представлены кемберлитовой и габбро-диабазовой формациями.

В позднебайкальском эндогенном цикле магматическая деятельность была связана также со становлением краевых систем. В это время была сформирована габбро-диабазовая формация в интрузивной и эффузивной фациях, а также трахибазальтовая.

Байкальский комплекс южной части Сибирской платформы, являющийся базальным в осадочном чехле, повсеместно несогласно налегает на карельский и докарельский комплексы.

Выше лежащий каледонский комплекс несогласно перекрывает байкальский, что наиболее хорошо выражено в поперечных к краю платформы направлениях. Лишь на наиболее глубоко опущенных краях платформы, например, в Уринском антиклинории, верхнепротерозойские и нижнепалеозойские слои залегают согласно и дислоцированы в едином плане.

Байкальская структура южной части Сибирской платформы представлена краевым швом, плутоно-вулканическими поясами, краевыми периферическими опусканиями и плитой (рис. 2). На юге Сибирской платформы обособляются два периферических опускания — Прибайкальское и Присяяно-Енисейское. Мощности рифейских отложений достигает в них 5000—8000 м.

Периферические опускания разобщены между собой меридионально ориентированной обширной областью относительно стабильного стояния, на которой осадки рифея маломощны или отсутствуют совсем. В пределах этой области развивались мощные коры химического выветривания (кварцевые пески, высокоглиноземистые осадки), продукты которого сносились в периферические прогибы.

Показательны латеральные ряды байкальских структур южной части Восточной Сибири. В направлении от платформы к геосинклинальной области для раннего рифея они представляются в следующем виде: плита (щит) → краевой шов с пришовным прогибом и плутоно-вулканическим поясом → краевые геодантиклинальные поднятия геосинклинали (добайкальский ороген) с наложенными впадинами → байкальская геосинклиналь; для позднего рифея: плита → периферическое опускание платформы → краевой шов → краевое геосинклинальное поднятие → геосинклиналь.

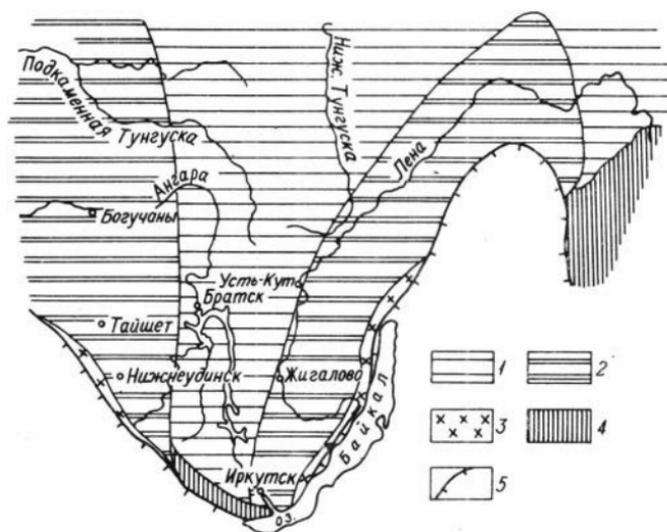


Рис. 2. Основные структуры Байкальского комплекса южной части Сибирской платформы

1 — плита; 2 — периферические опускания платформы; 3 — краевые плутоно-вулканические пояса; 4 — выступы фундамента платформы; 5 — периферические границы краевого шва

Осадочные и плутоно-вулканические породы комплекса интенсивно деформированы. По породам плутоно-вулканического комплекса развиты мощные зоны смятия, среди которых особо выделяются Даванская и Приморская. Бластомилониты в этих зонах интенсивно рассланцованы. Сланцеватость падает обычно под складчатую систему. Широко развиты глубинные разломы, наиболее грандиозными из которых являются проходящие по прискладчатой периферии краевого шва.

Для осадочных образований байкальского комплекса характерна складчатость общего смятия. Широко развитые линейные складки различных порядков часто опрокинуты в сторону платформы, нередко здесь надвиги и взбросы (Замараев, 1967; Замараев, Мазукабзов, Рязанов, и др., 1975).

История развития структуры южной части Сибирской платформы в позднем докембрие укладывается в один — байкальский мегацикл, длившийся несколько более 1 млрд. лет. Он распался на три цикла — раннебайкальский, среднебайкальский и позднебайкальский. Цикл начинался обычно с растяже-

ния литосферы, которому сопутствовали дифференцированные по знаку и скорости вертикальные движения. В дальнейшем на смену вертикальным движениям приходили, в качестве преобладающих, горизонтальные. В результате осадочные толщи периферических прогибов и плутоно-вулканические формации были интенсивно деформированы, а местами и метаморфизованы. Каждый цикл завершался эпохой относительно стабильного стояния, прерывались седиментации, выравнивался рельеф и образовывались коры химического выветривания.

ЛИТЕРАТУРА

Бухаров А. А. Геологическое строение Северо-Байкальского вулканического пояса. — Новосибирск: Наука, 1973. — 149 с.

Докембрийские вулканические структуры Прибайкалья / Бухаров А. А., Булдыгеров В. В., Ескин А. Е. и др. — Новосибирск: Наука, 1979. — 66 с.

Егорова О. П., Урумов Ю. Д. и др. Новые данные по геологии и фосфатности верхнерифейских отложений Ийско-Туманшентского прогиба. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Сибирской платформы. М.: Недра, 1971, с. 69—84.

Замараев С. М., Мазукабзов А. М., Рязанов Г. В. и др. Древняя структура земной коры Восточной Сибири. — Новосибирск: Наука, 1975. — 185 с.

Замараев С. М. Краевые структуры южной части Сибирской платформы. — М.: Наука, 1967. — 247 с.

Копылов Э. И. Петрология и геохимия эффузивов Северо-Байкальского вулканического пояса. Автореф. канд. дисс. — Иркутск, 1974. — 24 с.

Мац В. Д., Таскин А. П. Стратиграфия протерозоя Присяянья и западной окраины Байкальской горной области. — Геол. и геофиз., 1973, № 2, с. 26—33.

Салоя Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. I. — М.: Недра, 1964. — 545 с.

А. Д. Ножкин

РИФЕЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

К юго-западной части Сибирской платформы относится ряд краевых поднятий фундамента, среди которых наиболее крупными являются Бирюсинская, Канская глыбы, Енисейский кряж, включая Ангаро-Канский кристаллический выступ, Игарское

поднятие и др. Все эти структуры ограничены и рассечены разломами.

Рифейский вулканизм региона рассматривается на примере Енисейского кряжа, где он наиболее интенсивно проявлен и более подробно изучен как в геологическом, так и петрохимическом отношении (Миронов, Ножкин, 1978). В пределах кряжа выявляется зональность в развитии рифейской вулканической деятельности. Она проявляется существенным уменьшением роли кислых пород и снижением общей щелочности как кислых, так и основных вулканитов, а также железистости базальтоидов по направлению к краевой части платформы. Аналогичные тенденции в изменении состава продуктов рифейского вулканизма по результатам наших исследований, а также Смагина А. Н., Яшука В. И. (1978) устанавливаются и для некоторых структур северо-западного Присаянья (Кингашский и Манский прогибы). Следовательно выявленные тенденции имеют общий характер.

Состав и структуры раннедокембрийского основания

В строении Енисейского кряжа выделяются три продольные тектонические зоны (мегаблока): Восточная, Центральная и Приенисейская, которые различаются характером гравитационного и магнитного полей, составом раннедокембрийского основания и рифейских отложений, проявлениями вулканизма и гранитоидного магматизма (Ножкин, 1974; Ножкин, Болдырев, 1979).

Центральный мегаблок — сиалический (рис. 1). В Ангаро-Канской части он сложен древнейшими ($4,1 \pm 0,2$ млрд. лет) (Волобуев и др., 1980) архейскими метаморфическими комплексами канской и енисейской серий. Первая образована в основном гранатовыми, гранат-гиперстеновыми и двуполевошпатовыми гнейсами с горизонтами двупироксеновых кристаллосланцев, сменяющимися вверх по разрезу высокоглиноземистыми гнейсами; вторая — ортоамфиболитами, отвечающими по составу высокожелезистым толеитам, амфиболовыми и гранат-биотитовыми гнейсами с горизонтами кислых метавулканитов, гранатовыми плагиогнейсами, а выше — высокоглиноземистыми двуполевошпатовыми и двуслюдяными гнейсами с горизонтами амфиболитов, слюдистых кварцитов и мраморов. Породы метаморфизованы в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций, интенсивно мигматизированы с развитием в низах разреза эндербитов и чарнокитов, а в верхах — обычных натриевых и калиевых мигматитов. Строение, петрографический состав и геохи-

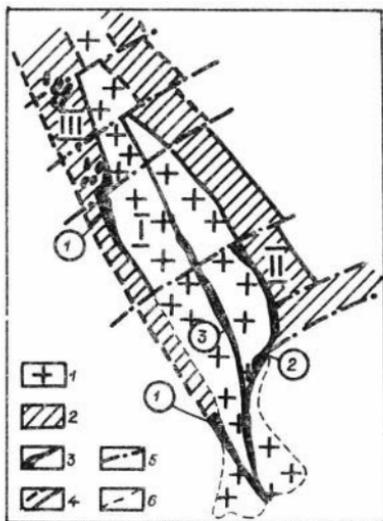


Рис. 1. Схема тектонического районирования раннекембрийского основания

1 — сиалическая кора; Центральный мегаблок (I); 2 — фемическая кора; 2 — Восточный (II) и Приенисейский (III) мегаблоки; 3 — выходы мафитов и ультрамафитов на поверхность в зеленокаменных поясах или протрузиях среди протерозойских толщ; 4 — тектонические швы; 5 — поперечные зоны дислокаций; 6 — контур Енисейского краевого поднятия по подошве палеозоя. Зеленокаменные пояса: 1 — Приенисейский, 2 — Рыбинско-Панинбийский, 3 — Татарский

мические свойства архейского метаморфического комплекса Ангаро-Канского кристаллического массива свидетельствуют о том, что в данном случае обнажается зрелая сиалическая кора.

Судя по гравимагнитным данным и петрогеохимическим свойствам кислого корового магматизма, архейские комплексы такого состава прослеживаются до устья Подкаменной Тунгуски, но в основном перекрыты нижнепротерозойскими и рифейскими образованиями. Севернее Ангары сиалические массы архейского фундамента хорошо оконтуриваются выездами протерозойских гранитоидов, а на поверхности гнейсы архея обнажаются в правобережье Енисея (низовья рек Рудаковка, Вятка, Гавревка и др.).

Восточный и Приенисейский мегаблоки фемические. Нами они рассматриваются в качестве самостоятельных раннекембрийских (позднеархейских-нижнепротерозойских) «зеленокаменных» (зеленосланцевых) поясов (Ножкин, 1980, 1981). Зеленокаменные пояса существенно базитового состава являются древнейшими рифтогенными структурами Сибирской платформы.

На юге, в бассейне р. Кана, в гранулитах нижнеархейского сиалического фундамента они трассируются зонами милонитов, а севернее узкими трогами, выполненными существенно вулканогенными комплексами, метаморфизованными от амфиболитовой до зеленосланцевой фации. По геологическим и геофизическим признакам эти комплексы прослеживаются на сотни километров через весь край, выходя на поверхность севернее Ангары в отдельных тектонических блоках. Западный — приенисейский пояс носит черты троговых подвижных зон. На юге для него характерна повторяемость основных и кислых метавулканитов, вы-

сокомагнезиальных оазитов и терригенных пород (юдинская толща), севернее Ангары в разрезе преобладают базиты и ультрабазиты (борсихинская толща). Вышележащие довольно мощные вулканогенно-терригенные (предивинская толща) и вулканогенно-терригенно-карбонатные («переходный комплекс») нижнепротерозойские накопления в значительной степени унаследуют фемический профиль базитового основания. К северу от р. Верхн. Сурниха нижнедокембрийские комплексы скрыты под рифейскими осадочно-вулканогенными накоплениями. Меланократовое основание амфиболит-перидотитового или серпентинитового состава выходит здесь в тектонических блоках или в протрузиях. Восточный — рыбинско-панямбинский внутриконтинентальный пояс также характеризуется широким развитием мантийного магматизма, представленного двумя сериями вулканогенных пород — коматитовой и толеитовой (рыбинская толща). В первой выделяются мафитовые (базальтовые) и ультрамафитовые (пироксенитовые и перидотитовые) коматиты, представленные пачками туфов, лавовыми потоками, стратифицированными телами массивных скрытокристаллических пород. В толеитовой серии устанавливаются две низкотитанистые ассоциации: высоко- и низкоглиноземистая. Выше по разрезу базиты и ультрабазиты сменяются карбонатно-терригенными отложениями и кислыми вулканитами. Однако основная часть восточного мафического мегаблока перекрыта нижнепротерозойскими и рифейскими отложениями.

Составом и строением нижнедокембрийского основания в значительной степени определяется состав, геохимические особенности и рудоносность вышележащих протерозойских комплексов. В частности, рыбинско-панямбинский зеленокаменный пояс находится в основании рифейской Центральной золотоносной полосы. Выявленная рудная золотоносность мафитовых и ультрамафитовых образований фундамента может свидетельствовать об унаследованном характере золотоносности терригенно-сланцевых толщ рифея. К западному зеленокаменному поясу в северной части пространственно тяготеет колчеданно-полиметаллическое оруденение. По геолого-геохимическим и геофизическим признакам нами намечается и третий пояс, который прослеживается от верховий рек Теи и Лендахи к вершине Татарки и Ангаре. Этот пояс мог оказать существенное влияние на формирование колчеданно-полиметаллического оруденения в Центральном силическом блоке кряжа.

Рифейские, вулканические зоны и ассоциации Енисейского кряжа

Преобладающая часть проявлений рифейского вулканизма сосредоточена в двух зонах северо-западного простирания — в Западной и Центральной. Западная зона начинается в правобережье Енисея ниже Осиновских порогов и протягивается через бассейны рек Глотихи, Порожной, Вороговки, Кутукаса, Исаковки, Нижн. и Верхн. Сурнихи. Пространственно она совпадает с Вороговским прогибом. Центральная зона с перерывами прослеживается от р. Подкам. Тунгуски на севере к верховьям рек Вороговки, Чапы, Тиса, Кии и далее на юг к нижнему течению Бол. Пита и Ангары. Вулканогенные породы Центральной зоны приурочены к Верхневороговскому и Ангаро-Тисскому прогибам.

Вулканические зоны пространственно обособляются друг от друга и отличаются как общим характером проявления вулканизма, так и составом, и геохимическими особенностями вулканогенных ассоциаций (Миронов, Ножкин, 1978). Положение их в общей структуре кряжа определяется, с одной стороны, приуроченностью к разным мегаблокам основания — фемическому (зеленокаменному поясу) — Западная зона и сиалическому — Центральная зона, а с другой — к долгоживущим разломам, из которых Енисейский разлом является весьма протяженной глубинной структурой. Субмеридиональные зоны вулканизма испытывают влияние поперечных тектонических зон. Западная половина вулканитов не прослеживается южнее р. Верхн. Сурниха, а Центральная оказалась несколько разобщенной и смещенной на восток примерно на 35-40 км гаревским субширотным разломом.

К югу от указанных районов интенсивного развития рифейского вулканизма распространены дайковые пояса. Состав слагающих их пород отвечает соответствующим вулканическим ассоциациям. Дайковые пояса развиты в Приенисейской, Центральной и Ангаро-Канской частях кряжа на продолжении вулканических зон. По характеру пространственного размещения пород дайковых комплексов, а местами и вулканических пород (р. Шишина) выявляются и другие зоны проявления рифейского магматизма, совпадающие с разломами (Ишимбинским, Татарским), разделяющими или пересекающими мегаблоки разного состава.

Вулканогенные породы рек Ангары (выше р. Черной), Рыбной, Панимбы, а также верховий рек Татарки, Б. Муружной,

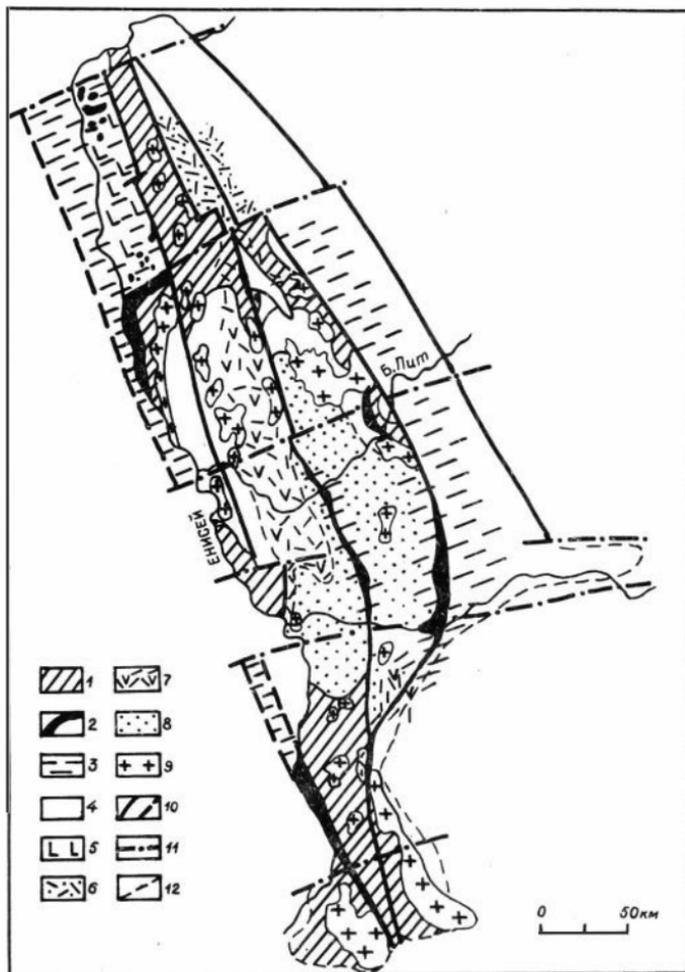


Рис. 2. Рифейские вулканические зоны Енисейского кряжа

1 — выходы дорифейского сланического основания; 2 — выходы дорифейского фемического основания в зеленокаменных поясах и протрузиях ультрабазитов; 3 — фемическое основание, перекрытое рифейскими и фанерозойскими отложениями; 4 — рифейские карбонатно-терригенные отложения; 5—7 — рифейские вулканические зоны; 5 — Западная, 6 — Чапско-Верхневороговская и 7 — Ангаро-Тисская подзоны Центральной зоны; 8 — докембрийские образования строго недатированные; 9 — докембрийские гранитоиды; 10 — тектонические швы; 11 — поперечные зоны дислокаций; 12 — контур Енисейского кряжа по подошве палеозоя

рассматриваемые иногда как рифейские (Корнев и др., 1974), как показали наши исследования, являются более древними и принадлежат к комплексам основания. По составу это мафиты или мафиты и ультрамафиты, выходящие на поверхность в тектонических блоках — фрагментах зеленокаменных комплексов нижнедокембрийского основания.

Среди рифейских вулканогенно-терригенных образований Западной зоны выделяются три разновозрастные ассоциации, соответствующие трем этапам вулканизма.

Наиболее ранняя из них — метабазальтовая ассоциация. Сложена породами эффузивной и силлово-дайковой фаций, развитыми среди карбонатно-терригенных отложений исаковской серии (толщи). Вулканогенные породы широко распространены в средней и верхней частях разреза. Они образуют полосу шириной 5—8 км, длиной 100—120 км, протягивающуюся от р. Верхн. Сурнихи на юге до широтной петли Енисея на севере. Эта полоса представляет собой сложнопостроенную пачку переслаивающихся эффузивов и туфов базальтоидов с хлоритовыми, карбонат-хлорит-биотитовыми микросланцами и карбонатными метапесчаниками содержащие многочисленные параллельные дайки и силлы диабазовых порфиритов и метагабброидов мощностью до 100 м и более. На ряде участков изверженные породы резко преобладают, создавая ложное впечатление о единой мощной довольно протяженной трещинной интрузии (Ковригина, Ковригин, 1967). Особенностью химизма пород является повышенное содержание магния, кальция, пониженное — железа и щелочей, особенно калия (0,1—0,3%), крайне низкое — урана (меньше 0,1—0,3 г/т) и тория (0,1—0,4 г/т). Ассоциация метабазальтоидов весьма однородна, по существу недифференцирована. Порфириты средне-основного состава и альбитофиры встречаются крайне редко и составляют не более 5%.

Вышележащая металипарит-андезит-базальтовая ассоциация развита среди карбонатно-терригенных отложений нижнесурнихинской серии и прослеживается в сравнительно узкой полосе приустьевых частей рек Кутукас, Солоха, Столбовая и Нижняя Сурниха. Нижняя часть разреза представлена вулканомиктовыми конгломератами, гравелитами и песчаниками с прослоями туфов, туффитов и лав кислого состава. Выше залегают филлитизированные сланцы с пиритом, туфопесчаники с линзами кварцевых порфиров, сменяющихся преимущественно туффитами и туфами с горизонтами песчаников и потоками лав андезитовых, андезито-базальтовых и базальтовых порфиритов. Завершается разрез пестроцветной глинисто-карбонатной пачкой, содержащей строматолиты и онколиты. Вул-

каногенные породы составляют от 15 до 40% разреза, причем кислые разности проявлены более слабо и главным образом в пирокластической и экструзивно-субвулканической фациях, обнаруживая эпидацитовый и эпидацит-липаритовый состав. Андезитовые, андезито-базальтовые, кварцево-базальтовые и базальтовые члены представлены в равной мере лавами, часто миндалекаменными и агломератовыми туфами, а также субвулканическими диабазовыми порфиритами. В пользу генетической однородности ассоциации свидетельствуют как геологические, так и петрогеохимические ее особенности (Миронов, Ножкин, 1972). В петрохимическом отношении базальтоиды характеризуются насыщенностью кремнеземом, повышенной щелочностью при резком преобладании натрия над калием и пониженным содержанием кальция и магния. Кислые породы отличаются повышенным (по сравнению с нормой для подобных образований) содержанием кальция, магния, титана и пониженным-редких и радиоактивных элементов.

Метабазальтовая, металипарит-андезит-базальтовая ассоциации, развитые в пределах обособленных достаточно крупных стратифицированных комплексов, отвечающих по современным представлениям среднему и верхнему рифею, могут рассматриваться как две самостоятельные магматические формации разных этапов формирования прогиба в пределах приенисейского зеленокаменного пояса.

Самый верхний уровень вулканизма, соответствующий третьему этапу, проявлен слабо; выделяется по наличию туфовых и туфогенных пород средне-основного состава среди карбонатных и терригенно-карбонатных отложений вороговской серии верхнего рифея.

В пределах Центральной зоны выделяется Чапско-Верхневороговская и Ангаро-Тисская подзоны. Обе они характеризуются близким стратиграфическим положением продуктов вулканизма и составом вмещающих отложений, а также развитием кислых и основных пород.

В Чапско-Верхневороговской подзоне рифейские вулканогенные породы развиты на трех стратиграфических уровнях: в верхней части сухопитской, в тунгусикской и чингасанской сериях. Наиболее полно разрезы вулканогенных толщ представлены в районе г. Коврига, в верховьях р. Вороговки и особенно по ее притокам — Оленьей, Захребетной, Черной, Лиственной, руч. Листвяжному, где они слагают довольно мощный (до 4—5 км) верхневороговский вулканогенно-осадочный комплекс.

Вулканогенные породы нижнего стратиграфического уровня представлены контрастной базальт-липаритовой формацией, среднего — андезит-базальтовой и верхнего — базальт-трахибазальтовой формациями.

Метабазальтовая ассоциация включает эффузивно-силловые образования, развитые среди хлорит-биотит-кварцевых, хлоритовых сланцев и метапесчаников, сменяющихся вверх по разрезу черными углеродисто-кремнистыми сланцами и известняками. Породы этой ассоциации представлены базальтовыми и диабазовыми порфиритами и их метаморфическими производными — альбитизированными метабазами, амфиболитами, карбонат-альбит-хлоритовыми ортосланцами. Мощность отдельных пластовых тел метабазитов превышает 100 м. В некоторых из них просматриваются реликты первичной миндалекаменной текстуры. По химическому составу породы близки к недифференцированным континентальным толеитовым базальтам с пониженным содержанием кальция, магния и повышенным — титана, щелочей, свинца, цинка, циркония, урана и тория.

Металипаритовая ассоциация образована субвулканическими кварцевыми порфирами, их лавами, туфами, игнимбритами и туффитами — продуктами эксплозивной деятельности вулканов центрального типа. Формирование их происходило несколько позже или одновременно в основных эффузивами. В нижних и средних частях разреза вулканогенной толщи можно наблюдать переслаивание (через 0,1—2 м) зеленых серицит-хлоритовых сланцев с базальтовыми порфиритами, порфироидами, альбититами, празинитовыми сланцами. Выше кислые и основные эффузивы чередуются с алевросланцами, пестроцветными песчаниками и конгломератами. На этом уровне широко развиты кислые пирокластолиты. Все выделенные разновидности кислых метавулканитов по химическому составу отвечают липаритам и изредка липарито-дацитам; характеризуются высоким содержанием кремнезема, резким преобладанием калия над натрием при значительном дефиците кальция и магния. Калиевая специализация кислых пород наряду с большим объемом кислых вулканитов, отсутствием промежуточных по составу пород между липаритом и базальтом и повышенными кларковыми концентрациями редких и радиоактивных элементов свидетельствуют о формировании кислой магмы за счет плавления гранито-гнейсового субстрата коры под воздействием мантийной базальтовой магмы.

Метаандезит-базальтовая ассоциация отделена существенным перерывом от базальт-липаритовой формации,

в течение которого была сформирована толща пестроцветных груборитмично-слонистых конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов и сланцев. Эффузивно-силловые образования лейкобазальтовых и андезито-базальтовых плагиоклазовых порфиритов образуют выдержанные по простираению тела мощностью в 1—35 м среди сероцветных флишеподобных и черносланцевых отложений. В верхах черносланцевой пачки отмечено мощное (200—250 м) пластообразное тело диабазовых порфиритов. Для пород данной ассоциации характерны крупнопорфировость и общий лейкобазальтовый уклон. По химическому составу они близки к эффузивам metabазальтовой ассоциации. Общим для них являются высокие концентрации титана и щелочей, низкие — магния. Отличаются породы данной ассоциации повышенной глиноземистостью.

Рифейский вулканизм в Чапско-Верхневороговской подзоне завершился формированием базальт-трахибазальтовой ассоциации среди флишеидных и тиллитоподобных валунно-галечных конгломератов чингасанской серии. По фациальной принадлежности среди пород ассоциации выделяются: собственно эффузивы — потоки и послонные тела плагиоклазовых и пироксен-плагиоклазовых базальтовых порфиритов, потоки гиалобазальтовых, андезито-базальтовых и трахибазальтовых порфиритов, потоки и дайки андезитовых и трахиандезитовых порфиритов; пирокластические образования — лито- и витрокластические туфы и туфобреккии базальтовых и трахибазальтовых порфиритов; субвулканические габбро и диабазовые порфириты. Весьма характерно широкое развитие апогиалиновых структур основной массы, присутствие фенокристаллов калинатрового полевого шпата, повышенное содержание титана, глинозема, щелочей и пониженное — магния и кальция. Наличие общих петрохимических черт с породами metabазальтовой и метаандезит-базальтовой ассоциаций позволяет рассматривать базальт-трахибазальтовую ассоциацию производной исходной толеитовой магмы, эволюционирующей в направлении увеличения содержания железа, титана и щелочей.

Ассоциация щелочно-ультраосновных — щелочно-базальтоидных пород формируется в сублатформенный этап развития рифейских структур кряжа. Послойные тела и потоки щелочных пикритовых порфиритов, анкармитов, авгититов, лимбургитов, шонкинитов распространены среди верхнерифейских и вендских отложений чингасанской и чапской серий. Многочисленные дайки и жилы сложены слюдяными пикритовыми порфиритами, оливиновыми пироксенитами, бе-

кинкинитами. Трубки взрыва заполнены эруптивными брекчиями и туфобрекчиями пикритовых порфиритов. Отличительной особенностью химического состава пород этой ассоциации является высокое содержание кальция, титана, преобладание калия над натрием. От типичных кимберлитов производные этой магмы отличаются низким содержанием магния.

Рифейские вулканогенные породы Ангаро-Тисской подзоны, развитые на уровне сухопитской и тунгусикской серий, представлены теми же породными ассоциациями, что и в Чапско-Верхневороговской. Отличия заключаются в том, что в базальт-липаритовой формации Ангаро-Тисского района преобладают породы основного состава. Среди кислых пород наряду с липаритовыми порфирами распространены дациты. Химический состав их отличается от верхневороговских металипаритов общей пониженной щелочностью, большим содержанием железа, титана, магния, кальция, элементов-примесей — марганца, кобальта, меди, цинка; напротив содержание редких элементов — циркония, ниобия, редких земель, тория — в них заметно ниже. Породы метабазальтовой ассоциации распространены здесь значительно шире, обнаруживая сходство по содержанию кремнезема, глинозема и железа с аналогичными образованиями верхневороговских вулканитов, они отличаются несколько повышенной магнезиальностью, известковистостью и пониженной щелочностью.

Метаандезит-базальтовая ассоциация, развитая на уровне шунтарской и киргитейской свит, более дифференцирована. Наряду с базальтами и андезито-базальтами распространены андезиты и кислые вулканиты.

Сравнение вулканизма Западной и Центральной зон выявляет существенные различия. В Центральной зоне широко развиты кислые породы, обнаруживающие явно коровое происхождение. Для базальтоидов от древних к молодым характерен тренд накопления железа, титана и щелочей. По составу и особенностям эволюции это типичные континентальные толеиты устойчивых областей. Метабазиты Западной зоны, находящиеся в пространственной связи с ультрабазитами, по петрохимическому и микрокомпонентному составу аналогичны примитивным толеитам океанов. Металипарит-андезит-базальтовая ассоциация этой зоны, формировавшаяся на более позднем этапе, близка известково-щелочным андезито-базальтовым формациям молодых складчатых областей и островных дуг. Кислые породы той же ассоциации, судя по петрохимическим и другим признакам, возникли в ходе нормальной эволюции базальтоидной магмы, про-

текавшей в направлении увеличения кремнезема и в меньшей мере щелочей.

Следовательно установленная нами петрохимическая зональность в составе продуктов вулканизма проявляется в резком увеличении роли кислых пород, повышении щелочности кислых и основных вулканитов, в основном за счет калия, и железистости базальтоидов в Центральной зоне в сравнении с Западной.

Различия в составе и эволюции магматизма этих зон обусловлены глубинными условиями генерации и подъема к поверхности магм, которые predetermined геодинамическими особенностями развития тектонических зон и отличиями в составе и мощности коры и верхней мантии отдельных блоков. Западная вулканическая зона приурочена к Енисейскому глубинному разлому, заложившемуся в меланократовом мегаблоке — приенисейском зеленокаменном поясе. Центральная зона вулканизма контролируется Татарской системой разломов в пределах химически дифференцированного сиалического сегмента коры.

Рифейский вулканизм юго-западного ограничения Сибирской платформы, проявившийся в линейных зонах растяжения (Ножкин, Болдырев, 1979), отражает процессы дифференциации раннедокембрийских кратонизированных областей, начавшиеся в рифее, около 1400 млн. лет назад (Борукаев, 1980) и сопровождавшиеся рифтогенезом (Клитин и др., 1977), деструкцией и погружением континентальной коры и формированием обрамляющих платформ подвижных поясов.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Борукаев Ч. Б.** Периодизация тектонической истории Земли. — В кн.: Тектоника Сибири. М.: Наука, 1980, т. 8, с. 9—15.
2. **Волобуев М. И., Зыков С. И., Стулникова Н. И., Воробьев И. В.** Свинцово-изотопная геохронология докембрийских метаморфических комплексов юго-западного ограничения Сибирской платформы. — В кн.: Геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1980, с. 14—30.
3. **Клитин К. А., Палей И. П., Постельников Е. С.** Палеорифты обрамления Сибирской платформы. — В кн.: Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977, с. 192—197.
4. **Ковригина Е. К., Ковригин Ф. П.** Магматические породы северо-западной части Енисейского кряжа. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. Л., 1967, с. 140—154.
5. **Корнев Т. Я., Дашенко В. М., Бозин А. В.** Рифейский магматизм и колчеданно-полиметаллическое оруденение Енисейского кряжа. — М.: Недра, 1974. — 126 с.
6. **Миронов А. Г., Ножкин А. Д.** Золото и радиоактивные элементы в рифейских вулканогенных породах и продуктах их метаморфизма. — Новосибирск: Наука, 1978. — 252 с.

7. **Ножкин А. Д.** Послепротерозойские эпохи тектоно-магматической активизации в Енисейском кряже и особенности их металлогении. — Геол. и геофиз., 1974, № 12, с. 24—31.

8. **Ножкин А. Д.** Высокомагнезиальные базиты и тикритонды докембрия Енисейского кряжа — аналоги мафитовых и ультрамафитовых коматинтов. — В кн.: Мантийные ксенолиты и проблемы ультраосновных магм. Новосибирск, 1980, с. 26—28.

9. **Ножкин А. Д.** Магматизм раннедокембрийских зеленокаменных поясов Енисейского кряжа. — В кн.: Магматические формации складчатых областей Сибири, проблемы их происхождения, рудоносности и картирования. Тез. докл. Новосибирск, 1981, с. 106—107.

10. **Ножкин А. Д., Болдырев М. В.** Рифейский вулканизм, тектоническая зональность и металлогения Енисейского кряжа. — Геол. и геофиз., № 10, 1979, с. 47—60.

11. **Ящук В. И.** Магматизм Манского прогиба. — В кн.: Геологическое строение Манского прогиба и его положение в Саяно-Алтайских байкалидах. Новосибирск: Наука, 1978, с. 149—174.

Г. В. Козлов, О. А. Вотях

ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ И ГРАНИЦА МЕЖДУ ВЕНДОМ И РИФЕЕМ В ТУРУХАНСКОМ ПОДНЯТИИ

В силу сравнительно простого тектонического строения Туруханского поднятия и достаточно хорошей обнаженности древних толщ представления об их стратиграфии, созданные еще первыми работами А. И. Гусева, Г. И. Кириченко и А. Г. Вологодина, долгое время совершенствуясь в деталях, в основе своей оставались неизменными.

Полученные к настоящему времени результаты детального изучения свит, их ассоциаций, ареала распространения, а также анализ всей структуры туруханского поднятия в целом позволяют несколько иначе трактовать строение верхних подразделений докембрия и по-новому поставить вопрос о вероятном их соотношении с платоновской свитой (рис. 1).

Платоновская свита выделена А. И. Гусевым (1939, 1941) и Г. И. Кириченко (1940) на р. Сухой Тунгуске. Тогда же А. И. Гусевым установлено, что платоновская свита в этом разрезе «... с угловым несогласием и стратиграфическим перерывом, с базальным конгломератом в основании...» (1941, с. 111) налегает на

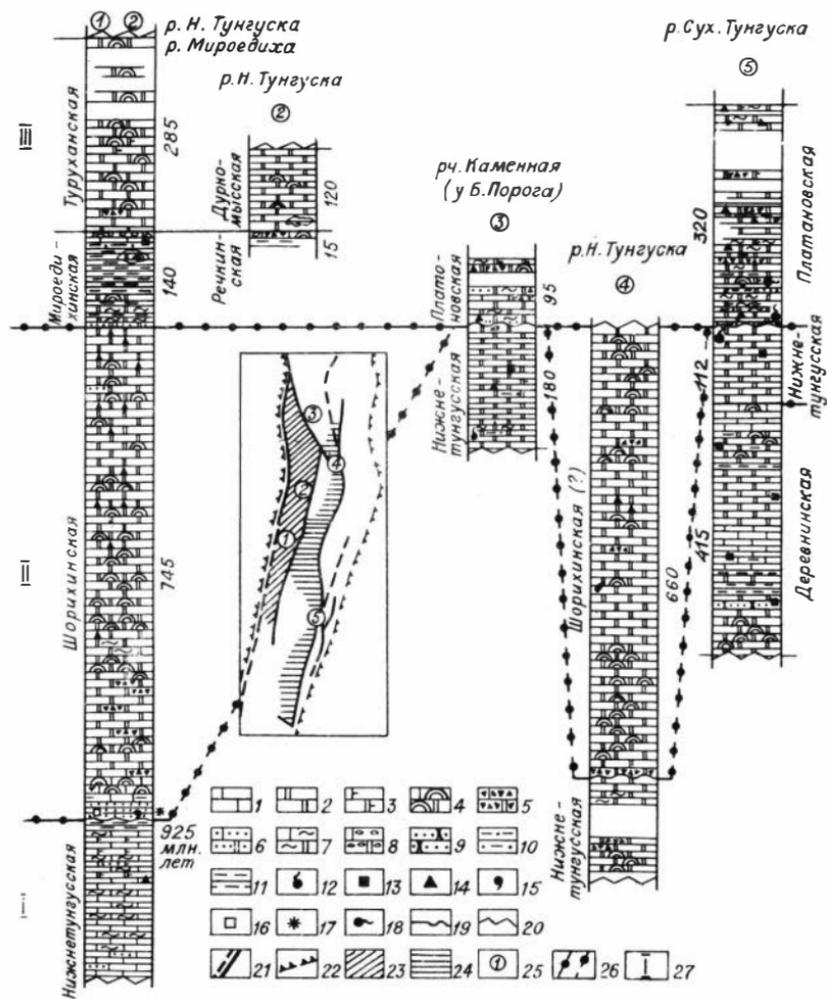


Рис. 1. Схема корреляции позднедокембрийских-раннепалеозойских отложений Туруханского поднятия

1 — известняки; 2 — доломиты; 3 — известняки доломитовые и доломиты известковистые; 4 — 8 — известняки и доломиты; 4 — строматолитовые, 5 — брекчиевые, 6 — песчанистые, 7 — глинистые, 8 — конгломератовидные; 9 — песчаники и кварциты; 10 — алевролиты; 11 — аргиллиты; 12 — битум; 13 — пирит; 14 — кремни, кремнистые карбонаты; 15 — глауконит; 16 — сидерит; 17 — радиометрический возраст по глаукониту; 18 — ископаемые остатки червей; 19 — границы (а — согласные, б — с разрывом); 20 — тектонические контакты и разрезы искусственно прерванные; 21 — разломы; 22 — границы Туруханского поднятия; 23 — Туруханская моноклираль; 24 — Голоярская моноклираль; 25 — местоположение разреза; 26 — границы формационных комплексов; 27 — формационные комплексы

черные доломиты свиты буровой (нижнетунгусской).

Геологосъемочными работами на р. Нижняя Тунгуска разрез протерозойских образований был дополнен толщей пород, известных в настоящее время как свиты (снизу вверх) шорихинская, мироедихинская, туруханская, речкинская и дурномысская (Кириченко, 1955; Драгунов, 1955, 1959, 1963 и др.). С того времени до сих пор в литературе бытует представление, что платоновская свита налегает с отчетливо выраженным несогласием на различные горизонты всех докембрийских подразделений, в том числе и на дурномысскую свиту, а разрез, описанный А. И. Гусевым на р. Сухой Тунгуске, рассматривается как частный случай такого соотношения. Эти представления многократно повторены в рукописных и печатных работах и принимаются как само собой разумеющиеся доказательства, хотя непосредственные соотношения платоновской свиты с верхними подразделениями докембрия никем не наблюдались.

Анализ всех известных выходов верхнепротерозойских отложений Туруханского поднятия свидетельствует, что по площади распространения, набору свит и строению региональных разрезов, они четко группируются в два типа разрезов, соответствующих Туруханской (западный тип) и Голыарской, или Сухотунгусской (восточный тип), моноклиналям. Различия в строении западного и восточного типов разрезов (рис. 1) предопределены дифференциацией Туруханского поднятия на блоки (начиная с нижнетунгусского или деревнинского времени) и особенностями развития этих блоков в дальнейшем.

В восточном блоке повсеместно в доступных для непосредственного наблюдения участках (разрезы по рекам Большая Шориха, Каменная, Мельничная, Сухая Тунгуска) разрез верхнего протерозоя венчает нижняя подсвита нижнетунгусской свиты, трансгрессивно перекрытая платоновской свитой. Резкое угловое несогласие между ними (до 90°) проявляется только вблизи разломов, тогда как в удалении от них оно устанавливается геологическим картированием и выявляется при составлении профильных разрезов (Вотах, Козлов, 1965; Вотах, 1968). Только на р. Н. Тунгуска, ниже урочища Голый Яр, на породах нижней подсвиты нижнетунгусской свиты с размывом с обломками и глыбами ее пород в основании залегают толща светло-серых, кремневых массивных доломитов, а не типичная «платоновская свита». По литологическим признакам, а также по сопоставлению со сводной стратиграфической колонкой западного блока эти доломиты можно условно отнести к шорихинской свите. Поскольку соотношение светло-серых доломитов с перекрывающими по-

родами остается неизвестным, не следует полностью исключать возможность и более молодого (чем шорихинская свита) возраста упомянутой доломитовой толщи.

Развитие западного блока (Туруханская моноклинал на рис. 1) характеризовалось устойчивым прогибанием и в его пределах выше нижнетунгусской свиты, представленной в полном объеме, развиты шорихинская, мироедихинская и туруханская свиты. Ранее этот перечень дополняли речкинская и дурномысская свиты, которые в сводном разрезе помещались стратиграфически выше туруханской. Однако изучение показало, что: 1. Речкинская и дурномысская «свиты» имеют исключительно локальное распространение: известен единственный выход этих двух свит в приустьевой части Нижней Тунгуски; 2. Стратиграфическое положение их неопределенно, так как «свиты» вскрываются в тектоническом блоке, отделенном разломами от всего остального разреза; 3. Последовательность слоев в «речкинской свите» (вскрытая, доступная наблюдению мощность 12—15 м) по существу повторяет разрез пачки II верхней подсвиты мироедихинской свиты (см. колонки 1, 2 на рис. 1); 4. Как дурномысская, так и туруханская свиты сложены одними и теми же видами горных пород, которые между собою практически полностью тождественны по комплексу физических свойств; 5. Минеральный состав тяжелых фракций из доломитов той и другой свиты не просто сходен, а полностью аналогичен и в тоже время отличается от такового подстилающими толщами. В тяжелых фракциях резко преобладает пирит вместе с окислами железа, магнетитом, пироксеном, с минералами группы эпидота он составляет основную часть, в единичных знаках (очень редко в количестве первых процентов) содержится рутил, турмалин, циркон, ильменит, дистен, корунд, гранат, лейкоксен, анатаз, мусковит, биотит, сфен, тремолит, хлорит. В дурномысской и туруханской свитах постоянно (иногда достигая нескольких процентов состава фракций) присутствуют галенит, сфалерит, халькопирит и арсенопирит.

Изложенное убедило нас в неправомерности выделения самостоятельных речкинской и дурномысской «свит» и помещения их в сводном разрезе докембрия выше туруханской свиты. Нам представляется, что вскрытая в приустьевой части Нижней Тунгуски толща известняков и доломитов (так называемые речкинская и дурномысская «свиты») представляют собой надвинутый по мироедихинскому разлому фрагмент разреза, охватывающий верха мироедихинской и туруханской свиты.

Этому не противоречит также и то обстоятельство, что строматолиты дурномысской и туруханской свит представлены по существу одними и теми же формами (Комар, Серебряков, 1969).

Итак, в пределах Голыарской моноклинали (восточный тип разреза) на нижней подсвите нижнетунгусской свиты с перерывом (и угловым несогласием) залегает платоновская свита, тогда как в Туруханской моноклинали (западный типа разреза) выше нижнетунгусской свиты, развитой в полном объеме, известны шорихинская, мироедихинская и туруханская, соотношения которых с более молодыми образованиями достоверно пока неизвестны.

Платоновская свита в этой западной части Туруханского поднятия не закартирована и соотношения ее с мироедихинской и туруханской свитами также неизвестны. В связи с этим возникает вопрос: почему же все-таки первые исследователи помещали платоновскую свиту в сводной колонке Туруханского поднятия стратиграфически выше обнаженных на р. Ниж. Тунгуска (речкинской и дурномысской «свит») Очевидно, что довод в пользу таких построений основан, во-первых, на представлениях о непрерывности разреза от стрельногорской до дурномысской свит (Кириченко, 1965, 1958; Драгунов, 1958, 1963; Микуцкий, 1960; Келлер и др., 1967 и др.) и во вторых, на выделении здесь байкальской складчатости по угловым несогласиям, обнаруженным в подошве платоновской свиты и автоматически перенесенным в кровлю дурномысской «свиты» на р. Ниж. Тунгуска.

Первое из этих положений остается справедливым в том смысле, что до туруханской свиты включительно разрез здесь действительно непрерывен (см. колонку 1 на рис.1). Второе, на наш взгляд, являет собой пример использования угловых несогласий в стратиграфических целях, когда возраст наблюдаемых толщ устанавливается исходя из будто бы строго обязательного стратиграфического положения каждого углового несогласия и перерыва на всей площади. Однако известно, что предплатоновские несогласия, как присводовые, так и приразломные, в Туруханском районе разделяют сходные осадочные формации (Вотах, Козлов, 1965). Движения по разломам здесь продолжались и после образования первых несогласий, а толщи, разделенные их поверхностью, в последующем деформировались унаследованно. Эти деформации, хотя и свидетельствуют об образовании сводов и разломов в предплатоновское время, однако ни в коей мере не означают, что разновозрастные с плато-

новской свитой формации и в других местах рассматриваемого района не могут залегать моноклинально, без видимого структурного несогласия с подстилающими свитами.

Другими словами ни прямых, ни косвенных структурных и геологических свидетельств в пользу более молодого возраста платоновской свиты по сравнению с мироедихинской и туруханской свитами в настоящее время, если говорить строго, нет.

Итак, накопление регрессивного спектра осадков нижнетунгусской свиты шло в условиях усиления тектонической активности, начинавшегося общего поднятия территории. Движения, столь различно проявившиеся на востоке и западе района, связаны с резким тектоно-магматическим рубежом, четко намечающимся в Евразии и Северной Америке и датируемым значениями абсолютного возраста в 1000—1100 млн. лет (Келлер, Семихатов, Чумаков, 1967). Этими датировками определяется возраст верхней границы нижнего формационного комплекса (рис. 2).

Начиная примерно со средне-поздненижнетунгусского времени, восточный блок был выведен на поверхность. Длительность связанного с этим событием перерыва в накоплении осадков в разных участках поднятия была, очевидно, не одинаковой. Следующий за указанным перерывом формационный комплекс имеет более локальное распространение, что связано с наличием локальных перерывов и несогласий в его подошве и кровле. Этому формационному комплексу докембрия отвечает относительно монотонная (и мощная в западных разрезах) доломитовая толща, выделенная под названием «шорихинская свита». Примерно с мироедихинского времени начал формироваться третий осадочный формационный комплекс. Он связан с трансгрессией, которая распространилась на всю территорию региона. Залегающие в его основании мироедихинская и платоновская свиты (их стратиграфические соотношения друг с другом остаются пока неясными) начинают собой новую трансгрессивную серию осадков, относимых к венду и нижнему палеозою. Базальные горизонты венд-нижнепалеозойского комплекса в разных зонах Туруханского поднятия представлены литологически сходными формациями (рис. 1, 2). Это доломиты серые, кремовые, зеленые, участками вишневые тонкоплитчатые, часто глинистые и песчаные с кремнями и прослойками глауконит-кварцевых песчаников и аргиллитов. Однако, выше по разрезу различия их становятся настолько заметными, что они обособляются в самостоятельные свиты: мироедихинскую—на западе и платоновскую—на востоке.



Рис. 2. Схема расчленения позднекембрийских-кембрийских отложений Туруханского поднятия

Обе эти свиты перекрываются снова литологически сходными светлоокрашенными строматолитовыми доломитами, называемыми на западе и востоке соответственно туруханской и костинской свитами. Формационный анализ этого верхнего комплекса наводит на мысль, что в Туруханском поднятии имеется один из наиболее полных для Сибирской платформы разрезов верхнего докембрия. Развитый здесь венд-нижнепалеозойский комплекс, возможно, отвечает искомому стратотипу пограничных отложений позднего докембрия и раннего кембрия международного стандарта, поиски которого уже ведутся (Кауи, Розанов, 1973; Соколов, 1974; Лучинина, Кирьянов, Гниловская, 1978).

ЛИТЕРАТУРА

Вотях О. А. Тектоника докембрия западной окраины Сибирской платформы. — М.: Наука, 1968. — 138 с.

Вотях О. А., Козлов Г. В. Об угловых несогласиях на границе кембрия и докембрия в Туруханском районе. — Геол. и геофиз., 1965, № 7, с. 109—112.

Гусев А. И. К геологии и нефтегазоносности Туруханского района. — Вести. ЗСГУ, 1939, № 5, с. 16—21.

Гусев А. И. К вопросу о нефти Туруханского района. — Вестн. ЗСГУ, 1941, № 1—2, с. 109—116.

Драгунов В. И. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности бассейна нижнего и среднего течения р. Сухой Тунгуски. — Сборн. научно-техн. информ. Техн. упр. Мин-ва геол. и охраны недр, 1965, № 2, с. 13—15.

Драгунов В. И. К вопросу о выделении и расчленении синийских отложений на Сибирской платформе. — В кн.: Тр. межвед. совещ. по стратигр. Сибири. Докл. по стратигр. докембрия. М.: Изд-во АН СССР, 1958, с. 46—53.

Драгунов В. И. Геологическое строение южной части Западного обрамления Тунгусской синеклизы. — В кн.: Матер. по геол. и полезн. ископ. Сибирской платформы. Л.: ВНИГРИ, 1959, вып. 23, с. 58—59.

Драгунов В. И. Туруханский и Игарский районы. — В кн.: Стратиграфия СССР. Верхний кембрий. М.: Геолтехиздат, 1963. с. 138—151.

Кауи Д. В., Розанов А. Ю. Отчет Международной рабочей группы о симпозиуме по проблеме границы кембрия и докембрия. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 12, с. 72—83.

Келлер Б. М., Семихатов М. А., Чумаков Н. М. Верхний протерозой Сибирской платформы и ее обрамления. — В кн.: Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири. Красноярск, 1967, с. 247—291.

Кириченко Г. И. Главнейшие черты геологического строения юго-восточной части Туруханского района и новые данные по его нефтеносности. — Вести. ЗСГУ, 1940, № 3—4, с. 1—8.

Кириченко Г. И. Верхний протерозой западной окраины Сибирской платформы. — В кн.: Материалы ВСЕГЕИ. Нов. сер., Л., 1955, вып. 7, с. 5—28.

Кириченко Г. И. Енисейский кряж и Туруханское поднятие. — В кн.: Геологическое строение СССР. Т. I, Стратиграфия. М.: Госгеолтехиздат, 1958, с. 102—108.

Комар В. А., Серебряков С. Н. К стратиграфии докембрия Туруханского поднятия. — Докл. АН СССР, 1969, т. 189, № 6, с. 1321—1324.

Лучинина В. А., Кирьянов В. В., Гниловская М. Б. О корреляции пограничных отложений докембрия и кембрия Восточно-Европейской и Сибирской платформы. — Докл АН СССР, 1978, т. 240, № 5, с. 1184—1187.

Микуцкий С. П. Стратиграфия доверхнепалеозойских отложений приенисейской части Сибирской платформы. — Тр. СНИИГГиМС, 1960, вып. 13, с. 90—108.

Соколов Б. С. Основные результаты международного симпозиума по границе докембрия и кембрия. — Геол. и геофиз., 1974, № 4, с. 18—26.

В. В. Беззубцев

СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ ТАЙМЫРА И ОСОБЕННОСТИ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

Исследования последних лет значительно расширили наши знания о геологии Таймырской складчатой области и особенно по стратиграфии докембрия. Они убедительно показали, что среди всех докембрийских образований самым широким распространением на Таймыре пользуются позднерифейские. Они имеют неоднородное строение и составляют две структурно-формационные (складчатые) зоны: Шренк-Ленинградскую и Ленивенско-Челюскинскую (Беззубцев и др., 1978). Сочленение этих зон происходит по Главному Таймырскому и Диабазовому надвигам. Фундаментом позднерифейских отложений являются сильно дислоцированные породы нижнего протерозоя (Шренковский выступ).

Структурно-вещественные комплексы, их формационная принадлежность, метаморфизм и другие сведения показаны в таблицах 1 и 2. Палеогеологическая реконструкция формирования комплексов и их пространственное размещение показано на рис. 1—3. Анализ приведенных материалов позволяет сделать следующие выводы:

1. Нижний структурно-вещественный комплекс в Шренк-Ленинградской складчатой зоне (краснореченская, колосовская и каньонская свиты) по формационному облику скорее напоминают образования Анабарской антеклизы (обилие по разрезу органогенных доломитов, наличие кварцевых песчаников, глауконитсодержащих пород), слагающие низы платформенного чехла. Отличие состоит в гораздо большей их мощности (4000—9000 м). Терригенно-карбонатный состав отложений (вулкано-

Таблица I

СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ И ФОРМАЦИИ
ШРЕНК-ЛЕНИНГРАДСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ЗОНА

		Шренковская подзона	Ленинградская подзона	Мета-мор-физм	Верхнепротерозойские
Орогенный ?	Верхний рифей	 Вулканоогенно-осадочная (посадочная свита)	 Андезит-базальтовая (лаптевская верхняя подсвита)	Зеленосланцевый	 Граниты, плагиограниты (синккладчатые)
		 Карбонатно-базальт-трахибазальтовая (светлинская, каньонская свиты)	 Мелэфиритовая (борзовская и лаптевская нижняя подсвита)		 Габбро-диабазы
		 Липарит-андезит-базальтовая (дорожничская свита)	 Терригенная пестроцветная морская (каньонская свита)		 Габбро-серпентиниты
Платформенный (неоалтагский)	Верхний рифей	 Карбонатная (колосовская свита)	 Карбонатная морская (колосовская свита)	Зеленосланцевый	 Трубки взрыва, палеовулканы.
		 Терригенная красноцветная, континентальная (красно-реченская свита)			
Протогевексиний - на льдин	Нижн. протерозой	Шренковский выступ I Амфиболиты двупироксеновые, гранатпироксеновые; плагиогнейсы двупироксеновые, биотит-и гранат-розовообманковые и др.; мраморы, кварциты.		Гранулитовая	Шренковский выступ Гнейсы - граниты гранит-мигматиты.

генные породы появляются только в верхах комплекса в Шренковской подзоне), хорошая сортировка терригенного материала, отсутствие существенных фациальных изменений свидетельствуют о том, что тектоническая обстановка в это время была стабильной. В целом же область испытывала прогибание, развивающееся в краевой части платформы.

2. Верхний структурно-вещественный комплекс в Шренк-Ленинградской зоне, большей по площади, самым характерным членом комплекса является липарит-дацитовая формация (борзовская свита и нижнепаптевская подсвита) мощностью 3000—4000 м. Резко преобладающие кислые вулканиты образуют подобие вулканического пояса, протяженностью более 600 км. Они формировались в субаэральных и наземных условиях; нередко имеют красноцветный облик; сохранились вулканические постройки, около которых широко развиты грубообломочные часто красноцветные осадки. Последние также замещают вулканиты в направлении с севера на юг (октябрьская и ждановская свиты). Другие две формации: липарит-андезит-базальтовая (внизу) и андезит-базальтовая (вверху) не получили широкого распространения в Ленинградской подзоне и возможно являются всего лишь фациями липарит-дацитовой. Однако, примечательно, что в полях липарит-андезит-базальтовой формации размещаются массивы габбро и гипербазиты (Залялеев, Беззубцев, 1975).

Таблица 2

ЛЕНИВЕНСКО-ЧЕЛЮСКИНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ЗОНА

Геосинклинальный?	Верхний протерозой - силур	 Известняковая (S)	Метаморфизм	Зеленосланцевый	 Раннепалеозойские перидотиты, габбро-нориты, габбро	S ₁		
		 Флишидная терригенная (Ленивенская, Хутудинская, Мининская свиты, E ₂ -O ₁)						
Протогеосинклинальный?	Нижний протерозой	Кристаллические породы, аналогичные Шренковскому выступу						

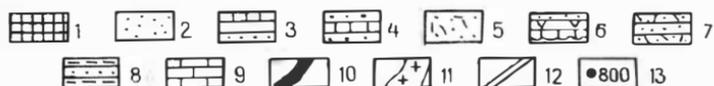
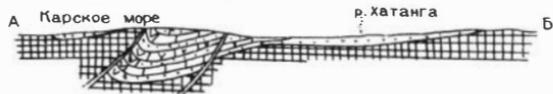
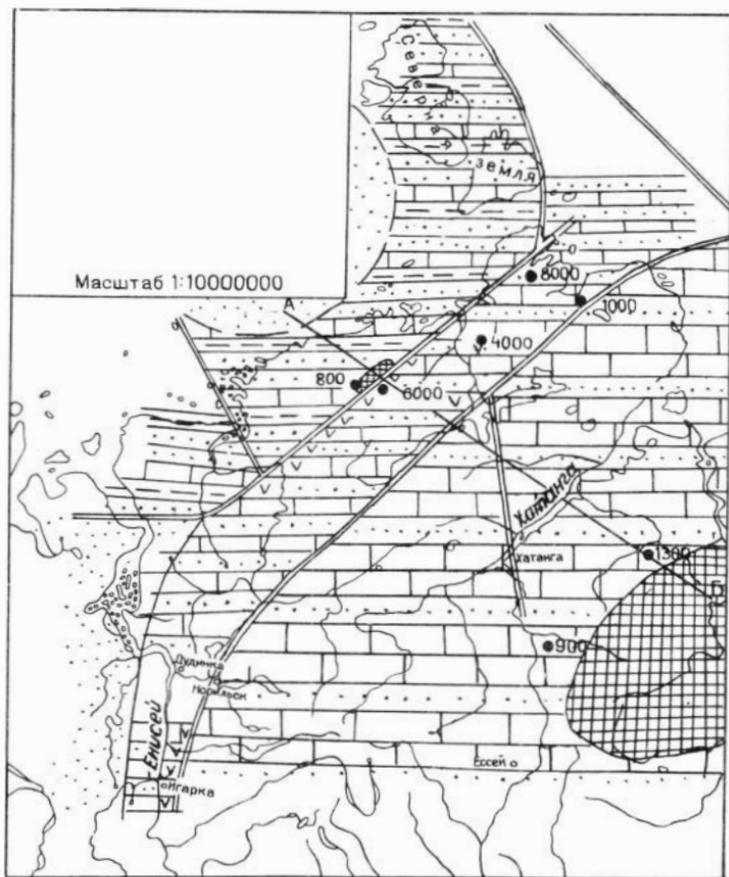


Рис. 1. Палеогеологическая карта на время формирования краснореченской, колосовской и каньонской свит позднего рифея

1 — стабильные поднятия: Анабарская антеклиза, Шренковское поднятие; 2 — суша равнинная и островная, формации и группа формаций; 3 — известняково-сланцево-песчаниковая; 4 — морская карбонатно-терригенная; 5 — лиларит-дацитовая, преимущественно туфовая; 6 — морская карбонатно-вулканогенная; 7 — вулканогенно-осадочная; 8 — морская флишонная; 9 — морская карбонатная; 10 — гипербазиты; 11 — гранитоиды; 12 — главные разломы; 13 — мощность комплексов

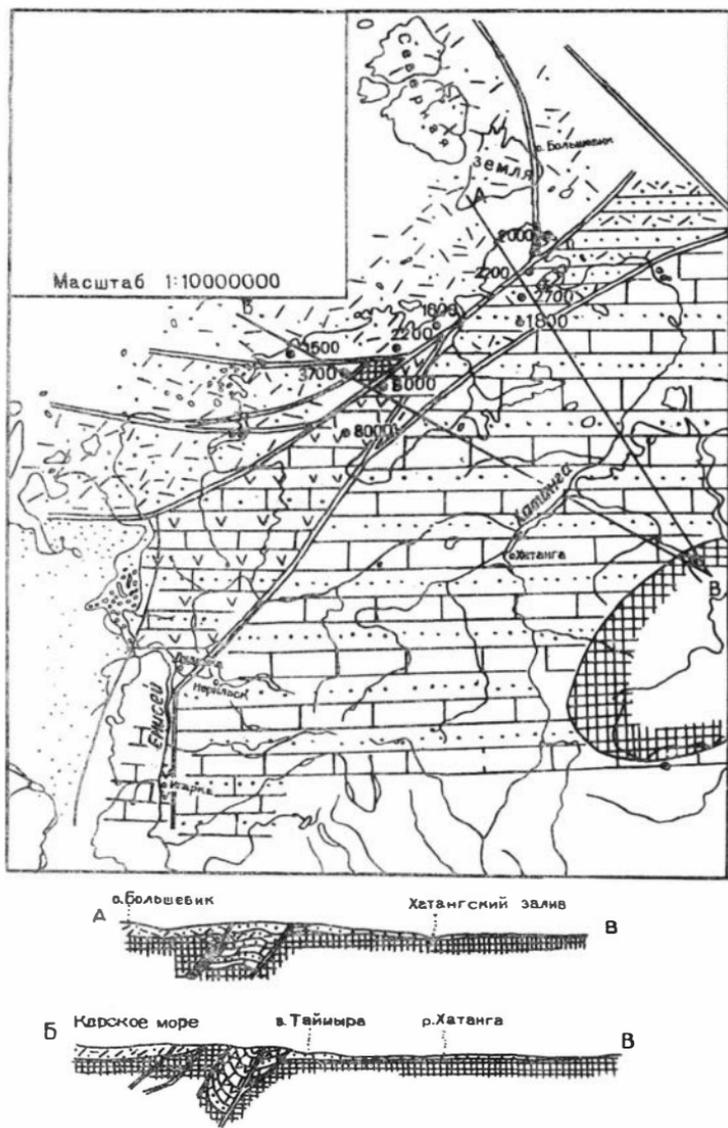


Рис. 2. Палеогеологическая карта на время формирования дорожинской, борзовской, лаптевской, октябрьской, каньонской, светлинской и посадочной свит (усл. обозн. см. рис.1)

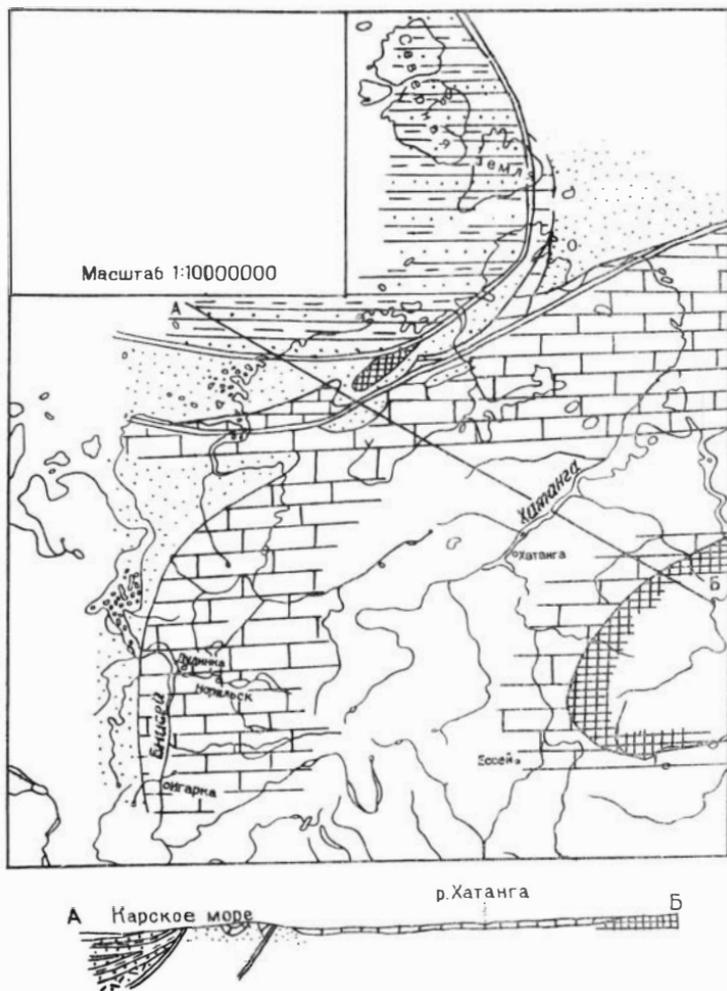


Рис. 3. Палеогеологическая карта на время формирования верхов позднего рифея и начала кембрия (усл. обозн. см. рис. 1)

Формирование верхнего структурно-вещественного комплекса завершилось складчатостью и становлением гранитоидов. Им предшествовало послойное внедрение многочисленных тел габбро и габбро-диабазов. Как показывает вещественный состав

комплекса, его формирование сходно с формированием орогенных структур.

Вышележащий палеозойский структурно-вещественный комплекс образовался в типичных платформенных условиях.

В небольшой по площади Шренковской подзоне верхний структурно-вещественный комплекс формировался в совершенно иных условиях. Нижняя его формация — карбонатно-базальт-трахибазальтовая (светлинская и каньонская свиты) мощностью до 6000 м образовалась в условиях интенсивного прогибания; изливались лавы основного, щелочного и реже кислого состава. Вулканизм был преимущественно эксплозивный, наземный или субаэральный. Породы почти во всех случаях подвергнуты интенсивной глинизации.

Формирование комплекса завершилось накоплением мощной вулканогенно-терригенной формации (до 5000 м). Вулканиды дифференцированы по составу, их объем не превышает 30%. Основная роль принадлежит продуктам разрушения вулканогенных пород. В верхах формации появляются туфы кислого состава. Из интрузивных пород отмечаются небольшие по размерам тела сильно изменчивых габбро и тела ультраосновных пород. В целом верхний комплекс развивался унаследованно от нижнего. вследствие чего граница между ними по существу отсутствует

Вышележащий палеозойский платформенный комплекс залегает с резким структурным несогласием.

3. В Ленивенско-Челюскинской складчатой зоне верхнерифейские отложения тесно связаны с палеозойскими и составляют с ними единый структурно-вещественный комплекс. Низы его представлены липарит-дацитовый формацией, а верхи — флишоидной терригенной формацией, имеющей возраст верхи рифея — нижний кембрий и мощность более 1000 м. Флишоидная формация вмещает мелкие по размерам тела раннепалеозойских перидотитов, габбро-норитов и многочисленные тела позднепалеозойских гранитоидов. Породы верхней формации в отдельных участках сильно метаморфизованы; метаморфизм как региональный, так и контактовый. Состав обломочного материала однозначно свидетельствует о том, что большая часть терригенных пород образовалась за счет разрушения вулканитов. Основной снос материала происходил, по-видимому, с Таймыра, в меньшей мере с островной суши и с суши, располагающейся к северу. Условия формирования комплекса весьма сходны с типичными геосинклинальными.

4. Соотношение дорифейских и позднерифейских образований свидетельствует о том, что до начала позднего докембрия Таймыр

составлял совместно с Анабарской антеклизой единую платформенную структуру. В конце позднего докембрия Таймыр, представляя собой, по-видимому, краевую часть платформы, испытывает активизацию. При этом на территории, которая располагалась ближе к Анабарской антеклизе, в самом конце рифея произошла складчатость (байкальская). Платформенный чехол начал формироваться в начале палеозоя. На территории, расположенной на удалении от антеклизы, платформенный чехол начал формироваться не ранее силура.

ЛИТЕРАТУРА

Беззубцев В. В., Мальцев Ю. М., Григорьев Ю. И. и др. Новые данные по стратиграфии докембрия Таймыра.— В кн.: Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия восточных и северных районов Сибири.— Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978, с. 70-87.

Залялеев Р. Ш., Беззубцев В. В. О Челюскинском гипербазитовом поясе.— Геол. и геоф., 1975, № 12, с. 132-133 с ил.

В. Я. Кабаньков, Р. Ф. Соболевская

ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКО-РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ЭТАП ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ТАЙМЫРО-СЕВЕРОЗЕМЕЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Как следует из полученных в последние годы материалов, позднедокембрийские и раннепалеозойские отложения Таймыро-Североземельской складчатой области имеют невыдержанный с юга на север формационный состав, что и дало основание выделить здесь две структурно-фациальные зоны — северную и южную (Кабаньков и др., 1978). Первая из них представляет собой прогиб, выполненный толщей осадков песчано-глинистого состава, образующих ритмичное переслаивание. В дальнейшем мы будем называть ее толщей флишондного типа (рис.). Вторая зона характеризуется широким развитием мономинеральных (преимущественно кварцевых) пород терригенного состава и карбонатов; структурно она принадлежит области древней стабилизации. Гра-

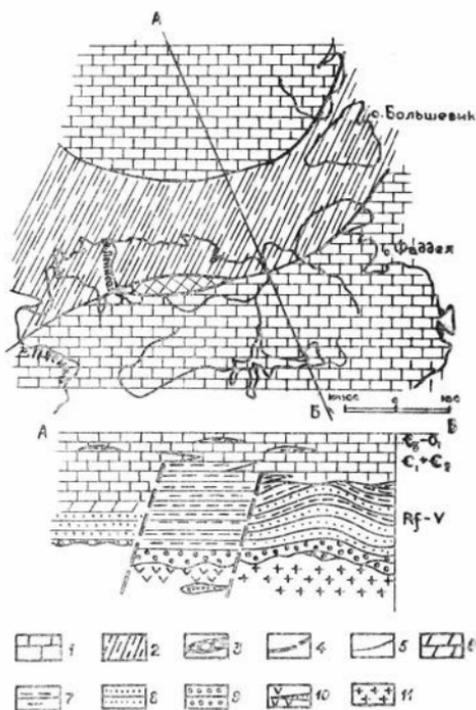


Рис. Карта формаций рифейско-фанерозойского этапа

1 — формация известняков, 2 — флишидная формация, 3 — области размыва, 4 — разломы, 5 — границы формаций. Только на разрезе: 6 — формация доломитов, 7 — алевроито-глинистые породы, 8 — песчаники, 9 — конгломераты, 10 — терригенно-вулканогенные породы, 11 — гнейсы, кристаллические сланцы

ница между этими зонами геологически довольно хорошо следует. На Таймыре она нередко совпадает с группой разломов почти широтного или северо-восточного направления; на севере — обосновывается геофизически и особенно четко она устанавливается на о. Октябрьской Революции, где ей соответствует зона высоких магнитных аномалий.

Стратиграфия позднедокембрийских, да и отчасти раннепалеозойских, отложений рассматриваемого региона изучена пока очень слабо. До настоящего времени еще не разработана унифицированная схема этих отложений. Особенно сложно обстоит дело с древними вулканогенными образованиями, широко развитыми на Центральном и Восточном Таймыре.

Единственно, что представляется сейчас достаточно обоснованным,

так это возрастное положение ритмично построенной толщи флишидного типа, выполняющей прогиб, и кембрийских карбонатных отложений стабилизированной области. В северной структурно-фациальной зоне толщина флишидного типа, помещавшаяся предшествующими исследователями на разные стратиграфические уровни позднего или раннего протерозоя, имеет позднедокембрийский-раннепалеозойский возраст (Кабаньков и др., 1978; Соболевская и др., 1978). Исходя из некоторого различия в составе пород на Западном и Центральном Таймыре она подразделяется на две свиты: мининскую (внизу) и хутудинскую

(вверху), общей мощностью около 1000 м. Последняя расчленяется на подсвиты: нижнюю — пестроцветную и верхнюю — зеленоцветную. На Карском побережье им соответствуют низы поспеевской толщи (таблица).

Подобное же строение разреза этой толщи установлено на востоке региона. На о. Большевик ниже пестроцветной тельмановской свиты, сопоставляемой с нижней подсвитой хутудинской свиты Таймыра, выделяется три свиты, причем верхняя из них — сложнинская, залегающая непосредственно под тельмановской, совершенно не отличается от мининской свиты. А две самые нижние свиты (краснореченская и голышевская), охарактеризованные рифейскими акритархами, имеют сходный с вышележащими породами минералогический состав и связаны с ними постепенными переходами. Общая вскрытая мощность позднекембрийских отложений на о. Большевик — 2,5—3 км.

Кембрийские отложения прогиба (северная структурно-фациальная зона), связанные постепенным переходом с подстилающими образованиями, вверх по разрезу теряют четкую ритмичность, в них растет содержание глинистого и известковистого материала, а позднекембрийские — раннеордовикские образования представлены преимущественно известняками (Соболевская и др., 1978).

Менее ясно обстоит дело с фундаментом прогиба. На Центральном Таймыре, на левобережье р. Нижний Таймыр, флишеидная толща как будто лежит несогласно на вулканогенно-терригенном комплексе, выделяемом Ю. Е. Погребницким (1971) под названием чукчинской серии. Важно заметить, что флишеидная толща здесь содержит значительное (иногда до 30% терригенной части) количество обломков вулканитов, сходных с теми, что составляют чукчинскую серию. Они-то, вероятно, и являются фундаментом прогиба, и возраст ее не моложе нижнего протерозоя. Одновозрастными чукчинской серии, по-видимому, являются вулканиты лаптевской, прончищевской и других свит Восточного Таймыра. Продукты размыва этих пород широко представлены в конгломератах, рассматриваемых как базальные горизонты становской свиты.

На Центральном Таймыре также, вероятно, под флишеидной толщей располагается комплекс терригенно-глинистых в различной степени метаморфизованных отложений, известный как конечнинская, стерлеговская, воскресенская свиты (Забияка, 1974). Достаточно ясных данных о взаимоотношении комплекса с вышележащими и подстилающими породами нет. Только в одном районе, на р. Коломейцева, Ю. И. Захаровым зафиксиро-

Таблица

Схема стратиграфии позднекембрийских отложений Таймыр-Североземельской складчатой области

Группа	Система	Северная структурно-фациальная зона		Южная структурно-фациальная зона		
		Р.Хутуда-Бига, Пясинский залив, п-в Минина	Побережье моря Лаптевых	О.Большевик (архипелаг) Сев. Земля	Бассейн р.Шренк, верхнее течение р.Ленивой	Бассейн рек Траутфеттер, Ленинградской, Еданава
Палеозойская	Кембрийская	Грустинская толща	Поспевская толща	?	КЕМБРИЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ	
		Сланцевая толща				
		Хутудинская свита				
	Мининская свита	?	?			
Протерозойская	Средний - верхний протерозой			Касаткинская свита	Прозрачная толща	Каньонская свита
	Нижний протерозой	Приметнинская толща, стерлеговская толща, воскресенская свита	?	Тальмановская свита	Посадочная свита	
				Слободинская свита	Колосовская свита	
Архей		Тревожнинская серия		Краснореченская свита	Становская свита, краснореченская свита	Клязменская свита
				Голышевская свита	?	Чукчинская серия: светлинская свита, борзовская свита
					Тревожнинская серия	

ровано несогласное залегание мининской свиты на породах конечинской свиты.

На о. Большевик, как уже отмечалось, непосредственно ниже аналогов мининской свиты, находятся подразделения, сходные с коломейцевскими, однако там они связаны постепенным переходом с вышележащими верхнепротерозойскими, а затем и кембрийскими отложениями и составляют единый седиментационный цикл.

Значительно сложнее обстоит дело со стратификацией позднекембрийских отложений южной структурно-фациальной зоны, представляющей собой, как уже отмечалось, часть области древней стабилизации. Предложенная М. Н. Злобиным (1958) стратиграфическая схема, разработанная главным образом на материалах по Восточному Таймыру, была пересмотрена геологами КТГУ (Мальцев и др., 1976; Беззубцев и др., 1977). Однако достаточно надежного обоснования эта схема пока не получила.

Авторам настоящей статьи представляется более обоснованным, на данном уровне изученности, считать, что выступы древнего фундамента в бассейне р. Шренк (Шренк-Мамонтовский) и заливе Фаддея (Фаддеевский) кроются разновозрастными отложениями, состоящими из терригенных пород преимущественно кварцевого состава. В разных районах они выделяются под самостоятельными названиями (краснореченская, становская, октябрьская свиты). В основании их почти повсеместно встречаются горизонты разнообразных конгломератов с галькой подстилающих пород. Возраст этого терригенного комплекса, судя по тому, что он залегает стратиграфически ниже карбонатной толщи со строматолитами и микрофитолитами среднего-верхнего рифея, не моложе среднего рифея. Мощность терригенных пород измеряется сотнями метров, наибольшая, вероятно, достигает 1—1,5 км.

Выше залегает уже упомянутая толща преимущественно доломитового состава, известная под названием колосовской свиты, мощностью до 1,5—2 км. Ее возрастным аналогом на востоке, вероятно, является клязменская свита, выделенная А. И. Забиякой (1974).

Об отложениях, лежащих выше, вплоть до подошвы кембрийской системы, нет достаточно достоверных данных. Уровень между колосовской свитой и подошвой кембрия на Центральном и Восточном Таймыре занимает, по-видимому, пестроцветная толща преимущественно алевроито-глинистого состава с редкими пластами карбонатных пород, общей мощностью более

2000 м. Она известна под названием каньонская свита (Беззубцев и др., 1978).

На западе рассматриваемой области, в районе верхнего течения р. Ленивой, нижнекембрийские отложения залегают на доломитах прозрачной толщи (200 м), внешне совершенно не отличающихся от пород колосовской свиты более восточных районов этой структурно-фациальной зоны.

Совершенно неясно на каком стратиграфическом уровне находится комплекс пород, выделяемый в ждановскую свиту. Пространственно, да и структурно, он локализуется совместно с отложениями октябрьской свиты и клязминскими доломитами — аналогами колосовской свиты, что может свидетельствовать о принадлежности его к чехольным образованиям зоны древней стабилизации. Однако литологически ждановская свита ближе всего стоит к отложениям непосредственно подстилающим флишодную толщу на п-ове Челюскин.

Кембрийские отложения южной структурно-фациальной зоны имеют преимущественно карбонатный состав. Общая мощность их изменяется в пределах 650—1200 м (Соболевская, Лазаренко, 1965). Взаимоотношения их с подстилающими породами на разных участках различные. На востоке области, от побережья моря Лаптевых вплоть до бассейна р. Ленинградской, нижнекембрийские отложения с резким угловым несогласием залегают, как уже отмечалось, на породах алеврито-глинистого состава. В основании их наблюдается маломощный (до 1 м) невыдержанный по простиранию горизонт конгломератов и гравелитов. В бассейне верхнего течения р. Ленивой нижнекембрийские отложения структурно согласно перекрывают доломиты юдомского комплекса (Кабаньков и др., 1977).

Как видно из приведенных материалов, позднекембрийские-раннепалеозойские отложения Таймыро-Североземельской складчатой системы характеризуются исключительно выдержанным, в пределах определенных структурно-фациальных зон, составом. По своему характеру они безусловно являются наплитными формациями.

Как это видно из формационной карты (рис.), большая часть Таймыра в позднекембрийское время принадлежала области древней стабилизации, где формировалась однородная по составу мелководная карбонатная формация. Многочисленные знаки волновой ряби, трещины усыхания, массовые постройки строматолитов, нередко образующиеся рифы со специфическим шлейфом из карбонатных пород — результат волноприбойной деятельности, несомненно свидетельствуют о мелководном типе

осадков рифейско-юдомского времени. Этот режим был унаследован и в более позднюю, кембрийскую эпоху. А в самом начале развития стабилизированной области накапливались зрелые породы, обычно широко представленные на выступах древних пород.

Тектонические движения, проявившиеся на границе кембрия-докембрия в пределах этой структурно-фациальной зоны носили неравномерный характер. На площади восточного блока, охватывающего территорию к востоку от р. Ленивой и вплоть до побережья моря Лаптевых, активизация была довольно интенсивной, вследствие чего часть позднекембрийских отложений срезана эрозией (табл.). В соседнем к западу блоке активизация прошла несколько ранее, в подошве юдомского комплекса. Здесь частично была размыта толща карбонатных пород, возможно относящаяся к колосовской свите. Такое различие в геологической истории блоков объясняется положением их по разные стороны древнего рифта, выделяемого Ю. П. Погребницким (1971) под названием Шренк-Туруханского.

В прогибе, выполненном терригенно-глинистыми отложениями флишоидного типа, составляющими, как уже говорилось, единый позднекембрийско-раннепалеозойский седиментационный комплекс, байкальская активизация, неравномерно проявившаяся в смежной к югу области, совершенно не оставила следов. На протяжении всего рассматриваемого отрезка времени в прогибе накапливались преимущественно мелкозернистые пески и алевриты, ритмично переслаивающиеся с глинами. Судя по постепенному нарастанию содержания глинистого и известковистого материала вверх по разрезу кембрийских отложений, потерей четкой закономерности (ритмичности) в переслаивании терригенных и глинистых прослоев, а в конце позднего кембрия — начале раннего ордовика и преобладанию известковистых пород (табл.), рассматриваемая структура постепенно стабилизировалась и закончила свое развитие пассивно, примкнув к платформенной области на юге. В дальнейшем оба эти региона развивались как единая структура в платформенном режиме, что и было показано в свое время Ю. Е. Погребницким (1971).

Формационно ритмичная толща, выполняющая прогиб, не может быть отождествлена с флишем, как это полагают некоторые исследователи (Забияка, 1974). Она также принадлежит к числу наплитных образований, однако сформировалась в активно развивавшемся прогибе, заложенном на жестком основании по зонам глубинных разломов. Южный борт этого про-

гиба в значительной части совпадает с системой широтных или близких к ним разломов; северная граница его маркируется высокомагнитными аномалиями. Данная структура в значительной части совпадает с областью дорифейской активизации (вероятно, нижнепротерозойской), в пределах которой широко накапливались терригенно-вулканогенные образования. Не исключено, конечно, что какая-то часть вулканогенных образований, приуроченная к прибортовым частям прогиба, является более молодыми и связаны с формированием этой структуры. Таким образом, по времени они отвечают байкальской активизации. Типичных же формаций байкальского тектогенеза в пределах рассматриваемой области не обнаружено.

ЛИТЕРАТУРА

Беззубцев В. В., Коптев И. И., Мусатов Д. И. и др. Взаимоотношение становской и колосовской свит верхнего докембрия Таймыра. — Сов. геол., 1977, № 7, с. 112—117.

Беззубцев В. В., Мальцев Ю. М., Гончаров Ю. И. и др. Новые данные по стратиграфии позднего докембрия Таймыра. — В кн.: Новое в стратиграфии палеонтологии позднего докембрия восточных и северных районов Сибири. Новосибирск, 1978, с. 70—87.

Голованов Н. П., Злобин М. Н. О расчленении рифейских отложений Восточного Таймыра (р. Н. Таймыр). — Учен. зап. НИИГА, вып. 13. Л., 1966, с. 67—89.

Забияка А. И. Стратиграфия и осадочные формации докембрия Северо-Западного Таймыра. — Красноярск, 1974. — 127 с.

Злобин М. Н. О снннском комплексе на Восточном Таймыре. — Информ. бюл. НИИГА, Л., 1958, вып. 9, с. 36—43.

Кабаньков В. Я., Лазаренко Н. П., Голованов Н. П. и др. Новые данные о разрезе докембрия кембрия в бассейне р. Ленивой (Западный Таймыр). — В кн.: Стратиграфия и палеонтология докембрия и палеозоя Сибири. Л.: НИИГА, 1977, с. 5—12.

Кабаньков В. Я., Соболевская Р. Ф., Лазаренко Н. П., Красников Э. М. К проблеме стратификации позднедокембрийских-раннепалеозойских отложений Центрального Таймыра. — В кн.: Докембрий и кембрий полуострова Таймыр. Л.: НИИГА, 1978, с. 5—21.

Мальцев Ю. М., Беззубцев В. В., Шипицын В. А. Особенности разреза верхнего докембрия бассейна среднего течения р. Шренк (Центральный Таймыр). — Геол. и геофиз., 1976, № 5, с. 102—105.

Погребницкий Ю. Е. Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. — Л.: Недра, 1971. — 248 с.

Соболевская Р. Ф., Лазаренко Н. П., Кабаньков В. Я., Красников Э. М. О переходных слоях кембро-ордовика на Таймыре (грустнинская толща). — В кн.: Докембрий и кембрий полуострова Таймыр. Л.: НИИГА, 1978, с. 22—32.

Соболевская Р. Ф., Лазаренко Н. П. Стратиграфия кембрия Восточного и Центрального Таймыра. — М.: Недра, 1965, с. 35—57

ГРАНИЦЫ И ОБЪЕМ ОБРАЗОВАНИЙ БАЙКАЛЬСКОГО МЕГАКОМПЛЕКСА ПАТОМСКОГО НАГОРЬЯ

Обоснование объема, границ и районов распространения в Патомском нагорье образований байкальского мегакомплекса в соответствии с решениями II Межведомственного совещания по «Атласу тектонических карт и опорных профилей Сибири» (Боголепов, 1976) и принципами построения новой стратиграфической шкалы докембрия СССР (Келлер и др., 1977; Семихатов, 1979) сопряжено с определенными трудностями. Наиболее сложным является вопрос о нижней границе принятого для байкальского мегакомплекса интервала общей стратиграфической шкалы, отвечающего по существу объему рифея, так как в связи с подразделением протерозоя только на нижний и верхний, с возрастным рубежом между ними 1650 ± 50 млн. лет, возникает необходимость обоснования положения этого рубежа в разрезе докембрия региона и места в одном из двух подразделов протерозоя отложений, считавшихся ранее среднепротерозойскими. Существуют и серьезные разночтения в толковании соотношений крупных литостратиграфических подразделений различными школами исследователей.

Решению обсуждаемых вопросов способствует относительно высокая степень геологической изученности докембрия региона планомерными крупномасштабными геологосъемочными работами, на данных которых в сочетании с материалами различного рода тематических исследований базируются современные представления о геологическом строении Патомского нагорья.

Анализ нормального стратиграфического разреза Патомского нагорья с позиций принципов построения новой стратиграфической шкалы докембрия СССР позволяет отнести к рифею мощную толщу зонально-метаморфизованных миогеосинклинальных отложений, представленных вулканогенно-осадочной терторгинской (в прежней стратиграфической схеме — средний протерозой) и карбонатно-терригенной патомской сериями. Отложения рифея слагают два миогеосинклинальных прогиба: окраинный — Байкало-Патомский, расположенный на северной, северо-восточной периферии Патомского нагорья, и внутренний — Бодайбинский (центральные районы нагорья). Прогибы разделены зоной поднятий (Чуйское, Тонодское, Нечерское), в пределах которых широко распространены подстилающие рифей раннепротерозойские образования. Характеристике опорных и нормаль-

ных разрезов тепторгинской и патомской серий посвящена обширная литература (Салоп, 1964, 1967; Казакевич, Шер и др., 1971; Хоментовский и др., 1972; Дольник, Воронцова, 1974; Головенко, 1975 и др.), поэтому не останавливаясь на описании стратиграфических схем серий, отметим, что по типам их разрезов в различных районах региона выделяется ряд структурно-фациальных зон и подзон. Для разных структурно-фациальных зон разработаны свои стратиграфические схемы, существенной особенностью которых является сочетание местных (свойственных только для данного района) и «сквозьзональных» литостратиграфических подразделений. Мощность рифейских отложений меняется в широких пределах — от нескольких сотен метров на поднятиях и до 7000—8000 м в центральных частях прогибов.

Вывод о том, что граница между тепторгинской серией и подстилающими ее образованиями является историко-геологическим рубежом первого ранга (поверхность раздела нижнего и верхнего протерозоя) базируется на следующих данных.

Во многих районах Патомского нагорья устанавливается региональное структурное несогласие между отложениями тепторгинской серии и подстилающими ее образованиями карельского мегакомплекса. Карельский мегакомплекс объединяет песчано-сланцевые отложения кевактинской серии, которые прорываются базитами кевактинского, гранитоидами чуйско-кодарского и амандракского комплексов. Возраст гранитоидов чуйско-кодарского комплекса, установленный калий-аргоновым и ураноторий-свинцовым методами, — 1860—1770 млн. лет (Геохронология..., 1968). Угловое несогласие между отложениями пурпольской свиты, слагающей основание тепторгинской серии рифея, и кевактинской серии отчетливо наблюдается в Тонодском поднятии. В бассейне рек Кевакты и Желтукты пурпольская свита залегает на различных литостратиграфических подразделениях кевактинской серии. Разница азимутов простираний горизонтов пурпольской свиты и литостратиграфических подразделений кевактинской серии достигает 90°, а угол между поверхностью несогласия и слоистостью размытых подстилающих отложений меняется от 0 до 70—80°. В бассейне р. Бол. Патом (рис. 1) сложнодислоцированные метаморфические породы кевактинской серии перекрываются пологозалегавшими кварцевыми песчаниками пурпольской свиты.

Геологосъемочные и тематические работы последних пяти—шести лет подтвердили широкое развитие допурпольских кор выветривания на подстилающих тепторгинскую серию гранитоид-

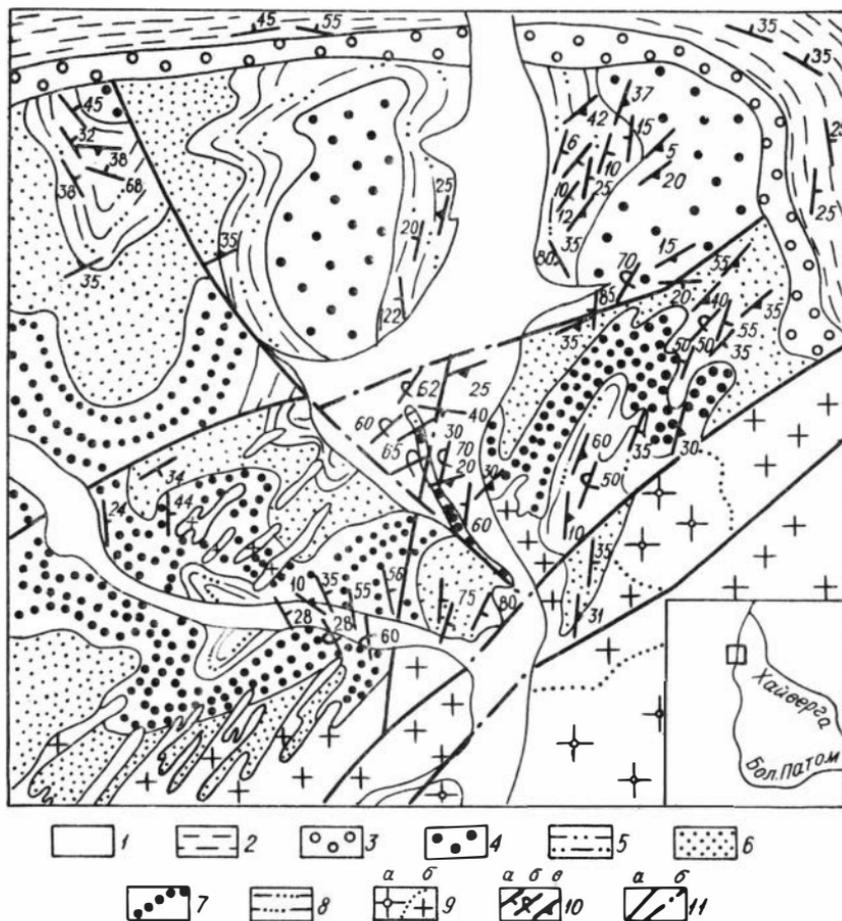


Рис. 1. Геологическая карта западной части Тонодского поднятия (бассейн р. Бол. Патом)

1 — рыхлые отложения; 2—3 — нижний рифей, текторгинская серия, пурпольская свита: 2 — средняя подсвита высокоглиноземистых сланцев, 3 — нижняя подсвита кварцитов и кварцевых метатравертитов; 4—8 — нижний протерозой, кевактинская серия, михайловская свита, верхняя подсвита: 4 — метапесчанники полевошпатово-кварцевые, средняя подсвита: 5 — верхняя пачка сланцев углеродистых, 6 — нижняя пачка метапесчанников полевошпатово-кварцевых, нижняя подсвита: 7 — верхняя пачка метапесчанников; 8 — нижняя пачка метапесчанников и углеродистых сланцев; 9 — порфировидные (а) и мелкозернистые (б) гранитоиды чуйско-кодарского комплекса раннего протерозоя; 10 — залегание пластов (а — наклонное, б — запрюкннутое) и сланцеватости (в); 11 — разрывные нарушения, установленные в коренных породах (а) и скрытые под рыхлыми отложениями (б) На врезке — схема расположения участка

дах чуйско-кодарского комплекса и метаморфических породах кевактинской серии (Головенко, 1968, 1975; Потороченко и Намумава, 1971; Попов и др., 1974). В процессе крупно- и средне-масштабного картирования получены и другие наблюдения, подтверждающие структурное несогласие в подошве тепторгинской серии. В частности, во многих районах нагорья (междуречье Ченчи и Джелинды, бассейны рек Кевакты и Бол. Патома) вдоль контакта с гранитами чуйско-кодарского комплекса на десятки километров прослеживается маломощный (первые метры) базальный горизонт гравелитов пурпольской свиты, перекрывающая их различные разновидности и ксенолиты вмещающих пород. На восточном склоне Нечерского поднятия слабометаморфизованные осадки пурпольской свиты (песчаники полностью сохраняют первичную структуру, в высокоглиноземистых сланцах содержится диаспор) залегают на раннепротерозойских гранитоидах чуйско-кодарского комплекса, содержащих ксенолиты фельдшпатизированных биотит-плагиоклазовых гнейсов кевактинской серии. Здесь очевидна резкая разница (скачок) в метаморфизме отложений пурпольской свиты и подстилающих ее пород.

Весьма важным аргументом в пользу принятой границы нижнего и верхнего протерозоя являются литолого-фациальные особенности маркирующей ее пурпольской свиты, которая, как показали исследования В.К. Головенка (1975) и других геологов, представляет собой формацию переотложенных кор выветривания, сложенную высокозрелыми осадками (преимущественно мономиктовые кварцевые песчаники и высокоглиноземистые сланцы). Отложения подобного типа неизвестны ни в подстилающих, ни в перекрывающих пурпольскую свиту стратифицированных образованиях.

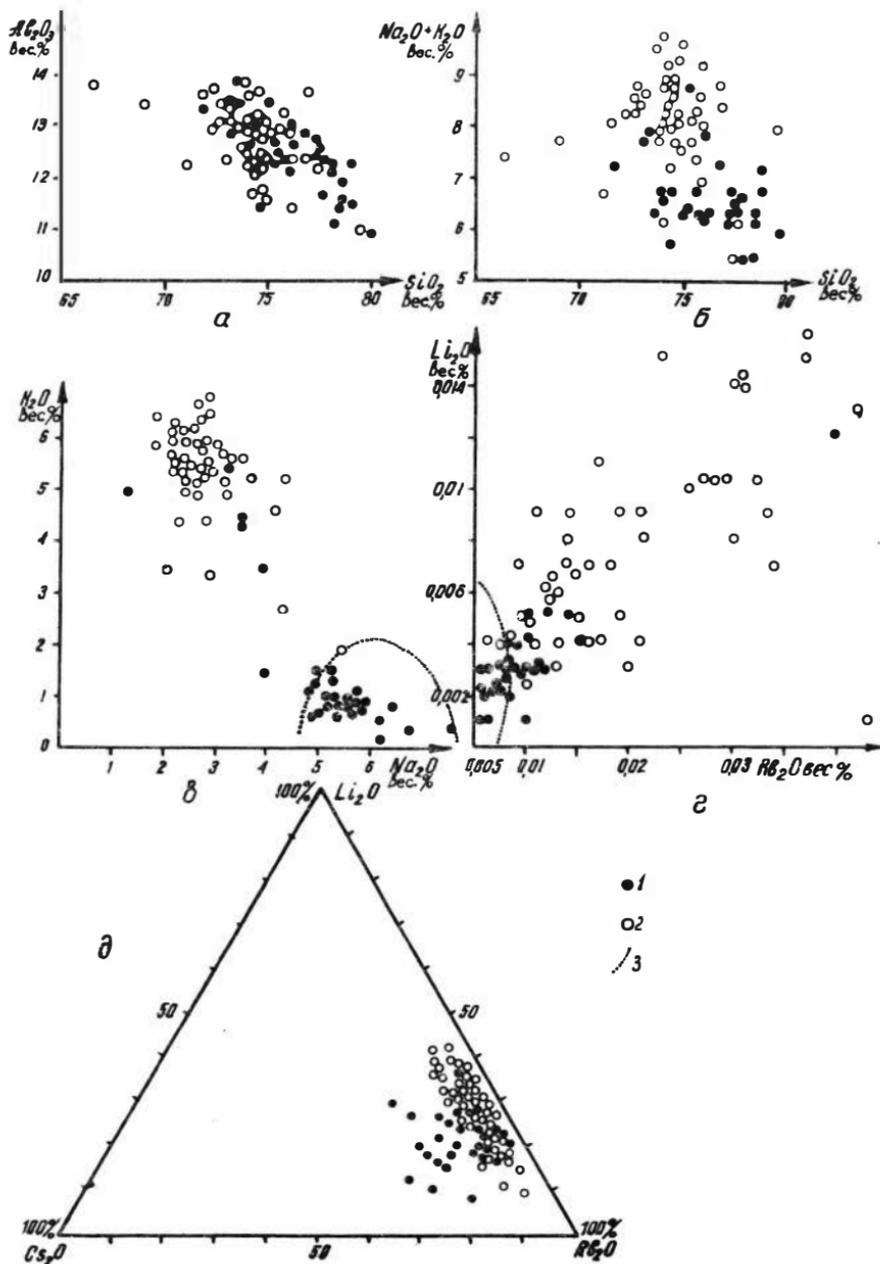
Очевидно, что в структурном несогласии и корях выветривания запечатлен продолжительный этап предпурпольского разрушения и пенепленизации горных сооружений карельского цикла.

В свете изложенного выводы (Кориковский, Федоровский, 1970, 1977; Лейтес, Федоровский, 1978): тепторгинская и киватинская серии образуют единую толщу раннепротерозойского возраста, интродуцированную гранитоидами чуйско-кодарского комплекса, представляются ошибочными. Ошибочно и отнесение к этой же толще отложений патомской серии Бодайбинского внутреннего прогиба.

Рассмотрим подробнее основные аргументы указанных авторов. Они пишут: «... 2) конгломераты, присутствующие в раз-

резах патомской серии) внутренних районов Патомского нагорья, резко отличаются от действительно верхнепротерозойских конгломератов более северной внешней (Приленской) зоны состава валунов и галек; в них присутствуют только архейские, а не раннепротерозойские гранитоиды, как считалось прежде; 3) установлено отчетливое метаморфическое несогласие между верхне- и нижнепротерозойскими отложениями: верхнепротерозойские отложения не затронуты метаморфизмом, а их базальные горизонты везде перекрывают метаморфические толщи нижнего протерозоя с угловым и стратиграфическим несогласием и пересекают зоны метаморфизма почти под прямым углом...» (Лейтес, Федоровский, 1978, с. 136).

В последние годы в процессе крупномасштабного картирования получены дополнительные материалы по составу галек и валунов из конгломератов верхнего протерозоя внутренних районов Патомского нагорья. Изучение конгломератов медвежьей (тепторгинская серия), хорлухтахской и бугарихтинской (патомская серия) свит, метаморфизованных в условиях биотитовой и гранатовой зон, в северной части Бадайбинского внутреннего прогиба, вблизи Тонодского поднятия (бассейн р. Бол. Саталлах) показало, что в гальках и валунах пород присутствуют все разновидности гранитов чуйско-кодарского комплекса, обнажающихся в Тонодском поднятии, в том числе и характерные порфириновые микроклиновые граниты. Сравнение содержаний петрогенных элементов, а также соотношений глинозема и кремния (рис. 2а), натрия, калия и кремния (рис. 2б), натрия и калия (рис. 2в), лития и рубидия (рис. 2г), лития, цезия и рубидия (рис. 2д) в гранитах, отобранных из валунов конгломератов и Большепатомского массива гранитоидов чуйско-кодарского комплекса Тонодского поднятия, позволяет судить о геохимическом родстве многих образцов гранитов из обломочных отложений рифея внутренних районов Патомского нагорья с интрузивными породами раннепротерозойского возраста, обнажающимися в пределах поднятий. Очевидно также, что гранитоиды из конгломератов тепторгинской и патомской серии внутренних районов нагорья не характеризуются, как предполагалось (Лейтес, Федоровский, 1978), каким-то определенным сравнительно узким интервалом содержаний калия и натрия, лития и рубидия (см. рис. 2б, г). Хотелось бы отметить не очень высокую информативность для проведения сравнительного анализа диаграмм соотношений калия и натрия. Как установлено (Петров, Макрыгина, 1974), при метаморфизме грубообломочных пород уже на низких ступенях метаморфизма мик-



роклин замещается альбитом, поэтому первичные соотношения калия и натрия нарушаются и на диаграммах в поле фигуративных точек составов с низкими содержаниями калия попадают альбитизированные микроклиновые граниты из валунов метаморфизованных конгломератов. Анализ таких диаграмм при малом количестве определений содержаний компонентов и без учета метаморфических преобразований может привести к ошибочным выводам.

Возрастное единство пород патомской серии Бодайбинского внутреннего и Байкало-Патомского окраинного прогибов надежно доказывается непосредственным прослеживанием «сквозьзональных» литостратиграфических подразделений нижней терригенной части патомской серии (хорлухтахская, хайвергинская и бугарихтинская свиты, их подсвиты и пачки) из одной крупной структуры в другую в обширном районе между Тонодским и Нечерским поднятиями (бассейны рек Жуи, Мал. Патома). Прослеживание литостратиграфических единиц выполнено в процессе средне- и крупномасштабного картирования этого района коллективами специалистов различных организаций под руководством Т. П. Жадновой (1960—63 гг.), В. М. Шеметова (1962—63), Б. В. Огиенко (1963—66), М. Я. Дубникова (1965—67), В. В. Коржа (1964—66), Д. П. Фомина (1965—67), М. А. Шибаева (1968—72), Ю. А. Тумольского (1970—73), А. Н. Потороченко (1973—77), О. В. Перевалова (1973—77 гг.) и др.

Изучение метаморфической зональности при проведении геологосъемочных и тематических работ показало, что как литостратиграфические подразделения, так и метаморфические зоны и изограды пересекают границу так называемого «метаморфического несогласия», что можно проиллюстрировать геологической картой одного из участков в бассейне р. Хомолхо (рис.3), который по мнению С. П. Кориковского и В. С. Федоровского (1977) является опорным для установления этой границы. Метаморфизованные в условиях гранатовой, биотитовой, ильменитовой зон отложения патомской серии распространены не только во внут-

Рис. 2. Диаграммы соотношений глинозема и кремния (а), натрия, калия и кремния (б), калия и натрия (в), лития и рубидия (г), лития, цезия и рубидия (д) в гранитах из валунов и гальки конгломератов тепторгинской и патомской серий внутренних районов Патомского нагорья и Большепатомского массива гранитоидов чуйско-кодарского комплекса. Фигуративные точки составов гранитов: 1 — из валунов и гальки конгломератов, 2 — из Большепатомского массива, 3 — граница максимальных концентраций калия и натрия, лития и рубидия в гальках и валунах гранитов из конгломератов патомской серии внутренних районов Патомского нагорья по данным А. М. Лейтеса, В. С. Федоровского (1978, с. 144, 145)

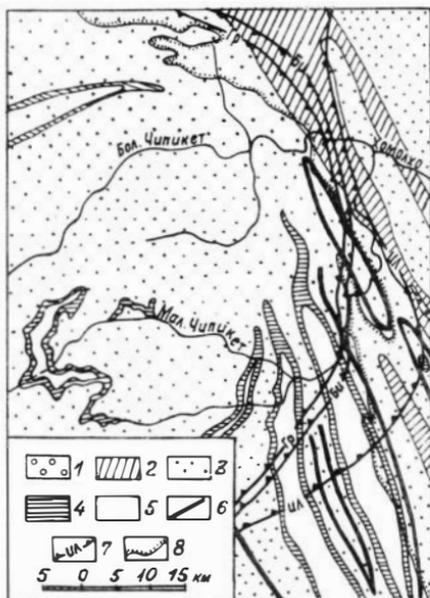


Рис. 3. Схематизированная геологическая карта бассейна нижнего течения р. Хомолхо

1—6 — карбонатно-терригенные отложения патомской серии рифея, свиты (снизу вверх): 1 — хорлухтагская, 2 — хайверинская, 3 — бугарихтинская, 4 — бодайбокская, 5 — бужухтинская, угаханская, хомолхинская, имнянская объединенные; 6 — маркирующий горизонт известняков бугарихтинской свиты (показан только на участках детальных исследований); 7 — изограды метаморфизма (штрихи обращены в сторону распространения индекс-минералов) по метапелитам: Ил — ильменита, Би — биотита, Гр — граната; 8 — линия метаморфического несогласия между рифейскими и нижнепротерозойскими толщами по данным С. П. Кориковского и В. С. Федоровского (1977)

ской серии внешних и внутренних районов региона установлено 17 одинаковых форм микрофитолитов из групп *Osagia*, *Asterosphaeroides*, *Vesicularites* и *Radiosus* (Дольник, Воронцова, 1974, 1975).

Рассмотренные материалы подтверждают правильность традиционных представлений о соотношении докембрийских отложений периферии и внутренних районов Патомского нагорья и позволяют рассматривать Байкало-Патомский окраинный и Бодайбинский внутренний прогибы как разновозрастные структуры,

ренных районах, но и на обширных площадях периферии Патомского нагорья (бассейны рек Жуи и Мал. Патомы). По р. Жуя метаморфические породы (метапесчаники с кристаллобластами биотита) патомской серии отмечаются в 15—20 км севернее границы предполагаемого метаморфического несогласия (приустьевая часть рч. Яволдина), в зоне распространения «совершенно неметаморфизованных отложений» (по С. П. Кориковскому и В. С. Федоровскому). Данные геологосъемочных работ показывают, что не существует ни стратиграфической, ни метаморфической границы, которая позволила бы разделить на разновозрастные комплексы отложения патомской серии внутренних районов и северных окраин Патомского нагорья.

Одновозрастность отложенный патомской серии Бодайбинского внутреннего и Байкало-Патомского окраинного прогибов подтверждается и биостратиграфическими методами. К настоящему времени в карбонатных породах патомской серии внешних и внутренних районов региона установлено 17 одинаковых форм микрофитолитов из групп *Osagia*, *Asterosphaeroides*, *Vesicularites* и *Radiosus* (Дольник, Воронцова, 1974, 1975).

Рассмотренные материалы подтверждают правильность традиционных представлений о соотношении докембрийских отложений периферии и внутренних районов Патомского нагорья и позволяют рассматривать Байкало-Патомский окраинный и Бодайбинский внутренний прогибы как разновозрастные структуры,

заполненные миогеосинклинальными осадками байкальского мегакомплекса.

Вопрос о верхней границе байкальского мегакомплекса не вызывает существенных разногласий. Платформенные карбонатно-терригенные отложения венда залегают на породах рифея согласно, имея при этом с ними двойственные стратиграфические соотношения. В одних случаях наблюдаются постепенные переходы, в других — незначительный предвендский размыв. На границе рифея и венда происходит заметная смена комплексов микрофитолитов и строматолитов (Дольник, Воронцова, 1974; Хоментовский, 1976).

Смена миогеосинклинальных формаций байкальского мегакомплекса платформенными каледонского связана с заметной структурной перестройкой территории складчатого обрамления Сибирской платформы, что устанавливается на западном склоне Алданского щита, где вендские отложения трансгрессивно залегают на более древних, чем рифей толщах (Хоментовский, 1976). Однако структурная перестройка не сопровождалась существенными деформациями рифейских отложений и последующим перерывом в осадконакоплении. В нагорье неизвестны и магматические образования, которые достоверно могли бы быть отнесены к возрастному рубежу рифея и венда. В связи с такими соотношениями вендских и рифейских осадков возникает вопрос о возрасте складчатости и метаморфизма, проявленных в породах тепторгинской и патомской серий. Известно, что рифейские отложения совместно с вендскими и палеозойскими осадками образуют мощную толщу, лишенную структурных несогласий и сколько-нибудь значительных перерывов в осадконакоплении. Геологически верхний возрастной предел проявления складчатости и метаморфизма рифейских отложений в Патомском нагорье устанавливается по прорыванию дислоцированных метаморфических отложений патомской серии гранитоидами конкудеро-мамаканского комплекса, возраст становления которых по данным рубидий-стронциевого метода составляет около 339 млн. лет (Хренов и др., 1980). Интенсивная складчатость и метаморфизм стратифицированных образований байкальского мегакомплекса, очевидно, не связаны с завершением его формирования, а относятся к более позднему времени.

В заключение отметим, что в соответствии с принятыми для «Атласа тектонических карт и опорных профилей Сибири» принципами выделения образований планетарных тектонических эр к байкальскому мегакомплексу в Патомском нагорье должны быть отнесены миогеосинклинальные отложения тепторгинской и патомской серий. Нижняя граница мегакомплекса выражена

резко и представляет собой поверхность регионального структурного несогласия — верхняя его граница фиксируется только по смене вещественного состава отложений докембрия и органических остатков на рубеже рифей-венд, поэтому структурные особенности байкальского и каледонского мегакомплексов могут быть выявлены при палеогеографических реконструкциях и анализе соотношения каледонского мегакомплекса с подстилающими образованиями на значительных площадях складчатого обрамления Сибирской платформы.

ЛИТЕРАТУРА

Боголепов К. В. Критерии выделения тектонических комплексов и мегакомплексов при составлении «Атласа тектонических карт и опорных профилей Сибири». — В кн.: Главные тектонические комплексы Сибири. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1979, с. 8—15.

Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. — Л.: Наука, 1988. — 328 с.

Головенко В. К. Среднепротерозойская кора химического выветривания в северной части Байкальской горной области. — В кн.: Проблемы литологии докембрия. Л., 1968, с. 43—56.

Головенко В. К. Литолого-геохимические особенности и условия образования тепогинской серии северной части Байкальской горной области. — М.: Недра, 1975. — 144 с.

Дольник Т. А., Воронцова Г. А. Биостратиграфия верхнего докембрия и нижних горизонтов кембрия Северо-Байкальского и Патомского нагорий. — Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1974. — 99 с.

Дольник Т. А., Воронцова Г. А. О возрасте отложений Бодайбинского синклинария. — ДАН СССР, 1975, т. 220, № 1, с. 163—166.

Казакевич Ю. П., Шер С. Д. и др. Ленский золотоносный район. — М.: Недра, 1971, т. I, 163 с.

Келлер Б. М., Кратц К. О., Митрофанов Ф. П., Семихатов М. А., Соколов Б. С. и др. Информация о Всесоюзном совещании по общим вопросам расчленения докембрия. — Сов. геол., 1977, № 12, с. 145—148.

Кориковский С. П., Федоровский В. С. Новые данные о возрасте докембрийских толщ между речью Нечеры и Бульбухты (южная часть Патомского нагорья). — Изв. АН СССР, Сер. геол., 1970, № 12, с. 93—97.

Кориковский С. П., Федоровский В. С. Значение метаморфических несогласий для расчленения докембрийских комплексов (на примере Патомского нагорья). — В кн.: Геология и металлогения метаморфических комплексов. Свердловск: Изд. УНЦ АН СССР, 1977, с. 67—82.

Лейтес А. М., Федоровский В. С. Тектоника и важнейшие этапы становления континентальной коры юга Сибирской платформы в раннем докембрии. — В кн.: Тектоника фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М.: Наука, 1978, с. 109—170.

Петров Б. В., Макрыгина В. А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. — Новосибирск: Наука, 1975. — 344 с.

Попов Ю. Г. и др. Дорифейская кора выветривания гранитов западной окраины Патомского нагорья. — Геол. и геофиз., 1974, № 9, с. 46—52.

Потороченко А. Н., Наумова Е. И. О допурнопольской коре выветривания Патомского нагорья. — В кн.: Палеогеографические условия формирования месторождений полезных ископаемых на юге Сибирской платформы. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1971, с. 81—95.

Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Стратиграфия. — М.: Недра, 1964, т. 1. — 515 с.

Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Магматизм, тектоника, история геологического развития. — М.: Недра, 1967, т. 2. — 598 с.

Семухатов М. А. Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР: анализ и уроки. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 11, с. 5—21.

Хоментовский В. В., Шенфиль В. Ю., Якшин М. С. Опорные разрезы отложений докембрия и кембрия Сибирской платформы. — М.: Наука, 1972. — 356 с.

Хоментовский В. В. Венд. — Новосибирск: Наука, 1976. — 269 с.

Хренов П. М., Еникеев Г. К., Исаков Ю. А. и др. Роль геохронометрических исследований в обосновании возраста геологических образований юга Восточной Сибири. — В кн.: Проблема возраста геологических образований юга Восточной Сибири и пути ее решения с целью создания легенд к государственным геологическим картам Тез докл Иркутск, 1980, с. 84-87

Г. Л. Митрофанов

БАЙКАЛЬСКИЙ МЕГАКОМПЛЕКС ВНУТРЕННИХ ЗОН БАЙКАЛЬСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ

К внутренним зонам байкалид (рифид) Байкальской горной области относится территория, расположенная к югу от Мамского и Бодайбинского синклинориев и ограниченная на Витимском плоскогорье Селенгино-Каларским структурным швом. Она включает байкало-муйский зеленокаменный пояс, относящийся к эвгеосинклинальной зоне байкалид и примыкающую к нему с юга Баргузино-Витимскую (рис. 1) внутреннюю переходную зону (Митрофанов, 1978), расположенную на кристаллическом основании одноименного дорифейского массива (Алтухов, 1980; Красный, 1980). С севера эвгеосинклинальная зона граничит через зоны разломов с внешней переходной зоной, в пределах которой расположены Мамский и Бодайбинский синклинории. Фундамент ее идентичен дорифейскому основанию Баргузино-Витимской зоны и, видимо, составляет единое целое с фундаментом Сибирской платформы.

Осадочные и магматические породы, слагающие байкальский мегакомплекс во внутренних зонах Байкальской горной об-

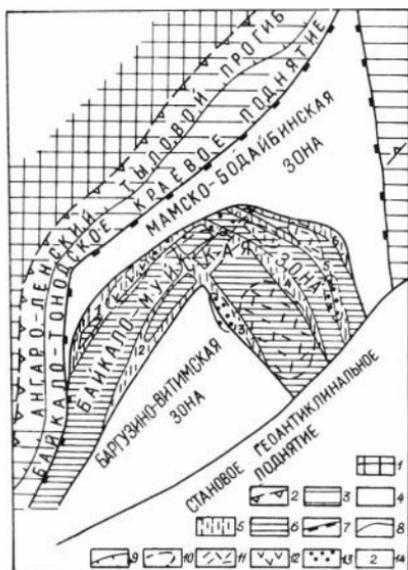


Рис. 1. Палеотектоническая схема рифейского геосинклинального этапа

1 — платформенная область, 2 — граница платформы, 3 — область карельской завершённой складчатости
 4 — переходные зоны геосинклинальной области, 5—6 — эвгеосинклинальные зоны: 5 — прогибы-троги, 6 — блоки фундамента; 7 — граница геосинклинальной области, 8 — внутренние границы геосинклинальных зон, 9 — границы подзон, 10 — контуры орогенных эпнэвгеосинклинальных структур; 11—13 — орогенные формации: 11 — липаритовая, базальт-липаритовая; 12 — андезит-базальтовая; 13 — грубообломочная терригенная; 14 — Номера структур в эвгеосинклинальной зоне, 1—6 — прогибы-троги; 1 — Олоkitский, 2 — Колkitский; 3 — Джелокано-Горбылокский; 4 — Келяно-Удокитский; 5 — Парамашаманский; 6 — Таллоп-Каралонский;

строение существенно изменяются от зоны к зоне, но общая направленность тектонического развития от ранних этапов к поздним сохраняется в пределах всех зон. Кроме того, сквозное развитие имеют осадочно-вулканогенные и магматические формации — показатели проявления тектонических этапов. В пределах зон и подзон состав и строение мегакомплекса следующие.

В эвгеосинклинальной зоне выделяются две подзоны (ветви)

ласти, выходят на поверхность в Северо-Байкальском нагорье и северной части Витимского плоскогорья. Центр этой территории занят палеозойскими (?) гранитоидами Ангаро-Баргузинского ареал-плутона, в поле которого сохранились только отдельные ксенодиты пород байкальского мегакомплекса. Часть пород мегакомплекса скрыта под кайнозойскими осадками рифтогенных впадин. Практически вся территория выходов байкальского мегакомплекса изучена крупномасштабными геологосъемочными работами, пересечена рядом профилей ГСЗ, МТЗ, покрыта среднимасштабной гравиметрической и крупномасштабной аэромагнитной съемками. Достаточно определено выяснено соотношение разновозрастных структурно-вещественных комплексов. В то же время необходимо отметить слабую обеспеченность региона радиологическими и биостратиграфическими данными.

Корреляционная схема стратифицированных и магматических образований, образующих байкальский мегакомплекс региона, приведена в таблице. Состав мегакомплекса и его

Таблица

Корреляционная схема стратифицированных и магматических образований Байкальского мегакомплекса

Эвгеосинклинальная зона			Баргузино-Витимская переходная зона			
Северо-Байкальская ветвь		Муйская ветвь		Северная часть (Уаикитский прогиб)	Южная часть (Витимганский прогиб)	
Олокитская подзона	Баргузино-Уколжитская подзона	Прогибы - тропи	Устойчивые блоки			
К а л е д о н с к и й м е г а к о м п л е к с (Подошва венда)						
Байкальский мегакомплекс	Довыренский комплекс Сыннирская свита	Янчуйская свита 1500 м	Жанокский комплекс Падринский комплекс Падринская серия (2500-2650 м) Жанокская свита (300-1100 м)		Сырлахская свита 450-1200 м	Талаганская свита 1400-1800 м
	Авгольская свита Асектомурская свита 1600 м		Бамбукойский, витимский комплексы			
	Итхикитская свита 1300-2000 м	Баргузинская свита 3000 м	Верхнетулунский (орловский) комплекс		Нерундянская свита 1100-1750 м	Хойготская свита 2500-3000 м
	Ондокская свита	Няндонинская свита 3000 м	Пуминская свита (2400 м) Ордовская свита (500-2000 м) Буромская свита (2050-2450 м)			
	Тийская свита 1200-2500 м	Уколжитская свита 3000-5000 м	Муйский комплекс Кедровский комплекс Кьянская свита 2000-4000 м		Мухтунная свита 3000 м	Сувангинская свита более 3000 м
Иловирьская свита 1000 м	Парамская свита (Горылокская) свита (2500-3000 м)		Уколжитская свита 3000-5000 м			
К а р е л ь с к и й м е г а к о м п л е к с						

— Муйская (северо-западного простирання) и Северо-Байкальская (северо-восточного простирання). Они торцово сочленяются в районе устья р.Каверга.

В Муйской ветви в основании разреза мегакомплекса залегают вулканогенные образования с резко подчиненным количеством осадочных пород (килянская свита), ассоциирующих с габброидами и плагиогранитами муйского интрузивного комплекса и альпинотипными гипербазитами парамского комплекса. В свите преобладают метавулканиды андезито-базальтового состава. Кислые разности развиты ограниченно в краевых частях — плечах трогов и относятся к плагиопорфирам (бассейны рек Келяны, Ср. Мамакана). Осадочные породы представлены, в основном, известняками и кремнистыми сланцами.

Ближний киялянской свите состав имеет в Южно-Муйском хребте в левобережье р. Витим усмунская толща. В средней части ее разреза отмечаются горизонты туфобрекчий и туфоконгломератов, подстилающих верхнюю песчано-туфогенную часть разреза. Кроме вулканидов и известняков в обломках брекчий встречены гематитовые руды.

В других пунктах в разрезах доминируют не поддающиеся стратификации зеленые апопорфиритовые сланцы, обычно состоящие из альбита, хлорита, кварца, эпидота, цоизита и актинолита. С ними постоянно ассоциируют габбро и габбро-диабазы муйского комплекса, ультраосновные породы. Часть сланцев видимо образовалась в результате дислокационного метаморфизма этих интрузий (Лобанов и др., 1973), но отделить их от аповулканогенных сланцев практически невозможно. Это относится к узким зонам развития зеленых сланцев в участках трогов, подвергшихся интенсивному тангенциальному сжатию. Здесь сланцы совместно с габброидами и гипербазитами как бы цементируют раздробленный на блоки дорифейский фундамент. В этих случаях к стратифицированным образованиям они могут быть отнесены только условно, тем более, что среди сланцев в отдельных трогах отмечаются узкие тектонические клинья диафторированных пород кристаллического фундамента (например, в бассейне р.Келяны), часто ошибочно принимаемые, из-за процессов порфиризации, за измененные туфы различного состава или порфириды.

Первичные структуры и текстуры вулканогенных пород чаще всего отсутствуют. Характерно развитие среди сланцев линейных зон сульфидной, золото-колчеданной и золото-полиметаллической минерализации и доломит-кварцевых метасоматитов.

Региональный метаморфизм пород нигде не превышает зе-

леносланцевой фации, и переход к амфиболитовой наблюдается вблизи рифейских и палеозойских гранитоидных интрузий.

Образования, характерные для прогибов-трогов (Митрофанов, 1978), замещаются по латерали осадочно-вулканогенными (известняки, фтаниты, туфы, среднего и основного состава, покровы порфиристов) отложениями парамской (горбылокской) свиты, залегающей на межтроговых блоках дорифейского фундамента. С ними ассоциируются интрузии габбро-анортозитов кедровского комплекса. Для парамской свиты характерна тонкая слоистость и частая незакономерная перемежаемость пород.

Стратиграфически выше киянской и парамской свит в Муйской ветви со структурным несогласием располагается мощная толща вулканогенных образований базальт-андезитового и андезит-дацитового состава (орловская и буромская свиты), распространенные преимущественно на межтроговых блоках и их склонах. По направлению к трогам эти отложения замещаются вулканогенно-обломочными морскими отложениями шумнинской свиты).

Магматические образования представлены верхнетулуинским и гукитским вулcano-плутаническими комплексами, комагматичным вулканитом орловской и буромской свит. Вулcano-плутанические комплексы сменяются во времени становлением гранитоидных интрузий бамбукойского и витимского интрузивных комплексов (Митрофанов, Митрофанова, 1980).

Завершается разрез байкальского мегакомплекса в Муйской ветви формированием наземных пестроцветных осадочно-вулканогенных отложений базальт-липаритового и дацит-липаритового состава, залегающих в крупных вулcano-тектонических депрессиях (падринская серия и жанокская свита) резко несогласно на подстилающих образованиях. Им комагматичны образования соответственно падринского и жанокского комплексов (Митрофанов, Митрофанова, 1980). Радиологический возраст липаритов падринской серии по изохронному рубидий-стронциевому методу 765 ± 50 млн. лет (Митрофанов, 1978), кварцевых порфиоров жанокского комплекса — 712 ± 40 ; млн. лет.

В Северо-Байкальской ветви разрез мегакомплекса значительно отличается. В Уколкитском прогибе (троге) Баргузино-Уколкитской подзоны состав нижних частей мегакомплекса (уколкитская свита) близок киянской свите, но с преобладанием туфотерригенных пород. В ассоциации с вулканитами здесь также отмечаются многочисленные пластовые тела габбро, габбро-диабазов, сходных с муйским комплексом.

На уколкитской свите залегают согласно вулканогенно-сланцевые отложения няндонинской свиты, перекрытые существенно карбонатными осадками баргузинской свиты. Последняя сменяется янчуйской свитой сидеритизированных глинистых сланцев и алевролитов (Салоп, 1964). Весь этот комплекс осадков в конце рифея видимо был подвергнут воздействию гранитоидов (начало становления Баргузинского батолита?).

Своеобразными по составу стратифицированными и интрузивными образованиями представлен байкальский мегакомплекс в Олокинской подзоне (Олокинском трого). Уровню киянской и парамской свит здесь соответствует тыйская свита. Её подстилают метапесчаники, глиноземистые сланцы и кварциты иловирьской свиты, залегающие с резким несогласием на гнейсо-гранитах и гнейсах чуйской толщи раннего докембрия. По простираю к северо-востоку иловирьская свита, по мнению В. Л. Тихонова (1980), замещается в Мамском синклинии чукчинской, а тыйская — медвежьей. слагающими основание разреза рифея в Байкало-Патомском нагорье.

В тыйской свите в большом количестве присутствуют зеленые сланцы — метапорфиры. По составу они соответствуют толеитовым базальтам, образующим внутри свиты несколько мощных покровов. Отмечаются туфобрекчии и туфы, редко альбитофиры. Максимальное количество вулканитов приурочено к низам свиты (юго-западная часть прогиба, бассейн р. Севиликон), где мощность осадочно-вулканогенного разреза составляет 2510 м. По простираю зеленые сланцы замещаются осадочными и туфогенно-осадочными породами, тонкоатригенными кремнистыми сланцами с горизонтами магнетит-гематитовых руд, известняками. Петрохимические особенности базальтоидов свиты близки к траппам древних платформ.

U-Th-Pb методом по породам свиты в районе Холоднинского месторождения были получены значения возраста 1500 ± 130 млн. лет (Миркина, Жидков и др., 1974). Отложения свиты подверглись зональному регионально контактовому метаморфизму до эпидот-амфиболитовой и хлорит-актинолитовой фаций.

Структурно согласно тыйская свита перекрывается последовательной серией осадков авкитской, ондокской и итыкитской свит (Шабогоров, 1971; Дворкин-Самарский, Ерхов, 1974) суммарной мощностью от 2600 до 4000 м.

Ондокская свита сложена различными парасланцами, известняками и эффузивами (1500-2000 м), итыкитская — онколитовыми известняками и доломитами со среднерифейскими (Дольник,

1980) строматолитами, с прослоями алевросланцев и горизонтами эффузивов основного состава. Последние местами преобладают. Выделяется два горизонта вулканитов: 1) нижний, представленный темно-зелеными и лиловыми миндалекаменными диабазами, авгитовыми порфиритами и редко альбитофирами; 2) верхний, сложенный порфиритами (1400 м) и властовыми телами кварцевых порфиров и фельзитов, мощностью до 100 м. В обоих горизонтах развиты туфы, туфобрекчии, туффиты. По составу основные вулканиты занимают промежуточное положение между толеитами и щелочными базальтами.

Стратиграфически выше названных образований с размывом и, возможно, структурным несогласием, залегает комплекс вулканогенно-осадочных пород, выделяемых в иняптукскую серию (асектомурская, авгольская и сыннырская свиты). Отложения ее слагают Сыннырскую и Лево-Мамскую впадины (Мануйлова и др., 1964; Шобогоров, 1971; Булгатов, Бачнов и др., 1975).

В Сыннырской впадине залегают эффузивы субэкральной базальтовой формации (сыннырская свита), ассоциирующиеся с пестрой кварц-песчано(конгломерато)-сланцево-доломитовой молассовой формацией. Общая мощность разреза до 2500 м.

В Лево-Мамской впадине разрез сложен пестроокрашенными эффузивами дацит-липаритовой формации, туфами кислых эффузивов и песчаниками. К северо-востоку они замещаются преимущественно терригенными осадками монюканской свиты.

Радиологический возраст порфиритов сыннырской свиты по калий-аргоновому методу 730-789 млн. лет (Геохронология..., 1968). В доломитах свиты установлены микрофитолиты, характерные для позднего рифея и венда (Дворкин-Самарский, Ерхов, 1974).

В Баргузино-Витимской зоне разрез мегакомплекса отличается существенным преобладанием осадочных пород. Основание разреза неизвестно. Нижняя часть его представлена песчано-сланцевыми отложениями мухтунной и сиваконской (суванихинской) свит. В последней спорадически, вдоль крупных зон разломов, развиты узкие (шириной до 1500-1000 м) зоны метавулканитов, аналогичных киянским, в ассоциации с габброидами и гипербазитами (Митрофанов, Митрофанова, 1980). Отмечается приуроченность зеленокаменных пород к бортам прогибов, прижатых к выступам дорифейского фундамента.

Стратиграфически выше разрез наращивается флишондно-известняковыми отложениями (хойготская, нерундинская свиты) местами содержащими значительное количество глинисто-углис-

тых и углисто-кремнистых сланцев. Вверх по разрезу намечается поглубине осадков.

В крайней северной части зоны в бассейне р. Уакит, выше сланцево-известнякового разреза нерундинской свиты, с размытом и базальными конгломератами залегает сырыхская свита терригенного состава, венчающая разрез рифея в зоне.

В Икат-Багдаринском районе Витимского плоскогорья уровень сырыхской свиты видимо соответствует талаканская (Васильченко, 1973), согласно подстилающая отложения палеозоя. Структурное несогласие между рифеем и венд-палеозоем на этой территории достоверно не установлено (Беличенко, 1977; Митрофанов, 1978).

Приведенный материал по вещественному составу образований мегакомплекса позволяет выделить конкретные формации и их вертикальные и латеральные ряды (рис. 2).

В основании мегакомплекса повсеместно прослеживаются осадочно-вулканогенные образования, соответствующие спилито-кератофировой группе формаций в эвгеосинклинальной зоне и аспидной — в переходных.

Спилито-кератофировая группа включает латеральный ряд формаций: спилит-диабазовую в прогибах (трогах), кварц-кератофировую и кремнисто-вулканогенную (фтагитовую) — на межтроговых блоках и в трогах, занимающих окраинное положение в зоне (Олокитский и Уколкитский трюги). Этот ряд сменяется в переходных зонах аспидной (нижней терригенной) формацией. Местами в эвгеосинклинальной зоне выделяется терригенная формация с переотложенными корами выветривания (илловирьская свита). В ассоциации со спилито-кератофировой группой формаций находится габбро-плагиогранитовая интрузивная и альпийская гипербазитовая, максимально проявленные в Муйской ветви. Перечисленные формации в Муйской ветви отделены от вышележащих структурным несогласием, в Северо-Байкальской ветви происходит резкая смена формационных комплексов (по подошве авкитской свиты), что позволяет выделить спилито-кератофировую группу формаций вместе с интрузивными образованиями в качестве первого геосинклинального структурно-формационного комплекса.

Во внешней переходной зоне первый структурно-формационный комплекс выделяется неотчетливо по «джермуканскому перерыву» (Докембрий континентов..., 1977), а во внутренней не имеет самостоятельного значения и не выделяется.

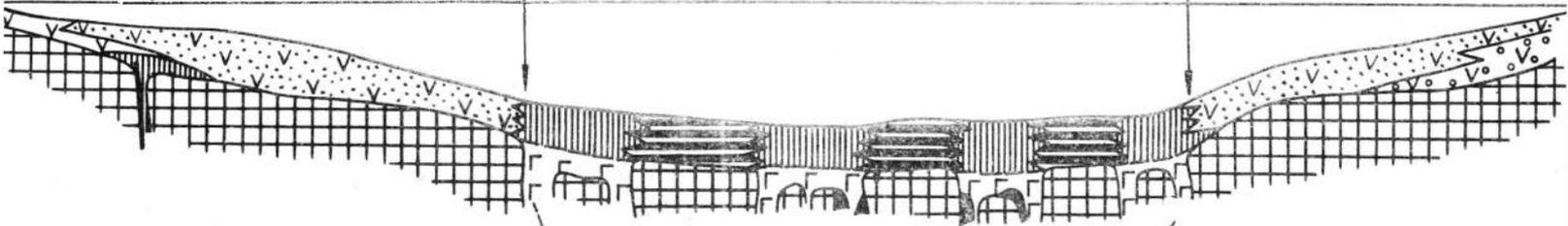
Средняя часть разреза мегакомплекса отчетливо обособляется также только в эвгеосинклинальной зоне, причем структур-

Баргузино-Витимская внутренняя переходная зона

Эвгеосинклинальная зона (Му́йская ветвь)

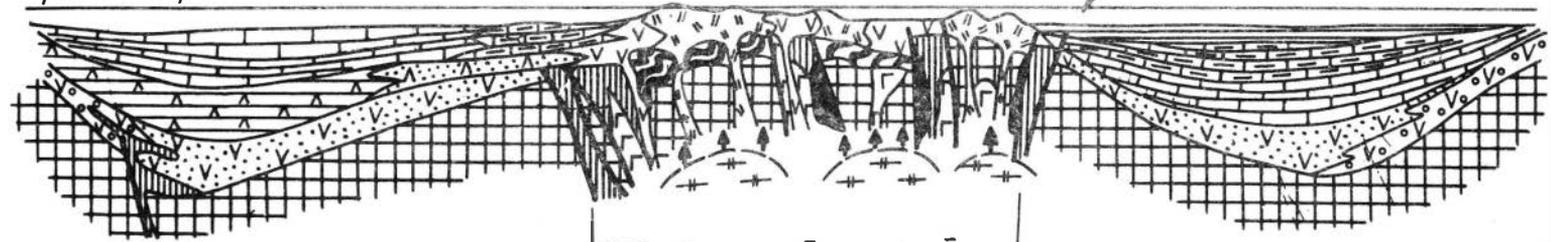
Мамско-Бодайбинская переходная зона

Уровень моря



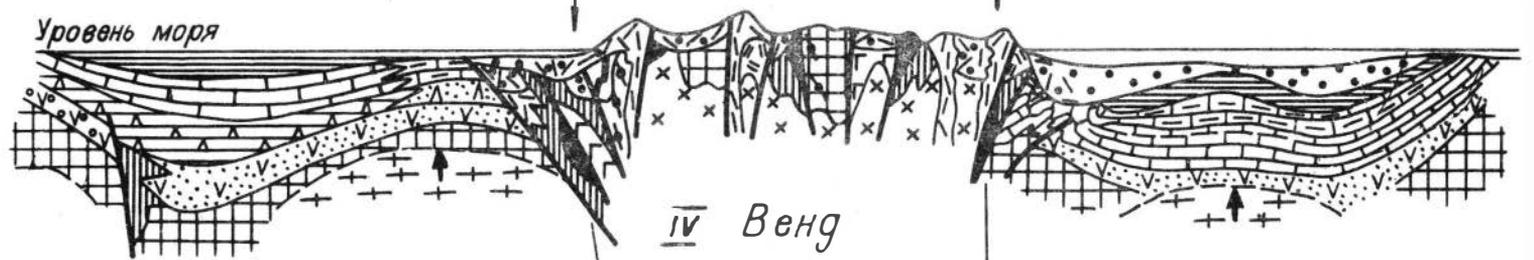
II Средний рифей

Уровень моря



III Поздний рифей

Уровень моря



IV Венг

Уровень моря

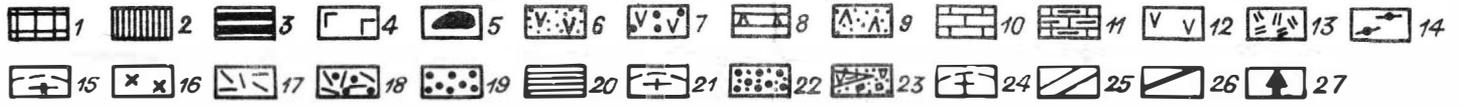
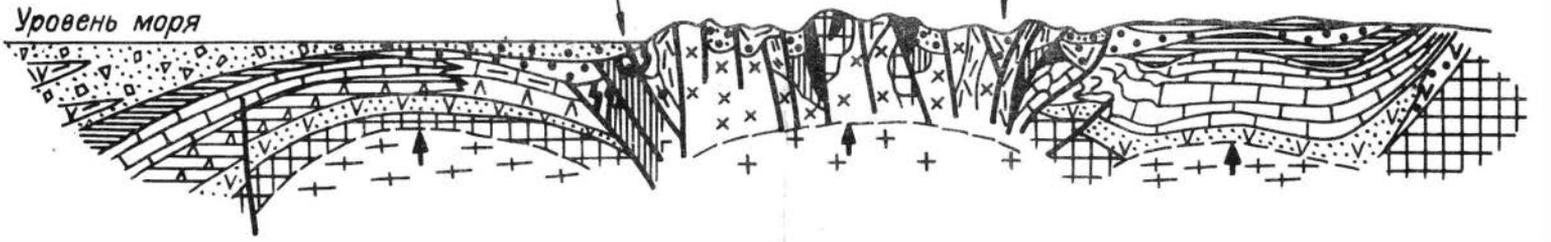


Рис. 2. Схема тектонической эволюции рифейской геосинклинали

1. Комплекс основания рифеид; 2—16. Главный геосинклинальный комплекс: 2—7. Первый геосинклинальный комплекс. Группа формаций: 2—3. Сплито-кратофировая (2 — сплит-диабазовая формация; 3 — кварц-кратофировая и фтанитовая формации). 4. Габбро-плагногранитовая. 5. Гнирбазитовая. 6—7. Аспидная (нижняя терригенная): 6 — песчано-сланцевая формация; 7 — песчано-конгломератовая формация. 8—16. Второй геосинклинальный комплекс. Флишондная группа формаций. Формации: 8 — алевроит-сланцевая; 9 — известняково-песчано-сланцевая; 10 — карбостромовая; 11 — сланцево-известняковая; 12—13 — андезитовая группа формаций. Формации: 12 — базальт-андезитовая; 13 — андезит-дацитовая; 14 — формация метасоматических гранитоидов. 15 — зона формирования интрузий гранитоидиорит-гранитовой формации. 16 — интрузии граиодиорит-гранитовой формации. 17—24 — орогенные формации: 17—21 — нижнемолаассовый комплекс и синхронные ему образования. Формации: 17 — гранит-липаритовая, базальт-липаритовая; 18 — груботерригенная вулканогенно-осадочная; 19 — груботерригенная осадочная; 20 — флишондная песчано-сланцевая; 21 — зона формирования автохтонных интрузий формации пестрых гранитных батолитов. 22—23 — позднемолаассовый комплекс и синхронные ему образования: 22 — континентальные и субконтинентальные образования (песчано-конгломератовая формация); 23 — морские эффузивно-терригенные образования; 24 — зона формирования аллохтонных интрузий формации пестрых гранитных батолитов. 25 — границы формаций (а) и структурно-формационных комплексов (б). 26 — разрывные нарушения. 27 — направление фронта гранитизации

ное несогласие по отношению к нижележащему комплексу зафиксировано только в Муйской ветви. Сплито-кератофировая группа формаций здесь сменяется по вертикали андезитовой, с которой ассоциируются магматические образования гранодиорит-гранитовой, гранит-тоналитовой и банатитовой формаций. Андезитовая группа формаций включает латерально замещающие друг друга андезито-дацитовую и граувакковую формации.

В Северо-Байкальской ветви преимущественное развитие получила флишоидная группа формаций, включающая собственно флишоидную терригенную, карбонатную флишоидную, карбостромовую и андезито-базальтовую формации. Широко развита, но менее, чем в Муйской ветви, гранодиорит-гранитовая интрузивная формация. От вышележащего комплекса эти формации отделены крупным структурным несогласием, что позволяет выделить их в самостоятельный второй геосинклинальный структурно-формационный комплекс.

В переходных зонах андезитовой группе формаций по времени соответствует накопление мощных толщ терригенно-карбонатного флиша. Характерна амагматичность разреза.

Верхняя часть разреза байкальского мегакомплекса (позднерифейская) имеет самостоятельное значение и может быть выделена в качестве структурно-формационного комплекса только в эвгеосинклинальной зоне, где представлена терригенно-вулканогенной субаэральной молассой с контрастными эффузивными сериями базальт-липаритового и трахилипаритового состава (жанокская свита, иняптукская, падринская серии). От нижележащих толщ, как уже указывалось, моласса повсеместно отделена структурным и метаморфическим несогласиями. По отношению к вышележащим толщам венда-кембрия структурное и метаморфическое несогласия отсутствуют, но стратиграфическое развито повсеместно.

Молассовая формация выполняет межгорные впадины и вулканотектонические депрессии. По времени ей соответствует становление липарит-гранитовой субвулканической (падринский и жанокский комплексы) и габбро-пироксенит-дунитовой расслоенной (довыринский комплекс) формаций с характерной редкометальной и медно-никелевой специализацией.

В удалении от эвгеосинклинальной зоны к северу и югу (к внешней и внутренней переходным зонам) молассовая формация исчезает, уступая место флишоидной терригенно-сланцевой (янчуйская свита). Она связана с нижележащими отложениями, постепенными переходами и фиксирует регрессивную стадию осадконакопления. С удалением от эвгеосинклинальной зоны за-

тухает и проявление магматической деятельности. Гранитизации, видимо, подвергались только самые нижние части разреза мегакомплекса.

Таким образом, рассмотрение вертикальных и латеральных рядов формаций, слагающих байкальский мегакомплекс, позволяет выделить в эвгеосинклинальной зоне три последовательных структурно-формационных комплекса: первый геосинклинальный, отвечающий стадии максимального погружения, второй геосинклинальный, соответствующий ранней инверсионной стадии («островодужной»), и орогенный эпигеосинклинальный (стадия накопления моласс).

В переходных зонах возможно выделение только одного главного, геосинклинального структурно-формационного комплекса, формирование которого происходило в течение всего рифея.

Основными структурными элементами в эвгеосинклинальной зоне являются шовные прогибы (троги) и межроговые блоки сиалического фундамента рифеид. Они отличаются характером складчатых структур. Современная структура прогибов (трогов) классифицируется как складчато-меланжевая и чешуйчато-моноклиальная. Вергентность по простиранию не выдержана. На межроговых блоках складчатость по типу относится к межразломной. Основные складчатые деформации первого геосинклинального комплекса произошли до формирования рифейских гранитондных интрузий. Дислоцированность вулканогенных толщ, слагающих второй геосинклинальный комплекс, слабая (пологие брахисинклинали и моноклинали) — на межроговых блоках, и интенсивная (внутриразломная) — в трогах.

Орогенные образования в зоне эпизэвгеосинклинального орогенного поднятия и на его крыльях слагают брахисинклинали и вулканотектонические структуры. Время формирования орогенных структур ограничивается поздним докембрием.

В переходных зонах простирания и морфология складок зависит от блокового строения фундамента. Проявлены зоны прерывистой складчатости. Структурного несогласия между рифеем и вендом в Баргузино-Витимской зоне не установлено. Главный этап складчатости здесь произошел в раннем палеозое. В Мамско-Бодайбинской зоне главная складчатость, по-видимому, предвендская. Следовательно, в системе байкалид проявление главной складчатости было неодновременным: в эвгеосинклинальной зоне главная складчатость предверхнерифейская, а в переходных зонах — предвендская на севере региона и нижнепалеозойская — на юге.

Приведенный материал характеризует связь байкальского

мегакомплекса с вышележащими каледонскими образованиями. В пределах эвгеосинклинальной зоны байкальский мегакомплекс повсеместно отделен от каледонского общим несогласием по подошве венда *, которое видимо распространялось и на внешнюю переходную зону. Во внутренней зоне, как указывалось, такого ранга несогласие появляется только в среднем кембрии.

Нижняя граница байкальского мегакомплекса устанавливается определенно также только в пределах эвгеосинклинальной и внешней переходной зон. В Северо-Байкальском нагорье, как отмечалось, подошва мегакомплекса маркируется иловирской свитой, залегающей несогласно на архней-нижнепротерозойских гнейсах чуйской толщи. Чуйская толща по литологии, метаморфизму и условиям деформаций сопоставляется с метаморфическими толщами Северо-Муйской глыбы (Тамбовцев, 1976; Митрофанов, 1978), выше которых структурно несогласно располагается муйская серия (Салоп, 1964).

Самокутская свита, венчающая разрез Северо-Муйской глыбы и выступающая в качестве орогенной формации карелид (Клигин и др., 1970; Митрофанов, 1978) сопоставима с чинейской подсерией удоканской серии раннего протерозоя. Следовательно, нижняя граница киянской свиты и соответственно, байкальского мегакомплекса, в районе должна располагаться выше нижнепротерозойских отложений, в том числе, удоканской серии (кодарской и чинейской подсерий) и соответствует, видимо, подошве рифея.

Ведущая роль в формировании рифейских структур региона принадлежала Муйской, Баргузино-Чуйской и Селенгино-Каларской системам глубинных разломов, являющихся составными элементами системы более крупного ранга. Основные закономерности внутреннего строения и характер соотношения разломов северо-западного и северо-восточного направлений хорошо устанавливаются на примере Муйского звена Анабаро-Бонинской (Портнягин, 1966; Мурзина, 1972) системы. В его строении принимают участие четыре системы глубинных разломов второго порядка: Таксимо-Орловская (Сюльбанская), Парама-Шаманская, Келяно-Удокитская и Желокано-Горбылокская, ориентированные в северо-западном направлении и разделенные блоками

* Вендский комплекс внутренних зон БГО выделяется достаточно условно и плохо изучен палеонтологически. Возможно нижние горизонты этого комплекса окажутся принадлежащими позднему рифею.

дорифейского фундамента. Все они относятся к «иртышскому типу» (Забродин, 1974) зон смятия.

Межзвеньевые разломы, поперечные к северо-западным зонам смятия, в Муйском звене ориентированы на СВ 45, 30 и 70°. Одноранговыми с зонами смятия северо-западного простирания являются разломы с азимутом простирания 45°, относящиеся к глубинным левосторонним сдвигам. Компенсация сдвигового напряжения северо-восточных систем происходила в рифее в системах зон смятия северо-западного простирания.

В истории геологического развития региона байкальский (рифейский) цикл выступает как самостоятельный геосинклинальный, сменивший во времени карельский и предопределивший особенности каледонского цикла, завершившего развитие геосинклинальной системы Байкалид (Митрофанов, 1978).

Размещение главных структур геосинклинальной системы байкалид предопределялось корово-мантийными разломами. В их зонах на ранних стадиях геосинклинали происходило утончение земной коры, возникали разрывы литосферы, в которых закладывались прогибы (троги) с новообразованной «океанической» корой. Эвгеосинклинальная зона имела сложное блоковое строение. Прогибы (троги) по механизму возникновения возможно сопоставимы со щелевыми рифтовыми зонами, формирующимися в условиях погружения (Милановский, 1976).

Офиолитовая ассоциация байкалид отличается известково-щелочным составом магматических пород, что свидетельствует о возникновении байкальской геосинклинали на коре переходного типа. Прогибы (троги) в этом случае интерпретируются как зоны вторичного растяжения. Во многом они сходны с подобными зонами Центрального Казахстана (Антонюк и др., 1976). По-видимому, заложение аналогичных магматических прогибов на ранних этапах геосинклинальных циклов вообще типично для геосинклиналей, возникающих на коре переходного или зрелого типов. Подобные структуры выступают как показатели деструкции коры, а вещественное выполнение этих структур (наличие магматитов и их состав) свидетельствует об интенсивности эндогенных процессов и степени «континентальности».

Рифейский цикл включает полный набор формаций геосинклинального и орогенного этапов с широко проявленной калиевой специализацией орогенного магматизма. Особенностью цикла является формирование в начальный этап вулканитов известково-щелочного типа и габбро-плагиогранитовой формации, более характерных для предорогенных этапов.

В предорогенную стадию, хотя эффузивы и сохранили из-

вестково-щелочной уклон, но с преобладанием кислых риолит-дацитовых разностей, сформировались крупные массивы гранодиорит-гранитовой формации. На всей территории (кроме эвгеосинклинали) как в рифее, так и в поздние этапы шло формирование флишоидных толщ. Орогенция в первую очередь, как обычно (Богданов, 1976), проявилась в эвгеосинклинальной зоне с последующим проявлением во внешней (к платформе) переходной зоне. Во внутренней переходной зоне геосинклинальные условия продолжали сохраняться до орогенного этапа следующего (каледонского) цикла.

Таким образом, возникшее в конце байкальского цикла в позднем докембрии на месте эвгеосинклинали, орогенное поднятие маркировало участок геосинклинальной системы, нараставшей платформу и перешедший к стадии областей завершенной складчатости. В каледонский этап это орогенное поднятие уже играло роль краевой геоантисинклинали.

ЛИТЕРАТУРА

Алтухов Е. Н. Докембрийская тектоника и металлогеническая зональность Центральной Азии. — М.: Недра, 1980. — 216 с.

Антонюк Р. М. и др. Структуры и эволюция земной коры Центрального Казахстана. — Геотектоника, 1977, № 5, с. 71-81.

Беличенко В. Г. Каледониды Байкальской горной области. — Новосибирск, Наука: 1977. — 121 с.

Богданов А. А. Тектоника платформ и складчатых областей (избр. тр.). — М.: Наука, 1976. — 329 с.

Булгатов А. Н., Баннов И. Ф. и др. Новые данные о стратиграфии рифейских отложений Северо-Байкальского нагорья. — Геол. и геоф., 1975, № 12, с. 128-131.

Булгатов А. Н. Орогенный ярус байкалид и время его формирования. — В кн.: Тектоника Сибири. М.: Наука, т. VII, 1976, с. 190-197.

Васильченко В. В. Геология и металлогения центральной части Витимского плоскогорья (Ципа-Икат-Б. Амалатское междуречье). — Автореф. канд. дисс. — Новосибирск, 1973. — 28 с.

Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. — М.: Наука, 1968. — 316 с.

Дворкин-Самарский В. А., Ерхов В. Ф. История геологического развития Северного Прибайкалья. — В кн.: Геология, магматизм и полезные ископаемые Забайкалья. Улан-Удэ, 1974, вып. 5(13), с. 5-19.

Докембрий континентов. Основные черты тектоники. — Новосибирск: Наука, 1977. — 240 с.

Дольник Т. А., Шенфиль В. Ю. Фитолиты верхнего докембрия юга Восточной Сибири и возможность детальной стратификации и корреляции осадочных толщ. — В кн.: Проблема возраста геологических образований юга Восточной Сибири и пути ее решения с целью создания легенд к государственному геологическим картам. (Тезисы докл.). Иркутск, 1980, с. 67-72.

Забродин В. Ю. Систематика зон смятия. — В кн.: Вопросы общей и

теоретической тектоники. Хабаровск: ИТГ ДВНЦ АН СССР, 1974, с. 41-46.

Клитин К. А., Павлова Т. Г., Постельников Е. С. Байкалды юго-востока Сибири.—М.: Наука, 1970. — 144 с.

Красный Л. И. Геология региона Байкало-Амурской магистрали. — М.: Недра, 1980. — 153 с.

Лобанов М. П. и др. Структурно-формационные комплексы зон глубинных разломов и зон смятия (Байкальская горная область). — В кн.: Тектоника Забайкалья. Геосинклинальные пояса Центральной Азии. (Тезисы докл.). Улан-Удэ: Бурятское кн. изд-во, 1973, с. 132-134.

Мануйлова М. М. и др. Геология докембрия Северного Прибайкалья. М.-Л.: Недра, 1964. — 217 с.

Миановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. — М.: Недра, 1976. — 262 с.

Митрофанов Г. Л. Эволюция тектонических структур и этапы становления континентальной земной коры в Северо-Западном Забайкалье. — В кн.: Тектоника и металлогения Восточной Сибири. Иркутск: Изд. ун-та, 1978, с.38-56.

Митрофанов Г. Л. Поздний докембрий и ранний палеозой центральной части Байкальской горной области.: Автореф. канд. дисс. — Иркутск, 1978. — 22 с.

Митрофанов Г. Л., Митрофанова Н. Н. Новая зона развития «офиолитовой ассоциации» пород на Витимском плоскогорье и ее значение в тектонике и металлогении. — В кн.: Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. (Тезисы докл.). Улан-Удэ: Изд. БФ СО АН СССР, 1979, с. 73-74.

Митрофанов Г. Л., Митрофанова Н. Н. Рифейская вулcano-плутоническая ассоциация Южно-Муйского хребта и ее металлогения.—Геол. и геоф., 1980, № 1, с. 53-60.

Миркин С. Л., Жидков А. Я. и др. Изотопный состав свинца и серы руд и пород Холоднинского месторождения. — В кн.: Всесоюзный симпозиум по геохимии стабильных изотопов. (Тез. докл.). М., 1974, ч. I, с. 116-117.

Мурзина Г. А. К проблеме классификации глубинных разломов по геолого-геофизическим признакам (на примере главнейших зон глубинных разломов Сибири и Дальнего Востока). — Тектоника Сибири. М.: Наука, 1972, т. V, с. 137-142.

Паталаха Е. И., Смиронов А. В., Поляков А. И. Генетические типы геосинклинальной складчатости (Казахстан). — Алма-Ата: Наука, Каз. ССР, 1974.-202 с.

Портнягин Э. А. Витимо-Бонинская поперечная глубинная система. - Сов. геол., 1966, № 7, с. 143-147.

Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Стратиграфия. Т. I. — М.: Недра, 1964. — 511 с.

Тамбовцев М. М. Об архейской глыбовой структуре на западе Байкальской области. — Геол. и геоф., 1976, № 6, с. 8-14.

Тихонов В. Л. Стронций как критерий расчленения и корреляции докембрия юга Восточной Сибири (Байкальская горная область). — В кн.: Проблема возраста геологических образований юга Восточной Сибири и пути ее решения с целью создания легенд к государственным геологическим картам. (Тез. докл.). Иркутск, 1980, с.63-66.

Шобогоров П. Ч. Геология и металлогения Северного Прибайкалья. Автореф. канд. дисс., Новосибирск, 1971. — 24 с.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ БАЙКАЛЬСКОЙ ТЕКТОНИКИ ЧИТИНСКОЙ ОБЛАСТИ

В Забайкалье, как и в Байкальской горной области, являющейся тектонотипом байкалид, проблема выделения самостоятельного байкальского тектонического комплекса до сих пор остается открытой. Не решен ряд важных вопросов, таких как пространственные и временные соотношения байкальского и каледонского этапов, наличие завершающей складчатости, роль и значение угловых несогласий и проявлений магматизма, степень завершенности геосинклинального процесса и другие.

Многие из поставленных вопросов, по-видимому, в принципе не могут быть решены однозначно. Двойственность оценки ряда явлений связана с существованием структур с различными режимами развития — геоантиклинальным, характеризующимся более высокой степенью индивидуализации отдельных этапов, и геосинклинальным со «сквозным» развитием. В пределах рассматриваемой территории байкальские структуры несут черты, присущие каждому из них.

Тектоническое районирование области. Читинская область расположена в пределах двух крупных геоструктурных элементов земной коры — геоблоков, составляющих основу тектонического районирования байкальского этапа, — Сибирской платформы и Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Границы геоблоков, их морфология и в целом общий план байкальских тектонических сооружений предопределены системой существовавших ранее или возникших вновь глубинных разломов. Заложение глубинных разломов знаменовало генеральную перестройку сложившейся к началу рифея структуры земной коры в Забайкалье, деструкцию кратонизированного дорифейского сиалического основания и формирование на нем байкальских тектонических сооружений.

Все важнейшие разломы, принадлежащие к категории краевых и структурных швов, по данным Г. И. Менакера, относятся к категории «надмантийных». Они выражены региональными гравитационными ступенями, ограничивают блоки коры, различающиеся по положению поверхности Мохоровичича. Вертикальные амплитуды смещения границы «М» по этим разломам изменяются от 6-8 до 1-2 км. Глубина проникновения их в толщу литосферы превышает 40-50 км.

Платформенный геоблок занимает северную часть области. Он включает Чарскую, Кодаро-Удоканскую и Становую структурно-формационные зоны (см. рис.). Дифференцированные вертикальные движения предопределили распад геоблока на две части по Каларскому краевому шву. Северная часть в составе Чарской и Кодаро-Удоканской зон испытала преимущественное опускание и вошла в состав плиты Сибирской платформы, а южная — Становая зона присоединилась к Алдано-Витимскому щиту.

Осадочный чехол плиты на современном уровне эрозионного среза сохранился фрагментарно — в Березовском прогибе и в разрозненных грабенах — Ималыкском, Малотарском, Верхнекаларском и других, более мелких.

Структуры, принадлежащие второму геосинклинальному геоблоку, охватывают южную часть Читинской области. Они представлены Хэнтэй-Даурской, Агинско-Борщевочной и Шилка-Аргунской структурно-формационными зонами Монголо-Охотской складчатой системы. В центральной (на рассматриваемой территории) части геоблока — в Агинско-Борщевочной зоне расположена область, отличающаяся наибольшей тектонической активностью — эвгеосинклинальный Агинский прогиб. С запада и востока к нему примыкают Хэнтэй-Даурское и Шилка-Аргунское геоантиклинальные поднятия — структуры, отличающиеся в своих различных частях резкими колебаниями мощностей осадков, интенсивностью деформаций и метаморфизма.

Значительные площади поднятий лишены рифейских отложений, которые либо уничтожены интрузиями, либо эродированы в ядрах локальных поднятий. Однако большая часть поднятий, по-видимому, и значительно не была перекрыта верхнепротерозойскими осадками.

Область байкальской складчатости на всем протяжении отделена от платформы системой разломов, принадлежащих Монголо-Охотскому краевому шву.

На юго-западном продолжении Алдано-Витимского щита, в рамках платформенного геоблока, намечается крупное геоантиклинальное поднятие, разделяющее геосинклинальные прогибы Байкало-Витимские и Монголо-Охотской геосинклинальных систем. Это поднятие, выделяемое в качестве Хилок-Витимской структурно-формационной зоны, характеризуется дейтероорогенным эпиплатформенным типом развития. В период байкальского тектогенеза в его пределах происходили глыбовые движения большой амплитуды с преобладанием поднятий над опусканиями.

Геосинклинальные структуры. Агинско-Борщо-

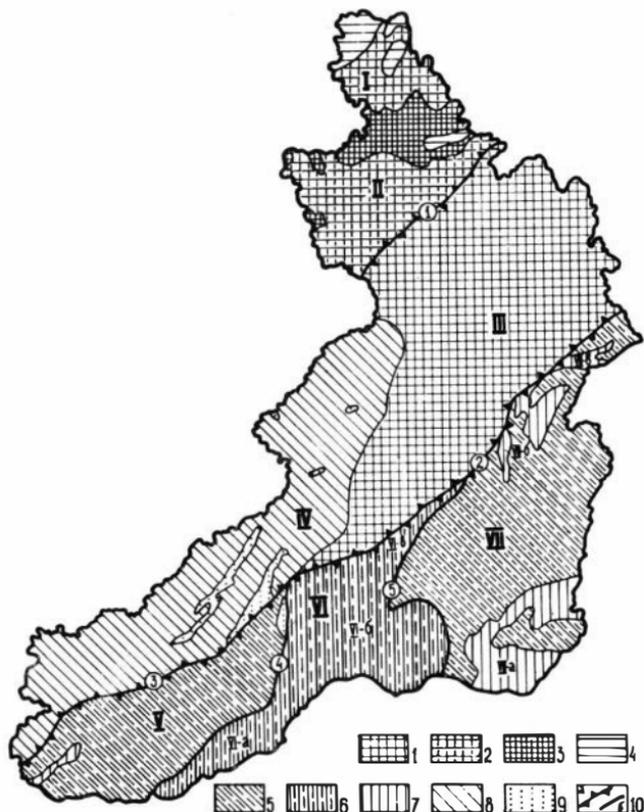


Рис. Схема палеотектонического районирования Читинской области (конец рифея)

1 — докарельнды (Алдано-Витимский шит); Сибирская платформа; 2 — выступы докарельского фундамента, 3 — выступы карельского фундамента, 4 — реликты байкальского платформенного чехла. Область байкальской складчатости. Структуры геосинклинального режима развития; 5 — выступы комплексов добайкальского основания, 6 — эвгеосинклинальный Агинский прогиб, 7 — многоэосинклинальные прогибы; структуры дейтероорогенного режима развития эпиплатформенные; 8 — выступы комплексов добайкальского основания, 9 — реликты дейтероорогенных прогибов; 10 — глубинные разломы: а — краевые швы, б — структурные швы. Разломы (цифры в кружках): 1 — Каларский; 2,3 — Монголо-Охотский (2 — Пришилькинская ветвь разлома, 3 — Чинкой-Ингоднинская ветвь разлома); 4 — Онон-Туринский; 5 — Восточно-Агинский.

Геоблок, структурно-формационные зоны (римские цифры на карте): I—IV — платформенный геоблок. Структурно-формационные зоны: I — Чарская, II — Кодаро-Удоканская (II-а — Удоканский прогиб), III — Становая, IV — Хилок-Витимская; V—VII — геосинклинальный геоблок. Структурно-формационные зоны:

V — Хэнтэй-Даурская, VI — Агинско-Боршевоучная (участки зоны: VI-а — Даурский, VI-б — Агинский, VI-в — Верхнешилкинский); VII — Шилка Аргунская (прогибы: VII-а — Быркинский прогиб, II-б — Кактолгинский прогиб, VII-в — Нижнешилкинский прогиб)

вочная структурно-формационная зона представляет собой эвгеосинклинальный прогиб, большая часть которого, за исключением Верхнешилкинской ветви, заложена на докарельском сиалическом основании. Верхнешилкинская ветвь приурочена к зоне Монголо-Охотского краевого шва, где ее, по-видимому, подстилают позднедокарельские образования Амазарского синклинория.

Агинский прогиб является составной частью линейной геосинклинальной структуры Монголо-Забайкальской складчатой системы (Амантов, 1975). Формационный ряд прогиба включает терригенно-вулканогенную и терригенную ассоциации формаций, среди которых выделяются аспидная, спилит-диабазовая (с яшмоидами, содержащими реликты радиолярий, известняками, кварцитами), флишиоидная и другие формации геосинклинального класса. Проявления основного вулканизма сопряжены главным образом с зонами ограничивающих его разломов — Восточно-Агинского и в меньшей степени Онон-Турицкого, т.е. смещены к периферии структуры. Это полностью согласуется с существующими представлениями о месте проявления вулканизма (офиолитов) в геосинклинальных прогибах (Обуэн, 1967).

Рифейские отложения прогиба собраны в линейные складки. Они образуют две дуги — западную и восточную, обращенные выпуклостями друг к другу. Восточная дуга имеет характерную форму сигмоиды. В верховьях р. Аги западная дуга огибает участок, занятый современными выходами нижнего триаса, что позволяет одним авторам предполагать существование здесь погребенного срединного массива (Варламов, Старченко, 1968), другим (Алтухов, Смирнов, 1971) — раздробленной части Агинской структуры.

Шилка-Аргунская структурно-формационная зона представляет собой эпикратонную геоантиклинальную структуру, обусловленную существованием срединного массива (Мушников, 1968; Мисник, Шевчук, 1980 и др.).

Фундамент срединного массива представлен приподнятыми и частично обнаженными докарельскими образованиями. На северном и южном флангах массива в рифее с началом дифференцированных вертикальных движений в зонах глубинных разломов образовались прогибы с миогеосинклинальным режимом осадконакопления. В северной, Пришилкинской части зоны, это Кактолгинский и Нижнешилкинский прогибы, а в Южном Приаргунье — Быркинский. *

* Спорными являются представления авторов о миогеосинклинальном характере разломов Быркинского и Нижнешилкинского прогибов, учитывая широкое развитие в их составе вулканитов андезито-базальтового состава. (Ред.)

В пределах миогеосинклинальных прогибов зоны выделяют-ся две группы формаций, одна из которых — нижняя, может быть отнесена к начальной, доинверсионной, по В. В. Белоусову (1978), стадии развития геосинклинали, вторая, верхняя — к нерасчлененным инверсионной и послеинверсионной стадиям (см. табл.).

Нижняя группа формаций включает три цикла осадконакопления.

Первый цикл проявился только в Быркинском прогибе. Он представлен терригенно-вулканогенной и терригенной ассоциациями формаций надаровской свиты (мощность 1200-1500 м), пространственно разобщенными с более поздними отложениями

Ряды рифейских геосинклинальных аккумулятивных формаций
Центрального и Восточного Забайкалья

Таблица

Стадия развития геосинклинали	Циклы осадконакопления	Ассоциации формаций	Структурно-формационные зоны, прогибы					
			Шилка-Аргунская		Хэнтэй-Лаурская	Алтинско-Борзевочная		
			Миогеосинклинали					Эвгеосинклиналь
			Быркинский прогиб	Кактолдунский прогиб	Нижнешилийский прогиб	Улейский прогиб	Алтинский прогиб	
Формации								
Инверсионная и последующие стадии нерасчленения	5	Терригенная	Терригенно-карбонатная. Быркинская свита, верх. подсвета 1700 м	Нижнемо-лассовая пестро-песчаная свита 1500 м	Терригенная (глино-кристаллосланцевая) графит-содержащая. Аржунская свита, верх. подсвета 1300 м	Терригенная (песчано-сланцевая). Лукобинская свита, верх. под-света 900-1100 м	Финновская. Ононская свита 3000-4000 м	
	4	Терригенно-вулканогенная	Вулканогенная (андезито-базальтовая), песчано-углисто-сланцевая, часть карбонатная. Быркинская свита, ниж. и средн. подсвета 1600-2000 м	Терригенно-карбонатная графитосодержащая. Аржунская свита, нижн. подсвета 1600-1700 м	Терригенно-вулканогенная (андезито-базальтовая). Лукобинская свита, нижн. подсвета 1000 м		Спичен-длабазовая. Кулишская свита, верх. толща 1500-2500 м	
Доинверсионная	3	Терригенно-карбонатная	Песчано-известково-доломитовая. Нортульская свита 1600-2000 м	Терригенно-известково-доломитовая, песчано-сланцевая, известково-доломитовая. Кактолдунская, осиповская свиты, 3900-7000 м	Карбонатно-вулканогенная (андезито-гидратовая). Бондринская свита 1500 м	Терригенно-вулканогенная. Анжуйская свита 1100 м		
	2	Терригенная	Конгломерато-песчаниковая. Травуаковская. Улуцатуровская свита 1550 м	Кварцито-сланцевая. Даргинская свита 950 м	Песчано-але-ксовидная. Лукобинская свита 1000 м	Терригенная (кристаллосланцевая). Улейская, катацунская свиты, 2500 м	Астичная. Кулишская свита, нижн. толща 700-1000 м	
	1	Терригенно-вулканогенная	Песчано-сланцевая, вулканогенная (андезито-базальтовая). Надаровская свита 1200-1500 м					

* Формации, аналогичные для соответствующего латерального ряда

Быркинского прогиба (слагают лишь его южную часть). Эти образования рассматриваются в составе нижнего структурного этажа байкальского мегакомплекса.

Второму циклу осадконакопления предшествовала складчатость и формирование интрагеоантиклинального поднятия. Осадконакопление в Быркинском прогибе сместилось к северу. Одновременно оно распространилось и на прогибы северной части Шилка-Аргунской зоны.

В ходе второго цикла сформировался латеральный ряд формаций, слагающих основание верхнего структурного этажа байкальского мегакомплекса. В Южном Приаргунье, где наблюдаются взаимоотношения структурных этажей, установлено, что они разделены перерывом в осадконакоплении и крупным угловым несогласием.

Ложная инверсия, расширение Быркинского прогиба за счет вовлечения в прогибание его северного фланга сопровождались незначительным по масштабам проявлением кислого вулканизма в районе с. Приаргунск.

Третий цикл осадконакопления, завершающий начальную стадию развития прогибов Шилка-Аргунской зоны, протекал в обстановке максимального расширения бассейнов, на фоне общего снижения тектонической активности. С этим циклом связано накопление существенно карбонатных пород (известняки, доломиты, мергели) мощностью до 2000 м в Быркинском прогибе, 3500 м — в Нижнешилкинском и до 7000 м — в Кактолгинском.

Высокая степень метаморфизма пород, связанная с контактовым воздействием мезозойских интрузий, в отдельных случаях затрудняет их корреляцию с менее метаморфизованными отложениями той же зоны. Так, амфиболовые, биотит-амфиболовые сланцы, которые слагают разрез аникинской свиты Нижнешилкинского прогиба, мы рассматриваем в качестве аналогов карбонатных пород, развитых в окрестностях с. Галман-Борзя — мергелей, глинистых известняков, известково-глинистых доломитов нортуйской свиты. Однако существует мнение (Шульдинер и др., 1977), что они представляют собой метаэффузивы основного состава.

Значительная подвижность Нижнешилкинского прогиба, расположенного в зоне Монголо-Охотского краевого шва, проявилась интенсивными излияниями лав кислого состава, включенных в лежащую выше бондихинскую свиту (мощность 1500 м). Принадлежность ее к карбонатной ассоциации формаций подчеркивается многочисленными прослоями известняков, переслаиваемыми с вулканитами в верхней части разреза свиты.

Верхняя латеральная группа представлена двумя рядами рифейских формаций, принадлежащих четвертому и пятому циклам осадконакопления. Эта часть разреза несет признаки завершающих стадий развития геосинклинального процесса.

Четвертый цикл отражает смену условий осадконакопления: появляются признаки активизации вертикальных движений земной коры сначала в виде терригенных отложений, а потом и излияний лав — в Быркинском прогибе среднего и основного состава, а в Нижнешилкинском, кроме упомянутых, и кислого.

Пятый цикл осадконакопления, представленный терригенно-карбонатной (верхняя подсвита быркинской свиты), терригенно-карбонатной графитсодержащей (аркинская свита), терригенной (верхняя подсвита глубокинской свиты) ассоциациями формаций, протекал в обстановке затухания тектонической активности. В прогибах, в которых ранее проявлялась вулканическая деятельность, стали накапливаться терригенные отложения, нередко обогащенные углистым веществом. Значительное место в разрезе сохранили карбонатные осадки. Лишь в южной части Быркинского прогиба вновь проявились признаки тектонической активизации. Здесь получили распространение вулканогенно-карбонатные отложения, выделяемые в милозанскую свиту, имеющие облик пестроцветной нижней молассы.

На рубеже позднего протерозоя и венда периферические прогибы Шилка-Аргунского срединного массива испытали полную инверсию, в результате которой область осадконакопления сместилась в центральную — восточную часть массива. Инверсия сопровождалась неотчетливо выраженной складчатостью, признаки которой заключены в наблюдавшемся М. И. Стецюком несогласном (но без стратиграфического перерыва) налегании уровской свиты, датируемой вендом, на сланцы быркинской свиты близ с. Бырка.

Верхнепротерозойские отложения Шилка-Аргунской зоны смяты в крупные, относительно простые изометричные брахиформные складки, с частыми ундуляциями шарниров, нередко близкие по морфологии к дислокациям глыбового типа. Это является следствием, по общему мнению, близости жесткого основания (Мушников, 1968; Алтухов и др., 1973; Шульдинер, Стецюк, 1969)

Хэнтэй-Даурская структурно-формационная зона рассматривается как эпикратонное геоантиклинальное поднятие, осложненное наложенным приразломным миогеосинклинальным прогибом, выполненным терригенной ассоциацией формаций улелейской (мощность 1500 м) и катанцинской (мощность 1000 м) свит.

Принадлежность этих образований к байкальскому этапу проблематична. Высокая степень метаморфизма (в амфиболовой фации), ассоциация с гранитами древнестанового комплекса допускают их более ранний позднеархейский возраст. Терригенный состав отложений позволяет относить их к доинверсионной стадии развития байкальской геосинклинали.

Внутреннее строение прогиба относительно простое. Структуру его определяет протяженная (более 80 км) асимметричная антиклинальная складка северо-восточного простирания, представляющая, по-видимому, реликт более значительного складчатого сооружения.

Дейтероорогенные структуры. Хилок-Витимская структурно-формационная зона. Тектоническая регенерация позднеархейского Алдано-Витимского щита, выделяемая в класс дейтероорогенных структурно-вещественных комплексов охватила его юго-западную окраину. Единственным геологическим документом, характеризующим рифейский дейтероорогенный этап, являются мелкие фрагменты приразломных прогибов, выполненных ассоциацией терригенных формаций, принадлежащих к застепинской и иргаинской свитам (мощность каждой из них 2000 м).

Фрагменты застепинской свиты на современном уровне эрозийного среза слагают крылья обращенной антиклинали позднемезозойского сводового поднятия Яблонового хребта, поэтому первичная структура толщи остается неизвестной. В настоящее время это брахиантиклиналь, повторяющая мезозойскую структуру поднятия. Многочисленные разрывные нарушения обуславливают мелкоблоковое строение сохранившихся выходов свиты.

Мелкие фрагменты терригенной толщи в бассейне р. Каренга, объединяемые в иргаинскую свиту, условно позднепротерозойского возраста, в формационном отношении близки застепинской свите, ввиду чего признается и сходство их тектонической позиции. Структура выходов свиты из-за незначительных размеров остается нерасшифрованной.

Платформенные структуры. Чарская структурно-формационная зона. Площадь развития рифейских платформенных отложений принадлежит юго-западному флангу Сибирской платформы, фрагментами которого в современной структуре являются южная часть Березовского прогиба и грабены, расположенные восточнее и южнее его.

Пригеосинклинальное, относительно Байкальской геосинклинальной области, крыло прогиба, сложенное породами тепторгинской серии и низов патомской серии, сохранилось на западе

Березовского прогиба. Оно характеризуется значительной (до 4000 м) мощностью отложений и крутым (50-70°) падением к востоку и северо-востоку.

Фрагменты приплатформенного крыла слагают восточную часть Березовского прогиба, Ималыкский, Малоторский и Верхнекаларский грабены, в пределах которых слои погружаются в северных румбах под углами 10-12°, местами более пологими или крутыми. В Верхнекаларском грабене породы верхнего протерозоя вместе с вендскими и палеозойскими отложениями смяты в коробчатые и сундучные приразломные складки, шарниры которых погружаются к северо-западу (Федоровский, 1972).

Алдано-Витимский щит. В позднем протерозое Алдано-Витимский щит, в рамках Становой и Хилок-Витимской структурно-формационных зон, представлял область активных поднятий, генетически связанных с широко проявленными процессами автохтонного (реоформического?) гранитообразования. Возраст новообразованных гранитоидов, зафиксированный изотопным методом, составляет 700-800 млн. лет (Искандерова и др., 1979),

Структурным выражением процесса гранитообразования явилось повсеместное распространение сложной системы гранито-гнейсовых структур куполов, валов и др., конформных относительно вмещающих их архейских глубоко метаморфизованных пород.

В позднейшие геологические эпохи подобные процессы повторялись неоднократно (Загрузина и др., 1979), поэтому наблюдаемая современная структура территории может существенно отличаться от первичной, хотя, с другой стороны, не исключена и унаследованность общего, по крайней мере, плана структуры.

Отношение мощности земной коры к байкальским тектоническим структурам. Сопоставление карты мощностей земной коры, составленной Г. И. Менакером в 1978 г., с геологическими данными показало, что максимальная концентрация коровой массы в регионе происходит в зонах интенсивного гранитообразования, приуроченного к зрелой и орогенной стадиям развития геосинклинальных областей и к площадям внегеосинклинальной дейтероорогенной магматической регенерации комплексов основания. Мощность коры в этих зонах колеблется от 40 до 48 км. Во всех случаях повышенная мощность коры не связана непосредственно с байкальским геосинклинальным этапом, а обусловлена предшествующими и последующими геологическими событиями, материальными свидетелями которых

являются соответствующие геологические образования.

В области байкальской складчатости, под геосинклинальными прогибами, отмечается минимальная в районе мощности коры 38 км. Примечательно, что под платформенными отложениями (Чарская зона) раздел «М» расположен на такой же глубине. Это совпадение нельзя считать случайным. Вероятно, оно отражает сходство способов наращивания коры, состоящее в обоих случаях в накоплении осадков в более или менее монотонно углубляющихся прогибах.

Наращивание коры вторым путем, «снизу», за счет активных эндогенных процессов в мантии и коре под геосинклинальными прогибами для байкальского этапа, таким образом, не характерно. По-видимому, этим обусловлены и все особенности байкальского этапа: вялостектонического режима, отсутствие существенной инверсии с перестройкой структурного плана прогибов и интрузивным магматизмом, неполнота цикла (слабое выражение зрелой стадии и выпадение орогенной), простота структурных форм и особенности металлогении, связанной исключительно с процессами осадконакопления. Известно, что указанные особенности байкальского этапа вообще свойственны ранним циклам эволюции геосинклинальных областей неогей; как правило, эти циклы являются незавершенными, образуя начальный (раннегеосинклинальный) период развития области.

ЛИТЕРАТУРА

- Алтухов Е. Н., Смирнов А. Д. Об Агинской структуре Забайкалья. — Геотектоника, 1971, № 2, с. 38-46.
- Алтухов Е. Н., Смирнов А. Д., Леонтьев Л. Н. Тектоника Забайкалья. — М.: Недра, 1973. — 172 с.
- Амантов В. А. Тектоника и формации Забайкалья и Северной Монголии. — Л.: Недра, 1975. — 223 с.
- Белоусов В. В. Эндогенные режимы материков. — М.: Недра, 1978. — 232 с.
- Варламов В. А., Старченко В. В. Золотоносность Агинской структуры. — Сов. геология, 1968, № 12, с. 124-128.
- Загрузина И. А., Федорова И. В., Яковлева Л. В. О фанерозойском омоложении докембрийских пород на востоке Азии. — В кн.: Магматизм и метаморфизм зон БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Улан-Удэ, 1979, с. 177-178.
- Искандерова А. Д., Неймарк Л. Д., Рудник В. А. Итоги геохронологического изучения раннедокембрийских полиметаморфических пород востока Сибири свинцово-изохронным методом. — Там же, с. 175-176.
- Мисник Ю. Ф., Шевчук В. В. Восточно-Забайкальская древняя глыба и ее роль в формировании региональной структуры. — Геотектоника, 1980, № 5, с. 25-37.
- Мушников А. Ф. О тектонике Восточного Забайкалья. — В кн.: Геология

и полезные ископаемые Забайкалья. М., 1968. с. 6—29.
Обуэн Ж. Геосинклинали. — М.: Мир, 1967. — 302 с.

Федоровский В. С. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан. — М.: Наука, 1972. — 130 с

Шульдинер В. И., Стецюк М. И. О строении байкалид восточной части Восточного Забайкалья. — В кн.: Петрология извержения и метаморфических пород. Владивосток, 1969, с. 83-86.

Шульдинер В. И., Стецюк М. И. Возраст и условия формирования верхнедокембрийских комплексов Восточного Забайкалья. — В кн.: Протерозойские комплексы Восточной части Забайкалья. Владивосток, 1977, с. 112-116.

А. К. Башарин

ФОРМАЦИИ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ РИФЕЯ СИБИРИ

Несмотря на большое количество публикаций, посвященных рифейским толщам Сибири, последние остаются еще слабо изученными. Более тщательные исследования приводят иногда к кардинальному пересмотру стратиграфии рифея, как это сейчас наблюдается на Таймыре (см. статью В. В. Безубцева в этом сборнике). В других регионах Сибири рифейский возраст обосновывается для тех толщ, которые на протяжении многих десятилетий датировались древнее или моложе рифея. Так, считавшаяся более древней киянская серия и ее аналоги, развитые в Байкало-Витимском складчатом поясе, оказываются рифейскими (см. статью Г. А. Митрофанова в этом сборнике), и наоборот, окинская серия Алтае-Саянской области, которую ранее относили к рифею, вероятно имеет раннепалеозойский возраст. Имеются убедительные историко-геологические доказательства позднедокембрийского возраста таких толщ, как акитканская, улканская и их аналоги (Башарин, 1982), хотя в утвержденных стратиграфическим комитетом схемах они отнесены к нижнему протерозою.

Необходимо учитывать, что изменение в датировке того или иного вещественного комплекса влечет за собой необходимость в перестройке модели рифейской структуры, каковой должна быть карта байкальского мегакомплекса, входящая в состав «Атласа...».

Ниже попытаемся рассмотреть некоторые главные законо-

мерности в формационных рядах и тектонических комплексах рифейского этажа, исходя из той стратиграфической основы, которая сложилась к настоящему времени.

Новейшие материалы по рифею Восточной Сибири и части Алтае-Саянской области, в том числе и помещенные в данном сборнике, указывают на закономерное сокращение полноты рифейского разреза с юго-востока на северо-запад (рис. 1). Действительно в настоящее время нет сомнений в широком развитии отложений нижнего рифея в южных районах Северо-Востока СССР, байкало-витимском складчатом поясе и прилегающей к этим регионам территории Сибирской платформы. Отложения этого возраста присутствуют в обнаженной части Урикско-Ийского Присяянья. Возможно, они существуют в разрезах Восточной Тувы (Гинцингер, 1979). Спорно наличие образований нижнего рифея к северо-западу от линии: северная часть Колымского прогиба — Вилюйский (Уринский) авлакоген — Прибайкальский прогиб и далее к юго-западу. В районах Туора-Сисского поднятия основание рифея не обнажено, а на севере Сибирской платформы нижнерифейские толщи известны только в узкой зоне обрамления Анабарского массива (мукунская серия). На гораздо больших площадях здесь развиты только средне- и верхнерифейские толщи (статья Б. Р. Шпунта в этом сборнике, а также Семихатов, 1974; Малич, 1975; Ипатов, 1978; и др.). Достоверно не установлены нижнерифейские отложения в Алтае-Саянской области и по западному обрамлению Сибирской платформы (Коробейников и др., 1979; Башарин, Щеглов и др., 1980).

Еще северо-западнее, в пределах Таймыра, возможно, присутствуют только верхнерифейские образования (см. статью В. В. Безубцева в этом сборнике). Это мнение особенно укрепились после обнаружения фауны нижнего палеозоя в некоторых толщах, относившихся ранее к нижнему протерозою (Соболевская и др., 1978).

Следует отметить, что в областях, где под предполагаемым верхним рифеем обнажены более древние образования (Шренковский и Фадеевский выступы на Таймыре, Бирюсинская, Канская и другие глыбы в Алтае-Саянской области и т.д.), они нигде не оцениваются моложе нижнего протерозоя, а часто относятся к архею. Исключением, по-видимому, является дербинская серия и ее аналоги в Алтае-Саянской области и тейская серия на Енисейском кряже, которые, возможно, являются нижнерифейскими (Волобуев и др., 1980; Постельников, 1980; и др.).

Таким образом, если корректны определения объемов рифейских образований, то большая часть Алтае-Саянской области и



Рис. 1. Схема размещения тектонических комплексов рифея на территории Восточной Сибири

1 — дорифейские комплексы, 2 — области преимущественного развития рифейско-фанерозойских гранитоидов. Комплексы: 3 — звероинклинальные, 4 — многоинклинальные (а — преимущественно верхнерифейские, б — средне-верхнерифейские, в — присутствуют образования всех трех отделов рифея); 5 — плиты (а — средне-верхнерифейские, б — ниже-среднерифейские); б — орогенные верхнерифейские; 7 — авлаогены

западная периферия Сибирской платформы (и, по-видимому, ее участки, погруженные под Западно-Сибирскую плиту) в раннем рифее, а Таймыр, северо-западная окраина Сибирской платформы и север Западно-Сибирской низменности в раннем и среднем рифее являлись высокоподнятыми регионами.

Выше упоминалось, что дербинская, тейская серии и их аналоги, возможно, имеют раннерифейский возраст. Существуют другие взгляды и на стратиграфию древних толщ Таймыра (см. статью В. Я. Кабанькова и Р. Ф. Соболевской в этом сборнике). Если они подтвердятся, то структура байкальского мегакомплекса окажется значительно отличной от вышеописанной. Исчезнет тенденция последовательного опускания земной коры в рифее с юго-востока на северо-запад и более правильной окажется традиционная схема дифференциаций коры на структурные элементы с разнознаковым характером движений.

Окончательное решение по выбору модели должно быть принято в самое ближайшее время с участием заинтересованных региональных кураторов.

Если принять объемы рифея, показанные на рис. 1, то любопытными окажутся некоторые крупнорегиональные закономерности в строении вертикальных и латеральных рядов формаций (рис. 2).

Для раннего рифея в ассоциациях осадочных формаций, развитых на платформе и в ее складчатом обрамлении, очень много общего: формируются преимущественно грубообломочные, красноцветные или сероцветные терригенные толщи, переходящие местами вверх по разрезу в карбонатные. Терригенные, а в значительной степени и доломитовые толщи, представленные фалаховой, молассоидной или долосклоновой формациями (Башарин, 1982), образовались в континентальных или субконтинентальных условиях. Эти формации локализуются в узких и протяженных прогибах (грабенах), реже в виде плит изометричной формы (учурская, мукунская, тепторгинская и некоторые другие серии).

Осадочные ассоциации осложняются местами вулканогенными формациями. В некоторых случаях, например в Муйской зоне, вулканогенные породы преобладают в разрезе (см. статью Г. Л. Митрофанова в этом сборнике); среди вулканитов появляются средние и кислые разновидности. На платформах же и в приплатформенных складчатых зонах, хотя и в небольших количествах, присутствуют вулканиты только основного состава (мукунская, учурская, тепторгинская, анайская и другие серии).

Во всех случаях вулканогенные образования ассоциируют с интрузивными телами (дайками, силлами, штоками, плутонами

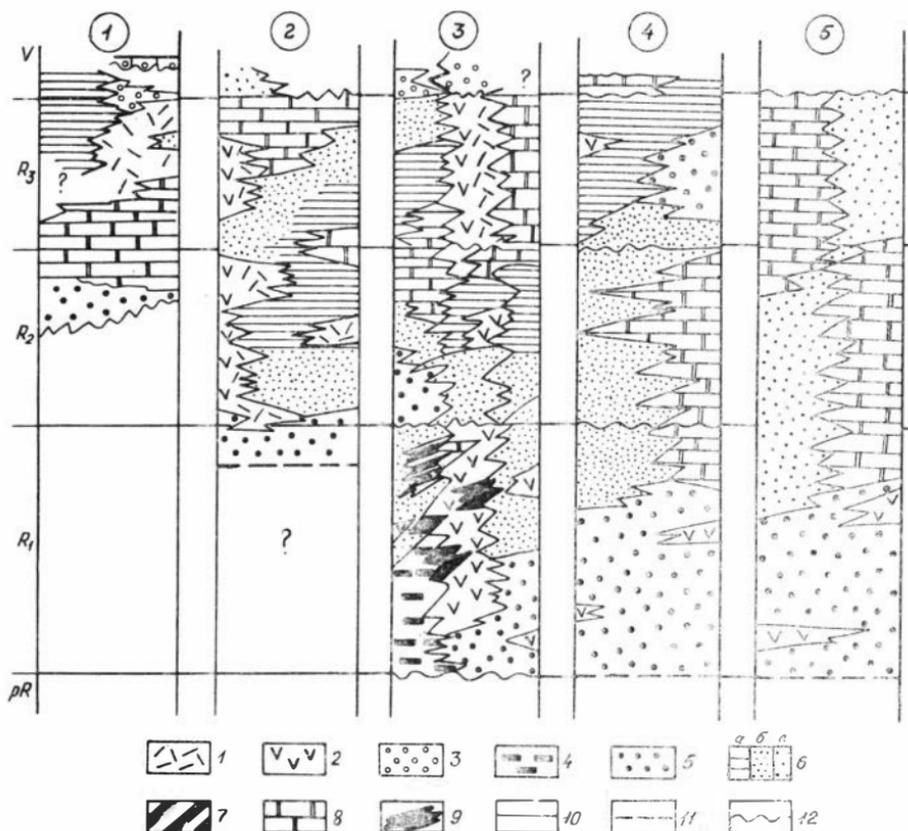


Рис. 2. Формационные ряды байкальского мегакомплекса Восточной Сибири
 Ассоциации формаций: I - вулканитов смешанного состава; 2 - вулканитов преимущественно основного состава; 3-6 - терригенные: 3 - грубооблачные смешанного состава (молассоидная формация); 4 - монозвитковых (кварцевых) песчаников и гравелитов, и мелкоглиноземистых сланцев (долосклоновая формация); 5 - монозвитковых и олигозвитковых песчаников, гравелитов, конгломератов (фалаковая формация); 6 - олигозвитковые, полизвитковые реже монозвитковые песчаники, алевролиты, аргиллиты (а - флюидная; б - аспидноидная; в - граувакковая); 7 - кремнисто-яшмовая; 8 - карбонатная (карбостромовая); 9 - железосодержащих пород. Геологические границы: I0 - согласные, II - стратиграфически несогласные, I2 - структурно несогласные. Цифры в кружках: 1 - Таймыр, 2 - Алтай-Саянская область, 3 - Байкало-Витимский пояс, 4 - Юдомо-Майская зона, 5 - Сибирская платформа

и т.д.), составляя единые вулканито-плутонические комплексы. Особенно отчетливо это явление показано Г. Л. Митрофановым (см. его статью в этом сборнике) на примере Муйской зоны.

В среднем рифее * условия осадконакопления выравниваются: на всей территории Сибири, в том числе и в Алтае-Саянской области накапливаются преимущественно карбостромовые формации с явно подчиненным количеством терригенных пород. Исключение составляет, пожалуй, только байкало-витимский складчатый пояс, где в разрезах среднего рифея явно преобладают терригенные толщи. В позднем рифее снова проявляется крупнорегиональная дифференциация в осадконакоплении. На Северо-Востоке СССР, Таймыре, на северной и восточной окраинах Сибирской платформы начинают преобладать тонкообломочные ритмично построенные толщи флишоидного типа. В Байкало-Витимской области, Присаянье в терригенных флишоидных толщах появляются пакки карбонатов значительной мощности (например трехчленный байкальский комплекс). Только в Алтае-Саянской области продолжается формирование карбостромовых формаций, несмотря на то, что в предпозднерифейское время здесь произошла, по мнению некоторых авторов (Башарин, Щеголов и др., 1980), значительная структурная перестройка, связанная с байкальской складчатостью.

Почти во всех регионах осадочные формации ассоциируют с различными вулканогенными толщами (см. статьи Б. Р. Шпунта, А. Д. Ножкина, Г. Л. Митрофанова, В. В. Безубцева и др. в этом сборнике). В зависимости от их объема и состава обрамляющие Сибирскую платформу геосинклинальные складчатые пояса подразделяются на эв- и миогеосинклинальные зоны.

Исключением представляется Байкало-Муйская зона. Здесь в позднем рифее формируются наложенные впадины межгорного типа, выполняемые грубообломочными молассоидными формациями (см. статью Г. Л. Митрофанова в этом сборнике).

Учитывая закономерности в строении латеральных и вертикальных рядов ассоциаций формаций, в структуре байкальского мегакомплекса Сибири и Алтае-Саянской области можно выделить регионы, развивающиеся по отличным друг от друга схемам (табл.).

К первому типу можно отнести Баргузино-Витимскую складчатую зону, которая, как можно полагать, возникла на месте геосинклинали существовавшей непрерывно, в течение всего ри-

* Возможно, во второй половине или даже в последней трети среднего рифея.

Рифей			Стратиграфические подразделения	Сидирская платформа
Нижний	Средний	Верхний		
Плитные			Тектонические комплексы Структурные этажи	Примеры
Нижний	Верхний			
Восточная часть Алданского шита, Анабарское поднятие, Прибайкалье				
Геосинклинальные			Тектонические комплексы Структурные этажи	I Тип региононов Примеры
Верхний				
Варгузино-Витимская складчатая зона				
Геосинклинальные		Геосинклинальные	Тектонические комплексы Структурные этажи	II Тип региононов Примеры
Нижний	Верхний			
Саянская область		Алтайская область, Западный Саян		
Геосинклинальные			Тектонические комплексы Структурные этажи	III Тип региононов Примеры
Нижний	Верхний			
Домо-Найский прогиб, Петомская складчатая область				
Геосинклинальные		Дейтероорогенные (?)	Тектонические комплексы Структурные этажи	IV Тип регионов Примеры
Нижний	Верхний			
Вайкало-Витимская складчатая область		Вайкало-Мулский пояс		

Теоинклинально-складчатое обрамление Сибирской платформы

Карельский мелаконтекст

фея. Многоэосинклинальная ассоциация формаций здесь определяется нормальным трансгрессивным рядом мощностью более 10 км, осложненным примесью основных и кислых вулканитов. Судя по всему, складчатыми эти толщи стали только в палеозое, хотя некоторые исследователи насчитывают в них до четырех генераций деформаций (Марков, 1979).

Ко второму типу регионов следует отнести ряд геосинклинальных складчатых зон Алтае-Саянской области (Башарин, Щеглов и др., 1980). Здесь предполагается существование двух самостоятельных геосинклинальных комплексов, разделенных на границе среднего и верхнего рифея крупным структурным несогласием. Заслуживает внимания следующее обстоятельство: складчатость, а местами интрузивный магматизм и вулканизм, совмещаемые с границей между средним и верхним рифеем, осуществляются на фоне накопления монотонных и однообразных осадочных формаций — в прогибах преимущественно тонкообломочных, а на так называемых устойчивых массивах — преимущественно карбонатных (Башарин, Щеглов и др., 1980). Сходны в этих комплексах и структурах мощности накопившихся осадков. Так, А. П. Щеглов и его коллеги (Башарин, Щеглов и др., 1980) считают, что на устойчивых массивах «условия седиментации, аналогичные ранне-среднерифейским, сохранились и позднее, вплоть до конца среднего кембрия...» (стр. 66-67).

Третий тип регионов выделяется на примере Патомской складчатой зоны и рифейского этажа, залегающего в основании мезозоид Северо-Востока СССР. Наиболее доступным и изученным примером последнего региона может служить Юдомо-Майская складчатая зона. В такого типа областях рифейский мегакомплекс сложен единым многоэосинклинальным комплексом, но со своеобразным нижнерифейским этажом. Последний сложен молассовыми, фалаховыми или долосклоновыми формациями (Башарин, 1982) с присутствием основных вулканитов и отделен от вышележащего этажа крупным перерывом. Средневерхнерифейские образования структурно представляют собой единое целое. Формационный ряд начинается грубообломочными, еще мало чем отличающимися от таковых нижнего этажа формациями, которые вверх через карбостромовые формации сменяются флиш-идными (уйская серия Юдомо-Майского прогиба, кочергатская свита и её аналоги в Прибайкалье и др.). В регионах этого типа байкальский мегакомплекс не подвергался складчатым деформациям, хотя и был прорван крупными массивами гранитоидов (мамско-оронский комплекс и его аналоги). Складчатую структуру эти толщи приобрели уже в фанерозое.

Наконец, характерным примером четвертого типа регионов является Байкало-Витимская складчатая зона. Для этой зоны характерно двухэтажное строение эвгеосинклинального комплекса, объединяющего отложения нижнего и среднего рифея, и несомненное присутствие орогенного верхнерифейского комплекса, сложенного типичными межгорными вулканогенно-осадочными молассами. Для этого типа регионов присуще обилие вулкани-тов, интрузий, многократных локальных проявлений складчатости и метаморфизма.

Любопытно, что в едином байкало-витимском складчатом поясе раньше всех (в конце среднего рифея) замкнулась именно эвгеосинклинальная Байкало-Витимская зона, в то время как в соседних, Байкало-Патомской и Баргуанно-Витимской зонах, продолжали существовать миогеосинклинальные условия, и там формировались мощные терригенно-карбонатные толщи верхне-рифея.

Предположительно к этому типу регионов можно отнести приплатформенную часть Алтае-Саянской складчатой области и Енисейского кряжа (Башарин, Щеглов и др., 1980).

Что касается Сибирской платформы, то на ней в течение всего рифея, а местами, возможно, и с более раннего времени, формируется двухэтажный плитный комплекс. Нижний этаж развит очень локально (см. статьи С. М. Замараева и В. К. Александрова, Б. Р. Шпунта в этом сборнике) и сложен преимущественно молассовыми субконтинентальными формациями с примесью основных вулкани-тов (мукунская, учурская серии и их аналоги). Верхний этаж, сложенный средне-верхнерифейскими карбонатно-обломочными маломощными толщами, занимает гораздо больше площади по сравнению с образованиями нижне-рифейского этажа (рис. 1).

Неясна тектоническая природа рифейских комплексов, выполняющих авлакогены (Уринский, Иркинеевский и др.). По формационному набору, мощностям, а местами и характеру складчатости эти комплексы идентичны в общем миогеосинклинальным комплексам. В то же время их можно рассматривать и как платформенные. Вопрос этот ещё требует уточнения.

В качестве резюме отметим, что к настоящему времени начали выясняться основные закономерности структуры байкальского мегакомплекса, распределение в нем ассоциаций формаций и основных тектонических комплексов. Но до сих пор остается спорным ряд принципиальных, в первую очередь стратиграфических вопросов, решение которых может привести к значительным изменениям общей модели строения мегакомплекса.

Ближайшая цель — попытаться найти приемлемые ответы на них.

ЛИТЕРАТУРА

Башарин А. К. Нижняя граница и некоторые структурно-формационные особенности рифея Сибири. — Геол. и геофиз., 1982, № 1 (в печати).

Башарин А. К., Щеглов А. П., Абрамов А. В. и др. Байкальский мегакомплекс Восточной Сибири и Алтае-Саянской области. — В кн.: Тектонические комплексы Сибири и их латеральные ряды. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1980, с. 44-76.

Волубуев М. И., Зыков С. И., Ступникова Н. И., Воробьев И. В. Свнцовой-изотопная геохронология докембрийских метаморфических комплексов юго-западного ограничения Сибирской платформы. — В кн.: Геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1980, с. 14-30.

Гинцингер А. Б. Краткий обзор стратиграфии верхнего докембрия Алтае-Саянской складчатой области. — В кн.: Верхний докембрий Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Изд. СНИИГиМС, 1979, с. 4-51.

Ипатов Ю. И. Некоторые аспекты палеотектоники позднего протерозоя Сибирской платформы. — Геол. и геофиз., 1978, № 12, с. 93-106.

Коробейников В. П., Сурков В. С., Щеглов А. П. Тектонические комплексы Алтае-Саянской области. — В кн.: Главные тектонические комплексы Сибири. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1979, с. 81-103.

Малич Н. С. Тектоническое развитие чехла Сибирской платформы. — М.: Наука, 1975. — 215 с.

Марков Е. И. Структурная эволюция и метаморфизм верхнепротерозойских пород Катерского синклиория (Северо-Восточное Прибайкалье). — В кн.: Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Улан-Удэ, 1979, с. 55-57.

Постельников Е. С. Геосинклинальное развитие Енисейского кряжа в позднем докембрии. — М.: Наука, 1980. — 71 с.

Семихатов М. А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. — М.: Наука, 1974. — 298 с.

Соболевская Р. Ф., Кабаньков В. Я., Красиков Э. М. Новые данные по рифейско-нижнепалеозойскому терригенно-сланцевому комплексу Западного Таймыра. — В кн.: Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия восточных и северных районов Сибири. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1978, с. 63-70.

НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ И ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

В Алтае-Саянской складчатой области и Енисейском кряже отложения рифея и венда участвуют в сложении разнообразных тектонических структур: собственно байкалид, эпибайкальских протоорогенных прогибов, чехлов устойчивых массивов и вскрываются в составе выступов комплекса основания среди палеозойских складчатых структур. При построении опорных профилей, тектонических карт и палеотектонических схем байкальского мегакомплекса необходимым условием является хорошая возрастная корреляция крупных литостратиграфических подразделений, слагающих структуры первого порядка таких как сухопитская, тунгусикская, ослянская, чингасанская серии Енисейского кряжа, кувайская, сублукская, карагаская и оселочная серии, окинская и сархойская свиты Восточного Саяна, терехтинская свита Горного Алтая, джебашская серия Западного Саяна и др. Очевидно, что крайние варианты стратиграфических сопоставлений приведут к резко различному пониманию структуры байкальского мегакомплекса и позднедокембрийской истории тектонического развития. В связи с этим необходима оценка разрешающей способности современных методов удаленной корреляции.

Основными методами удаленной корреляции в настоящее время являются палеонтологический, радиологический и историко-геологический. Теоретически возможно использование палеомагнитного метода, но применительно к Алтае-Саянской складчатой области и Енисейскому кряжу он не имеет практического значения, поскольку известны лишь единичные попытки подобных исследований.

Палеонтологический метод стратификации позднедокембрийских отложений основан на изучении вертикального распространения строматолитов, микрофитолитов и микрофоссилий. В практике стратиграфических исследований верхнего докембрия Алтае-Саянской складчатой области и Енисейского кряжа наибольшее значение имеют микрофитолиты и строматолиты, работы по выяснению вертикального распространения микрофоссилий единичны и касаются ограниченных территорий.

Изучение вертикального распространения фитолигов в позд-

недокембрийских отложениях позволило сделать вывод о возможности выделения в позднем докембрии четырех крупных биостратиграфических подразделений: раннего, среднего, позднего рифея и венда, каждое из которых характеризуется своим специфическим комплексом фитолитов. Перечисленные подразделения широко вошли в практику стратиграфических работ. На Уфимском совещании (Келлер и др., 1977) было рекомендовано выделять в верхнем докембрии четыре подразделения рифея и венда. Для четвертого подразделения рифея предложено собственное наименование — кудаш. При обсуждении возможных стратиграфических аналогов кудаша за пределами стратотипической местности на Урале была зафиксирована неопределенность его объема и отсутствие специфической палеонтологической характеристики, что нашло выражение в принятии двух вариантов сопоставления кудаша с относительно четко выделяемым юдомием Сибири (Хоментовский, 1978). Такая двойственность показывает, что объективные данные для выделения кудаша в Алтае-Саянской области и Енисейском кряже в настоящее время отсутствуют.

С ростом объема фактического материала стало очевидным, что диапазон вертикального распространения не только отдельных форм, но и комплексов фитолитов, считавшихся руководящими для подразделений рифея и венда, более широк, чем это предполагалось ранее. Выяснилось, что имеются разногласия в методике определения микрофитолитов, и это приводит к различной диагностике одних и тех же форм. Например, микрофитолиты дашкинской свиты Енисейского кряжа описаны одними исследователями как типично юдомские (Журавлева и др., 1969), другими (Якшин, 1978) — как в основном позднерифейские. Установлено (Хоментовский, Якшин, 1973), что условия осадкообразования и вторичные преобразования приводят к изменению руководящих морфологических признаков микрофитолитов. Логическим следствием такого положения является вывод о том, что корректное использование микрофитолитов для выводов о возрасте вмещающих отложений возможно лишь после апробаций определений на палеонтологических коллоквиумах. В практической деятельности это требование соблюдается далеко не всегда.

В последние годы в связи с подготовкой макета унифицированной стратиграфической легенды позднедокембрийских отложений Сибири по инициативе СибРМСК был проведен ряд рабочих совещаний и палеонтологических коллоквиумов с участием широкого круга специалистов научно-исследовательских и производственных организаций. Был проанализирован обширный

фактический материал, позволивший в целом охарактеризовать проблему межрегиональной стратиграфической корреляции позднекембрийских подразделений по микрофитолитам следующим образом (Хоментовский, 1978, 1980).

Палеонтологическая характеристика нижнего рифея чрезвычайно бедна. Микрофитолиды, считавшиеся руководящими для раннего рифея обнаружены в ограниченном количестве местонахождений и встречаются в среднем и верхнем рифее. Средний рифей бедно охарактеризован фитолидами, а считавшиеся характерными для него формы имеют широкий возрастной интервал (вплоть до кембрия), и их скопления могут быть обнаружены на любом уровне этого интервала. Юдомские формы микрофитолидов встречены как в более древних, доюдомских отложениях, так и в заведомо кембрийских.

Анализируя состояние проблемы межрегиональной корреляции верхнекембрийских отложений по строматолитам, В. Ю. Шенфиль (1978; Дольник, Шенфиль, 1980; Шенфиль и др., 1980) отмечает ассинхронность появления в различных регионах комплексов строматолитов, считающихся руководящими для основных подразделений верхнего докембрия, и оценивает их максимальную разрешающую способность в 300-500 млн. лет, предупреждая при этом от переоценки возможностей фитолидов в ущерб историко-геологическому методу. По мнению В. Ю. Шенфиля, на современном уровне знаний невозможно определять по строматолитовым ассоциациям к какой части «доверительного» интервала они относятся. Для геосинклинальных областей с характерными для них большими мощностями отложений, сложной тектоникой, бедной фитолидовой и радиохронологической характеристикой это фактически означает еще большее уменьшение разрешающей способности строматолитов.

Для успешного применения палеонтологического метода при удаленной корреляции важно наличие в сравниваемых регионах эталонных разрезов с надежно установленной последовательностью литокомплексов, достаточно полно и равномерно охарактеризованных фитолидами. В ортогеосинклинальных структурах Алтае-Саянской складчатой области и Енисейского кряжа такие разрезы практически отсутствуют.

В практике стратиграфических работ по верхнему докембрию широко используются данные по изотопному определению возраста пород. Определения проводятся несколькими независимыми методами по отдельным минералам или породе в целом. Основным недостатком радиохронологического метода является «омоложение» возрастных датировок, вызванное утечкой дочер-

них продуктов радиоактивного распада под влиянием различных геологических факторов. Величина «омоложения» при прочих равных условиях может зависеть от многих переменных: метода исследования, энергии активации кристаллической решетки минералов, величины и продолжительности теплового потока или интенсивности отжига, степени катаклаза, величины кристаллов и степени совершенства их кристаллической решетки и т.д. Поскольку все древние породы в той или иной степени подвергаются вторичным изменениям, значения абсолютного возраста характеризуют не истинный возраст пород, а время, после которого кристаллическая решетка минералов или порода в целом стали в последний раз закрытыми для продуктов радиоактивного распада. Это обстоятельство как будто бы давало возможность считать максимальные значения возраста наиболее близко соответствующими истинному возрасту пород. Однако практика стратиграфических работ показывает, что безусловное следование этому принципу может привести к большим ошибкам. Особенно наглядно это устанавливается на примере интрузивных образований. Так на Енисейском кряже изотопный возраст гранитных пород Киликейского и Гаревского массивов, прорывающих отложения рифея, составляет 2150 ± 100 млн. лет (Геохронология..., 1968). Определения произведены урано-свинцовым методом по ортиту и циркону. Б. М. Келлер и др. (1980) отмечают, что в большинстве случаев подобные определения являются наиболее надежными, но иногда и они дают завышенные значения за счет избыточного количества радиогенного свинца. Лабораторных методов определения избыточного радиогенного свинца в настоящее время не существует, что лишает необходимой однозначности даже наиболее «надежный» метод определения абсолютного возраста. Аналогичная картина отмечена в Алтае-Саянской складчатой области. Здесь на примере некоторых палеозойских гранитных массивов установлено (Амшинский и др., 1970, 1974, 1976) закономерное увеличение калий-аргоновых датировок возраста слюд при движении снизу вверх по разрезу массивов. Максимальные значения возраста, полученные в подэкранных апикальных частях массивов, превышают значения возраста вмещающих пород, установленного палеонтологическим методом. Было установлено также увеличение возрастных датировок в связи с увеличением хлоритизации слюд. Известны случаи завышения изотопных датировок глауконита (Келлер и др., 1980), выветрелых слюд. Последующие изменения минералов приводят к искажению рубидий-стронциевых датировок при построении изохроны по многим определениям (Келлер

и др., 1980). Несогласованность возрастных изотопных датировок имеет место в Урикско-Ийском грабене, где максимальные значения возраста осадочных накоплений сублукской серии достигают 1670 млн. лет, а максимальные значения возраста гранитных пород саянского комплекса, прорывающего сублукскую серию, достигают 1900 и 1930 млн. лет. Определения возраста гранитов проведены калий-аргоновым и урано-свинцовым методами по слюдам, амфиболу, циркону, валовым пробам (Геохронология..., 1968; (Абрамович и др., 1980). Опираясь на максимальные значения возраста гранитов, следует признать раннепротерозойский (при трехчленном строении протерозоя) возраст сублукской серии, что противоречит ряду геологических данных, в том числе высокотемпературным контактовым воздействиям саянских гранитов на отложения туманшетской свиты, содержащей фитоциты рифея.

Из выше приведенного краткого обзора состояния и возможностей палеонтологического и радиологического методов видно, что ни один из них в отдельности при существующей в настоящее время изученности не может обеспечить однозначного решения межрегиональной корреляции и только оптимальное сочетание этих видов анализа и историко-геологического метода позволяет наметить более или менее адекватный вариант сопоставления. В настоящее время перечисленным требованиям относительно полно отвечают позднедокембрийские отложения Енисейского кряжа, в карбонатных отложениях которого обнаружены относительно представительные комплексы фитоцитов, а осадочные и интрузивные образования охарактеризованы рядом непротиворечивых в основной массе изотопных датировок возраста. Для образований тейской серии, подстилающих геосинклинальные накопления байкалид Енисейского кряжа, получено калий-аргоновым методом по амфиболу значение в 1680 млн. лет (Мусатов, 1967). Геосинклинальные отложения охарактеризованы закономерно уменьшающимися вверх по разрезу датировками от 1350 млн. лет у базальных толщ сухопитской серии до 930 млн. лет у тунгусикской серии. Отложения последней прорваны гранитами, наиболее вероятный возраст которых по данным нескольких методов составляет 850 ± 50 млн. лет. Галька этих гранитов находится в конгломератах чингасанской молассы, залегающей на подстилающих отложениях с глубоким размывом. Для молассового комплекса получен ряд уменьшающихся вверх по разрезу датировок возраста от 830 до 630 млн. лет. В отложениях тунгусикской и чингасанской серии содержатся фитоциты позднего рифея (Опорные..., 1972; Шенфильд, 1978). Формирова-

ние молассовых накоплений чингасанской серии явилось частным отражением важного события в тектонической истории позднего докембрия Алтае-Саянской складчатой области и Енисейского кряжа: окончания геосинклинального развития байкалиды и заложения крупной орогенной системы, субпараллельной ограничению Сибирской платформы. В эту систему, помимо Тейского прогиба, сложенного отложениями чингасанской серии, на Енисейском кряже входят Вороговский и Ангаро-Тасеевский прогибы, Манский, Присяянский и Боксон-Сархойский прогибы в Восточном Саяне, Восточно-Тувинский и Хубсугульский прогибы соответственно в восточной Туве и на северо-востоке Монголии. Заложение и формирование перечисленных структур произошло, по-видимому, практически одновременно. Во всяком случае однозначные данные о значимой разнице во времени их функционирования в настоящее время отсутствуют.

Опираясь на сведения о геологическом строении Енисейского кряжа и имеющиеся изотопные и палеонтологические сведения, время байкальской складчатости в Алтае-Саянской области следует ограничивать изохроной 850 ± 50 млн. лет, что при трехчленном строении рифея соответствует середине позднего рифея.

ЛИТЕРАТУРА

Абрамович Г. Я., Срывцев Н. А., Буждыгеров В. В. и др. Проблемы возраста докембрийского магматизма Саяно-Байкальской складчатой области. — В кн.: Проблемы возраста геологических образований юга Восточной Сибири и пути ее решения с целью создания легенд к государственным геологическим картам. Иркутск, 1980, с. 24-30.

Амшинский Н. Н., Ворсин А. Н. Об избыточном аргоне и удренении радиологического возраста минералов и пород. — В кн.: Тр. XV сес. ком. по определению абсолютного возраста геологических формаций. М.: Наука, 1970, с. 387-391.

Амшинский Н. Н., Дергачев В. Б., Меленевский В. Н. Геологические аспекты калий-аргонового датирования гранитоидов. — В кн.: Магматизм, литология и вопросы рудоносности Сибири. Новосибирск, 1974, с. 3-18.

Амшинский А. А., Меленевский В. Н. Проблемы калий-аргонового датирования гранитоидов. — В кн.: Магматизм, петрология, геохимия и металлогения Алтае-Саянской области. Новосибирск: Наука, 1976, с. 3-10.

Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. — Л.: Наука, 1968. — 333 с.

Дольник Т. А., Шенфиль В. Ю. Фитолиты верхнего докембрия Восточной Сибири и возможность детальной стратификации и корреляции осадочных толщ. — В кн.: Проблема возраста геологических образований юга Восточной Сибири и пути ее решения с целью создания легенд к государственным геологическим картам. Иркутск, 1980, с. 67-72.

Журавлева З. А., Крылов И. Н., Постельников Е. С. О стратиграфии и

органических остатках дашкинской свиты серии Енисейского кряжа. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 7, с. 125-131.

Келлер Б. М., Кратц К. О., Мигрофанов Ф. П. и др. Достижения в разработке общей стратиграфической шкалы докембрия СССР. — Изв. АН СССР. Сел. геол., 1977, № 11, с. 16-22.

Келлер Б. М., Крылов И. Н., Чумаков Н. М. Методы стратиграфических построений в верхнем докембрии. — В кн.: Докембрий. М.: Наука, 1980, с.145-150.

Мусатов Д. И. Некоторые проблемы докембрия Саяно-Енисейской складчатой области. — В кн.: Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири. Красноярск, Кн. изд-во, 1967, с. 292-317.

Опорные разрезы отложений верхнего докембрия и нижнего кембрия Сибирской платформы. — М.: Наука, 1972. — 356 с.

Хоментовский В. В. Состояние стратиграфической основы позднего докембрия Средней Сибири. — В кн.: Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия Сибирской платформы. Новосибирск, 1978, с. 3-21.

Хоментовский В. В. Некоторые проблемы стратиграфии позднего докембрия, опорные разрезы и узлы унифицированной схемы Средней Сибири. — В кн.: Опорные узлы унифицированной схемы позднего докембрия Средней Сибири. Новосибирск, 1980, с. 3-11.

Хоментовский В. В., Якшин М. С. О влиянии различных условий осадкообразования на морфологические признаки микрофитоцитов. — В кн.: Среда и жизнь в геологическом прошлом. Новосибирск: Наука, 1973, с. 138-144.

Шенфиль В. Ю. Проблема корреляции рифейских отложений Сибири по строматолитам. — В кн.: Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия Сибирской платформы. Новосибирск, 1978, с. 22-37.

Шенфиль В. Ю., Дольник Т. А., Суханова Н. В. К вопросу о корреляции верхнедокембрийских отложений зоны сочленения Прибайкалья и Присяянья. — В кн.: Опорные узлы унифицированной схемы позднего докембрия Средней Сибири. Новосибирск, 1980, с. 93-113.

Якшин М. С. О стратиграфическом значении микрофитоцитов. — В кн.: Новое в стратиграфии и палеонтологии позднего докембрия Сибирской платформы. Новосибирск, 1978, с. 37-49.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

Предисловие	3
Шпунт Б. Р. Строение байкальского мегакомплекса восточной части Сибирской платформы и её складчатого обрамления	6
Замараев С. М., Александров В. К. Строение байкальского мегакомплекса южной части Сибирской платформы	15
Ножкин А. Д. Рифейский вулканизм юго-западной части Сибирской платформы	28
Козлов Г. В., Вотях О. А. Формационные комплексы и граница между вендом и рифеем в Туруханском поднятии.	40
Беззубцев В. В. Структурно-вещественные комплексы позднего докембрия Таймыра и особенности их формирования	48
Кабаньков В. Я., Соболевская Р. Ф. Позднедокембрийско-раннепалеозойский этап геологического развития Таймыро-Североземельской складчатой области.	55
Перевалов О. В., Иванов А. И., Лифшиц В. И. Границы и объем образований байкальского мегакомплекса Патомского нагорья. . .	63
Митрофанов Г. Л. Байкальский мегакомплекс внутренних зон Байкальской горной области	73
Чердниченко В. П., Фомин И. Н., Фалькин Е. М. Основные черты Байкальской тектоники Читинской области	87
Башарин А. К. Формации и тектонические комплексы рифея Сибири.	97
Абрамов А. В., Щеглов А. П. Некоторые проблемы стратиграфии позднедокембрийских отложений Алтае-Саянской складчатой области и Енисейского края.	107

ТЕКТОНИКА БАЙКАЛЬСКОГО (РИФЕЙСКОГО)
МЕГАКОМПЛЕКСА СИБИРИ
(К «АТЛАСУ ТЕКТОНИЧЕСКИХ КАРТ
И ОПОРНЫХ ПРОФИЛЕЙ СИБИРИ»)

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Технический редактор **Н. А. Александрова**

Подписано к печати 22.12.81 г. МН 03529.
Бумага 60x84/16. Печ. л. 7,25 + 2 вкл. Уч.-изд. л. 7,2.
Тираж 500. Заказ 1. Цена 50 коп.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР
Новосибирск, 90. Ротапринт.