К. А. КЛИТИН, Т. Г. ПАВЛОВА, Е. С. ПОСТЕЛЬНИКОВ

БАЙКАЛИДЫ ЮГО-ВОСТОКА СИБИРИ

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
ORDER OF THE RED BANNER OF LABOUR
GEOLOGICAL INSTITUTE

K. A. KLITIN, T. G. PAVLOVA, E. S. POSTELNIKOV

BAIKALIDES OF THE SOUTH-EASTERN SIBERIA

Transactions, vol. 219

PUBLISHING OFFICE «NAUKA»
MOSCOW 1970

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

К. А. КЛИТИН, Т. Г. ПАВЛОВА, Е. С. ПОСТЕЛЬНИКОВ

БАЙКАЛИДЫ ЮГО-ВОСТОКА СИБИРИ

Труды, вып. 219

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1970

УДК 551.24

БАЙКАЛИДЫ ЮГО-ВОСТОКА СИБИРИ.

Клитин К. А., Павлова Т. Г., Постельников Е. С. 1970 г. 146 стр.

В работе на примере Байкальской горной области рассматриваются дискуссионные вопросы байкальской складчатости. Показана специфика геосинклинальных процессов, которые привели к созданию мощной гранито-гнейсовой коры и стабилизации области. Дано тектоническое районирование области. Проблема байкальской складчатости анализируется в тесной связи с историей развития рифейской геосинклинали на основе формационного анализа осадочных и магматических комплексов. Описываемый вертикальный ряд осадочных и магматических формаций широко распространен и в некоторых других областях и зонах байкальской складчатости Евразии. Особое внимание уделено гранитоидным образованиям, среди которых широко развиты синскладчатая гранито-гнейсовая и батолитовая формации. Анализ возраста осадочных формаций орогенного этапа и гранитоидных формаций приводит к выводу о докембрийском, предвендском, времени байкальской складчатости. Особо подчеркивается резкое отличие байкалид от ранних каледонид по времени проявления основной складчатости и формационным характеристикам. Процесс образования гранито-гнейсового слоя в пределах области был длительным и проходил в два этапа — карельский и байкальский. В заключение высказано предположение о заложении протерозойской геосинклинали непосредственно на базальтовом слое.

Монография рассчитана на широкий круг геологов, интересующихся проблемами тектоники и региональной геологии.

Таблиц 2. Библ. 225 назв. Иллюстраций 36.

Редакционная коллегия:

академик В. В. ПЕЙВЕ (главный редактор),
академик В. В. МЕННЕР, Т. Г. ПАВЛОВА, П. П. ТИМОФЕЕВ

Ответственный редактор

Н. С. ЗАЙЦЕВ

Editorial Board:

Academician A. V. Peive (editor-in-chief),
Academician V. V. MENNER, T. G. PAVLOVA, P. P. TIMOFEEV

Responsible editor

N. S. ZAITSEV

2-9-2

№ 349—1970 г. (I)

ВВЕДЕНИЕ

В последнее время проблема байкалид и байкальской складчатости все больше привлекает внимание геологов как в нашей стране, так и за рубежом. Байкалиды выделяются не только в пределах юга Восточной Сибири, но и в Европе, Африке, Южной Америке и Австралии.

На Международной тектонической карте Европы (1964) к байкалидам отнесены значительные площади Арморикайского массива Франции, а на Тектонической карте Евразии (1966) — складчатые зоны вдоль северного края Северо-Китайской платформы, а также Аравийская и Аравалли-Цейлонская складчатые области на юге Азии и Тимано-Печерская на северо-востоке Европы.

Байкальский фундамент предполагается под мощными осадочными толщами Прикаспийской и Польско-Германской впадин (Журавлев, Раабен, 1968). Некоторые исследователи допускают существование байкальского фундамента в палеозойских и альпийских системах. М. В. Муратов (1967) подчеркивает, что байкалиды образовались на всей территории складчатых поясов (за исключением Тихоокеанского), располагаясь между древними платформами. Другие исследователи, наоборот, ограничивают их распространение. Н. А. Штрейс (1964) пришел к выводу о том, что рифейская и байкальская складчатость на платформах «северного ряда» и в зоне Тетиса почти полностью отсутствует, тогда как она широко распространена в «южном ряду платформ»: на Южно-Американской, Африканской и Австралийской платформах. Складчатые сооружения юга Сибири, включаемые обычно в состав байкалид, относятся Н. А. Штрейсом к каледонидам.

Несмотря на большой интерес к проблеме байкальской складчатости до сих пор остается нерешенным ряд важных вопросов. К ним относятся: 1) время завершения байкальской складчатости, особенно ее верхний возрастной предел; 2) пространственные и временные соотношения байкалид с ранними каледонидами; 3) специфика геосинклинальных процессов в рифейский этап развития.

Вероятно, первые два вопроса были бы решены относительно просто, если бы методика определения возраста складчатости была хорошо разработана. Между тем при выделении байкалид особое внимание придается угловым несогласиям или последним по времени интенсивным дислокациям и проявлениям магматизма. Примером подобного одностороннего подхода является работа Ж. Грендора (Graindor, 1965), который определяет байкальскую складчатость Арморикайского массива только по несогласию между нижним и верхним кембрием и рассматривает ее, по существу, как кратковременную фазу в отрыве от длительной истории развития геосинклинали.

Противоречия в методике определения времени завершающей складчатости особенно остро ощущаются на примере байкалид юга Сибири. Некоторые авторы в состав байкалид включают обширные площади раз-

вития ранних каледонид Алтае-Саянской области, тогда как другие, наоборот, суживают их распространение до размеров узких зон внутри каледонид.

В данной работе на примере Байкальской складчатой области юга Сибири, которая является тектонотипом байкалид, сделана попытка рассмотреть проблему и, используя историко-геологический метод, показать сущность и специфику геосинклинальных процессов, которые в конечном итоге привели к созданию мощной гранито-гнейсовой коры и стабилизации области. Особое внимание при этом уделяется формационному анализу, который наиболее полно раскрывает особенности направленного развития рифейских геосинклиналей. Именно с этих позиций мы подходим к решению вопроса о времени проявления байкальской складчатости.

За последние годы по интересующим нас вопросам тектоники Байкальской складчатой области появилось большое количество опубликованной литературы, которая была использована в работе. Особенно большое значение имели фундаментальные труды Е. В. Павловского и Л. И. Салопа.

Для решения ряда вопросов строения байкалид К. А. Клитин и Т. Г. Павлова проводили тематические, полевые исследования в пределах центральной и северной частей Байкальской области, а Е. С. Постельников — на территории Енисейского кряжа.

При написании работы мы получали ценные советы от Н. С. Зайцева, Н. А. Штрейса и А. Л. Яншина и выражаем им глубокую благодарность. Мы благодарим лаборанта ГИН АН СССР Е. А. Домнину, которая в течение ряда лет участвовала в полевых работах, камеральной обработке материалов и подготовке рукописи к печати.

ОБЗОР ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О БАЙКАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ СИБИРИ

Байкальская складчатая зона была выделена Н. С. Шатским на юге Сибири и впервые описана им в статье «Основные черты тектоники Сибирской платформы» в 1932 г., когда для этой территории, как показано ниже, уже были сделаны крупные структурные обобщения. В первой четверти нашего века существовали два главных направления в представлениях о тектоническом строении юга Сибири: учение И. Д. Черского — Э. Зюсса — В. А. Обручева о «древнем темени Азии» и гипотеза Л. де Лонэ о последовательном обрастании складчатыми сооружениями «протоплатформы Лены и Алдана» (позднее — «Сибирской платформы» — Борисяк, 1923). К «древнему темени» В. А. Обручев относил территорию Саяно-Байкальского нагорья. Сторонники «древнего темени» считали возраст слагающих его пород докембрийским (Черский, 1886; Suess, 1901; Обручев, 1927; и др.). Де Лонэ (Launay, 1911) и его последователи (Тетяев, 1923; Борисяк, 1923; и др.) на месте Байкальской области и западнее ее доказывали существование кембрийско-силурийского геосинклинального бассейна, отложения которого в конце силура — начале девона претерпели каледонскую складчатость. Возникшие разногласия во многом объяснялись плохой геологической (в первую очередь стратиграфической) изученностью Южной Сибири. Именно обнаружение морских палеонтологически охарактеризованных отложений кембрия в разных местах Алтае-Саянской и Байкальской областей сильно поколебало концепцию «древнего темени». Даже самые последовательные защитники гипотезы И. Д. Черского — Э. Зюсса вынуждены были сильно сократить размеры «темени», приняв за его западную

границу меридиан южной оконечности Байкала (Чураков, 1927, Обручев, 1932).

Важно отметить, что защитники обеих концепций определяли возраст образования крупных структур Южной Сибири — «древнего темени» или каледонской зоны — по времени окончания морского геосинклинального осадконакопления на этой территории. В составе «темени» В. А. Обручевым по тому же принципу были выделены древнейшие центральные участки и зоны наиболее молодой «эозойской» складчатости. По его данным, глыба «древнего темени» Азии в протерозое с севера и юга ограничивалась геосинклинальными прогибами. «Орогенетические движения конца эозоя создали в этих геосинклиналях складчатые системы горных хребтов Эосаяна, Эобайкальского и Эокентея (на территории Монголии — *Е. П.*), прижатые к окраинам темени и увеличившие его размеры» (Обручев, 1927, стр. 318).

Несомненно, что выделение Н. С. Шатским в структуре Сибирской платформы третьего подразделения, «промежуточного» по возрасту образования — Байкальской складчатой зоны — тесно связано с этими более ранними представлениями. Как показано ниже, время окончания геосинклинального развития Байкальской зоны явилось также одним из основных положений предложенного Н. С. Шатским определения.

Термин «байкальская складчатость» до появления работы Н. С. Шатского (1932) уже употреблялся в геологической литературе. О «байкальских простираниях пластов» писал И. Д. Черский (1886), имея в виду северо-восточные направления дислокаций к востоку от меридиана Иркутска. Для обозначения возраста структур название «байкальские» впервые употребил известный исследователь Сибири Я. С. Эдельштейн (1923). Для территории горных сооружений от Алдана до Кузнецкого Алатау он указал на часто встречающееся несогласное залегание кембрия на древних толщах и отметил складчатую структуру самих кембрийских отложений. Из этого наблюдения Я. С. Эдельштейн сделал вывод о широком распространении в Южной Сибири позднедокембрийского и древнепалеозойского «циклов орогенезиса». Он писал: «...я позволю себе предложить... называть «байкальским» древнейший докембрийский цикл горообразования и так же называть возникшие в результате его складки...» (Эдельштейн, 1923, стр. 38). Однако это высказывание Я. С. Эдельштейна было еще очень общим, а методическая его база — несогласие в основании кембрия — отчасти не подтвердилась фактами при дальнейших исследованиях на такой большой территории. До работ Н. С. Шатского предложенный Я. С. Эдельштейном термин никем подробно не анализировался и не получил распространения в литературе.

Ко времени выделения Н. С. Шатским байкальской складчатости сибирская геология уже сделала значительные успехи. Общие геологические сводки и региональные описания были составлены В. А. Обручевым, А. А. Борисяком, С. В. Обручевым, А. К. Мейстером, И. Г. Николаевым, П. Эскола, А. Г. Вологдиным и многими другими. В статье 1932 г. Н. С. Шатский описал структуру Сибирской платформы и прилегающих к ней складчатых сооружений, мастерски использовав весь имевшийся тогда фактический материал. Немногим позже, кратко суммируя данные о возрасте и распространении байкальских складчатых сооружений, изложенные в упомянутой статье, Н. С. Шатский писал: «По нашим представлениям, фундамент Сибирской платформы состоит из разновозрастных элементов, а именно из двух древнейших архейских (?) гранито-гнейсовых глыб, Северо-Сибирской (Анабарской — *Е. П.*) и Алданской, и из гораздо более молодых складчатых сооружений конца докембрия, которые разделяют и опоясывают указанные архейские массивы. Эпоху возникновения древних глыб мы относим

к концу архея — началу протерозоя, а складчатость, спаявшую в одно целое массив Сибирской плиты,— к самому концу протерозоя или к первой половине кембрия (байкальская складчатость). Породы архейских глыб выходят на поверхность в Анабарском массиве и в бассейне Алдана, а породы, образующие складчатые сооружения байкальской фазы,— в Прибайкалье, в Западном Забайкалье, в бассейнах Олекмы, верхнего течения Алдана, Учура в восточной части Восточного Саяна и в Енисейском кряже» (Шатский, 1935, стр. 155; см. также рис. 1).

Первоначально установленные границы распространения байкальских складчатых сооружений на поверхности были несколько изменены на тектонических картах СССР издания 1953 и 1956 гг. Еще более изменены они на опубликованной в 1966 г. тектонической карте Евразии (рис. 3). Однако бо́льшую часть территорий, выделенных в 1932 г.— Байкальскую горную область, Енисейский кряж, северный склон Восточного Саяна (в иных контурах) — многие геологи и сейчас относят к байкальским сооружениям. В дальнейшем изложении эти территории для краткости названы «тектонотипом байкалид».

Выделение байкальской «геотектонической области» как крупного структурного элемента фундамента Сибирской платформы Н. С. Шатский (1932) обосновывал большей, по сравнению с отложениями Алданской глыбы, мощностью, своеобразием состава разрезов протерозоя — кембрия в районах байкальской складчатости и сильной дислоцированностью протерозойских и кембрийских пород. Важное значение для установления возраста выделенной структурной зоны Н. С. Шатский придавал серии преимущественно кластических образований, прослеживающейся вдоль границы с метаморфическими породами от низовьев р. Ангары на западе до бассейнов рек Жуи и Чары на востоке. Эта серия залегает «...между ленскими среднекембрийскими известняками и метаморфизованными породами...» (Шатский, 1932, стр. 489). Образование ее Н. С. Шатский, объясняет так: «Сильные орогенические движения, связанные со складкообразованием конца докембрийского времени, создали в Байкальской зоне сложный рельеф, может быть, ряд скалистых островов, разрушение которых и дало обильный кластический материал, отложившийся в виде мощных терригенных осадков конца докембрия и начала кембрия» (Там же, стр. 490—491). Затем этот сложный рельеф был снивелирован и перекрыт «...среднекембрийским морем (по новым данным — нижнекембрийским — в ленский век — *Е. П.*), залившим, по-видимому, и весь Прибайкальский кристаллический массив» (Там же, стр. 500).

В работе 1957 г.[1] Н. С. Шатский (1963а) более определенно связал проявление орогенеза со временем заключительного складкообразования («временем превращения складчатой геосинклинальной области в область платформенную» — Тектоническая карта СССР..., 1956). Он писал: «...в байкальский период так же, как и в три последующих (каледонский, герцинский, альпийский — *Е. П.*), не только произошли крупные орогенические движения, крупные внедрения гранитоидов (Енисейский кряж, Забайкалье), но обширные складчатые геосинклинальные системы превратились в платформенные области» (Шатский, 1963а, стр. 586). В этой же статье Н. С. Шатский отнес к байкальским также движения, вызвавшие на территории тектонотипа региональные перерывы в основании и кровле трансгрессивной серии верхнедокембрийских — раннекембрийских отложений: «... орогенез на границе кембрия и протерозоя и в другие периоды растягивался на продолжительное время и, в частности, очень крупные байкальские движения имели место

[1] В списке использованной литературы приведен русский перевод статьи Н. С. Шатского «Les relations entre précambrien et cambrien».— Collogues international du Centre national de la recherche scientifique, N 76, Paris, 1957.

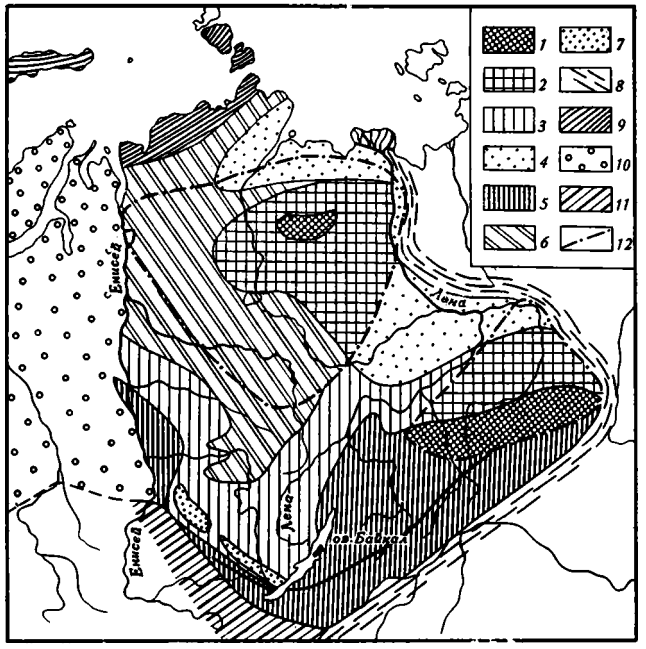


Рис. 1. Тектоническая схема Сибирской платформы и окраинных складчатых сооружений (Шатский, 1932)

1 — гнейсовые массивы глыб Северо-Сибирской и Алданской;
2 — древнепалеозойские поля (древний осадочный чехол — *Е. П.*) этих глыб;
3 — Ленско-Енисейское кембро-силурийское поле;
4 — Ленско-Вилюйская и Хатангская впадины;
5 — Байкальская складчатая зона;
6 — Тунгусская впадина;
7 — Иркутский и Канско-Енисейский мезозойские бассейны;
8 — альпийская окраинная складчатая зона;
9 — варисцийская складчатая зона;
10 — Западно-Сибирская низменность;
11 — каледонская зона Восточного Саяна;
12 — примерные границы Северо-Сибирской и Алданской глыб

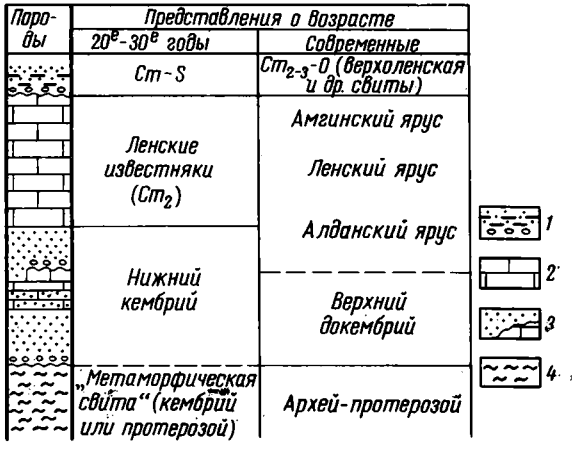


Рис. 2. Схема, иллюстрирующая изменение представлений о стратиграфии позднедокембрийских - нижнепалеозойских толщ на территории тектонотипа байкалид

1 — пестроцветные терригенно-карбонатные отложения;
2 — известняки и доломиты;
3 — преимущественно терригенные пестроцветные отложения;
4 — метаморфические породы

в начале кембрия, в посленижнекембрийское, но доверхнекембрийское время (Там же, стр. 587).

Использование Н. С. Шатским стратиграфического интервала накопления молассовых отложений для определения времени проявления заключительной складчатости не случайно. Орогенические поднятия, появление толщ мелководных и континентальных кластических отложений в период заключительного складкообразования Н. С. Шатский считал достаточно универсальной закономерностью. «Не знаю, бывает ли окончание геосинклинального развития без поднятия? Такие примеры трудно найти»,— говорил он [1].

На вывод Н. С. Шатского о не только верхнедокембрийском, но и раннекембрийском возрасте байкальской складчатости, особенно в первых его работах (Шатский, 1932, 1935), по-видимому, оказали влияние существовавшие в те годы ошибочные представления о широком распространении кембрия — силура в Байкальской горной области и в Восточном Саяне (работы М. М. Тетяева, А. Г. Вологдина и др.), о среднекембрийском возрасте ленских известняков и целиком нижнекембрийском — терригенных толщ, заключенных между ленскими известняками и «метаморфической свитой» (рис. 2). Напомним, что первые публикации о нижнекембрийском возрасте основной части разреза ленских известняков появились лишь в 1940—1950-х годах. Изложение истории вопроса содержится в работах Н. П. Суворовой (1954) и А. А. Предтеченского (1960). Только за последние несколько лет признано целесообразным проводить границу кембрия — докембрия внутри нижней трансгрессивной серии (см. рис. 2) по появлению первых ископаемых скелетных организмов, а ее базальные толщи считать докембрийскими (Решение совещания..., 1962; Всесоюзный симпозиум..., 1965). Время регионального перерыва в основании нижней трансгрессивной серии в выделенной Н. С. Шатским Байкальской складчатой зоне теперь оценивается на 100—200 млн. лет древнее начала кембрийского периода (Гаррис и др., 1964; Волобуев и др., 1964). Соответственно более древним оказался молассовый комплекс байкалид. В настоящее время становится все более ясным, что стратиграфический объем изображенных в колонке на рис. 2 литологических комплексов значительно изменяется на огромной территории тектонотипа байкалид в зависимости от структурного положения конкретных участков. Однако современный уровень стратиграфической изученности рассматриваемых толщ лишь в небольшом числе случаев позволяет уверенно судить об этих изменениях. Поэтому при дальнейшем изложении нижняя терригенная толща для краткости названа «нижним терригенным комплексом», а карбонатная толща отнесена к ленскому ярусу. Однако эти стратиграфические поправки не могут существенно изменить вывод Н. С. Шатского о длительном верхнедокембрийском — раннекембрийском байкальском тектогенезе.

Дислокации палеозоя в пределах «Ленско—Енисейского кембро-силурийского поля» Сибирской платформы (см. рис. 1) Н. С. Шатский связывал с влиянием каледонской, а в западной, Приенисейской, части — и герцинской складчатости на участки с более молодым и подвижным платформенным основанием. Складчатость такого рода В. А. Обручев (1932) удачно назвал «негеосинклинальной».

Для понимания развития представлений Н. С. Шатского о байкальской складчатости необходимо остановиться на некоторых сторонах его общих взглядов на сущность структурной эволюции земной коры. Уже в статье «О неокатастрофизме» Н. С. Шатский (1937) ясно сформулировал свою точку зрения о длительности формирования тектонических

[1] Из стенограммы доклада Н. С. Шатского «О типах тектонических движений», сделанного на Научной конференции МГРИ 26 марта 1957 г. Не опубликовано.

деформаций, об отсутствии всемирных кратковременных «орогенических» фаз. Он подверг резкой критике положения катастрофистов (Stille, 1924; и др.) о крайне малой продолжительности и эпизодичности складкообразовательных движений, критиковал катастрофистскую методику установления «орогенических фаз», практически сводящуюся к фиксации угловых несогласий и сопоставлению их по времени перерывов в осадконакоплении. В более поздней работе, говоря о понятии «фаз складкообразования» как периоде скачкообразного перехода к новому структурному плану, Н. С. Шатский писал: «...длительные неравномерные движения и изменения геосинклинальной стадии приводят к быстрому скачкообразному превращению геосинклинальной области в платформу, т. е. в качественно совершенно иную структуру; в этом смысле периоды «повышенной тектонической активности» являются лишь временем наиболее интенсивных движений в длинном и крайне изменчивом процессе складкообразования, а не моментами самостоятельных новых орогенических актов» (Шатский, 1951, стр. 28). Таким образом, превращение геосинклинальных областей в платформенные, по Н. С. Шатскому,— результат не только «главной фазы складчатости» (катастрофисты), а всего длительного формирования и усложнения структур геосинклинальной стадии.

Применение изложенных общих выводов Н. С. Шатского к байкальскому структурообразованию сильно затруднялось тем, что до недавнего времени не было сколько-нибудь ясных представлений о стратиграфическом объеме соответствующей геосинклинальной стадии. В этом смысле исключительно важное значение имело выделение Н. С. Шатским (1945) рифея. Сам Н. С. Шатский так пишет об этом: «В 1942—1943 гг. мне удалось ознакомиться с древними немыми свитами в бассейне рек Саки, Ая и Юрюзани, на Бердяушском плутоне, а также с возможными их эквивалентами в ряде разрезов на западном склоне Среднего Урала и убедиться, что в Европейской части Советского Союза мощные серии немых свит являются тем именно осадочным комплексом, который в значительной степени может заполнить огромную стратиграфическую лакуну между нотнием и кембрием, подобно тому, как байкальская складчатость несколько заполнила тот же промежуток времени в отношении диастрофизма» (Шатский, 1963б, стр. 601—602).

Обсуждая место байкальских движений в геологической истории Земли, Н. С. Шатский подчеркивал, что они не только завершили рифейское геосинклинальное развитие: в разобранном выше смысле он назвал их «эпохой рифейских движений» (Шатский, 1963б).

В ранних статьях Н. С. Шатского байкальские складчатые сооружения и байкальские движения рассматривались главным образом как элементы структуры и тектонической истории Сибирской платформы. По возрасту складчатости байкалиды сопоставлялись только с дислокациями Тимана (Шатский, 1932, 1935). В работах Н. С. Шатского после 40-х годов байкалиды и байкальские движения перестают быть региональным сибирским явлением: байкальские движения характеризуют значительный этап тектонической истории земной коры, а байкалиды (складчатые сооружения) трактуются как конечный результат этого этапа ее структурной эволюции. По значимости байкалиды стали «как бы полным аналогом каледонид, герцинид, мезозоид и альпид на рубежах палеозойских эр (древний и поздний палеозой), мезозоя и кайнозоя» (Шатский, 1963б, стр. 586, 1963а).

В статье «Принципы стратиграфии позднего докембрия и объем рифейской группы» Н. С. Шатский, говоря об огромном значении предрифейского перерыва, послерифейского несогласия и «многочисленных перерывов над нижним кембрием, которые обнаружены всюду на зем-

ной поверхности», сделал вывод об общепланетарности байкальской складчатости и поместил ее в разряд явлений, определяющих циклический характер развития земной коры: «Эти факты рисуют грандиозный цикл, сравнимый только с каледонским, герцинским и альпийским... Это был типичный цикл, причем наиболее интересный, начальный цикл, при котором структуры земной коры только приобретали принципиально иные особенности, свойственные им в течение всей дальнейшей истории Земли» (Шатский, 1960, стр. 12—13).

Согласно Н. С. Шатскому, результатом байкальского тектогенеза было причленение к платформам «обширных участков геосинклиналей (тиманид, байкалид), не меньших по площади, чем аналогичные районы каледонид» (Шатский, 1952, стр. 47, 1963а и др.). В ряде областей байкальские движения не были завершающими, и геосинклинальный режим продолжал существовать или возобновлялся в нижнем, иногда в среднем палеозое (Урал, внутренние районы «Урало-Саянской геосинклинальной области» — Шатский, 1963б).

В заключение краткого обзора представлений Н. С. Шатского о байкалидах и байкальской складчатости подчеркнем некоторые из основных его выводов.

Байкалиды — складчатые сооружения рифейского-нижнекембрийского возраста. Длительность заключительной байкальской складчатости, в частности для сибирского тектонотипа, оценивается по продолжительности накопления орогенных образований байкалид.

Заключительный (орогенный) этап байкальской складчатости неразрывно связан со структурной эволюцией любой рифейской геосинклинали — своеобразной «колыбели» конечных байкальских структур. Этим этапом заканчивается рифейское геосинклинальное развитие, подобно палеозойским, мезозойской и альпийской складчатостям, завершавшим более поздние этапы развития земной коры.

Эпоха байкальской складчатости имела общепланетарное значение.

В связи с работами Н. С. Шатского о байкальской складчатости и байкалидах эти понятия стали широко обсуждаться в геологической литературе. При этом выявились разные точки зрения в отношении способов определения возраста, продолжительности, территориального распределения и других признаков как заключительной складчатости на территории сибирского тектонотипа, так и байкальской складчатости вообще.

Н. А. Штрейс (1964), анализируя распространение и возраст древних складчатостей на континентах, пришел к выводу, что рифейские складчатости, в том числе и байкальская, широко распространены только в «южном ряду платформ» — на Южно-Американской, Африканской, Индийской и Австралийской платформах. На платформах «северного ряда» — Северо-Американской, Русской, Сибирской и в зоне Тетиса — рифейские складчатые сооружения, согласно Н. А. Штрейсу, почти полностью отсутствуют. Территорию сибирского тектонотипа Н. А. Штрейс относит к каледонидам.

Исследованиями Т. Н. Спижарского (1958), Р. А. Гафарова (1965), Г. И. Штеха (1965), К. А. Клитина (1966) предположения Н. С. Шатского о большой роли байкальских сооружений в строении фундамента Сибирской платформы были подтверждены лишь отчасти, главным образом для территории Вилюйской синеклизы.

Подверглось дальнейшей разработке и критике положение Н. С. Шатского (1963б) о том, что байкальская складчатость завершила весь рифейский (или байкальский, по Н. С. Шатскому) этап геосинклинального развития земной коры. Напомним, что Н. С. Шатский оценивал продолжительность рифейского времени в 200—250 млн. лет, приравнивая объем рифея к двум-трем геологическим системам (Шатский,

1960). На основании новых радиологических данных продолжительность рифейской эры определяется теперь цифрой порядка 900 млн. лет (Гаррис и др., 1964).

На протяжении этого огромного отрезка геологической истории многие исследователи выделяют несколько складчатостей, равноценных собственно байкальской. Например, Н. А. Штрейс (1964) для платформ южного полушария подчеркнул значение среднерифейских платформообразующих складчатостей — кибарийской в Африке, сатпурской — в Индии и т. д. В. Е. Хаин считает, что «наблюдаемые в разрезах верхнего протерозоя (синия, рифея) несогласия, фазы метаморфизма и внедрения гранитов позволяют уже теперь расчленить байкальский этап — мегацикл (охватывающий, по В. Е. Хаину, интервал времени от 1350 до 600 млн. лет — *Е. П.*) — на три цикла, примерно соизмеримых с каледонским, герцинским, альпийским». Тут же В. Е. Хаин добавляет: «Характерно, однако, что эти циклы не столь резко отделены один от другого и что нередко последовательность осадочно-вулканогенных формаций образует единый ряд, отвечающий всему байкальскому мегациклу...» (Хаин, 1964, стр. 368—369).

Эта мысль особенно отчетливо подчеркнута в статье М. Н. Белянкиной, Е. А. Долгинова и Г. А. Казакова (1968). По их мнению, осадочные серии в стратотипичных разрезах рифея Урала и Енисейского кряжа «соответствуют отдельным последовательно сменяющим друг друга этапам единого геосинклинального цикла», продолжавшегося около 1000 млн. лет и завершившегося байкальским орогенезом.

Другие геологи еще более расширяют продолжительность байкальского этапа. Так, Л. И. Салоп на обширном материале по геологии Байкальской горной области разобрал и сформулировал чрезвычайно важное положение о необходимости учета при классификациях складчатых зон не только возраста завершающей складчатости, но и всей длительной геосинклинальной истории зоны[1]. Этот исследователь применяет термин «Байкалиды» (с заглавной буквы) для обозначения конкретной геосинклинальной складчатой системы, «возникшей приблизительно на месте современной Байкальской горной области в самом начале раннего протерозоя и закончившей свое существование в конце кембрия» (Салоп, 1967, стр. 381—382).

Оценивая продолжительность существования «Байкалид» цифрой свыше 2000 млн. лет, Л. И. Салоп пишет: «Необходимо подчеркнуть, что на протяжении всего этого колоссального промежутка времени существовала единая геосинклинальная система, развивавшаяся строго закономерно, в определенном направлении. За все это время, несмотря на имевшие место частные перестройки, общий ее структурный план не изменялся и структуры каждого этапа диастрофизма развивались унаследованно от предшествующих» (Там же, стр. 621).

Термин «байкальская складчатость» в широком, не региональном смысле Л. И. Салоп понимает как складчатость, завершившую развитие протерозойских геосинклинальных систем.

В отношении возраста завершающей складчатости и критериев его установления на территории сибирского тектонотипа байкалид в геологической литературе также высказаны разные мнения. Большое значение обычно придается региональному перерыву и угловому несогласию в основании терригенного комплекса, подстилающего фаунистически охарактеризованный кембрий. Е. В. Павловский так пишет об этом: «Возраст складчатости верхнепротерозойского комплекса осадочных, эффузивных и пирокластических пород и связанных с нею интрузий повсеместно

[1] Как показано выше, это положение впервые в советской литературе было подробно сформулировано Н. С. Шатским (1937, 1951 и др.).

(в Прибайкалье — *Е. П.*) определяется с большой ясностью. И в Западном, и в Восточном Прибайкалье отложения трансгрессивной серии кембрия располагаются на глубоко размытом складчатом верхнепротерозойском фундаменте. Галька базальных конгломератов нижнего кембрия состоит из метаморфизованных подстилающих пород различных частей верхнего протерозоя, равно как и из интрузивных пород того же возраста. В настоящее время количество наблюдений, подтверждающих именно такого рода взаимоотношения кембрия и верхнего протерозоя, настолько велико и однозначно, что не остается никаких сомнений в широком региональном значении складчатости на грани, отделяющей нижний кембрий от верхнего протерозоя» (Павловский, 1960, стр. 82). По такому же признаку оценивал возраст складчатости на рассматриваемой территории Г. Штилле (Stille, 1958). Поэтому Е. В. Павловским сделан вывод о термине «байкальская складчатость» и возрасте этой складчатости в Прибайкалье, согласно которому складчатость, имевшую место в Прибайкалье в конце верхнего протерозоя, вполне можно коррелировать с ассинтской складчатостью, по Г. Штилле (Stille, 1958). Можно этой складчатости присвоить наименование «байкальской», следуя предложению Н. С. Шатского (1963а). «В этом случае, однако, надо иметь в виду, что в термин «байкальская складчатость» необходимо ввести ясное ограничение ее верхнего возрастного предела, основанное на большом количестве фактического материала. Это ограничение, вполне обоснованное, выражается в том, что байкальская складчатость в региональном аспекте имела место до эпохи нижнего кембрия» (Павловский, 1960, стр. 82).

Перерыв в осадконакоплении и угловое несогласие в качестве решающего признака при определении возраста верхнепротерозойской и раннекаледонской складчатостей в Прибайкалье называет Л. И. Салоп (Салоп и др., 1958б; Салоп, 1960).

Признавая большое значение позднедокембрийского тектогенеза, Е. В. Павловский и Л. И. Салоп в качестве заключительного этапа геосинклинального развития Байкальской горной области рассматривают ее кембрийскую историю, характеризующуюся специфическими чертами и закончившуюся во второй половине кембрия раннекаледонской складчатостью (см. рис. 4).

Значение предкембрийского несогласия для определения завершающей геосинклинальное развитие складчатости на территории Восточного Саяна, а также Хамар-Дабана и Сангиленского нагорья подчеркнули в своей работе А. Д. Смирнов, Е. Н. Алтухов, В. В. Булгаков, Л. Н. Леонтьев и И. В. Недумов (1967; Смирнов и др., 1963). Области позднедокембрийской складчатости эти авторы предложили называть рифеидами.

В. Г. Беличенко и П. М. Хренов (1965) одним из основных доказательств геосинклинального развития Саяно-Байкальской горной области в раннем палеозое считают широкое распространение в ней многофазного раннепалеозойского магматизма, особенно гранитоидного. По мнению этих авторов, самостоятельность каледонского геосинклинального цикла подтверждается направленной эволюцией кембрийского магматизма от основного и ультраосновного начальных этапов до внедрения крупных гранитных тел в предверхнекембрийское время. Отметим, что многие геологи главные проявления гранитоидного магматизма (в частности, формирование гранитов баргузинского комплекса в Байкальской горной области) относят к верхнему протерозою (Салоп, 1958а, б; и др.; см. также рис. 4).

Выше было показано, что диагностическим признаком байкальской и других складчатостей Н. С. Шатский считал накопление орогенных толщ. Многие авторы в своих работах подчеркивают принципиальное

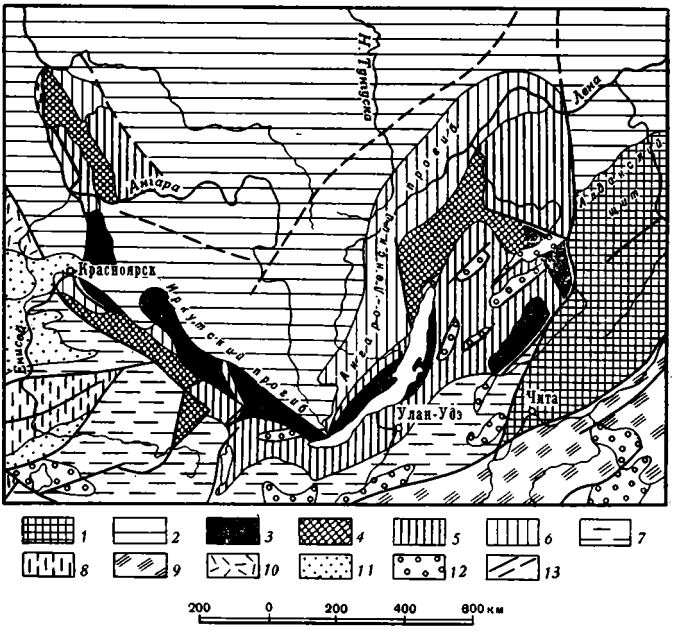


Рис. 3. Тектоническая схема юго-восточной Сибири (по Тектонической карте Евразии, 1966)

1, 2 — древние платформы:
1 — выходы дорифейского фундамента;
2 — чехол дорифейских и эпибайкальских платформ;
3—6 — области байкальской складчатости:
3 — выступы древних структур в ядрах антиклинориев,
4 — нижний структурный ярус (Pt),
5 — верхний структурный ярус (R),
6 — зачаточные краевые прогибы и внутренние впадины (R_3 — Cm);
7, 8 — области каледонской складчатости:
7 — ранние каледониды,
8 — поздние каледониды;
9 — области герцинской складчатости;
10 — чехол эпипалеозойских платформ;
11 — средне- и верхнепалеозойские впадины на байкалидах и каледонидах;
12 — наложенные молодые впадины;
13 — разломы

значение смены собственно геосинклинальных формаций орогенными (формационный метод). Однако на территории тектонотипа байкалид к орогенным образованиям разные исследователи относят различные комплексы пород. Ряд геологов для всей или части территории тектонотипа байкалид к байкальским орогенным образованиям относят пестроцветные свиты самых верхов докембрия. Соответственно байкальские структуры позднедокембрийского возраста, по мнению этих исследователей, широко распространены по периферии Сибирской платформы (Хераскова, 1963; Долгинов, 1964; Клитин, Постельников, 1966, 1968). В качестве байкальской молассы эти толщи частично выделены на Тектонической карте Евразии (рис. 3). Возраст заключительной складчатости предлагается определять по началу орогенного осадконакопления (Хераскова, 1963, стр. 46; Клитин, Постельников, 1966). Другие исследователи (Салоп и др., 1958; Беличенко и др., 1961) в качестве молассы заключительной складчатости в Байкальской горной области рассматривают верхнекембрийские образования. Это является одним из главных доводов для отнесения территории Байкальской горной области к ранним каледонидам.

Своеобразной точки зрения на возраст байкалид Енисейского кряжа придерживается М. А. Семихатов. В складчатых сооружениях вдоль западной окраины Сибирской платформы на границе кембрия (позднее «венда» — Семихатов, Трапезников, 1965) и рифея он отмечает «одну

из фаз байкальской складчатости», в результате которой приплатформенная зона рифейской миогеосинклинали причленилась к платформе (Семихатов, 1962). В центральных, западных районах Енисейского кряжа и смежных участках Восточного Саяна в начале нижнего палеозоя, по М. А. Семихатову, продолжалось геосинклинальное осадконакопление (чингасанская, вороговская, карагасская, анастасьинская, лебяжинская и другие свиты и серии трансгрессивного комплекса). Заключительные движения байкальской складчатости произошли здесь в конце среднего или начале верхнего кембрия и, по-видимому, связываются М. А. Семихатовым с предверхнекембрийским региональным перерывом. Верхнекембрийские обломочные толщи, по М. А. Семихатову, накапливались у подножий воздымающихся горных сооружений Восточного Саяна и Енисейского кряжа «в передовом или предгорном прогибе», а отложения ордовика и силура соответствуют «собственно платформенному этапу развития рассматриваемой территории» (там же). Как видим, заключительный байкальский тектогенез в этих областях продолжался, по М. А. Семихатову, до среднекембрийского времени включительно. Формирование передового прогиба байкалид датируется верхним кембрием.

Н. С. Зайцев считает, что геосинклинальный режим на территории Енисейского кряжа, северного склона Восточного Саяна и в Прибайкалье к началу кембрия уже сменился платформенным. Аналогичной точки зрения для северного склона Восточного Саяна и Присаянья придерживается А. Д. Смирнов (Смирнов и др., 1963). Формирование платформенного чехла, по Н. С. Зайцеву, началось с накопления трансгрессивного комплекса отложений, включающего чингасанскую серию, карагасскую, анастасьинскую и ушаковскую свиты. На этом основании возраст байкальских сооружений в Южной Сибири Н. С. Зайцев (1964) определяет как верхнедокембрийский.

Главная роль при определении возраста складчатости иногда отводится морфологическим, структурным признакам. Например, Е. В. Павловский (1948) в монографии о геологии Байкальской горной области пришел к выводу о том, что завершающей здесь была каледонская складчатость, происшедшая в конце силура. Основанием для такого вывода послужила значительная дислоцированность отложений кембрия и силура по периферии Сибирской платформы. Границу каледонской зоны Е. В. Павловский (1948, стр. 129—130 и фиг. 30) провел, оконтурив площадь распространения дислоцированных отложений кембрия и силура. На западе и севере эта граница прошла по левобережью р. Киренги, пересекла Лену западнее города Киренска, затем достигла верхнего течения р. Нижней Тунгуски. В состав каледонид вошли смятые в складки платформенные нижнепалеозойские отложения. В своих последующих работах Е. В. Павловский уже относит Байкальскую область к ранним каледонидам, а складчатый палеозой названных районов включает в состав платформенного чехла (Павловский, 1956; и др; рис. 4).

Изложение различных точек зрения можно было бы продолжить и далее, но уже из сказанного ясно, что возраст байкальской складчатости, а также и самое понятие «байкалиды» далеко не одинаково определяются разными исследователями. По-видимому, одна из главных причин таких разногласий — большое своеобразие строения и развития складчатого обрамления Сибирской платформы. Существенно и то, что признаки, применяющиеся для установления возраста складчатости,— по степени дислоцированности пород, перерывам в осадконакоплении, несогласиям, времени проявления кислого плутонизма, по продолжительности орогенного осадконакопления, по смене геосинклинальных осадков платформенными или орогенными — далеко не всегда совпадают во времени и пространстве. Поэтому исследователи, придающие тому или

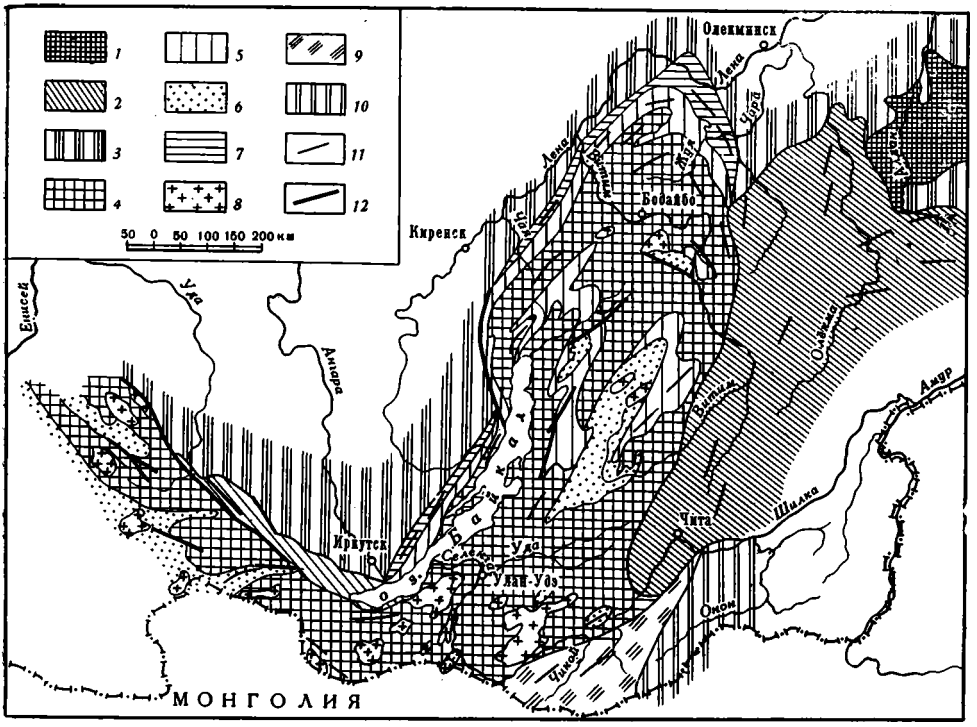


Рис. 4. Тектоническая схема Саяно-Байкальской горной области (Павловский, 1956). Схематизирована Е. С. Постельниковым. Сняты обозначения мезозойских и кайнозойских подразделений

1 — область архейской складчатости;
2 — область нижнепротерозойской складчатости;
3 — платформенный кембрийский и более молодой чехол;
4—8 — область каледонской складчатости:
4 — древние образования внутренних массивов и антиклинориев (Ar — Pt_1),
5 — верхнепротерозойские (рифейские) породы внутренних районов области и верхнепротерозойской краевой складчатой системы,
6 — кембрийские и более молодые породы (в Восточном Саяне — Cm — D_1),
7 — краевая складчатая система зоны Байкальских каледонид,
8 — каледонские гранитные интрузии;
9 — область герцинской складчатости Центрального Забайкалья;
10 — область мезозойской складчатости Восточного Забайкалья;
11 — простирания структур;
12 — разломы

иному признаку решающее значение, часто приходят к разным выводам. В настоящее время оживленно обсуждается вопрос о тектоническом возрасте рассматриваемых в этой работе складчатых сооружений Байкальской горной области: одними исследователями они относятся к байкалидам, другими — к ранним каледонидам. При этом сторонники ранних каледонид, также не отрицают позднедокембрийского тектогенеза, но не считают эти движения завершающими геосинклинальное развитие.

В заключение подчеркнем несколько важных положений о байкальской складчатости, которые в той или иной степени разделяются многими исследователями. Эти положения будут использованы и подкреплены фактами при дальнейшем изложении в нашей работе.

1. Байкальская складчатость — гомолог каледонской, герцинской, альпийской и других складчатостей. Поэтому, наряду со спецификой сибирских байкалид, при их исследовании и определении необходимо учитывать признаки, общие для заключительных складчатостей разного возраста.

2. Байкальский орогенный этап завершил развитие верхнедокембрийских геосинклиналей и тесно связан с предшествующим геосинклинальным этапом: многие крупные тектонические формы байкалид являются результатом развития и усложнения структур собственно геосинклинальной стадии.

3. Байкальская складчатость проявилась в многообразном комплексе явлений — в структурах, перерывах, в осадконакоплении, своеобразном наборе осадочных формаций, особенностях магматизма. Для характеристики байкальской складчатости необходимо комплексное изучение этих связанных с ней явлений.

ГРАНИЦЫ И ОБЩАЯ СТРУКТУРА БАЙКАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Одним из наиболее крупных участков земной коры, сформированных в процессе байкальской складчатости в пределах Евразии, является Байкальская складчатая область, выделяемая как восточная ветвь сибирских байкалид (Тектоника Евразии, 1966).

В состав области включаются Восточное и Западное Прибайкалье, Северо-Байкальское и Патомское нагорья, а также Витимское плоскогорье, известные под общим названием Байкальской горной области.

Орографически эта территория, испытавшая в кайнозое сводовое поднятие (Павловский, 1948), в настоящее время представляет сложно расчлененное горное сооружение, отдельные высоты которого достигают 2000—2800 *м*. Глубокий эрозионный срез, вскрывший во многих частях древние толщи, позволяет восстановить наиболее ранние этапы развития складчатой области, хотя она далеко неравномерно изучена и не в одинаковой степени обнажена. Наиболее изученными являются золотоносные и слюдоносные районы (Бодайбинской и Мамский), а также районы Прибайкалья.

Байкальская складчатая область сложена преимущественно рифейскими осадочными, метаморфическими и магматическими породами. В ядрах антиклинориев, внутренних глыбах и по периферии области на поверхность выходят более древние, протерозойские образования. Несомненные архейские породы развиты только в граничащих с областью участках Сибирской платформы. Кембрийские отложения внутри области достоверно известны только в небольших впадинах и грабенах и широко распространены на ее окраинах.

Граница складчатой области на востоке достаточно определенная. Она проводится нами по сложной системе меридиональных разломов и зон смятия, отделяющих байкальские структуры от Алданского щита и Станового поднятия, прослеживаясь от нижнего течения р. Ципы на север в бассейны небольших речек Куанды, Сыгыкты, озера Ничатка и р. Сень. Точка зрения, согласно которой Байкальская складчатая область граничит с Алданским щитом по Жуинской зоне разломов, не подтверждается, так как, судя по данным анализа фаций и мощностей рифея, эти разломы возникли в послерифейское время (Клитин, Палей, 1965; Жаднова, 1968) и находятся несколько в стороне от истинной границы. Необходимо особенно подчеркнуть, что в зоне сочленения разновозрастных структур широко проявлен интенсивный метаморфизм и гранитоидный магматизм, сильно затрудняющие разделение пород на архейские, нижнепротерозойские и собственно рифейские, что значительно осложняет расшифровку истории формирования этой зоны.

На северо-западе граница области скрыта под платформенным чехлом кембрийских, ордовикских и силурийских отложений, где она

с большей или меньшей достоверностью может быть прослежена по геофизическим данным. Анализ магнитного поля бассейна р. Киренги и верховьев р. Нижней Тунгуски показал, что простирание складчатых структур фундамента этой части Сибирской платформы выражено в форме полосовых магнитных аномалий северо-западного направления. Восточнее такая же система следует от среднего течения р. Лены и верховьев р. Вилюй в направлении Анабарского массива, где простирание магнитных аномалий совпадает с ориентировкой видимых на поверхности линейных структур архейского фундамента (Гафаров, 1965; Штех, 1965). Северо-западнее Акитканского хребта и долины р. Чуи наблюдается сочленение магнитных аномалий северо-западной ориентировки на площади платформы с аномалиями северо-восточного направления. Северо-восточные направления отражают простирания краевых структур собственно Байкальской складчатой области. Зона сочленения намечается вдоль Акитканского разлома, с которым связывается появление протяженной (свыше 200 *км*) полосы развития среднепротерозойской вулканогенной акитканской серии и генетически с ней связанных линзовидных тел гранитоидов ирельского комплекса.

В районе северо-западного побережья Байкала несовпадение простираний магнитных аномалий выражено менее резко (под углом 15—30°). Здесь граница области располагается несколько западнее Приморского разлома, вдоль которого прослеживаются гранитоидные интрузии и проходит широкая зона смятия.

В северо-северо-восточном направлении в районе устьев рек Большой Патом и Жуя байкальский комплекс пород скрывается под нижнепалеозойскими и юрскими отложениями и уходит под Вилюйскую синеклизу.

Граница Байкальской области на юге с ранними каледонидами Забайкалья (с Джидино-Прибайкальским синклинорием) недостаточно отчетлива. Ранее предполагалось, что область развития байкалид отделена здесь от области развития ранних каледонид глубинным разломом, простирающимся в северо-восточном направлении вдоль р. Уды и верховьев р. Витим (Тектоника Евразии, 1966). Между тем данные последних лет (Беличенко и др., 1966) свидетельствуют, что более вероятен постепенный переход к ранним каледонидам, что находит выражение в смене орогенных и платформенных формаций кембрия геосинклинальными, в изменении возраста складчатости, времени окончания вулканической деятельности, возраста гранитного магматизма и метаморфизма.

Внутреннее строение Байкальской складчатой области достаточно хорошо известно благодаря работам Е. В. Павловского (1948, 1956, 1962), Л. И. Салопа (1964, 1967) и ряда других исследователей. Ее территория в рифейское время представляла крупный геосинклинальный прогиб, отделявший Алданский щит и зону Станового поднятия на юго-востоке от расположенных на северо-западе Анабарского и Ангарского платформенных массивов. Общая ширина области прогибания составляет 400—500 *км* при ее протяженности свыше 800 *км* (рис. 5).

В пределах прогиба выделяется внутренняя (эвгеосинклинальная) зона, сложенная преимущественно магматическими и метаморфическими образованиями, и внешняя (миогеосинклинальная) часть, известная в литературе как краевой прогиб (Салоп, 1960), перикратонное опускание (Косыгин и др., 1962), окраинный прогиб (Херасков, 1964), краевое опускание (Замараев, 1967).

К эвгеосинклинальной зоне относятся Баргузино-Витимский, Бодайбинский и Мамский синклинории, а также Байкало-Витимское антиклинальное поднятие. К миогеосинклинальной зоне — Прибайкальский и Жуинско-Патомский прогибы. От эвгеосинклинальной зоны эти прогибы отделены дугообразным в плане Чуйско-Тонодско-Нечерским антиклинальным поднятием.

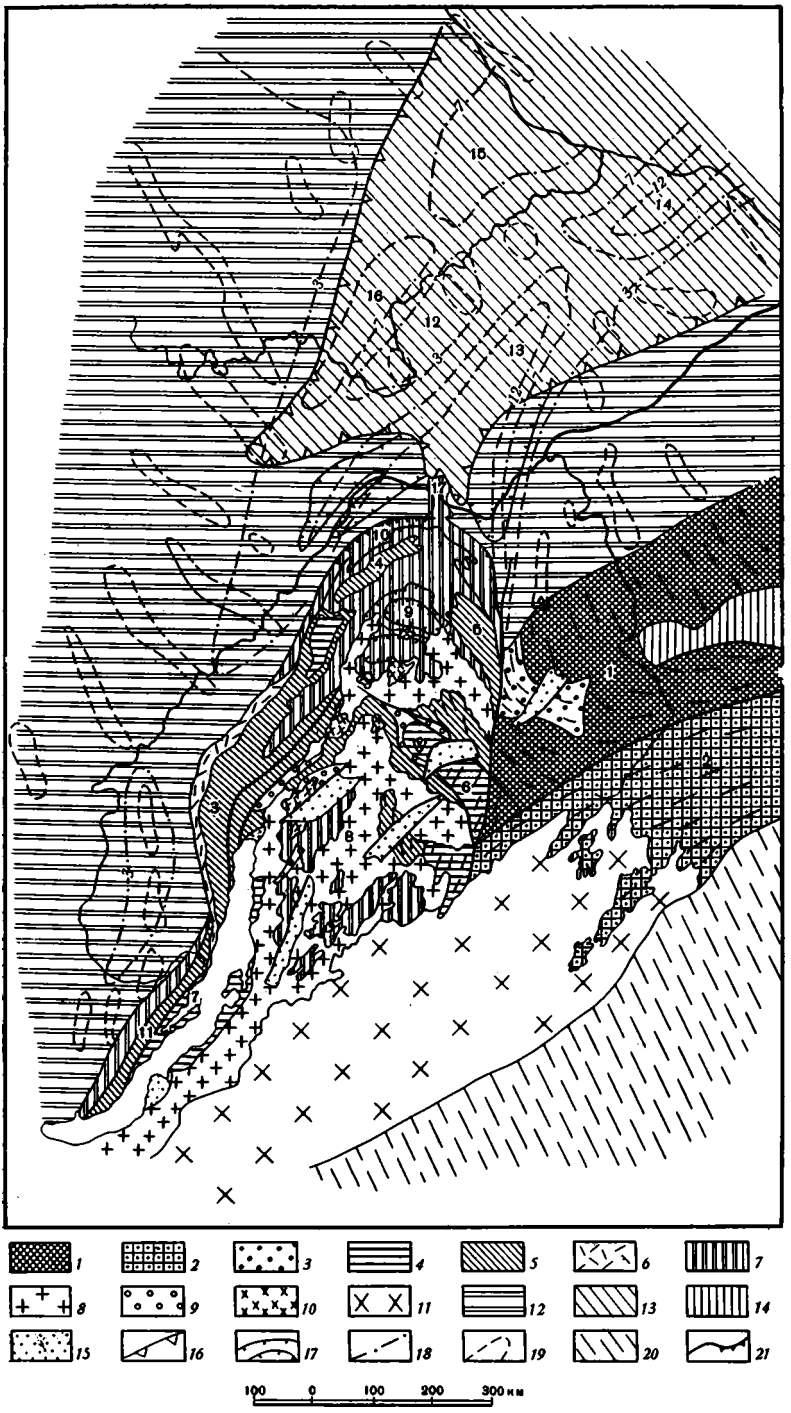


Рис. 5. Схематическая структурная карта Байкальской складчатой области

1 — 3 — области добайкальской складчатости:

1 — архейский складчатый комплекс Алданского щита,

2 — архейско-протерозойский складчатый комплекс Станового поднятия,

3 — протерозойский складчатый комплекс Удоканского прогиба;

4—10 — область байкальской складчатости:

4 — выступы архейско-нижнепротерозойского складчатого комплекса;

5 — нижнепротерозойский структурный ярус внутренних зон байкалид,

6 — среднепротерозойский структурный ярус, развитый

В целом крупные структуры внутренней (эвгеосинклинальной) зоны резко отличаются своим строением, проявлением магматизма и метаморфизма от структур внешней (миогеосинклинальной) зоны. Чтобы подчеркнуть эти различия, крупные отрицательные структуры внутренней зоны в настоящей работе названы синклинориями, а во внешней — прогибами.

В Баргузино-Витимском почти изометричном синклинории обширные площади заняты батолитовыми телами гранитов, сливающимися почти в единый ареал площадью около 100 000 *км*^{2}. Между массивами гранитов и в провесах кровли там прослеживаются остатки вулканогенно-осадочных толщ рифея. Структура синклинория пока расшифрована недостаточно. Вероятно, что внутри него располагаются и могут быть выделены крупные структуры более высоких порядков.

Бодайбинский синклинорий, имеющий форму полумесяца, обращенного своей выпуклостью на юг, как и линейный Мамский синклинорий, выполнены сложно складчатыми рифейскими толщами, мощностью 12—14 *км*. Гранитоидный магматизм и метаморфизм в этих синклинориях проявились также достаточно интенсивно, хотя и неравномерно. От Баргузино-Витимского синклинория Бодайбинский и Мамский синклинории отделены сложным по строению широким Байкало-Витимским антиклинальным поднятием, сложенным интенсивно рассланцованными и смятыми в складки спилито-кератофировыми толщами нижнего протерозоя. Согласно со структурой поднятия располагаются вытянутые тела гипербазитов, габброидов и плагиогранитов. Вдоль осевой части поднятия проходит крупная зона смятия, протягивающаяся от оз. Байкал до среднего течения р. Мамы и далее к р. Муе; в плане она образует более или менее плавную дугу, повторяющую дугообразную изогнутость внешней части байкалид.

В составе Байкало-Витимского поднятия выделяются две глыбы: Байкальская и Муйская, сложенные кристаллическими породами, относимыми некоторыми исследователями к архею (Салоп, 1964), хотя более вероятен их нижнепротерозойский возраст. Эти глыбы располагаются на крайних флангах поднятия.

Дугообразное в плане Чуйско-Тонодско-Нечерское антиклинальное поднятие, включаемое в состав внешней зоны, состоит из трех крупных антиклинориев, ядра которых сложены гранитизированными и мигматизированными осадочно-вулканогенными толщами нижнего и среднего протерозоя. Прогибы внешней зоны, как бы облекающие это поднятие, выполнены преимущественно терригенно-карбонатными толщами рифея, лишенными вулканогенных образований. Их мощность в Жуинско-

---

вдоль западной окраины байкалид (акитканская вулканогенная серия),

7 — рифейский структурный ярус,

8 — рифейский интрузивный комплекс,

9 — впадины, выполненные орогенными образования байкалид,

10 — граниты и сиениты палеозойского интрузивного комплекса;

11 — каледонский интрузивный комплекс;

12 — платформенный чехол;

13 — мезозойский структурный ярус Вилюйской синеклизы;

14 — мезозойский структурный ярус Чульманского прогиба;

15 — кайнозойские впадины;

16 — контуры Вилюйской синеклизы;

17 — условные структурные линии;

18 — изогипсы поверхности кристаллического фундамента;

19 — контуры положительных магнитных аномалий;

20 — герцинская складчатая зона;

21 — разломы и надвиги.

Основные структуры (цифры на карте):

1 — Алданский шит;

2 — блоковое поднятие Станового хребта;

3 — Чуйский антиклинорий;

4 — Тонодский антиклинорий;

5 — Нечерский антиклинорий;

6 — Муйская глыба;

7 — Байкальская глыба;

8 — Баргузино-Витимский синклинорий;

9 — Бодайбинский синклинорий;

10 — Жуинско-Патомский прогиб;

11 — Прибайкальский прогиб;

12 — Сунтарское поднятие;

13 — Кемпендяйский прогиб;

14 — Лунхинский прогиб;

15 — Линденская впадина;

16 — Мархинская впадина;

17 — Уринское поднятие

Патомском прогибе достигает 10—12 *км*, в Прибайкальском —4—5 *км*. Метаморфизм пород рифея в прогибах не превышает фации зеленых сланцев, а интрузии гранитов отсутствуют.

В Жуинско-Патомском прогибе, расположенном на севере области и занимающем среднее и нижнее течение рек Большой Патом и Жуя, рифейские осадочные толщи смяты в узкие линейные складки. Эти складки образуют знаменитую Патомскую дугу складок, известную в литературе как «загадка Зюсса».

С севера перпендикулярно к Патомской дуге примыкает Уринское поднятие, имеющее северо-восточную ориентировку. Своим юго-западным концом оно разделяет Жуинско-Патомский прогиб на два частных рифейских прогиба — Жуинский и Патомский. Жуинский прогиб на северо-востоке скрывается под платформенными кембрийскими толщами Березовской впадины, а Патомский на севере — под кембро-ордовикскими отложениями Нюйско-Пеледуйской впадины.

В настоящее время широко распространено представление, согласно которому внешний край Патомской дуги складок на севере является границей между складчатой областью и кристаллическим цоколем Сибирской платформы. Между тем геологические и геофизические данные, о чем будет сказано ниже, показывают, что рифейские структуры Байкальской складчатой области в виде широкой полосы продолжаются и под Вилюйскую синеклизу вплоть до Верхоянской складчатой зоны. Область рифейского прогибания расчленяет таким образом Сибирскую платформу на две части — Ангаро-Анабарскую и Алданскую.

Прибайкальский прогиб, протягивающийся вдоль западной окраины Байкальской области, прослеживается на расстояние 300 *км* от южной оконечности оз. Байкал до верховьев р. Киренги. На западе рифейские толщи прогиба перекрыты кембрийскими платформенными отложениями. Судя по буровым данным, ширина прогиба не превышает 60—70 *км* и в общем виде он представляется в форме узкой, но вытянутой структуры, занимающей пограничное положение между Байкальской складчатой областью и платформой. По западному борту прогиба с некоторой долей условности проводится граница байкалид. Его внутреннее строение значительно проще Жуинско-Патомского прогиба.

Говоря о Прибайкальском прогибе, необходимо остановиться на вопросе о существовании Ангаро-Ленского краевого прогиба, который на большинстве тектонических карт показан в виде широкой, изгибающейся в плане структуры, протяженностью свыше 1500 *км*, окаймляющей с запада, северо-запада и севера Байкальскую складчатую область. С этим прогибом обычно связывают и своеобразную линейную складчатость района верхнего и среднего течения р. Лены. Между тем данные глубокого бурения и геофизические исследования последних лет, проведенные в пределах Иркутского амфитеатра, не подтверждают существование прогиба. Судя по строению поверхности кристаллического фундамента Иркутского амфитеатра и структуры осадочного чехла, перекрывающего фундамент, прогиб в тех очертаниях, как его ранее предполагали, не прослеживается. Абсолютные отметки поверхности кристаллического фундамента всей центральной и восточной частей Иркутского амфитеатра, как показал К. А. Савинский (1964), устойчиво колеблются в пределах от —2,5 до —3 *км*. Поверхность фундамента имеет в целом плоскую форму. Мощности нижнего и среднего кембрия, слагающие бо́льшую часть осадочного чехла, также выдержаны на больших расстояниях. Они равны 1,5—2 *км* (см. рис. 16). Таким образом, северо-западный борт предполагаемого Ангаро-Ленского прогиба ни по поверхности фундамента, ни по распределению отложений платформенного чехла не намечается. В настоящее время можно говорить только о изменении фаций и некотором сокращении мощностей кембрия по направ-

лению к Байкальской складчатой области, что хорошо видно на литолого-фациальных разрезах, приводимых С. М. Замараевым (1967).

Рассматривая структуру Байкальской области в целом, следует отметить ее необычное внутреннее строение. В ней отсутствуют крупные линейные складки, вытянутые вдоль простирания складчатой области. Синклинории и антиклинории имеют сложную, обычно изогнутую форму, подчиненную общему дугообразному плану расположения структур.

Вызывает интерес и структурный план, поперечный к общему северо-северо-восточному простиранию области. Как показывает анализ палеотектоники, этот план существовал уже на ранних стадиях развития области. Так, Л. И. Салоп (1960, 1967) показал расположение структурно-фациальных зон в соответствии с рассмотренными выше структурами и подчеркнул последовательное упрощение тектоники, а также ослабление метаморфизма и исчезновение магматических проявлений от центра складчатой области к ее периферии.

СТРОЕНИЕ ФУНДАМЕНТА БАЙКАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Древние, дорифейские, образования участвуют в строении обрамления Байкальской складчатой области, а также выходят на поверхность, слагая ядра внутренних поднятий. Геологическая съемка последних лет, новые тематические исследования и данные геохронологии позволили уточнить структуру западного края Алданского щита и зоны Станового хребта, а данные геофизики и бурения позволили уловить некоторые черты строения фундамента Иркутского амфитеатра.

Древние образования докембрия, относимые к несомненному архею, прослеживаются вдоль обрамления области. К ним на востоке области относится Чарский выступ, расположенный в бассейне р. Чары и входящий в состав западной части Алданского щита. На юго-западе на поверхность выходит Шарыжалгайский горст, который представляет выступ фундамента юга Сибирской платформы, бо́льшая часть которого скрыта под осадками платформенного чехла. Присутствие архейских толщ под платформенным чехлом предполагается вдоль северо-западного борта Байкальской области.

К наиболее древним образованиям Сибири в настоящее время относится Чарский выступ. Он сложен метаморфическими породами, объединяемыми в чарскую серию. Среди них преимущественно развиты биотитовые, амфиболовые и амфибол-биотитовые гнейсы с горизонтами гиперстеновых гнейсов, гиперстен-магнетитовых кристаллических сланцев, кварцитов и амфиболитов. Гнейсы обычно обильно инъецированы гранитным веществом и представляют собой типичные полосчатые мигматиты. На большой площади они отличаются однообразием состава и, несмотря на хорошую обнаженность района, расчленяются с большим трудом.

Очень широко развиты крупные вытянутые тела гнейсовидных аляскитовых и лейкократовых плагиогранитов. Обычно такие тела содержат включения неполностью переработанного субстрата и контакты их неотчетливы, расплывчаты, что сильно затрудняет их геологическое картирование. Тела этих гранитов, как правило, согласны со складчатостью, хотя иногда наблюдаются и секущие соотношения. Специфическими образованиями Чарского выступа являются гиперстеновые граниты и анортозиты, возникновение которых связывается с процессами ультраметаморфизма.

Породы Чарского выступа смяты в складки, среди которых выделяются сложные линейные формы. Однако в последнее время установлены и относительно просто построенные гнейсовые и гранито-гнейсовые купола.

Определение абсолютного возраста гнейсов Чарской глыбы ураносвинцовым методом позволяет относить их к архею. Верхний предел возраста гнейсов 2900 млн. лет (Тугаринов и др., 1967). Радиологический возраст анортозитов и чарнокитов, инъецирующих чарскую серию, 2700—3100 млн. лет (Федоровский, 1968).

Также архейскими образованиями, но переработанными нижнепротерозойским метаморфизмом и гранитизацией (Коржинский, 1933, 1939), вероятно, являются породы широтной складчатой зоны Станового хребта. Эта зона непосредственно примыкает к южному краю Алданского щита, будучи отделена от него широтным глубинным разломом, с которым связана полоса зеленосланцевых диафторитов. Вдоль всей Становой зоны широко развит так называемый становой комплекс, сложенный гнейсами и мигматитами, парагенезисы которых соответствуют высокотемпературной амфиболитовой фации. Преобладающими породами являются роговообманковые, биотит-роговообманковые, биотитовые, биотит-гранатовые гнейсы и мигматиты, содержащие инскладчатые тела биотитовых гранито-гнейсов. Среди пород такого состава встречаются крупные участки, сложенные гранулитовыми гнейсами с архейскими гранито-гнейсами.

Согласно представлению Д. С. Коржинского (1939), отложения протерозоя в пределах Становой зоны почти повсеместно уничтожены эрозией. Протерозойские отложения широко развиты там только на западном окончании Станового хребта. Эта точка зрения в последнее время поддерживается С. П. Кориковским (1967), проводившим детальное изучение матаморфизма, гранитизации и постмагматических процессов в докембрии Удокано-Становой зоны. С. П. Кориковский убедительно показал, что в западной части Становой зоны присутствуют прогрессивно метаморфизованные нижнепротерозойские образования, существенно отличающиеся от более древних, относимых к архею толщ. В их состав входят куммингтонитовые гранат-магнетитовые и биотитовые кварциты, мраморы, амфиболитовые парасланцы, гранатовые и силлиманитовые сланцы. Эти породы образуют пеструю толщу и резко отличаются от развитых восточнее р. Олекмы архейских образований, представленных однообразными и монотонными гнейсами, темноцветными минералами которых являются биотит, роговая обманка и гранат.

Со становым комплексом связаны инскладчатые биотитовые гранито-гнейсы, известные под названием древнестановых гранитов, а также постскладчатые интрузии позднестановых (нерчинских) гранитов. Необходимо отметить и широкое развитие крупных интрузий внегеосинклинальных гранитоидов мезозойского возраста.

Структуры Становой зоны, по-видимому, продолжаются на запад, в пределы Байкальской складчатой области, в которой древние породы слагают Северо-Муйскую и Южно-Муйскую глыбы, входящие в состав Байкало-Витимского антиклинального поднятия. Эти глыбы, разделенные между собой только четвертичной Муйской впадиной, сложены метаморфизованными до амфиболитовой фации разнообразными осадочными и изверженными породами, по своему составу сходными с породами западной части Становой зоны. Во внутренних частях глыб сохранились реликты древних структур, но по бортам глыбы осложнены и сильно преобразованы более поздними разломами и зонами дробления. Таким образом, Северо-Муйскую и Южно-Муйскую глыбы, вероятно, можно считать своего рода останцами Становой зоны внутри Байкальской складчатой области.

По нашим наблюдениям (К. А. Клитин, Т. Г. Павлова), в основании разреза Северо-Муйской глыбы распространены мощные толщи (до 2—3 *км*) серых и почти черных массивных, иногда полосчатых кварцитов, чередующихся с отдельными пластами биотитовых гнейсов. Среди кварцитов наблюдаются пластовые тела пара- и ортоамфиболитов. Выше следует толща двуслюдяных, биотитовых, гранат-биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов, содержащих тела гранито-гнейсов. Видимый разрез в пределах Северо-Муйской глыбы завершается карбонатной толщей, состоящей из очень характерных полосчатых карбонатно-силикатных пород, пласты которых обычно сильно смяты и образуют при выветривании причудливый петельчатый рисунок. Отдельные горизонты мраморизованных известняков, нередко без следов первичной слоистости, достигают мощности в десятки и даже сотни метров. Подобные мощные горизонты известняков, расположенные в верхней части разреза, содержат рассеянный графит. Совместно с карбонатными породами в виде прослоев присутствуют биотитовые и амфиболовые гнейсы, а также амфиболиты и кремнистые породы.

По юго-восточной окраине Северо-Муйской глыбы располагаются менее метаморфизованные толщи, среди которых можно выделить песчаники, сланцы, кристаллические известняки, а также преобразованные процессами метаморфизма основные и кислые эффузивы. Последние играют существенную роль в строении, слагая до трети разреза. Эти более слабо метаморфизованные толщи, объединяемые в парамскую подсерию, по представлениям Л. И. Салопа (1964), залегают несогласно на гнейсовых толщах в районе рек Самокута и Булунды; причем несогласие, по его мнению, отделяет архейские породы от протерозойских. Однако наши наблюдения показали, что в указанных районах сколь-либо заметное несогласие отсутствует. «Базальные» конгломераты на самом деле залегают как в основании карбонатной толщи, так и внутри нее в виде линз и горизонтов метаморфизованных конгломератов. Слагающие их гальки имеют карбонатный, кварцевый или кварцитовый состав. Эти конгломераты располагаются согласно со вмещающими породами и являются внутриформационными. Вероятно, парамская подсерия надстраивает разрез описанной выше части Северо-Муйской глыбы, хотя пока и не исключено, что здесь развита менее метаморфизованная часть карбонатной части разреза, широко развитая в других участках глыбы. Структура муйских глыб достаточно сложная. В пределах Северо-Муйской глыбы развиты узкие складки с изогнутыми в плане осями и с вертикальными или круто наклонными осевыми плоскостями. Совокупность подобных складок в плане образует крупную куполовидную форму, несколько удлиненную в северо-восточном направлении.

К следующему крупному структурному комплексу пород, участвующему в строении восточного обрамления Байкальской области, относится удоканская серия. Породы серии, представленные терригенными толщами, выполняют своеобразный, относительно просто построенный прогиб, наложенный на Чарский выступ (эндопротоплатформенный прогиб — Лейтес, 1965; Федоровский, 1968). На значительной площади серия слабо метаморфизована, что позволило хорошо разработать ее стратиграфию.

В основании удоканской серии располагается мощная толща (800—1000 *м*) кварцитов, кварцевых конгломератов, гравелитов, песчаников и глиноземистых сланцев. Соотношение серии с архейскими породами повсеместно тектоническое, за исключением одного известного случая ее трансгрессивного налегания в верховьях р. Апсат, где кварцевые песчаники и конгломераты, объединяемые в икабийскую свиту, трансгрессивно перекрывают кристаллические породы чарской серии (Федоровский, 1968).

В целом удоканская серия сложена преимущественно песчаниками и сланцами. Сланцы, среди которых выделяются темные биотит-графит-кварцевые и углистые филлиты, преобладают в нижней части разреза. Для верхней части разреза характерно развитие среднезернистых песчаников, обогащенных магнетитом. Среди них выделяются грубослоистые, нередко косослоистые разности, содержащие мощный горизонт медистых песчаников.

Карбонатные породы, представленные светло-серыми полосчатыми доломитами, доломитовыми известняками и известковистыми песчаниками, присутствуют только в средней части разреза серии (бутунская свита), достигая мощности 400—600 *м*. Общая суммарная мощность удоканской серии не менее 9000—10 000 *м*.

В последнее время В. С. Федоровский и А. М. Лейтес (1968) установили, что собственно терригенные толщи удоканской серии в ряде мест подстилаются неравномерно метаморфизованными вулканогенно-терригенными и железисто-кремнистыми образованиями, выполняющими линейно вытянутые длинные, но узкие троги (рис. 6). Эти троги, по их мнению, отражают начало формирования новых структур на консолидированном Чарском выступе архейских пород и напоминают геосинклинальные троги тимискаминского типа, выделенные ранее М. С. Марковым (1962).

Вулканогенно-осадочные породы трогов в одних случаях, вероятно, по возрасту соответствуют нижней, икабийской, свите удоканской серии, в других — имеют и более древний возраст.

На западе, у границ с Байкальской областью, и на юге — со Становой зоной, терригенные породы удоканской серии преобразованы в биотитовые, гранат-биотитовые, графит-биотитовые гнейсы, слюдяные сланцы с андалузитом и силлиманитом.

Широкая полоса (до 60 *км*) развития метаморфизованных пород удоканской серии, изгибаясь на север, обрамляет с запада Чарский выступ архея. Вероятно, породы серии играют большую роль и в строении Нечерского антиклинория.

В западной зоне распространения метаморфической удоканской серии широко развиты синскладчатые двуслюдяные гнейсовидные граниты, сопровождаемые пегматоидными гранитами и пегматитами. Эти гранито-гнейсы, объединяемые в куандинский комплекс, образуют вытянутые, согласные с тектонической структурой тела, занимающие значительную часть зоны.

К площадям развития удоканской серии приурочены и крупные тела постскладчатых интрузий кодарского комплекса, имеющие изометричные или несколько вытянутые формы и сложенные массивными средне- и крупнозернистыми амфибол-биотитовыми, биотитовыми гранитами. С гранитами связаны небольшие золотоносные, молибденовые, свинцово-цинковые и флюоритовые месторождения. Для отдельных массивов установлена своеобразная грибообразная форма, несколько напоминающая лополит.

Многочисленные радиологические определения возраста пород и минералов удоканской серии и прорывающих ее гранитоидов позволяют достаточно убедительно относить серию к нижнему протерозою. Возраст метаморфизма икабийской свиты определен в пределах 1860—1950 млн. лет. Гранитоиды кодарского комплекса согласно определениям, проведенным калий-аргоновым методом, имеют возраст от 1700 до 2000 млн. лет (среднее значение 1850 млн. лет; Федоровский, 1968). Отмечены также и бо́льшие значения абсолютного возраста. Так, например, мусковит из пегматитов, рассекающих сланцы икабийской свиты гольца Бурпала, имеет возраст, определенный калий-аргоновым методом, 2370 и 2420 млн. лет (Кориковский, 1967; Федоровский, 1968).

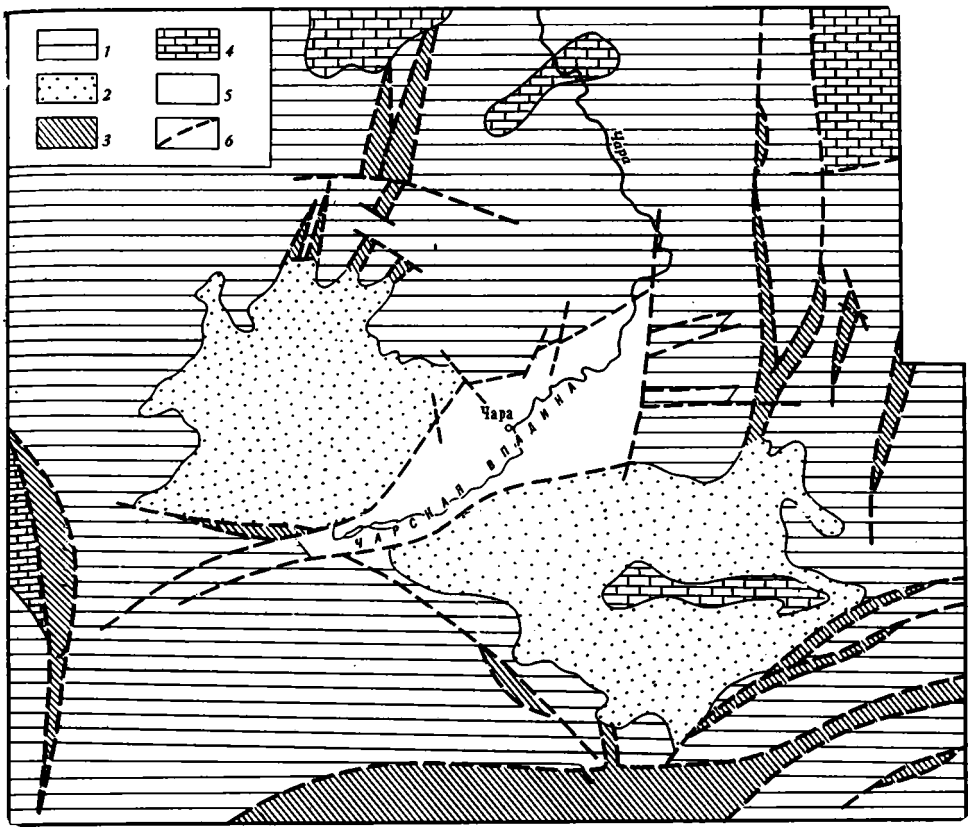


Рис. 6. Схема расположения геосинклинальных трогов в центральной части Олекмо-Витимской горной страны и их соотношения с Кодаро-Удоканским эндопротоплатформенным прогибом (по В. С. Федоровскому и А. М. Лейтесу, 1968)

1 — архейские кристаллические образования и гранитоиды различного возраста;
2 — Кодаро-Удоканский эндопротоплатформенный прогиб — область развития существенно терригенной формации нижнепротерозойской удоканской серии;
3 — геосинклинальные троги раннего протерозоя — зоны развития вулканогенно-терригенной и железисто-кремнистой формаций удоканской серии;
4 — отложения среднего — верхнего протерозоя и палеозоя;
5 — четвертичные накопления Чарской впадины;
6 — крупные разломы, ограничивающие троги и Чарскую впадину

В. С. Федоровский предполагает, что время формирования удоканской серии занимало интервал от 2600 до 2000—1900 млн. лет, а время метаморфизма пород и возраст прорывающих интрузий датируется цифрами 2000—1900 млн. лет.

Возраст метаморфизма станового комплекса, как и удоканской серии, колеблется в интервале 1900—2200 млн. лет (Судовиков, Неелов, 1961; Салоп, 1967; Тугаринов и др., 1967; Кориковский, 1967).

По определению урано-свинцово-ториевым методом (Виноградов и др., 1960) возраст пегматитов станового комплекса также около 1900± ±100 млн. лет.

В целом для пород удоканской серии и станового комплекса большинство определений дает цифру 1900±100 млн. лет, которая, согласно С. П. Кориковскому (1967), отражает возраст постметаморфических и постскладчатых гранитов кодарского и позднестанового комплексов.

Вместе с тем нельзя не отметить, что становой комплекс в районах, прилегающих к Байкальской области, по литологическому составу от-

личается от удоканской серии. Это выражается в первую очередь в значительно большей пестроте его состава, развитии карбонатных пород и присутствии мощных толщ кварцитов. Такие различия, конечно, можно пытаться объяснить значительными фациальными изменениями, но более вероятно, что становой комплекс в западной части зоны несколько древнее удоканской серии, т. е. по возрасту занимает промежуточное положение между чарской и удоканской сериями.

Из сказанного следует, что вдоль восточной окраины Байкальской области прослеживается широкая зона развития нижнепротерозойской складчатости, абсолютный возраст которой (1900—2200 млн. лет) соответствует карельской складчатости Европы, что и отражено на Тектонической карте Евразии (1966). Простирание этой зоны в бассейнах рек Амалык, Сыгыкта и оз. Ничатка меридиональное, согласное с байкальскими сооружениями, но южнее, в бассейнах рек Куанды и Калара наблюдаются более сложные, секущие соотношения. Выделенный А. М. Лейтесом (1965) Удоканский эндопротоплатформенный прогиб рассматривается как особая структура в составе Чарской глыбы.

Значительно меньше известно о строении западного и северо-западного обрамлений Байкальской складчатой области. Выходы дорифейских пород, на основании которых можно судить о составе и структуре фундамента, прослеживаются на поверхности в районах Западного Прибайкалья, о. Ольхона, Байкальского и Акитканского хребтов. Эти выходы образуют узкую полосу кристаллических пород, протягивающихся на расстоянии около 1000 *км* и слагающих фундамент Прибайкальского миогеосинклинального прогиба.

Особенно обстоятельно в последнее время изучено строение метаморфических толщ о. Ольхона (Павловский, Ескин, 1964), входящего в состав краевого поднятия или Байкальской глыбы, отделяющей эвгеосинклинальную область от миогеосинклинальной.

На о. Ольхоне и прилегающих участках побережья оз. Байкал развита ольхонская серия, видимый разрез которой по своему строению напоминает разрез Муйской глыбы. В его основании выделяется свита парагнейсов, сложенная биотитовыми, биотит-графитовыми и гранат-диопсидсодержащими плагиогнейсами. Они сменяются белыми, светло-серыми графитистыми мраморами и кварцитами. Серия оканчивается толщей кристаллических сланцев и амфиболитов. Сходные по составу породы развиты на п-ве Святой Нос, расположенном на восточном побережье Байкала.

Характер и интенсивность метаморфизма ольхонской серии сходны с наблюдаемыми в кристаллических комплексах Алданского и Анабарского щитов, что подчеркивается высокой степенью метаморфизма (роговообманково-гранулитовая субфация) и трондьемитовым составом ультраметаморфических гранитов, мигматизирующих ольхонскую серию. Однако широкое проявление «чарнокитизации» пород отсутствует, не развиты и аляскитовые граниты (Павловский, Ескин, 1964).

Ольхонская серия, вероятно, относится к раннему докембрию, так как все основные типы слагающих ее пород присутствуют в виде галек в конгломератах голоустенской серии рифея (Павловский, Цветков, 1938).

Метаморфический комплекс Ольхона и Приольхонья смят в линейные сжатые, иногда открытые складки северо-восточного направления, причем зеркало складчатости очень пологое.

Согласно Е. В. Павловскому и А. С. Ескину (1964), во время накопления ольхонской серии в районе оз. Байкал располагалась окраина архейской протогеосинклинали, снос в которую происходил с расположенного западнее архейского платформенного массива, строение и состав которого пока неясны. Предполагается, что северо-западной грани-

цей развития ольхонской серии является зона Приморского разлома. Северо-западное крыло разлома сложено полиметаморфической серией кристаллических сланцев, гнейсов и мраморов, прорванных лейкократовыми аляскитовыми гранитами приморского комплекса, тела которых вытянуты параллельно зоне разлома. К этой же зоне приурочены отдельные тела линзовидной формы, сложенные ультраосновными породами.

Частью древней, архейской, платформы является выступ кристаллических пород в южной части оз. Байкал, известный в литературе как Шарыжалгайский горст (Смирнов и др., 1967). Шарыжалгайский выступ сложен разнообразными плагиогнейсами и кристаллическими сланцами (шарыжалгайская серия), подвергшимися процессам мигматизации, гранитизации и пегматизации. Среди пород прослеживаются горизонты амфиболитов, метаморфизованных диабазов и габбро-диабазов. Карбонатные породы очень редки. Э. В. Соботович, С. М. Гращенко, А. В. Ловцюс (1965) для пород шарыжалгайской серии приводят возраст 2900±300 млн. лет, определенный свинцово-изохронным методом. Эти определения позволяют относить серию к несомненному архею

Структура Шарыжалгайского выступа пока не вполне расшифрована; следует только отметить пологую дугу складок, обращенную выпуклостью на юг и осложненную разломами, зонами дробления и катаклаза.

По мнению Л. И. Салопа (1964), размер архейской глыбы больше — он относит к ней и площадь развития слюдянской серии, на северном склоне хребта Хамар-Дабан. Слюдянская серия, хорошо обнаженная вдоль побережья оз. Байкал между пос. Култук и Выдрино, представлена чередованием гнейсов и кристаллических сланцев с кристаллическими доломитами, мраморами, кальцифирами и кварцитами. Среди пород серии содержатся месторождения апатитоносных кварц-диопсидовых пород, флогопита, лазурита, графита.

С другой стороны, А. Д. Смирнов и др. (1967), анализируя стратиграфию докембрия Восточного Саяна, не без основания пришли к выводу о необходимости включения слюдянской серии в состав нижнего протерозоя. Этот вывод подкрепляется и радиометрическими определениями возраста биотита из гнейсов и кристаллических сланцев серии, дающими цифры в пределах 1700—1800 млн. лет (Докембрий Восточного Саяна, 1964). Следует также подчеркнуть, что присутствие мощных разрезов мраморов и других карбонатных пород вообще нехарактерно для архейских образований Восточной Сибири. Более вероятно, что район развития слюдянской серии составляет единое целое с зоной нижнепротерозойских пород, прослеженной вдоль побережья оз. Байкал. Эта нижнепротерозойская складчатая зона, окаймляющая с востока крупный архейский Ангаро-Анабарский массив, по своему положению и возрасту подобна аналогичной складчатой зоне, обрамляющей Чарский выступ с запада.

В северной части оз. Байкал и далее на северо-востоке дорифейские породы слагают Чуйский антиклинорий, также участвующий в строении обрамления Байкальской области. По своему строению они заметно отличаются от рассмотренных выше. В бассейне рек Окунайка, Миня, Чая на дневную поверхность выходит сильно метаморфизованная чуйская толща, рассматриваемая как аналог удоканской серии. Она сложена мигматизированными биотитовыми двуслюдяными, мусковитовыми гнейсами, содержащими послойные тела гранито-гнейсов. В тех участках, где метаморфизм слабее, чуйская толща представлена хлорит-серицитовыми и мусковит-хлоритовыми сланцами с прослоями песчаников и мощными горизонтами рассланцованных эффузивов.

Чуйская толща в значительной мере слагает также Тонодский и Нечерский антиклинории, расположенные внутри складчатой области. В Чуйском и Нечерском антиклинориях толща интенсивно дислоцирована, претерпела высокотемпературный метаморфизм амфиболовой фации, мигматизирована и гранитизирована, в то время как в Тонодском антиклинории в породах преобладает метаморфизм зеленосланцевой фации. Например, в строении ядра Тонодского антиклинория участвуют зелено-серые мусковит-хлоритовые сланцы с прослоями олигомиктовых песчаников, сливных кварцитов, углистых сланцев и песчаников.

В ядрах Чуйского и Нечерского антиклинориев широко развиты лейкократовые биотитовые или двуслюдяные гнейсовидные граниты и гранито-гнейсы угольканского комплекса с сопутствующими им пегматитоидными гранитами и пегматитами. Гранито-гнейсы залегают в виде тел, согласных с тектонической структурой, а их пластовые тела смяты в складки вместе с этими толщами. Очень характерны мигматиты, среди которых выделяются послойные, полосчатые, реже птигматитовые и агматитовые разности. Следует подчеркнуть, что угольканский комплекс, очевидно, не является полным аналогом куандинского комплекса гранитов восточных районов, так как структурное положение их различно. В районе р. Куанды куандинский комплекс широко развит в краевой зоне нижнепротерозойской складчатости, обрамляющей Байкальскую складчатую область, тогда как угольканский приурочен к внутренним поднятиям.

В генетическом отношении породы куандинского комплекса представляют результат гранитизации вмещающих песчаниково-сланцевых толщ нижнего протерозоя.

К ядрам антиклинальных структур Чуйско-Тонодско-Нечерского поднятия приурочены и более поздние граниты чуйского комплекса, распространенные в тех же структурах, что и гранито-гнейсы угольканского комплекса. Граниты чуйского комплекса массивны, крупнозернисты и часто содержат, помимо биотита, амфибол. Они обычно имеют секущее соотношение с вмещающими породами.

Граниты чуйского комплекса по своему составу и возрасту близки к гранитам кодарского комплекса восточного обрамления, в связи с чем их часто рассматривают как единый чуйско-кодарский комплекс. Однако так же как и куандинские гранито-гнейсы, массивы кодарского комплекса отличаются иным структурным положением и представляют типичные трещинные постскладчатые интрузии.

Нижнепротерозойский возраст метаморфизма и гранитизации чуйской серии обосновывается как геологическими фактами, так и определениями радиологического возраста. Так, в северо-восточной части Чуйского антиклинория (район пос. Воронцовка) два определения из пегматитов куандинских гранитов (калий-аргоновым методом) дали цифры 2170 и 1920 млн. лет (Великославинский и др., 1963), а возраст биотита из гранитов чуйского комплекса Тонодского антиклинория («кевактинский гранит») составил 1780 млн. лет (Салоп, 1967). Определения абсолютного возраста циркона из чуйских гранитов Нечерского и Тонодского антиклинориев, проведенные урано-свинцовым методом, дали среднюю цифру 1790 ± 60 млн. лет (Жаднова, 1968).

Выводы о древнем, вероятно нижнепротерозойском, возрасте Чуйско-Тонодско-Нечерской зоны подкрепляются соотношениями между кристаллическими образованиями этой зоны и перекрывающими их трансгрессивно слабо метаморфизованными толщами, имеющими орогенный, а иногда даже платформенный облик. К ним относятся акитканская серия, развитая вдоль северо-западного борта Чуйского антиклинория, и тепторгинская серия, широко распространенная в пределах Тонодского, Нечерского и отчасти Чуйского антиклинориев.

Акитканская серия слагает полосу слабо метаморфизованных (мусковит-хлоритовая субфация) вулканогенно-осадочных пород, прослеженную на расстоянии до 500 *км* при видимой ширине до 30—50 *км*. Серия несогласно перекрывается на западе маломощными толщами верхов патомской серии рифея или вендскими образованиями. На берегу Байкала между мысами Малая Коса и Хибелен Л. И. Салопом (1964) наблюдалось несогласное соотношение акитканской серии с метаморфической толщей нижнего протерозоя. Здесь на кристаллических сланцах и амфиболитах с угловым несогласием лежат базальные конгломераты, кварциты, сменяющиеся выше лиловыми песчаниками, туфами и туффитами. На большом протяжении акитканская серия образована двумя терригенно-вулканогенными толщами, между которыми располагается мощная толща кислых лав и туфов. Нижняя (малокосинская) свита, развитая не повсеместно, сложена фациально изменчивыми лиловыми косослоистыми песчаниками, конгломератами, туфами, филлитами, содержащими подчиненные покровы кварцевых порфиритов. Средняя (хибеленская) свита сложена порфирами, реже порфиритами и диабазами, а также туфами, туфолавами и лавобрекчиями порфиров. Верхняя (чайская) свита представляет чередование косослоистых лиловых и серых аркозовых и полимиктовых песчаников, среди которых выделяются линзы неотсортированных конгломератов с гальками, состоящими из подстилающих пород хибеленской свиты и джеспелитов. Мощность акитканской серии около 10 000 *м*.

С эффузивами акитканской серии пространственно и генетически тесно связаны гранитоиды ирельского комплекса. Помимо субвулканических разностей с микрогранитовой или гранофировой структурой развиты граниты более поздних фаз. Наиболее широко распространены очень протяженные массивы гнейсовидных гранитов, ориентированные согласно с общим простиранием структур. Эта почти непрерывная полоса гранитов, протяженностью свыше 300 *км*, разделяет площади развития акитканской и чуйской серий, располагаясь при этом вдоль зоны Акитканского разлома.

Помимо гранитов присутствуют граносиениты, сиениты, а также очковые гранито-гнейсы. Обычно по периферии вытянутых интрузий развиты милониты и очковые гранито-гнейсы, которые сменяются к центру слабогнейсовидными или массивными гранитами. Простирание гнейсовидности в массивах совпадает с общей ориентировкой интрузий и соответственно зон разломов. По своему положению в структуре эти тела ирельских гранитоидов, образующих протяженный плутонический пояс, являются типичными шовными интрузиями. Геологическим данным вполне соответствуют определения, сделанные рубидиево-стронциевым методом в лаборатории абсолютного возраста ЛАГЕД АН СССР, в соответствии с которыми для гранофировых гранитов ирельского комплекса Байкальского хребта получена цифра 1620 (±80), а для таких же гранитов хр. Унгдар —1560 (±80). Возраст порфиров, не затронутых высокотемпературным метаморфизмом, 1700 (±35) млн. лет (Ященко и др., 1964, 1965). Таким образом, акитканская серия и связанные с нею гранитные интрузии имеют, несомненно, дорифейский, вероятно, среднепротерозойский возраст.

Акитканская серия, развитая только вдоль северо-западного края Байкальской области, отсутствует в ее внутренних районах. На площади Чуйско-Тонодско-Нечерского антиклинального поднятия с ней сопоставляется тепторгинская серия (Салоп, 1964), перекрывающая, нередко с несогласием, метаморфизованный и гранитизированный складчатый чуйский комплекс.

Тепторгинская серия отчетливо разделяется на две свиты. Нижняя, кварцито-сланцевая (пурпульская), свита сложена белыми мономи-

неральными косослоистыми кварцевыми песчаниками и гравелитами, с которыми ассоциируются высокоглиноземистые серицитовые, серицито-оттрелитовые, дистено-оттрелитовые и магнетито-оттрелитовые сланцы. Содержание глинозема в некоторых горизонтах сланцев достигает 30—38%. С. И. Другов (1957) предполагает, что высокоглиноземистые породы образовались в результате метаморфизма бокситов, а В. К. Головенок (1964а, б) считает их метаморфизованными каолиновыми глинами, возникшими в условиях теплого влажного климата. К метаморфизованным бокситам, вероятно, следует относить только округлые стяжения диаспорового состава, образующие небольшие линзы.

Песчаники, как и сланцы, обогащены магнетитом и гематитом, причем пластовые и линзообразные залежи железных руд располагаются среди ожелезненных кварцевых песчаников. Мощность свиты колеблется от 200 до 1000 *м*. По мнению ряда исследователей (Головенок, 1964 а, б; Жаднова, 1968; и др.), пурпольская свита формировалась в условиях, приближающихся к платформенным.

Расположенная выше медвежевская свита состоит из эффузивно-осадочных пород. Это зеленые и зелено-серые метаморфизованные полимиктовые песчаники, чередующиеся с диабазами и ортоамфиболитами. Количество вулканитов увеличивается в Чуйском антиклинории, где вследствие интенсивного верхнепротерозойского метаморфизма порфириты и диабазы превращены в зеленые ортосланцы и амфиболиты.

В ряде мест отчетливо установлено несогласное налегание пород тепторгинской серии на метаморфизованной и гранитизированной толще и гранитах. Такие контакты описаны В. К. Головенком (1960) в низовьях рек Большой Чуи и Витима, где на гранитах Чуйского массива залегает аркозовый горизонт песчаников и гравелитов, слагающий основание тепторгинской серии. Несогласие отмечено и В. С. Аносовым при детальном картировании Тонодского антиклинория.

В свою очередь, патомская серия на большой части Тонодского антиклинория залегает трансгрессивно, перекрывая как породы тепторгинской серии, так и нижнепротерозойскую чуйскую толщу. Однако несогласие, хорошо наблюдаемое в сводовых частях антиклинориев, вдоль их бортов отсутствует или выражено слабо. Согласное залегание наблюдается, например, вдоль юго-восточного борта Чуйского антиклинория, что видно в хороших обнажениях правого борта долины р. Витим против устья р. Мамы. Тот факт, что тепторгинская свита сохранилась от размыва вдоль периферии антиклинориев и хорошо картируется в виде непрерывной полосы на протяжении ста и более километров, свидетельствует об отсутствии значительных угловых несогласий в основании патомской серии.

Возраст тепторгинской серии пока окончательно не выяснен. Одни исследователи (Салоп, 1964) относят ее к среднему протерозою, другие (Келлер и др., 1967) включают в состав нижнего рифея. Отчасти это связано с недостаточной изученностью ряда узловых районов, в частности Тонодского антиклинория, где неясно — прорывает ли Амандракский массив турмалиновых гранитов тепторгинскую серию, как это обычно предполагалось (Салоп, 1964), или граниты трансгрессивно ею перекрыты (Жаднова, 1968). Определения калий-аргоновым методом возраста мусковита из пегматитов этого массива, проведенные в лаборатории ВСЕГЕИ и ИГУ, дали цифры 1400 и 1540 млн. лет (Салоп, 1967), а в лаборатории ЛАГЕД АН СССР — 1590 и 1570 млн. лет (Жаднова, 1968). В случае, если Амандракский массив гранитов действительно прорывает тепторгинскую серию, то наиболее вероятен ее дорифейский возраст. Пока совершенно ясно, что тепторгинская серия, отложившаяся после складчатости и гранитообразования, прошедших 2000—1800 млн. лет назад, отражает определенный этап развития, охарактеризованный свое-

образными, выдержанными на большом протяжении формациями, причем пурпольская свита по своему составу напоминает платформенную формацию. Накопление серии происходило в просто построенных обширных структурах, которые, по крайней мере частично, наложены на метаморфизованный и гранитизированный нижнепротерозойский фундамент. Во внутренних частях синклинориев вполне вероятно непрерывное унаследованное развитие в течение всего протерозоя, включающего и рифейский этап.

Более южные выходы фундамента, прослеживаемые в пределах Байкало-Витимского поднятия, по своему составу заметно отличаются от описанных выше. В их строении большую роль играют вулканогенные породы муйской серии, которые широко развиты в Верхне-Ангарском, Делюн-Уранском и Муйском хребтах. В составе серии преобладают диабазы, спилиты, кератофиры, кварцевые кератофиры, фельзиты и разнообразные туфы, преобразованные процессами метаморфизма в зеленые хлорит-актинолитовые ортосланцы и метадиабазы, а в зонах повышенного метаморфизма в породы амфиболитовой фации. Вместе с тем, в отдельных участках сохранились спилиты с типичной для них шаровой или подушечной текстурой. Помимо вулканогенных пород присутствуют кремнистые сланцы, песчаники, кварциты. Мощность серии велика, она достигает нескольких километров. Л. И. Салоп (1967) относит муйскую серию к спилито-кератофировой формации, а В. П. Арсентьев (1966а) выделяет спилит-диабазовую и кварц-кератофировую формации.

Муйская серия обычно сопоставляется с нижнепротерозойской удоканской серией, развитой вдоль восточного обрамления Байкальской области (Лейтес, 1965), причем резкие различия в составе этих серий объясняются их различным структурным положением. По нашему мнению, более вероятно сопоставление муйской серии только с самыми низами удоканской серии, а именно, с вулканогенно-терригенно-кремнистыми толщами, выполняющими геосинклинальные троги в Кодаро-Удоканском районе.

Муйская серия несогласно перекрывается рифейским комплексом пород или даже конгломератами орогенного комплекса байкалид, но в отдельных участках, как например, в верховьях р. Гукит (южный борт Бодайбинского синклинория) между муйской серией и базальными конгломератами патомской серии располагается мощная толща темных филлитовидных сланцев, алевролитов и туфопесчаников. Эту толщу, вероятно, следует сопоставлять с терригенной частью удоканской серии.

С кислыми породами муйской серии связаны мелкие субвулканические интрузии гранофировых аляскитов, гранит-порфиров, аляскитоидных гранитов. Крупные тела гранитоидов представлены двумя петрографическими типами: 1) плагиоклазовыми плагиогранитами и кварцевыми диоритами с подчиненным развитием диоритов и кварцевых габбро-норитов и 2) плагиоклаз-микроклиновыми гранитами. Гнейсовидные плагиограниты и граниты муйского комплекса представляют пластовые тела, залегающие согласно с породами муйской серии, и часто включают пачки и горизонты вмещающих пород. Как следует из сравнения Байкало-Витимского антиклинального поднятия с Чуйско-Тонодско-Нечерским, различия между ними наблюдаются и в характере нижнепротерозойского гранитоидного магматизма. Так, в пределах Баргузино-Витимского поднятия основную роль играет габбро-диорит-плагиогранитоидная магматическая формация, по-видимому, тесно связанная с основной магмой, тогда как в Чуйско-Тонодско-Нечерском поднятии преобладают граниты нормального ряда.

Как следует из приведенного выше описания, в строении фундамента и обрамления рифейской геосинклинальной области участвуют разновозрастные, преимущественно метаморфизованные и гранитизированные толщи дорифейского возраста. Несмотря на различные трактовки стра-

тиграфических соотношений толщ в целом понятна общая структура фундамента и важнейшие этапы его развития.

В настоящее время хорошо обосновывается архейский возраст крупных массивов и выступов, участвующих в строении обрамления рифейской геосинклинали и входящих в состав фундамента Сибирской платформы. Породы этих выступов претерпели метаморфизм гранулитовой фации и превращены в однообразные гнейсы, среди которых широко развиты гиперстеновые разности. К таким наиболее древним выступам с радиологическим возрастом метаморфизма и магматизма, превышающим 2600 млн. лет, относятся в первую очередь Чарская и Шарыжалгайская глыбы.

Внутри рифейской геосинклинальной области глыб, одновозрастных с Чарской и Шарыжалгайской, по-видимому, не имеется. Относимые ранее к архею Муйская и Байкальская глыбы имеют скорее более молодой, нижнепротерозойский, возраст.

Гранито-гнейсовые образования в пределах области, судя по имеющимся данным, повсеместно являются нижнепротерозойскими или рифейскими. Их возникновение связано с процессами формирования гранито-гнейсовой коры, которая длительно, но неравномерно наращивалась в пределах протерозойской геосинклинали, расположенной между архейскими кристаллическими массивами Сибирской платформы.

В процессе нижнепротерозойской, карельской, складчатости, возраст которой 1800—2000 млн. лет, по периферии области и в пределах Чуйско-Тонодско-Нечерского антиклинального поднятия сформировалась широкая (до 60—100 *км*) зона гранито-гнейсовой коры. Эта зона причленилась к архейским кристаллическим массивам и в рифейской истории играла роль внутренних поднятий. Залегающие несогласно на площади этих поднятий отложения акитканской и тепторгинской серий являются уже негеосинклинальными образованиями. Так, акитканская свита, судя по составу, относится к орогенным образованиям (Мац, 1966), а формационный состав тепторгинской свиты свидетельствует об условиях относительно спокойного, возможно платформенного режима, во время которого отлагались однообразные кварцевые песчаники и высокоглиноземистые породы.

Во время нижнепротерозойской складчатости оформилось и Байкало-Витимское поднятие, на площади которого, однако, не возникло типичной гранито-гнейсовой коры, свойственной для рассмотренной выше зоны. В его строении ведущую роль играют метаморфизованные вулканогенные толщи спилито-кератофировой формации и магматическая габбро-диорит-плагиогранитная формация. В целом, поднятие, возникшее на месте внутренней, эвгеосинклинальной, части нижнепротерозойской геосинклинали, напоминает структуры типа зеленокаменного ядра.

Если на площади поднятий рифейские породы залегают с несомненным несогласием, то такого несогласия в пределах синклинориев, вероятно, нет. Об этом свидетельствует, например, характер соотношения рифея с подстилающими толщами среднего протерозоя, наблюдаемый вдоль бортов Бодайбинского синклинория. Условия залегания, характер метаморфизма и магматизма свидетельствуют, что гранито-гнейсового слоя в процессе нижнепротерозойской складчатости в пределах синклинориев не сформировалось и здесь происходило непрерывное, «сквозное» геосинклинальное развитие. Он возник гораздо позже — в эпоху байкальской складчатости.

Хотя рифейские толщи на площади внутренних поднятий и залегают несогласно на подстилающих нижне- и среднепротерозойских породах, дислоцированных и метаморфизованных в эпоху карельской складчатости, общие контуры областей нижнепротерозойского и рифейского прогибания и соответственно осадконакопления в общих чертах совпадают.

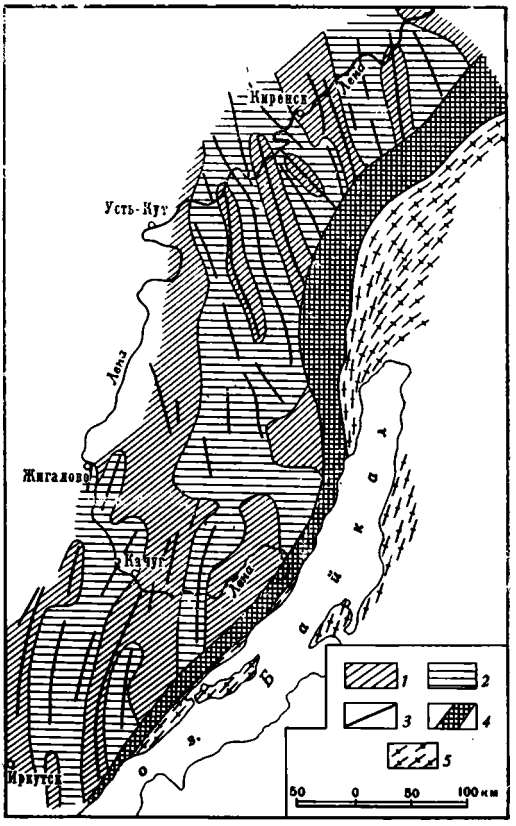


Рис. 7. Схема взаимоотношения складчатой структуры фундамента платформы и Байкальской складчатой системы (Замараев, 1967)

1—3 — магнитные аномалии, отражающие структуры фундамента платформы:
1 — отрицательные,
2 — положительные,
3 — оси аномалий;
4 — краевой шов;
5 — простирание разновозрастных складчатых комплексов в Байкальской системе

Рифейский этап развития области, несомненно, унаследовал некоторые черты от более раннего, нижнепротерозойского, что было подчеркнуто Е. В. Павловским (1956). Вместе с тем соотношение области карельской и байкальской складчатостей с более древней архейской складчатостью, совершенно иное.

Как показывают данные магнитометрии (Штех, 1965; Гафаров, 1965; Замараев, 1967; Булина, 1968), вдоль северо-западного борта от южного конца оз. Байкал и далее на северо-восток почти вплоть до Верхоянского хребта происходит наложение области протерозойского прогибания на северо-западные простирания фундамента Сибирской платформы, имеющего архейский возраст (рис. 7). Причем к северо-востоку от г. Киренска на р. Лене соотношение разновозрастных структур происходит под прямым углом, тогда как от г. Киренска и вплоть до южного окончания Байкала преобладают соотношения под острыми углами. Эти факты свидетельствуют о существовании наложенных, резко несогласных взаимоотношений нижнепротерозойской геосинклинальной области со структурами архейского фундамента. Несогласие в простирании структур меньше проявляется вдоль границ с Алданским щитом, хотя и здесь наблюдаются секущие соотношения разновозрастных структур.

В целом представляется, что нижнепротерозойская геосинклинальная область на значительном протяжении заложилась резко несогласно на древнем, архейском, фундаменте Сибирской платформы, который, вероятно, является гетерогенным сооружением. Среди него уже сейчас можно выделить более древний Чарский выступ пород. Вполне вероятно, что более крупный выступ располагается к западу от оз. Байкал, занимая южную часть Иркутского амфитеатра и выходя на поверхность в

районе Шарыжалгайской глыбы. Е. В. Павловский и А. С. Ескин (1964), анализируя магнитное поле внутренней части кристаллического фундамента Иркутского амфитеатра, обратили внимание на своеобразный рисунок магнитного поля, в котором положительные и отрицательные аномалии образуют крупные разноориентированные овалы. Характер этого поля резко отличается от строго ориентированного полосового магнитного поля Анабаро-Алданской системы и, по мнению Е. В. Павловского и А. С. Ескина, отражает древнейшее нуклеарное ядро континента.

Отсутствие реликтов архейского гранито-гнейсового фундамента внутри Байкальской области дает повод усомниться в повсеместном его развитии. Не исключено, что во внутренних частях области его могло вовсе не существовать и нижнепротерозойская геосинклиналь заложилась непосредственно на базальтовом слое. Это в какой-то мере подкрепляется широким развитием в пределах Байкало-Витимского поднятия гипербазитов, а также нижнепротерозойской спилит-кератофировой формации и габбро-диорит-плагиогранитной формации.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРАТИГРАФИИ И ФОРМАЦИИ РИФЕЯ БАЙКАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Стратиграфия рифея внешней зоны

Прежде чем перейти к более детальному анализу тектоники и некоторых сторон истории развития складчатой области, рассмотрим кратко строение толщ, выполняющих крупные рифейские прогибы, и попытаемся выделить основные формационные типы.

В настоящее время вполне удовлетворительно изучены рифейские отложения внешней зоны, хотя возрастное сопоставление между собой разрезов этой зоны для больших площадей еще далеко не всегда обосновано. Для внешней зоны расчленение рифея на нижний, средний и верхний, а также выделение вендского комплекса из-за недостатка палеонтологических и радиологических характеристик связано с известными трудностями. Поэтому для тектонического анализа приходится пользоваться более крупными литологическими комплексами пород, отражающими закономерную направленность развития Байкальской области.

В Жуинско-Патомском прогибе (Патомское нагорье) прослеживается наиболее полный и мощный разрез несомненного рифея, доступный детальному изучению. На этой территории хорошо наблюдаются его взаимоотношения как с дорифейскими, так и с кембрийскими отложениями. Развитая здесь патомская серия представляет непрерывный разрез терригенных и карбонатных отложений общей мощностью 10—12 *км*, причем на площади Тонодского, Чуйского и Нечерского антиклинориев, а также на восточном борту Жуинско-Патомского прогиба в районе оз. Ничатка и р. Сень хорошо видно взаимоотношение серии с подстилающими ее отложениями.

Наиболее подробно изучен контакт в районе Тонодского антиклинория, где базальные конгломераты патомской серии залегают либо на зеленых песчаниках и сланцах нижнепротерозойской чуйской толщи и на прорывающих ее чуйских гранитах, либо непосредственно на расположенных выше кварцитах и вулканогенно-осадочных породах тепторгинской серии. Возраст тепторгинской серии, залегающей на подстилающих отложениях с угловым несогласием, не совсем ясен. Как отмечалось выше, радиологический возраст Амандракского массива гранитов То-

нодского антиклинория оценивается в пределах 1400—1600 млн. лет. По данным Л. И. Салопа (1967), Амандракский плутон прорывает тепторгинскую серию и, следовательно, она имеет более древний возраст по сравнению с приведенными значениями. Кроме того, не исключено, что эти цифры в связи с возможной потерей аргона показывают несколько заниженные значения возраста. Определения абсолютного возраста глауконита из тепторгинской серии (1380 млн. лет — Цахновский и др., 1968), вероятно, не отражают его истинного времени седиментации.

В настоящее время принято начало рифейского этапа датировать 1600 млн. лет. Вполне вероятно, что тепторгинская серия древнее и имеет среднепротерозойский возраст, как это нередко и предполагается (Салоп, 1964), хотя ряд исследователей (Келлер и др., 1967) с некоторой долей условности включают ее в состав нижнего рифея. Необходимо подчеркнуть, что тепторгинская серия в районе Патомского нагорья формационно тесно связана с предшествующим нижнепротерозойским этапом развития, закончившимся складчатостью, в результате которой сформировалось основание рифейского осадочного комплекса.

Судя по имеющимся данным, осадочный комплекс патомской серии начал формироваться не везде одновременно. Поэтому возраст нижних горизонтов серии варьирует в зависимости от ее положения в той или иной структуре. В участках глубокого прогибания, как например, в Бодайбинском синклинории, патомская серия залегает без несогласия, тогда как на крыльях антиклинориев несогласие хорошо наблюдается.

В районе Нечерского антиклинория патомская серия, например, перекрывает с несогласием тепторгинскую серию и прорывающие ее граниты Окаевского массива, а по северо-западному борту Чуйского антиклинория, на правобережье р. Витим, по данным Е. А. Шалек, грубые базальные аркозы патомской серии залегают на нижнепротерозойских гранитах. Таким образом, в ряде районов размыв и несогласие в основании серии несомненны. Вместе с тем известны участки (юго-восточный борт Чуйского антиклинория), где взаимоотношения между патомской и тепторгинской сериями несогласные.

В патомской серии выделяются две крупные подсерии — баллаганахская и кадаликанская. Нижняя часть разреза патомской серии (баллаганахская подсерия), достигающая мощности 3000—6000 *м*, представлена однообразными серыми кварц-полевошпатовыми олигомиктовыми и аркозовыми песчаниками с прослоями гравелитов, филлитовидных графитовых сланцев темно-серого цвета и горизонтами конгломератов. В составе обломочного материала песчаников преобладает кварц (до 70%), затем — кислый плагиоклаз и микроклин. Цемент песчаников хлорит-серицитовый, иногда карбонатный. Среди песчаников присутствуют косослоистые разности.

Для разреза вообще характерно ритмичное чередование песчаников, алевролитов и темных сланцев, которое обычно не выдерживается на больших расстояниях. Вблизи антиклинориев роль конгломератов значительно возрастает, появляются глыбовые и неотсортированные конгломераты с плохо окатанной галькой, которые по своему облику несколько напоминают тиллиты. Крупные глыбы гранитов, достигающие 1—2 *м* в поперечнике, заключены в неотсортированной песчаной массе, сцементированной хлорит-серицитовым цементом. Изучение состава галек и глыб не оставляет сомнения в местном происхождении материала. Среди галек в основном преобладают нижнепротерозойские чуйские граниты, широко развитые в ядрах Чуйского, Тонодского и Нечерского антиклинориев. Подчиненное распространение имеют кварциты тепторгинской серии, чуйские сланцы, пегматиты, а также граниты неустановленного возраста. Состав галек свидетельствует о ведущей роли местных источников сноса в формировании баллаганахской подсерии.

Баллаганахская подсерия выше сменяется мощной (до 6000 *м*) кадаликанской, в строении которой существенную роль играют хемогенные и органогенные карбонатные породы, представленные известняками, доломитами и карбонатными сланцами.

Кадаликанская подсерия начинается мариинской свитой, сложенной серыми и зеленоватыми известняками, доломитами и известковистыми песчаниками с прослоями кварцитов, общей мощностью до 1000 *м*. Среди карбонатных пород прослеживаются пачки черных филлитовидных графитистых сланцев. По направлению к внутренним поднятиям, а также к бортам складчатой области происходит замещение карбонатных пород песчаниками и сланцами, а также заметное сокращение мощности свиты.

Мариинская карбонатная свита сменяется выше песчаниками джемкуканской свиты, которые в низовьях рек Большой Патом и Большая Чуя почти нацело замещаются мощной (до 2000 *м*) толщей тиллитоподобных конгломератов, напоминающих некоторые разновидности конгломератов баллаганахской подсерии. Валуны конгломератов, достигающие размеров до 50—80 *см* в поперечнике, обычно не соприкасаются между собой и рассеяны в неотсортированном песчаниковом материале (рис. 8). Они состоят из гранитов и гранито-гнейсов, реже встречаются обломки подстилающих пород мариинской свиты и баллаганахской подсерии, а отдельные валуны гранитов напоминают по своему составу дорифейские граниты Тонодского антиклинория.

Некоторые исследователи (Лунгерсгаузен, 1957, 1960; Соколов, 1958) рассматривают конгломераты низовьев р. Большой Патом как наземные или морские тиллиты. Между тем Н. М. Чумаков (1965), детально изучавший в поле районы их распространения, пришел к выводу о маловероятности подобного предположения. По его мнению, возникновение тиллитоподобных конгломератов связано с подводными оползнями, происходившими вдоль крутых склонов крупных поднятий.

В районе Чуйского, Тонодского и Нечерского антиклинориев, где карбонатные породы мариинской свиты замещаются песчаниками, мариинская и джемкуканская свиты слагают единый разрез с породами баллаганахской подсерии. Мариинская свита среди песчаных толщ может быть выделена там только по некоторому увеличению карбонатного материала. Залегающие выше баракунская и валюхтинская свиты повсеместно хорошо выделяются. Они отличаются черной окраской, связанной с тонко распыленной примесью углистого вещества.

Баракунская свита, сложена черными известняками, среди которых развиты оолитовые и онколитовые известняки (Журавлева, 1964). Количество обломочного материала в известняках незначительное, что связано с отсутствием в это время существенных источников сноса, но широкое распространение сингенетических брекчий свидетельствует о том, что рельеф дна бассейна осадконакопления был расчлененным. Мощность свиты достигает 1000 *м*.

Черные известняки постепенно сменяются однообразными черными и углистыми филлитовидными сланцами, чередующимися с темными алевролитами и песчаниками, объединяемыми в валюхтинскую свиту (мощность 1000—2000 *м*). Для пород характерна очень тонкая параллельная слоистость, слабо заметная на свежем сколе. Примечательно высокое содержание углистого вещества, достигающего иногда до 30%, а также присутствие пирита и сидерита. Как правило, породы рассечены кливажом, маскирующим первичную слоистость, а пластичные свойства пород способствуют возникновению очень сложной мелкой складчатости. В верхах валюхтинской свиты появляются тонкие прослои черных песчаников, закономерно переслаивающихся с алевролитами и сланцами.

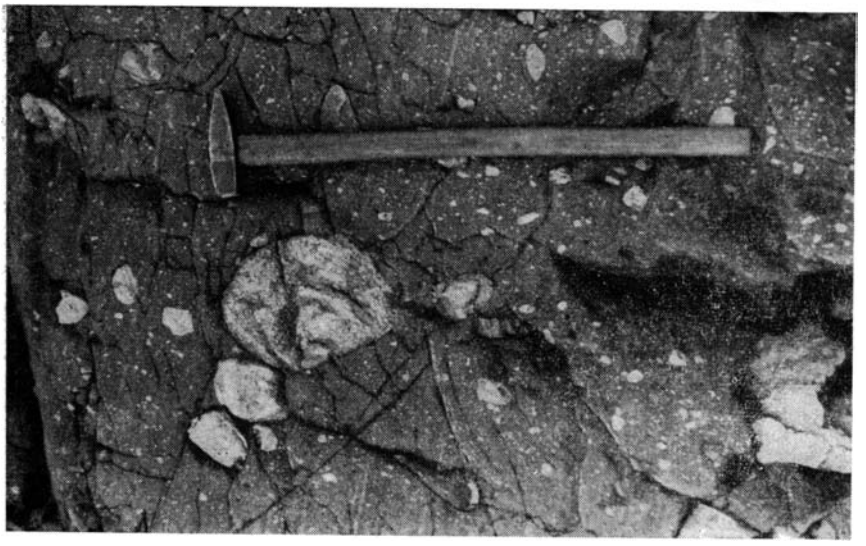


Рис. 8. Тиллитоподобные конгломераты большепатомской (джемкуканской) свиты. Правый берег р. Лены у устья р. Большой Патом

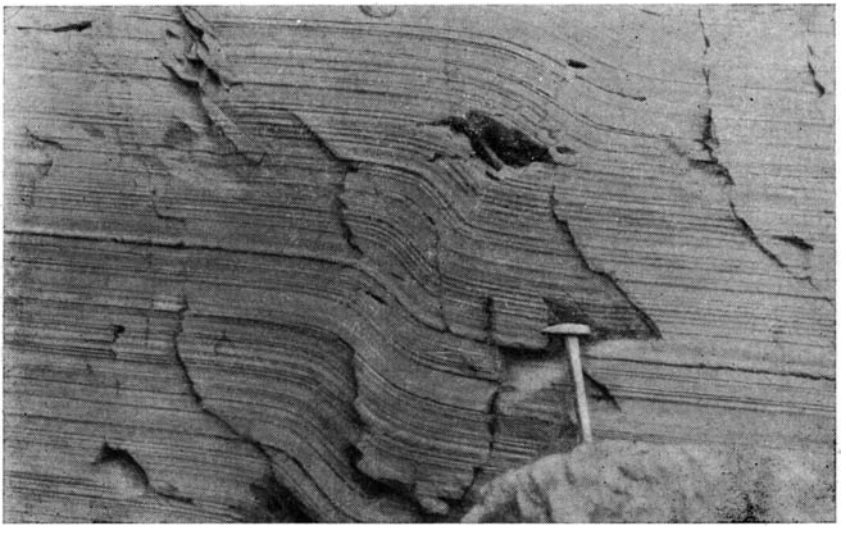
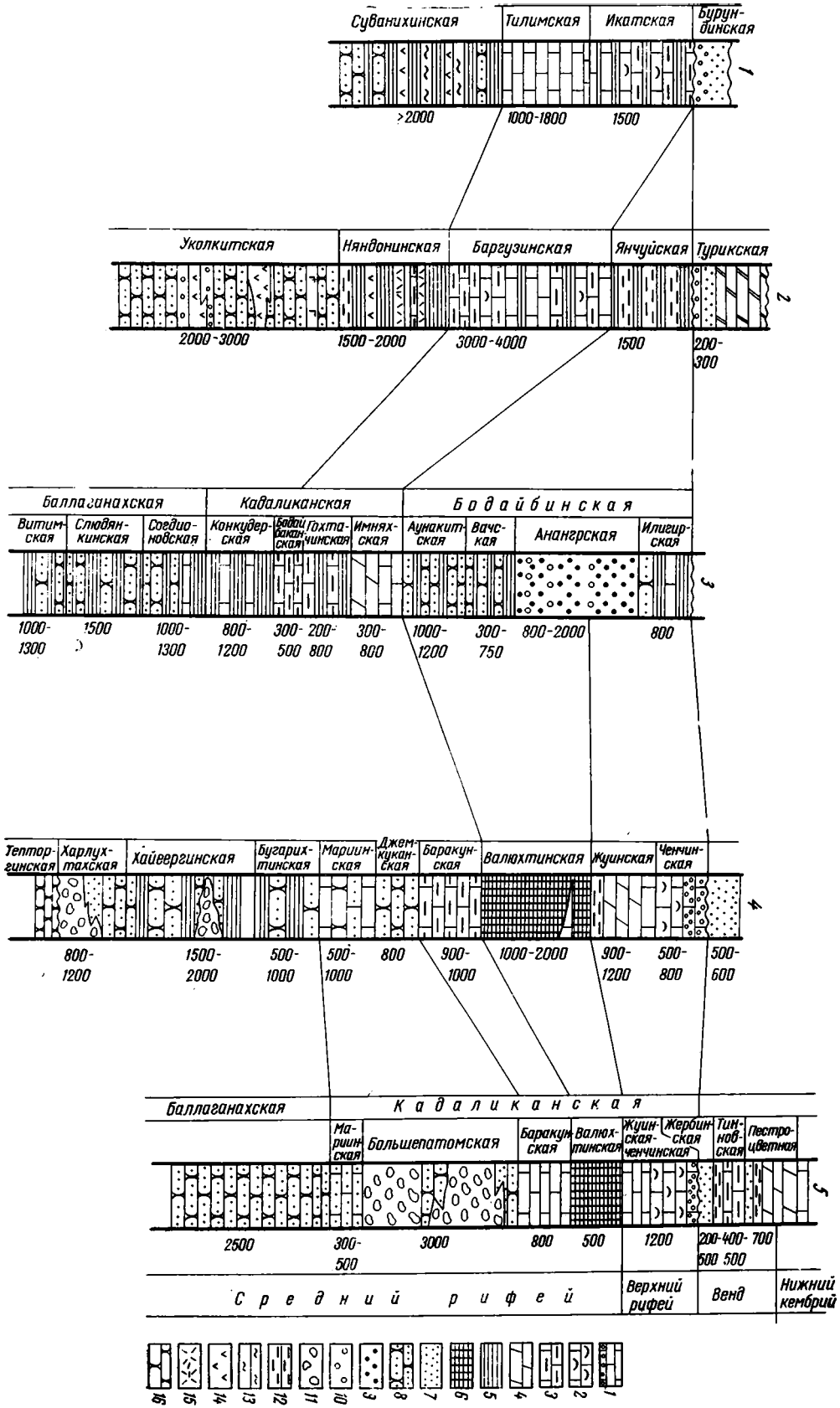


Рис. 9. Линейнослоистые известняки жуинской свиты, образующие мелкую флексуру. Правый борт р. Жуи в 3 *км* ниже устья руч. Малого Чепка.


Суванихинская
Тилимская
Икатская
Бурундинская
1
>2000
1000-1800
1500
Уколкитская
Няндонинская
Баргузинская
Янчуйская
Турикская
2
2000-3000
1500-2000
3000-4000
1500
200-300
Баллаганахская
Каваликанская
Бодайбинская
Витимская
Слюдянкинская
Соединовская
Конкудерская
Бодайбинская
Гохтачинская
Имняхская
Аунакитская
Вачская
Анангрская
Илигирская
3
1000-1300
1500
1000-1300
800-1200
300-500
200-800
300-800
1000-1200
300-750
800-2000
800
Тептургинская
Харлухтахская
Хайеургинская
Бугарихтинская
Мариинская
Джемкуканская
Баракунская
Валюхтинская
Жуинская
Ченчинская
4
800-1200
1500-2000
500-1000
500-1000
800
900-1000
1000-2000
900-1200
500-800
500-600
Баллаганахская
Каталиканская
Мариинская
Большепатомская
Баракунская
Валюхтинская
Жуинская-ченчинская
Жербинская
Тинноб-ская
Пестроцветная
5
2500
300-500
3000
800
500
1200
200-500
400-500
700
Средний рифей
Верхний рифей
Венд
Нижний кембрий
16
15
14
13
12
11
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1

Единый и непрерывный разрез рифейских образований оканчивается характерной толщей светлоокрашенных карбонатных пород (до 2000 *м*), выделенных В. А. Обручевым в 1935 г. под названием жуинской свиты. В дальнейшем она была разделена на две свиты: жуинскую и ченчинскую.

Нижняя — жуинская свита (мощность до 1200 *м*) сложена зеленоватыми известняками и карбонатными сланцами. Примесь доломита в карбонатных породах 10—20%. Для разреза очень типична флишоидная линейная слоистость (рис. 9), а на поверхностях напластования наблюдаются следы волновой ряби.

Ченчинская свита представлена массивными афанитовыми зеленоватыми, кремовыми и красноватыми известняками и доломитами, среди которых выделяются оолитовые, онколитовые и строматолитовые разновидности, образующие крупные рифовые постройки. Особенно широко распространены известняки, состоящие из крупных караваеобразных тел водорослевых образований. Мощность свиты 500—800 *м*.

Пласты оолитовых пород имеют обычно линзовидную форму. Нередко оолиты тесно ассоциируют со строматолитами, заполняя пространство между их телами. Вполне вероятно, что часть оолитов следует отнести к онколитам. Для свиты особенно характерны стилолиты, сутурные швы которых обычно имеют амплитуду 0,5—2,0 *см*.

Ченчинской свитой оканчивается разрез патомской серии рифея Жуинско-Патомского прогиба. Для всей патомской серии дается следующее стратиграфическое расчленение, проведенное на основании находок онколитов и строматолитов (рис. 10). Верхняя половина баллаганахской подсерии на основании редких находок онколитов относится к среднему рифею, в средний рифей включают также баракунскую и валюхтинскую свиты. Жуинскую и ченчинскую свиты, хорошо охарактеризованные строматолитами и онколитами, относят к верхнему рифею (Келлер и др., 1967). Возраст нижней части баллаганахской подсерии не охарактеризован палеонтологически. Ее условно включают в состав среднего рифея, хотя и не исключается нижнерифейский возраст.

На карбонатных породах жуинской и ченчинской свит обычно с размывом, но с видимым согласием залегает комплекс существенно отличных отложений, относимый одними исследователями (Салоп, 1964) к алданскому ярусу кембрия, другими (Келлер и др., 1967) — вендскому (юдомскому) комплексу рифея.

Анализ общего строения рифейских толщ, выполняющих Жуинско-Патомский прогиб, позволяет наметить определенную закономерность в их последовательности, отражающую направленное развитие геосинклинали (см. рис. 10).

Разрез патомской серии пород повсеместно начинается терригенным комплексом, составляющим нижнюю треть разреза. Он сложен одно-

---

Рис. 10. Схема сопоставления основных разрезов рифея Байкальской складчатой области. Составил К. А. Клитин

1 — известняки и доломиты, иногда с терригенной примесью;
2 — водорослевые известняки;
3 — углистые известняки, доломиты;
4 — мергели;
5 — сланцы;
6 — флишеподобные углистые сланцы;
7 — полимиктовые и кварцевые песчаники вендского комплекса;
8 — аркозовые песчаники;
9 — граувакки;
10 — конгломераты;
11 — тиллитоподобные конгломераты;
12 — алевролиты;
13 — кремнистые сланцы;
14 — основные эффузивы;
15 — кислые эффузивы;
16 — кварциты

Местоположение разрезов:

1, 2 — Баргузино-Витимский синклинорий:
1 — р. Икат,
2 — р. Катера;
3 — Бодайбинский синклинорий;
4 — Жуинско-Патомский прогиб (нижнее течение р. Жуи);
5 — Уринское поднятие

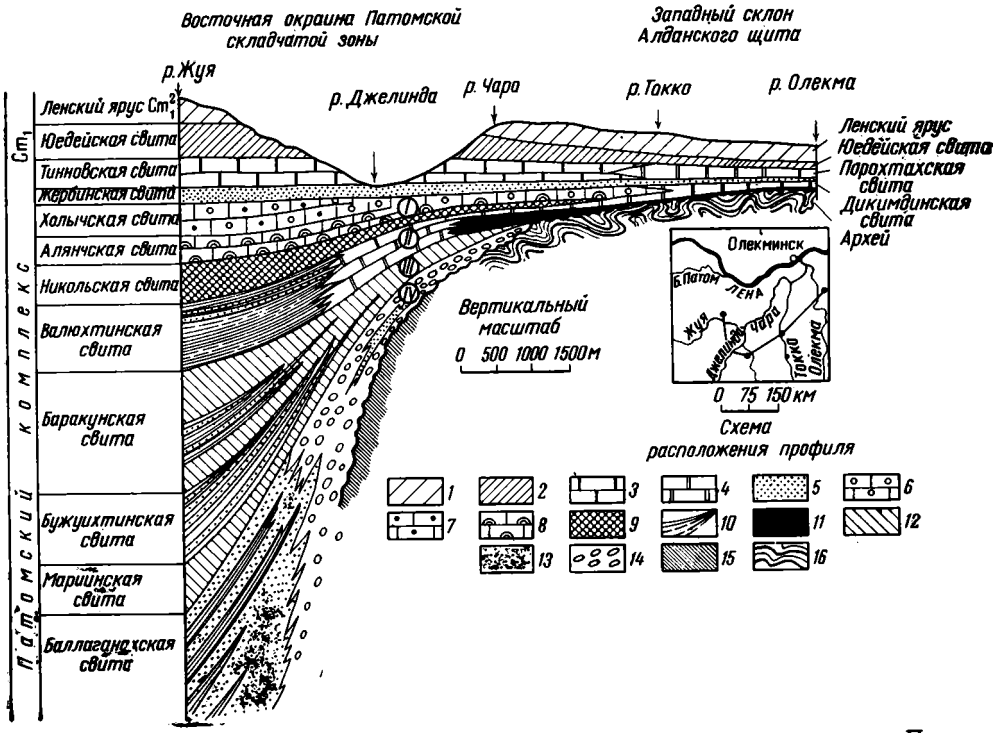


Рис. 11. Схематический стратиграфический профиль через восточную окраину Патомского прогиба (Журавлева, Комар, Чумаков, 1959)

1 — пятнистые известняки и желтоватые доломиты с фауной трилобитов и брахиопод;
2 — пестроцветные доломиты и мергели, известняки;
3 — темно-серые и черные битуминозные известняки, доломиты и их брекчии;
4 — коричневато-серые и серые, часто водорослевые доломиты;
5 — глауконитовые песчаники;
6 — серые и пестрые оолитовые, реже водорослевые известняки;
7 — серые песчанистые известняки;
8 — светлые сутурновые, афанитовые, водорослевые и реже оолитовые известняки;
9 — тонкослоистые зеленые и красно-бурые известково-глинистые сланцы и мергели;
10 — черные глинистые и филлитовидные сланцы;
11 — на западе — чередование доломитов, песчанистых доломитов, доломитовых песчаников и песчаников, восточнее — сливные песчаники, с конгломератами в основании;
12 — черные и темно-серые пахучие кристаллические и афанитовые, часто онколитовые известняки, известковистые (на востоке — доломитовые) сланцы;
13 — кварцево - полевошпатовые метаморфизованные песчаники;
14 — конгломераты;
15 — кварциты и кристаллические сланцы (Pt);
16 — гнейсы и граниты.

На профиле:

I — торгинская свита,
II — сеньская свита,
III — кумахулахская свита,
IV — ничатская свита

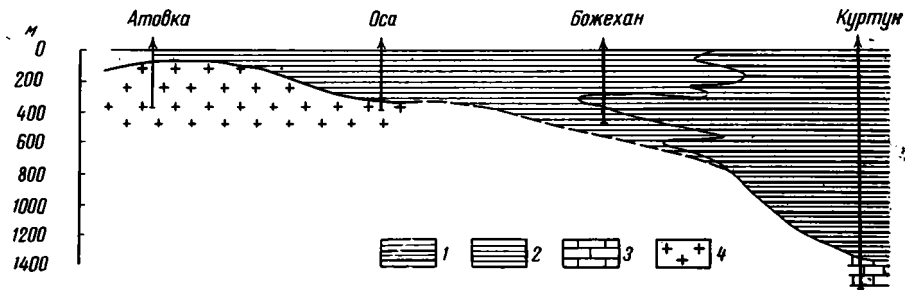


Рис. 12. Схема формационных взаимоотношений в конце верхнего рифея (качергатская свита) (Королюк, 1962)

1 — флишоидная часть формации;
2 — сланцевая часть формации;
3 — улунтуйская свита;
4 — фундамент

образными аркозовыми песчаниками, содержащими мощные толщи валунных тиллитоподобных конгломератов. Состав конгломератов и фациальный анализ определенно указывают, что возникновение терригенного комплекса пород тесно связано с разрушением поднятий, расположенных по бортам Жуинско-Патомского прогиба.

Расположенный выше комплекс пород отличается повышенным содержанием углистого вещества (до 30%), что придает ему черную окраску. Он распадается на две части: нижнюю — углисто-карбонатную (баракунская свита) и верхнюю — углисто-сланцево-флишоидную (валюхтинская свита). Углистые сланцы вверх сменяются карбонатным флишем (жуинская свита), а затем характерной толщей онколит-строматолитовых пород (ченчинская свита). Последняя представляет «отчетливо выраженный регрессивный комплекс осадков, отложения которых закончилось в условиях резкого обмеления бассейна» (Архангельская и др., 1960). После отложения этого регрессивного комплекса осадков начался новый трансгрессивный цикл, описанию которого посвящен специальный раздел данной работы.

Рассмотрим, какие изменения происходят в разрезах верхнего докембрия по направлению к древним платформам, ограничивающим рифейский прогиб.

З. А. Журавлева, В. А. Комар и Н. М. Чумаков (1959) показали, что у границ складчатой области с Алданским щитом происходит быстрое выклинивание большой части разреза рифея (рис. 11). У бортов прогиба в районе оз. Ничатки и р. Сень появляются крупноглыбовые валунные конгломераты, достигающие 1—5 *м* в поперечнике и состоящие из дорифейских гранитов и гнейсов, слагающих край Алданского щита. Валунными конгломератами и гравеллитами замещаются не только песчаники баллаганахской подсерии, но и лежащие выше мариинская, джемкуканская, а, возможно, частично баракунская и валюхтинская свиты. Только доломиты и известняки верхов разреза рифея (жуинская и ченчинская свиты) прослеживаются далеко на восток, вплоть до р. Олекмы, где они выделяются в качестве дикимдинской свиты, залегающей непосредственно на архейском фундаменте. Эти данные свидетельствуют, что рифейская трансгрессия постепенно разрасталась, захватывала все бóльшие площади и к концу рифея распространилась и на Алданский щит.

В Прибайкальском прогибе, расположенном также во внешней зоне байкалид и удаленном от Жуинско-Патомского прогиба на расстояние около 1000 *км*, отмечаются сходные черты строения разреза рифея, выделенного под названием байкальской серии. Однако разрез там менее полон, из его состава, вероятно, выпадает почти вся часть, синхронная баллаганахской подсерии Жуинско-Патомского прогиба. Общая мощность разреза не превышает 4000 *м*.

Байкальская серия разделяется на голоустенскую, улунтуйскую и качергатскую свиты. В основании разреза, как и в других районах, располагаются терригенные породы, представленные белыми среднезернистыми кварцевыми песчаниками, составляющими нижнюю часть голоустинской свиты, мощностью от 150 до 250 *м*. Песчаники залегают с размывом и несогласием на подстилающих породах. Несогласное налегание описано Л. И. Салопом (1964) по р. Толококтай (бассейн р. Киренги), где толща кварцитов залегает на вулканогенной акитканской серии протерозоя с размывом и маломощными (1,5 *м*) конгломератами в основании. В районе пади Щегловой (бассейн р. Большая речка, приток р. Ангары) кварцевые песчаники лежат на размытой поверхности дорифейских гранитов. Установлено, что байкальский комплекс не имеет отчетливо выраженной базальной серии, хотя и залегает трансгрессивно на разновозрастных породах.

Выше кварцевых песчаников следует мощный (до 2000 *м*) карбонатно-терригенный комплекс пород, включающий верхнюю часть голоустенской и всю улунтуйскую свиту. Этот комплекс пород резко изменчив по простиранию. Он представлен хемогенными и биогенными известняками и доломитами, чередующимися с аргиллитами, сланцами, алевролитами, мелко- и среднезернистыми кварц-полевошпатовыми песчаниками, причем количество карбонатных пород вверх по разрезу постепенно возрастает. Следует подчеркнуть черную окраску улунтуйской свиты, обусловленную примесью тонкораспыленного углистого вещества, что характерно также для баракунской свиты Патомского нагорья.

В верхах улунтуйской свиты развиты мощные рифогенные образования и пластовые органогенные известняки с массовыми онколитами, а также пластово-купольными водорослевыми онкоидами, образованными строматолитами *Stratifera*. Онкоиды имеют плоское нижнее основание и округлую верхнюю поверхность с хорошо выраженной скорлуповатой слоистостью.

Для карбонатно-терригенной части разреза рифея характерна заметная фациальная изменчивость. В наиболее прогнутых участках Прибайкальского прогиба развиты преимущественно карбонатные породы, представленные черными известняками и доломитами мощностью до 600 *м*. Характерным признаком этой части разреза является присутствие в его средней и верхней частях фосфоритов, связанных с темными кремнисто-карбонатными разностями пород. Рудные тела образуют пласты мощностью до 2—3 *м*, прослеживаемые на расстоянии 200—300 *м*. Фосфориты представлены оолитовыми карбонатно-кремнистыми разновидностями с содержанием P_2O_5 до 14—17%. Отмечены также глинистые и песчанистые фосфориты. По данным Е. В. Павловского и В. Г. Беличенко (1958), наиболее богатые фосфориты приурочены к склону Ангинского поднятия, разделяющего Прибайкальский прогиб на две части.

Карбонатно-терригенный комплекс выше сменяется монотонной фациально выдержанной качергатской свитой, состоящей из флишоидного переслаивания темно-серых тонкослоистых аргиллитов и песчаников, иногда в переслаивании участвуют горизонты углистых сланцев. Особенностью толщи является большое количество разнообразных иероглифов. Мощность качергатской свиты 1200—1600 *м*.

К северу от Прибайкальского прогиба в бассейне р. Чаи, как показал В. К. Головенок, на алевролитах качергатской свиты согласно залегает толща (до 250 *м*) афанитовых водорослевых и онколитовых известняков, соответствующая ченчинской свите Патомского нагорья (Салоп, 1964). Эти соотношения очень важны, так как они помогают решить вопрос о сопоставлении основных комплексов рифея Прибайкальского и Жуинско-Патомского прогибов. Исходя из этих взаимоотношений, следует, что качергатская свита может быть сопоставлена с валюхтинской и жуинской свитами района рек Жуи и Большого Патома, а улунтуйская свита — с баракунской.

Таким образом, карбонатные породы верхов разреза рифея частично замещаются в Прибайкальском прогибе песчано-сланцевыми флишоидными толщами.

Данные глубокого бурения в Куртуне, Божехане, Осе, Атовке, расположенных к западу от Прибайкальского прогиба, позволяют судить об изменениях байкальского комплекса в сторону Сибирской платформы. И. К. Королюк (1962) показала, что в районе Божехана флишоидные отложения качергатской свиты сменяются песчано-аргиллитовыми, мощность которых в районе Осы и Атовки сокращается до 100—200 *м*. Породы возрастных аналогов качергатской свиты там залегают непосред-

ственно на кристаллических породах фундамента и участвуют в строении платформенного чехла (рис. 12). Таким образом, ширина Прибайкальского прогиба в его средней части не более 60—80 *км*.

На примере распределения рифейских комплексов в Прибайкальском прогибе наблюдается последовательное распространение рифейской трансгрессии на опущенный край Сибирской платформы. Трансгрессия, вероятно, происходила, как это подчеркивал В. Д. Мац, на пенепленизированную сушу. Этим и объясняется отсутствие сколько-нибудь значительных по мощности толщ базальных конгломератов в основании комплекса.

Отсутствие мощного терригенного комплекса в основании разреза рифея Прибайкальского прогиба, широко развитого в разрезах внутренних зон, свидетельствует, что наиболее древняя часть рифея здесь совсем не отлагалась. Подобная картина последовательного налегания все более молодых рифейских свит на постепенно опускающийся край платформы наблюдается, как это было показано выше, и к востоку от Жуинско-Патомского прогиба на Алданском щите.

Краткая стратиграфия рифея внутренней зоны

Рифейские отложения внутренней зоны Байкальской складчатой области изучены значительно слабее, чем внешней. Огромное количество гранитных тел, глубокий метаморфизм и сложная тектоника затрудняют стратиграфические исследования. Исключение составляет лишь Бодайбинский синклинорий, где граниты развиты только по его периферии, а степень метаморфизма пород в центральной части синклинория не превышает мусковит-хлоритовую субфацию зеленосланцевой фации.

Разрез рифея Бодайбинского синклинория, относимого к внутренней зоне, заметно отличается от описанных разрезов Жуинско-Патомского и Прибайкальского прогибов, хотя определенные черты сходства, несомненно, имеются. Помимо баллаганахской и кадаликанской подсерий в синклинории выделяется бодайбинская подсерия, о стратиграфическом положении которой до сих пор идут споры. Кроме того, вдоль южного крыла синклинория в разрезах появляются вулканогенные породы.

В Бодайбинском синклинории хорошо развита баллаганахская подсерия, сложенная терригенными отложениями, для которых, как показали С. Д. Шер и Ю. П. Казакевич, характерно ритмичное чередование кварц-полевошпатовых песчаников, гравелитов и сланцев. В верхней половине этого разреза появляются прослои кристаллических сланцев. Мощность примерно равна 4000 *м*.

Расположенный выше терригенно-карбонатно-сланцевый комплекс отложений кадаликанской подсерии представлен в основании чередованием серых, темно-серых кристаллических известняков с биотит-кварцевыми и слюдистыми сланцами, объединяемых в конкудерскую свиту (800—1900 *м*). Выше появляются пепельно-серые известняки бодайбинской свиты (300—500 *м*), которые сменяются черными углистыми сланцами и известняками гохтачинской свиты (200—800 *м*), а затем светлыми и кремовыми известняками имняхской свиты (300—800 *м*).

Разрез оканчивается в основном терригенной бодайбинской подсерией пород, выполняющей внутренние части Бодайбинского синклинория. Эта серия отсутствует в Жуинско-Патомском прогибе и по вопросу ее положения в развитых там разрезах пока существует много неясностей.

Строение бодайбинской подсерии, детальное изучение которой началось с работ Т. М. Дембо (1954, 1955), к настоящему времени благодаря тематическим и геологосъемочным работам геологов ЦНИГРИ (Казакевич и др., 1956) достаточно хорошо известно. Она начинается аунакитской свитой, сложенной кварцевыми песчаниками и кварц-серицитовыми сланцами, переслаивающимися с отдельными пачками углистых сланцев и алевролитов, общей мощностью 100—1200 *м*.

Выше следует очень характерная вачская свита, представленная черными тонкосланцеватыми метаморфизованными кварцевыми углистыми сланцами с прослоями кварцитов и кварцевых углистых песчаников, причем количество углистого вещества иногда достигает 30% от объема породы. Мощность свиты колеблется от 300 до 750 *м*.

Вачская свита сменяется мощной (до 2000 *м*) анангрской свитой, сложенной грубослоистыми зеленовато-серыми граувакками, аркозовыми и полимиктовыми песчаниками, содержащими горизонты гравелитов и конгломератов. В состав галек входят плагиограниты, кератофиры, спилиты, амфиболиты, роговики, т. е. различные породы, широко развитые в районах, расположенных южнее Бодайбинского синклинория, в пределах Байкало-Витимского поднятия.

Разрез завершается илигирской свитой, в составе которой появляются карбонатные породы. Она состоит из известковистых песчаников и филлитовидных сланцев с редкими горизонтами доломитов. Мощность свиты достигает 800 *м*.

По вопросу о положении бодайбинской подсерии в хорошо изученном разрезе рифея Жуинско-Патомского прогиба пока нет единого мнения. Л. И. Салоп (1960, 1964) предполагает, что в Патомском прогибе синхронные ей отложения отсутствуют и объясняет их отсутствие длительной паузой в осадконакоплении «нулевой седиментацией». Т. П. Жаднова (1961), наоборот, сопоставляет бодайбинскую подсерию с жербинской и тиновской свитами, относимыми к вендскому комплексу.

Сопоставление удаленных разрезов двух структур действительно довольно затруднительно, так как оно в основном проводится по литографическим признакам и следовательно, не всегда надежно. Известно, что нижние части разреза (баллаганахская подсерия) для обоих районов сопоставляются удовлетворительно, но при сопоставлении расположенных выше терригенно-карбонатных толщ возникают разные варианты, вызывающие возражение.

Трудно согласиться с предложением Л. И. Салопа помещать бодайбинскую подсерию выше патомской серии, так как в разрезах по рекам Большой Патом, Жуя и Лена, где предполагается выпадение из разреза бодайбинской подсерии, не наблюдается признаков заметного длительного перерыва в осадконакоплении. Очень сложно и представить обширные районы, на площади которых весьма длительное время не происходило ни размыва, ни осадконакопления.

Интересна попытка сопоставления разрезов, сделанная Т. П. Жадновой (1961, 1968). Она считает, что в Патомском нагорье выделяются толщи, одновозрастные бодайбинской подсерии. Однако предложенное ею сопоставление бодайбинской подсерии с вендскими отложениями окраин Сибирской платформы также вызывает некоторые возражения. При таком сопоставлении в первую очередь обращает внимание необъяснимый факт несоответствия мощностей ряда свит кадаликанской подсерии, выделяемых в Бодайбинском синклинории и Жуинско-Патомском прогибе. Например, согласно последней схеме сопоставления (Жаднова, 1961, 1968; Келлер и др., 1967), мощность кадаликанской подсерии в Бодайбинском синклинории, испытывавшем в рифее особенно интенсивное опускание, заметно меньше, чем в Жуинско-Патомском прогибе, где скорость прогибания была не столько велика (рис. 13). По схеме

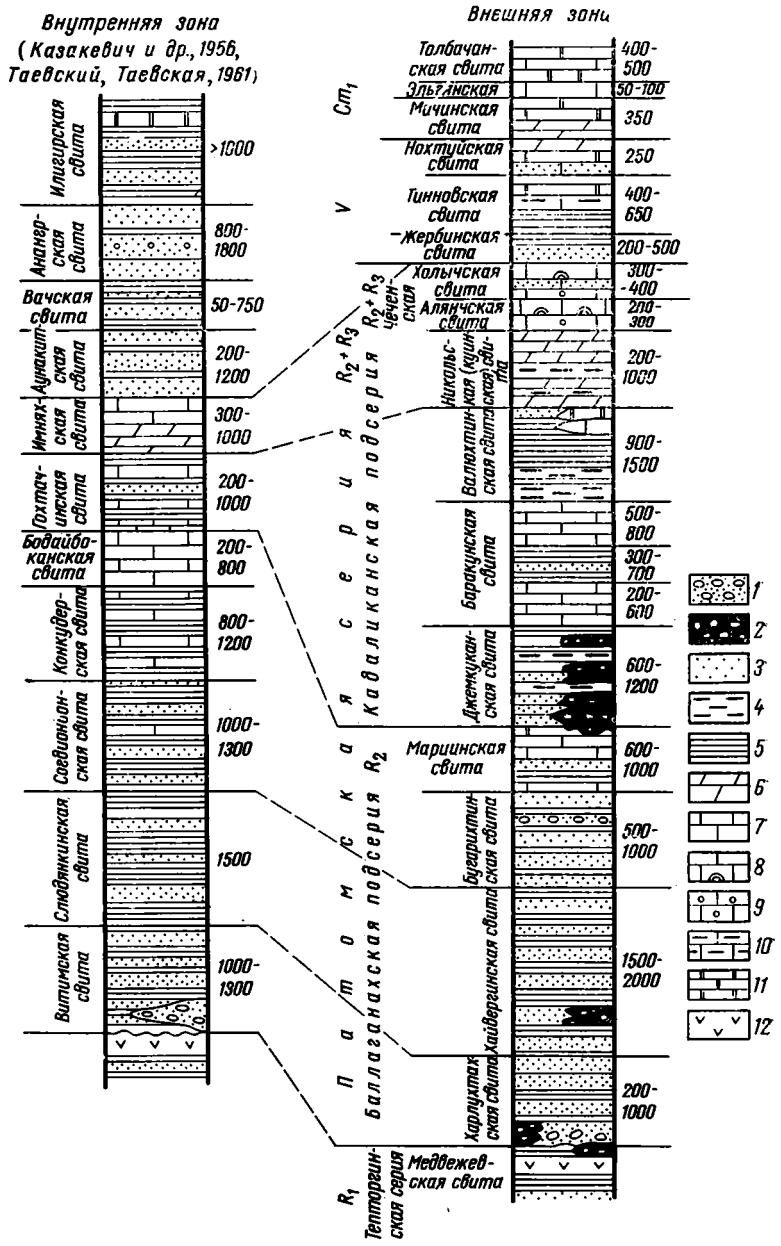


Рис. 13. Схема сопоставления разрезов рифея Бодайбинского синклинория и Жуинско-Патомского прогиба (по Б. М. Келлеру и др., 1967)

1 — конгломераты и гравелиты;
2 — тиллитоподобные породы;
3 — песчаники;
4 — алевролиты;
5 — сланцы;
6 — мергели;
7 — известняки;
8 — строматолитовые известняки;
9 — оолитовые известняки;
10 — битуминозные известняки;
11 — доломиты;
12 — эффузивы

Т. П. Жадновой, валюхтинская свита имеет мощность в Жуинском районе 1700 *м* против 100 *м* в Бодайбинском синклинории, жуинская и ченчинская — 2500 *м* против 300—1000 *м*; баракунская — 1350 *м* против 500—600 *м* и т. д.

По схеме, приведенной в работе Б. М. Келлера, Н. М. Семихатова и Н. М. Чумакова (1967), кадаликанскому комплексу Жуинско-Патомского прогиба мощностью до 6000 *м* в Бодайбинском синклинории соответствует всего от 500 до 2000 *м* синхронных по возрасту отложений.

Подобные несоответствия мощностей, вероятно, не могут быть объяснены предположением о некомпенсированном характере осадконакопления в Бодайбинском синклинории, так как там обломочные породы, песчаники и алевролиты распространены гораздо шире, чем в одновозрастных свитах кадаликанской подсерии Жуинской части прогиба, где в разрезе преобладают карбонатно-сланцевые толщи.

Кроме того, необходимо иметь в виду, что бодайбинская подсерия прорывается гранитами мамско-оронского и тельмамского комплексов, которые, вероятно, имеют довендский возраст. Следовательно, прорываемая гранитами бодайбинская подсерия имеет еще более древний возраст.

По нашему мнению, заслуживает внимания схема сопоставления, предложенная В. Л. Тихоновым и В. С. Аносовым (1966), которые пришли к выводу, что бодайбинской подсерии Патомского нагорья соответствуют верхи патомской серии, т. е. валюхтинская, жуинская и ченчинская свиты. Эта схема сопоставления хорошо устраняет отмеченные выше стратиграфические противоречия и представляется логичной с точки зрения истории развития рассматриваемых структур. Данная точка зрения отражена на схеме сопоставления разрезов (см. рис. 10).

Мы остановились на спорных вопросах сопоставления более подробно, так как от их правильного решения в значительной мере зависит решение тектонических вопросов, а именно проблема возраста складчатости, магматизма и метаморфизма Бодайбинского синклинория.

Вдоль южного борта Бодайбинского синклинория, у края Байкало-Витимского поперечного поднятия, мощность патомской серии заметно сокращается, баллаганахской подсерии соответствует там делюн-уранская свита, представленная в основании конгломератами и туфоконгломератами с прослоями песчаников (450—500 *м*). Выше следуют углистые филлиты, песчаники и кварциты, переслаивающиеся с основными, средними, реже кислыми эффузивами. Кадаликанская подсерия сложена здесь черными известняками и карбонатными сланцами с графитом, общей мощностью до 2500 *м*.

В Баргузино-Витимском синклинории, расположенном в центральной части внутренней зоны рифейской геосинклинали, наблюдается в общих чертах близкая последовательность осадочных пород, но осложненная появлением мощных и разнообразных по составу вулканитов и ассоциирующих с ними кремнистых пород.

Большие площади, занятые гранитами, и значительный метаморфизм пород не позволяют рассматривать стратиграфическую последовательность рифейских отложений с такими подробностями, которые известны для внешней зоны или Баргузинского синклинория. По отдельным участкам создается пока только общая картина строения толщ.

В разрезах рифея северного борта синклинория, в бассейне рек Катера, Анамакит и Уколкит, в основании располагаются базальные конгломераты, лежащие несогласно на вулканитах или гранитах нижнего протерозоя. Выше они сменяются зеленовато-серыми метаморфизованными песчаниками и алевролитами, нередко с покровами кератофиров, диабазов и их туфов, общей мощностью свыше 2000 *м* (уколкитская свита). Базальные конгломераты в основном состоят из

обломков метаморфизованных эффузивов нижнепротерозойской спилит-кератофировой формации муйской серии и гранитов муйского комплекса. Обломки эффузивов широко распространены и в песчаниках свиты.

Выше следует комплекс различнослоистых темных серицит-хлоритовых сланцев, алевролитов, углистых филлитов с горизонтами известняков и эффузивов (няндонинская свита), общей мощностью 1500—2000 *м*.

Верхняя часть разреза представлена мощной толщей (3000—4000 *м*) известняков и сланцев баргузинской свиты. Среди них выделяются темные известняки с прослоями кварц-углистых сланцев, а также светлые кристаллические известняки с чешуйками графита. В менее перекристаллизованных разностях известняков отчетливо видна оолитовая структура, а иногда встречаются строматолиты типа *Collenia*.

Разрез рифея венчается метаморфизованными терригенными породами, среди которых присутствуют покровы разнообразных эффузивов (янчуйская свита).

Центральная часть Баргузино-Витимского синклинория в основном занята гранитоидными массивами баргузинского комплекса. Среди них прослеживаются сравнительно небольшие площади, сложенные метаморфизованными рифейскими отложениями, превращенными нередко в кристаллические сланцы и гнейсы. Один из таких крупных участков развития рифейских отложений располагается в центральной части синклинория в верховьях р. Икат, где, судя по данным Е. В. Павловского, П. М. Хренова, В. Г. Беличенко (1954), В. П. Руднева (1957), Е. В. Павловского (1960), наблюдается последовательность разреза, в целом напоминающая описанную ранее для района р. Катеры. Разрез начинается сильно метаморфизованными песчаниками и сланцами с прослоями внутриформационных карбонатных конгломератов (суванихинская свита). Мощность разреза около 2000 *м*.

Выше расположена тилимская свита мощностью 1000—1800 *м*, сложенная голубоватыми мраморами. Она сменяется также карбонатной икатской свитой, в строении которой участвуют мраморы и филлитовидные сланцы. В верхах свиты преобладают доломитовые мраморы с графитом и тремолитом. В мраморах встречены строматолиты групп *Conophyton, Stratifera, Baicalia*. Латерально мраморы нередко фациально замещаются разнообразными сланцами. Мощность икатской свиты около 1500 *м*.

В разрезе прослеживаются отдельные покровы метаморфизованных кислых, средних и основных эффузивов.

В ряде мест Икатского хребта и Витимского плоскогорья на икатской свите с угловым несогласием залегают конгломераты и песчаники, объединяемые в бурундинскую свиту. В гальках конгломератов обнаружены как метаморфизованные породы рифея, так и прорывающие его граниты баргузинского комплекса (Павловский, и др., 1954; Руднев, 1957). Бурундинская свита параллелизуется с широко развитым в пределах Байкало-Витимского поднятия терригенным комплексом пород, подстилающих карбонатные толщи ленского яруса нижнего кембрия и относимого, вероятно, к венду.

Южнее, в верховьях рек Витима, Уды и Турки, т. е. у границы с ранними каледонидами Забайкалья, рифейские отложения на поверхность почти не выходят. Среди гигантских тел палеозойских гранитных интрузий там сохранились только отдельные участки, сложенные вулканогенно-осадочными нижнекембрийскими отложениями.

Формации рифея Байкальской складчатой области

Краткое рассмотрение основных черт стратиграфии разных районов Байкальской складчатой области позволяет выделить характерный формационный ряд осадочных пород, отражающий крупный тектонический этап развития области, продолжавшийся около 800—1000 млн. лет. В течение этого огромного промежутка времени накопилась толща (до 12—15 *км*) терригенных и терригенно-карбонатных пород, внутри которой не отмечено какого-либо существенного несогласия.

Исследования в направлении выделения формаций для отдельных участков области в свое время были проведены Е. В. Павловским, В. Г. Беличенко (1958) и И. К. Королюк (1962), что значительно облегчает поставленную задачу.

Для целей формационного анализа наиболее перспективными являются внешняя зона Байкальской области и районы Бодайбинского синклинория внутренней зоны. Для этих крупных структур достаточно определенно установлена стратиграфическая последовательность пород и изучен их вещественный состав. В данных структурах нижняя треть разреза рифея слагается однообразным терригенным комплексом пород, состоящим из кварц-полевошпатовых песчаников с горизонтами конгломератов, кварцитов, черных графитсодержащих филлитовых сланцев и редкими горизонтами карбонатных пород (см. рис. 10, 14). Песчаники состоят преимущественно из кварца (до 70%) и кислого плагиоклаза, а также микроклина и акцессорных минералов (сфен, циркон, турмалин). В основании разреза прослеживаются обычно 200—600 *м* гравелитов, конгломератов и песчаников, характеризующихся грубой зернистостью и угловатой формой обломков. В верхней части разреза появляются более тонкозернистые породы и нередко наблюдается ритмичное чередование песчаников с алевролитами и сланцами. Все эти признаки позволяют отнести терригенный комплекс пород к базальной аркозовой формации. С этой формацией тесно ассоциирует формация тиллитоподобных конгломератов, широко развитая вдоль бортов Тонодского и Чуйского антиклинориев. Тиллитоподобные конгломераты присутствуют как в основании аркозовой формации, так и в ее верхней части.

Возникновение аркозовой формации и формации тиллитоподобных конгломератов, отражающих начало нового этапа развития области, связано с интенсивным разрушением внутренних положительных структур, таких как Чуйско-Тонодско-Нечерского и Байкало-Витимского поднятий. Вместе с тем несомненен и тот факт, что обломочный материал поступал и со стороны платформы, вернее со стороны приподнятых краев дорифейских массивов, ограничивающих Байкальскую складчатую область. Об этом можно судить по району восточного обрамления Жуинско-Патомского прогиба в районе оз. Ничатка и р. Сень (см. рис. 11).

Источники сноса, как правило, были местными, разрушались преимущественно крупные гранитные и гранито-гнейсовые массивы. В пределах Чуйского, Тонодского и Нечерского антиклинориев источником обломочного материала являлись граниты угольканского и чуйского плутонических комплексов, а по восточной окраине области — куандинского комплекса. Пути переноса обломочного материала были относительно короткими; во время переноса он не подвергался значительной осадочной дифференциации. Тиллитоподобные конгломераты возникли в непосредственной близости от подножия крупных склонов раннерифейских поднятий и, как это убедительно показал Н. М. Чумаков (1965), не были связаны с древними оледенениями. Возможность поступления обломочного материала со стороны отдаленных участков платформенных массивов можно предполагать только для отдельных районов. В частности, на

вероятный снос с платформы, происходивший при накоплении чистых кварцевых песчаников основания голоустинской свиты, указывает И. И. Королюк (1962).

Во внешних зонах области базальная аркозовая формация в вертикальном направлении постепенно сменяется толщей чередования кварц-полевошпатовых песчаников, алевролитов и сланцев с карбонатными породами. Эта толща объединяется в терригенно-карбонатную формацию. Для пород формации отмечается ритмичное чередование песчаников с карбонатными сланцами и песчанистыми доломитами, что хорошо наблюдается в Бодайбинском синклинории. Для разреза вообще характерно появление значительного количества карбонатного вещества, входящего в состав цемента песчаников и алевролитов.

По направлению к внутренним поднятиям, а также к окраинам Байкальской складчатой области карбонатно-терригенная формация в латеральном направлении частично замещается аркозовой формацией, отличающейся, однако, повышенной карбонатностью цемента, а на севере области, в районе Уринского поднятия, замещается формацией тиллитоподобных конгломератов (рис. 14).

Дальнейшее развитие рифейских структур в среднем и верхнем рифее наложило определенный отпечаток на вертикальное и латеральное распределение формаций. На площади поднятий в это время продолжали накапливаться терригенно-карбонатные отложения, тогда как в прогибах, удаленных от источников сноса, отложились мощные толщи хемогенных и органогенных известняков и доломитов.

На площади всей внешней зоны складчатой области выделяются мощные толщи карбонатных и сланцевых пород, окрашенных в черный цвет, в связи с присутствием в них тонкораспыленного углистого вещества, вероятно, органического происхождения. Его содержание нередко достигает 20—30%. Эти толщи объединяются в формацию углистых известняков и доломитов. Типичными представителями этой формации являются баракунская и улунтуйская свиты, достигающие мощности 1000—2000 *м*. Среди известняков формации широко распространены оолитовые, онколитовые и строматолитовые разности. В Прибайкальском прогибе в углистых известняках присутствуют фосфориты, тесно связанные с кремнисто-карбонатными разностями пород.

Формация углистых известняков и доломитов выше сменяется характерной углисто-флишоидной формацией. В Прибайкальском прогибе она завершает разрез геосинклинальных формаций рифея (качергатская свита), тогда как в Жуинско-Патомском прогибе выше располагается формация рифогенных известняков и доломитов. Основной особенностью углисто-флишоидной формации является ритмичное чередование тонких прослоев углистых алевролитов, аргиллитов и сланцев, реже в чередовании участвуют тонкие прослои известняков. На поверхностях напластования встречаются разнообразные иероглифы. Породы обычно пиритизированы и сидеритизированы. С пиритизированными углистыми сланцами валюхтинской свиты ассоциирует золото, связанное с сульфидной минерализацией. В Бодайбинском синклинории формация углистых известняков и доломитов, а также углисто-флишоидная формация не выделяются. Этим формациям по возрасту соответствует углисто-граувакковая формация. Отсутствие мощных карбонатных толщ в Бодайбинском синклинории объясняется обильным поступлением в эту структуру обломочного материала со стороны соседнего Байкало-Витимского поднятия, расположенного на юге.

В Жуинско-Патомском прогибе рифейский ряд геосинклинальных формаций венчается широко развитой органогенной формацией рифогенных известняков и доломитов. Эта формация, достигающая мощности 1500—2000 *м*, сложена зеленоватыми и розоватыми известняками и

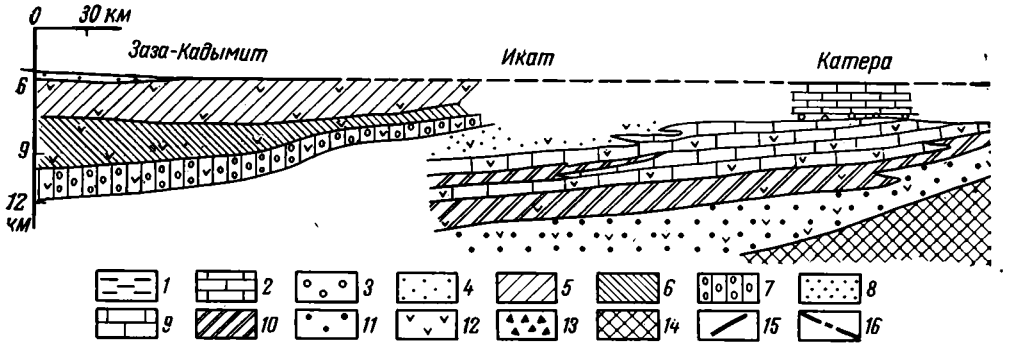


Рис. 14. Формационный профиль через Байкальскую складчатую область от р. Лены

1, 2 — платформенные формации: *1* — терригенно-карбонатные формации верхнего кембрия — ордовика, *2* — карбонатные формации ленского — амгинского ярусов кембрия; *3* — молассовая формация байкалид (вендский комплекс); *4* — молассовая формация каледонид (верхний кембрий); *5—7* — геосинклинальные образования ранних каледонид (верхи рифея — нижний кембрий): *5* — карбонатно-вулканогенный комплекс, *6* — карбонатно-терригенно-вулканогенный комплекс, *7* — терригенно-вулканогенный комплекс;

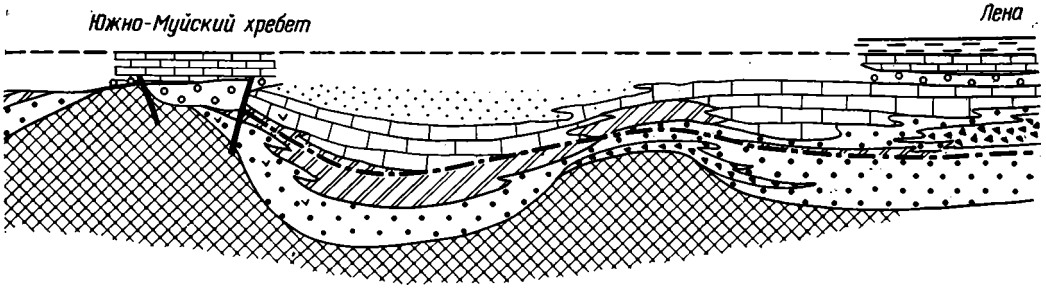
доломитами, возникшими в условиях резкого обмеления моря. Среди карбонатных пород выделяются мощные пласты, линзы и рифовые постройки, состоящие из строматолитовых и онколитовых известняков. Широко развиты оолитовые известняки и доломиты. В основании формации присутствует мощная толща ритмичного чередования слоев известняков и мергелей, образующих карбонатный флиш.

В Прибайкальском прогибе, приближенном к эвгеосинклинальной части складчатой области, эта формация латерально замещается углисто-флишоидной (качергатская свита), а в Бодайбинском синклинории на одном уровне с ней располагается толща грубослоистых граувакковых и полимиктовых песчаников и гравелитов анангарской свиты, слагающих грауваккову формацию.

Появление в верхах разреза Бодайбинского синклинория граувакковой формации мощностью до 1500 *м* позволяет предполагать существование к югу от него интенсивных поднятий, сложенных вулканогенными толщами муйского комплекса нижнего протерозоя. Разрушение их привело, в частности, к накоплению своеобразной граувакковой формации, имеющей орогенный облик, но в разрезе тесно связанной с подстилающими геосинклинальными формациями.

Формации прогибов внешней зоны и Бодайбинского синклинория в основном относятся к автохтонным образованиям, т. е. в процессе их накопления геосинклинальная область питалась в основном за счет внутренних ресурсов. Привнос обломочного материала со стороны Алданского и Ангарского платформенных массивов, по-видимому, происходил в сравнительно небольших масштабах и лишь в краевых частях области.

В связи с недостаточной изученностью, метаморфизмом пород и спорностью некоторых стратиграфических построений в пределах Баргузино-Витимского синклинория затруднительно выделить и обосновать определенные формации. Более целесообразно пока ограничиться установлением крупных литологических комплексов, отражающих эволюцию рифейской эвгеосинклинали. В целом для Баргузинско Витимского синклинория выделяется вертикальный ряд крупных литологических комплексов, близких по своему строению и последовательности к охарактеризованным ранее для внешней зоны области (см. рис. 14).



на севере до бассейна рек Заза — Кадымит на юге

8—13 — геосинклинальные образования байкалид (рифей):
8 — углисто-граувакковая формация,
9 — формации углистых известняков и доломитов, углисто-флишоидная, рифогенных известняков и доломитов,
10 — терригенно-карбонатная формация;
11 — базальная аркозовая формация,
12 — вулканогенные образования;
13 — формация тиллитоподобных конгломератов;
14 — дорифейские породы;
15 — разломы;
16 — линия условного стратиграфического уровня

В основании рифея, как и во внешней зоне, располагается терригенный комплекс пород, строение которого осложнено присутствием вулканогенных образований. Некоторые исследователи (Павловский, 1960; Салоп, 1964) предполагают в его основании несогласие, хотя особо убедительных данных для его доказательства пока нет. Состав осадочных толщ показывает, что в песчаниках наряду с зернами кварца, плагиоклаза и микроклина встречаются обломки основных и кислых эффузивов. Вместе с тем в них присутствует пирокластический материал, сингенетичный осадконакоплению. Очевидно, первостепенную роль при их формировании играли внутренние поднятия.

Вулканогенные породы распределены на площади неравномерно. Одни представлены кислыми и основными разностями и их туфами и нередко слагают половину всего разреза. Более широко развиты кислые эффузивы, преобладание которых отмечается в северной части Баргузино-Витимского синклинория. С вулканической деятельностью, вероятно, связано появление в разрезе горизонтов кремнистых и кремнисто-карбонатных сланцев, силицилитов, а также линзовидных тел магнетит-гематитового состава.

Карбонатно-терригенный комплекс, хорошо развитый по внешней зоне и выделяемый там в самостоятельную формацию, в Баргузино-Витимском синклинории прослеживается менее четко. В его строении помимо карбонатных и терригенных пород существенную роль играют углистые сланцы и известняки, а также вулканогенные толщи.

Для ряда участков синклинория отчетливо устанавливается комплекс черных углистых известняков и доломитов со строматолитами и онколитами, обычно завершающий разрез рифея (баргузинская, икатская свиты). Его строение осложняется появлением черных филлитовидных графит-карбонатных и кремнисто-карбонатных сланцев. Последние иногда содержат марганец, хотя рудные прослои не имеют большого площадного распространения. Они, как правило, достигают мощности 5—7 *м*, выклиниваясь на протяжении 500—1000 *м*.

Нередко сланцевые толщи почти нацело замещают известняки и доломиты.

Вулканогенные породы в разрезе формации отсутствуют или играют небольшую роль, будучи представлены кислыми эффузивами и их туфами.

Существование в самых верхах разреза рифея терригенного комплекса пород, напоминающего аналогичные образования Бодайбинского синклинория, предполагается для некоторых участков Баргузино-Витимского синклинория.

Например, в бассейне р. Катеры выше кристаллических известняков баргузинской свиты располагается толща серицитовых сланцев мощностью до 1500 *м*, в которой наблюдаются реликты косой слоистости (янчуйская свита).

Краткое рассмотрение вертикального формационного ряда рифейской геосинклинали Байкальской области показывает направленность в ее развитии. Рифейский этап распадается на три крупные стадии. В начальную стадию произошло заложение рифейской области и формирование ее внутренней структуры. В этот этап накопились мощные терригенные комплексы пород (аркозовая формация), возникшие в связи с разрушением внутренних и окраинных поднятий. В среднюю стадию развития происходило расширение трансгрессии и углубление бассейнов. В это время отложились терригенно-карбонатные и карбонатные формации, среди которых особую роль играла формация углистых известняков и доломитов. Конечная стадия геосинклинали характеризовалась появлением углисто-флишоидной и граувакковой формаций, которые на севере области, в Жуинско-Патомском прогибе, вероятно, частично замещаются органогенной формацией онколитовых и строматолитовых известняков и доломитов.

Расположенные выше формации, залегающие обычно несогласно, относятся к формациям орогенного класса и характеризуют новый этап развития области.

ОРОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ БАЙКАЛИД

Как отмечалось выше, на площади Байкальской области и по ее периферии на геосинклинальных породах рифея с размывом, а иногда и угловым несогласием залегают неметаморфизованные осадочные толщи, относимые по возрасту к верхам рифея — нижнему кембрию.

В составе верхнерифейских — раннепалеозойских отложений выделяются два крупных осадочных комплекса: нижний, преимущественно грубообломочный, и верхний, карбонатный. Обломочные образования отнесены нами к орогенным образованиям и названы терригенным (орогенным) комплексом (Клитин, Постельников, 1966). Карбонатный комплекс сложен отложениями платформенного типа. В них найдены нижне- и среднекембрийские окаменелости.

Описание орогенных пород сделано для крупных структурных подразделений Байкальской горной области раздельно. Они рассмотрены в краевой, приплатформенной, части области (Прибайкальский и Жуинско-Патомский прогибы), на Байкало-Витимском поднятии и в Баргузино-Витимском синклинории (рис. 15). Ниже показано, что орогенные образования и слагаемые ими тектонические формы в пределах этих структурных подразделений обладают своеобразными чертами. По структурному стилю и составу пород они отличаются от одновозрастных толщ и структур ранних каледонид юга Сибири и прилегающих участков Сибирской платформы, характеризуя самостоятельный орогенный этап геологической истории байкалид.

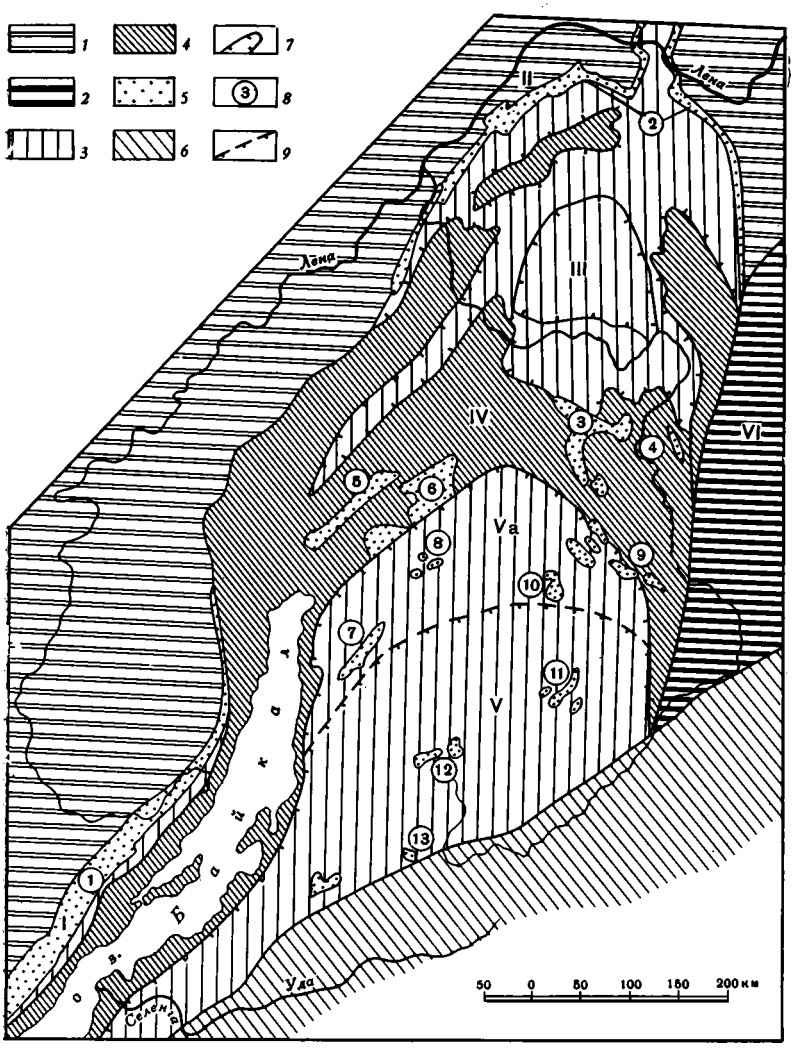


Рис. 15. Схема распространения орогенных образований в Байкальской складчатой области

1, 2 — Сибирская платформа;
1 — чехол;
2 — фундамент;
3 — 5 — Байкальская складчатая область:
3 — рифейские осадочные, метаморфические и магматические породы,
4 — нижне-среднепротерозойские метаморфические и магматические породы,
5 — орогенные образования;
6 — раннекаледонская складчатая область;
7 — контуры структур;
8 — описываемые в тексте участки;
9 — граница палеогеографических зон кембрия.
I — Прибайкальский прогиб;
II — Жуинско-Патомский прогиб;
III — Бодайбинский синклинорий;
IV — Байкало-Витимское поднятие;
V — Баргузино-Витимский синклинорий;
Va — северная часть Баргузино-Витимского синклинория;
VI — Алданский щит и Становая зона

Прибайкальский прогиб

Во внешней, приплатформенной, части орогенный комплекс пород наиболее полно развит в Прибайкальском прогибе (см. рис. 15, *I*), где к нему относятся хорошо изученные ушаковская и мотская свиты. На поверхности они прослеживаются в форме полосы шириной до 20 *км* и протяженностью свыше 300 *км* вдоль юго-восточного борта прогиба, от южной оконечности Байкала до верховьев реки Киренги.

Породы ушаковской и мотской свит смяты совместно с расположенными выше карбонатными толщами ленского яруса нижнего кембрия в линейные складки шириной от 2 до 10 *км* при длине 15—40 *км*. Складки, как правило, асимметричные, опрокинутые в сторону платформы. В их строении большую роль играют разломы, флексуры и небольшие надвиги, осложняющие крутые борта складок.

Ушаковская свита вдоль юго-восточного борта прогиба залегает с размывом на различных горизонтах байкальского комплекса рифея и по своему составу от него резко отличается, хотя отчетливое угловое несогласие в основании свиты проявлено не повсеместно. На отдельных участках, например, в бассейне р. Голоустной, ушаковские отложения залегают на породах качергатской свиты со скрытым несогласием.

Нижняя часть разреза ушаковской свиты на юге Прибайкальского прогиба, в бассейнах рек Ушаковки и Бугульдейки, сложена грубозернистыми зеленовато-серыми песчаниками и гравелитами с мощными линзами конгломератов, средняя — песчаниками, гравелитами, конгломератами с отдельными прослоями алевролитов, а верхняя — преимущественно полимиктовыми, слюдистыми, грубослоистыми песчаниками. Мощность свиты достигает 1000—1200 *м*.

Конгломераты в основании свиты нередко слагают крупные линзы мощностью до 100—120 *м*. Гальки конгломератов состоят главным образом из местных пород, подстилающих ушаковскую свиту. В их составе особенно много протерозойских гранитов приморского комплекса, выходящих на поверхность по северо-западному побережью оз. Байкал, кварцитов, различных гнейсов, а также разнообразных осадочных пород байкальского комплекса рифея. Размер основной массы галек менее 5 *см*, хотя встречаются отдельные валуны до 0,5—1,5 *м* в поперечнике. Гальки хорошо окатаны. Цемент конгломератов песчаный, очень плотный. Сортированности галек по размеру нет. Наибольшее количество грубообломочных пород в разрезе ушаковской свиты наблюдается в юго-западной части Прибайкальского прогиба, в бассейне р. Большой. В северо-восточной части прогиба конгломераты почти нацело исчезают из разреза; в этом направлении происходит и постепенное сокращение мощности свиты.

В песчано-конгломератовой толще иногда наблюдается ритмичное переслаивание пород. Каждый ритм, начинающийся конгломератами и оканчивающийся песчаниками, имеет мощность от 8 до 35 *м*. Вверх по разрезу ушаковской свиты конгломераты постепенно исчезают, и в ее составе основную роль начинают играть зеленовато-серые полимиктовые песчаники, кластический материал которых плохо окатан и не отсортирован. В нем, помимо кварца и полевого шпата, содержатся обломки амфиболитов, пироксенов и эффузивов. Песчаники крупно- и среднезернистые, толстослоистые. На поверхности наслоения изредка встречаются знаки волновой ряби.

В разрезах верхней половины ушаковской свиты подчиненное значение имеют темные алевролиты, глинистые сланцы и мелкозернистые песчаники.

Е. В. Павловский и А. И. Цветков (1938, 1939), а также И. К. Королюк (1962) показали, что обломочный материал при формировании

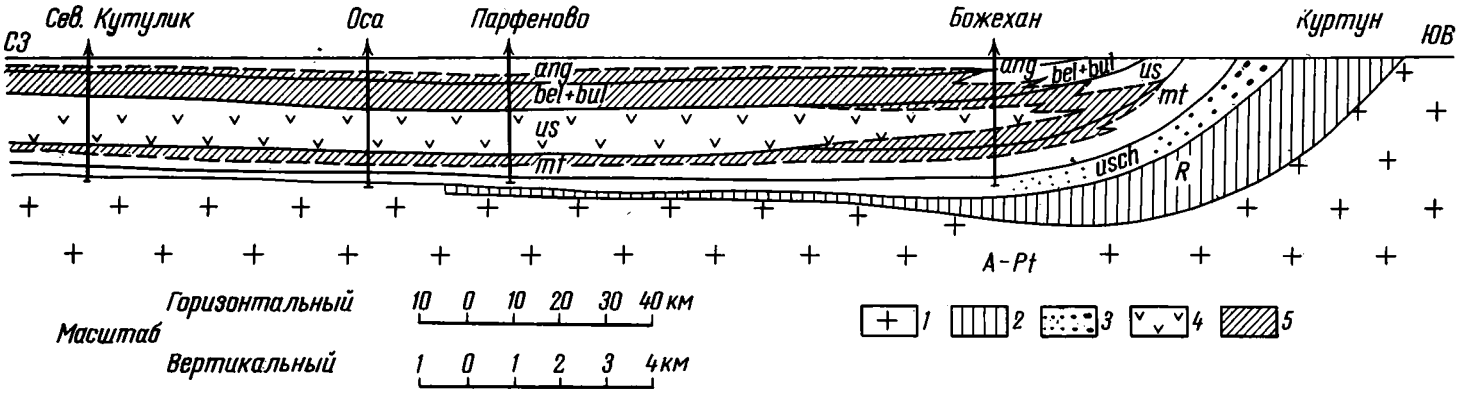


Рис. 16. Схематический профиль через юго-восточный борт Сибирской платформы (Ангаро-Ленская зона) от р. Куртун до р. Северный Кутулик. Составлен на основании буровых данных и материалов И. К. Королюк, Я. К. Писарчик и др.

1 — архейские и протерозойские кристаллические породы (A—Pt);
2 — байкальский геосинклинальный комплекс (R);
3 — конгломераты;
4 — соленосная толща;
5 — подсоленосная и надсоленосная толщи.

Вендский комплекс:
usch — ушаковская свита,
mt — мотская свита;

Нижнекембрийские свиты:
us — усольская и ее аналоги,
bel+bul — бельская и булайская нерасчлененные,
ang — ангарская

ушаковской свиты поступал с юго-востока, т. е. со стороны байкальских складчатых сооружений, возникших в конце докембрия.

Ушаковская свита вверх по разрезу постепенно сменяется мотской свитой, сложенной в нижней части преимущественно серыми косослоистыми песчаниками и алевролитами, которые выше переходят в пестроцветные, обычно красноцветные сланцы и доломитовые мергели с прослойками ангидритов и псевдоморфозами по каменной соли. Иногда встречаются водорослевые и оолитовые доломиты. Общая мощность свиты 350—450 *м*. Среди сланцев в верхней половине свиты обнаружены остатки трубчатых червей *Sabellidites cembriensis* и бурые водоросли *Laminarites*. Некоторые исследователи эти слои с ископаемыми остатками относят к самым низам кембрийской системы (Жарков, Кузнецов, 1964). Абсолютный возраст глауконита из нижней половины мотской свиты в бассейне р. Ушаковки, по данным лаборатории ВСЕГЕИ (Н. И. Полевая), 609 млн. лет.

В верхах разреза мотской свиты широко развиты доломиты серые и темно-серые, с розоватыми и коричневатыми оттенками, а также прослои гипсов и ангидритов. Присутствуют прослои глинистых и песчано-глинистых, битуминозных, серых и черных сланцев.

Мотская свита в Прибайкальском прогибе постепенно сменяется однообразными светло-серыми доломитами, доломитовыми известняками ленского яруса кембрия, широко развитыми в пределах Сибирской платформы.

По направлению в глубь Иркутского амфитеатра, по данным глубокого бурения происходят значительные изменения в строении и мощностях ушаковской и мотской свит. Хотя глубоких скважин в настоящее время явно недостаточно, а схемы сопоставления разрезов, вскрытых скважинами, с разрезами Прибайкалья нередко противоречивы, можно заключить, что в северо-западном направлении, т. е. в сторону Сибирской платформы, из состава рассматриваемых свит происходит постепенное исчезновение грубого обломочного материала. В этом направлении (рис. 16) происходит замещение конгломерато-гравелитовых толщ ушаковской свиты песчано-сланцевыми, причем мощность свиты в районе Осы и Атовки, в 150 *км* от юго-восточного борта прогиба, сокращается до 200 *м* вместо 1000—1200 *м* в Прибайкалье, а несогласие в основании свиты исчезает (Королюк, 1962; Перспективы нефтегазоносности Восточно-Сибирской платформы, 1968). Свита там имеет типичный платформенный облик и участвует в строении осадочного чехла Сибирской платформы.

Терригенно-карбонатная мотская свита, вероятно, частично замещается сульфатно-галогенными образованиями и слагает основание мощной эвапоритовой формации нижнего кембрия юга Сибирской платформы (Королюк, 1962; Замараев, 1967).

Бурением показано также постепенное замещение части карбонатных пород ленского яруса соленосными. Соленосные толщи сложены часто переслаивающимися между собой пластами каменной соли, доломитами, доломито-ангидритами и ангидритами. Преобладающей породой является каменная соль, мощность отдельных пластов которой достигает 150 *м*.

Жуинско-Патомский прогиб

В северной части Байкальской области к орогенным образованиям с некоторой долей условности можно отнести своеобразные косослоистые кварцевые песчаники с глауконитом жербинской свиты и лагунные пестроцветные песчаники и алевролиты юедейской (пестроцветной)

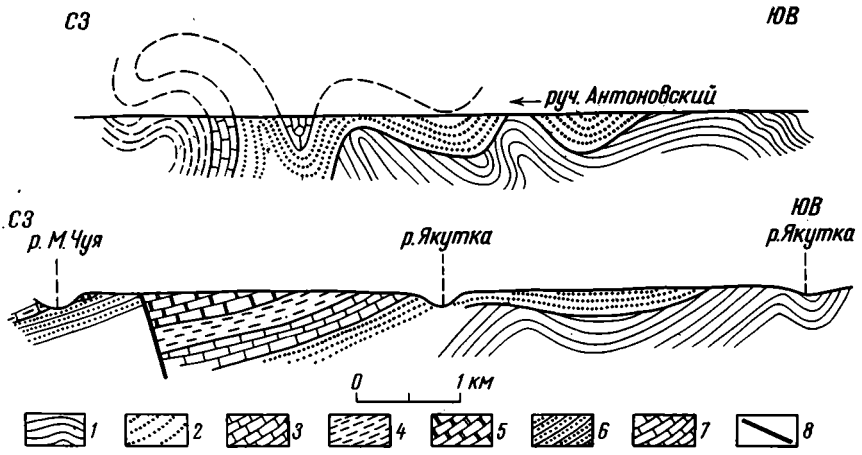


Рис. 17. Несогласное залегание жербинской свиты на валюхтинской свите рифея по руч. Антоновскому и р. Якутке, бассейн р. Малой Чуи. По В. К. Головенку

1—3 — рифей:
1 — сланцы валюхтинской свиты,
2 — песчаники жербинской свиты,
3 — известняки тиновской свиты;
4—6 — кембрий:
4 — песчаники и аргиллиты пестроцветной свиты,
5 — известняки и доломиты ленского яруса,
6 — красноцветные отложения верхоленской свиты;
7 — ордовик — пестроцветные известняки усть-кутской свиты;
8 — разлом

свиты, а также расположенные между ними известняки тиновской свиты. По составу эти свиты заметно отличаются от типичных орогенных образований. Жербинская и юедейская свиты структурно тесно связаны с подстилающими толщами патомской серии рифея и перекрывающими их известняками и доломитами ленского яруса нижнего кембрия. Они либо слагают ядра узких линейных синклиналей рифейского Жуинско-Патомского прогиба, либо выходят вдоль бортов Нюйско-Пеледуйской и Березовской нижнепалеозойских впадин, граничащих с Жуинско-Патомским прогибом. Описанию структур этого прогиба посвящен особый раздел. Жербинская свита залегает обычно с размывом, но согласно на карбонатных толщах жуинской и ченчинской свит рифея. Следы размыва наблюдаются в основании свиты в виде карманов глубиной до 1,5 *м*. Вдоль северо-западного борта Чуйского антиклинория в бассейне р. Малой Чуи, по данным В. К. Головенка, жербинская свита местами залегает с угловым несогласием на сланцах валюхтинской свиты (рис. 17). В основании свиты обычно прослеживаются горизонты и линзы среднегалечных конгломератов и гравелитов. Выше следуют серые и зеленовато-серые массивные косослоистые кварцевые песчаники с глауконитом. Содержание глауконита иногда достигает 5%. Мощность свиты по северной окраине Жуинско-Патомского прогиба до 500—700 *м*.

Косая слоистость в отдельных пачках очень напоминает слоистость аллювиальных отложений. Почти чисто кварцевый состав пород свиты и хорошая окатанность позволяют предполагать, что обломочный материал испытал длительный перенос (Архангельская и др., 1960).

В последнее время для жербинской свиты приводятся цифры определения абсолютного возраста глауконита, равные 585, 590, 600 млн. лет (Гаррис и др., 1964; Казаков и др., 1965). Эти данные позволяют относить жербинскую свиту к вендскому (юдомскому) комплексу верхов рифея (Келлер и др., 1967).

Глауконитовые кварцевые песчаники сменяются выше темными битуминозными известняками и доломитами тиновской свиты со специфи-

ческим «запахом керосина». В свите широко развиты черные комковатые и ноздреватые известняки, а также карбонатные брекчии. Мощность тиновской свиты колеблется от 100 до 600 *м*.

Следующая выше юедейская (пестроцветная) свита представлена красно-бурыми и вишневыми песчаниками и аргиллитами с горизонтами гипса, доломитов, а иногда и каменной соли, причем установлено, что в отложениях свиты вблизи окраин Патомского нагорья преобладают терригенно-карбонатные толщи, которые в западном, северном и восточном направлениях частично замещаются галогенными образованиями (Архангельская и др., 1960; Замараев, 1967). Мощность свиты колеблется от 200 до 600 *м*. Ее возраст, вероятно, нижнекембрийский, так как восточнее, в бассейне р. Токко, в осыпях юедейской свиты была обнаружена фауна археоциат, а еще восточнее, на северном склоне Алданского щита — трилобиты, брахиоподы, гиолиты и водоросли (Журавлева, 1959 и др.). Предполагается, что эта фауна юедейской свиты характеризует наиболее древний биостратиграфический горизонт нижнего кембрия Восточной Сибири.

Юедейская свита согласно переходит выше в относительно однообразные известняки и доломиты ленского яруса, широко распространенные в пределах Сибирской платформы.

Байкало-Витимское поднятие

На Байкало-Витимском поднятии в современном эрозионном срезе сохранились реликты впадин, выполненных орогенными толщами и перекрывающими их карбонатными породами. Впадины приурочены к зонам разломов северо-западного и северо-восточного направлений. На востоке, в бассейне среднего Витима, расположена Средне-Витимская (см. рис. 15, *3*) и Талоинская (см. рис. 15, *4*) впадины; на западе, в пределах Северо-Байкальского нагорья — Холоднинская (см. рис. 15, *5*), Ангаро-Мамская (см. рис. 15, *6*) и две небольшие впадины по рекам Олокиту и Кичере. Осадочные отложения, заполняющие впадины, трансгрессивно залегают на подстилающих метаморфических толщах преимущественно нижнего протерозоя.

Все перечисленные впадины относятся к нормальным или односторонним грабенам, ограниченным сбросами или крутыми надвигами (рис. 18). Разломы играют большую роль и во внутренней структуре впадин. Дислоцированность осадочных отложений весьма неравномерна, обычно интенсивность дислокаций резко увеличивается вблизи разрывов. Простирания отдельных складок, моноклиналей и флексурных перегибов внутри впадин согласуются с простираниями крупных разрывов. Нередки торцовые сочленения структур. Общее простирание впадин совпадает с простиранием всего Байкало-Витимского поднятия (см. рис. 15).

Рассмотрим строение наиболее крупных впадин и выполняющих их толщ.

Средне-Витимская впадина является относительно хорошо изученной орогенной структурой Байкало-Витимского поднятия. Впадина расположена в бассейнах рек Янгуды, Мамакана и Киляны. Она состоит из двух грабенов северо-западной ориентировки: северного — Янгудско-Мамаканского (длина 80 *км*) и южного — Килянского (90 *км*). Их соединяет поперечная грабен-синклиналь Каалу протяженностью около 45 *км*. Выходы осадочных отложений Средне-Витимской впадины окружены полями метаморфических пара- и ортопород нижнего протерозоя; на юго-востоке они граничат с кристаллическими образованиями Северо-Муйской глыбы.

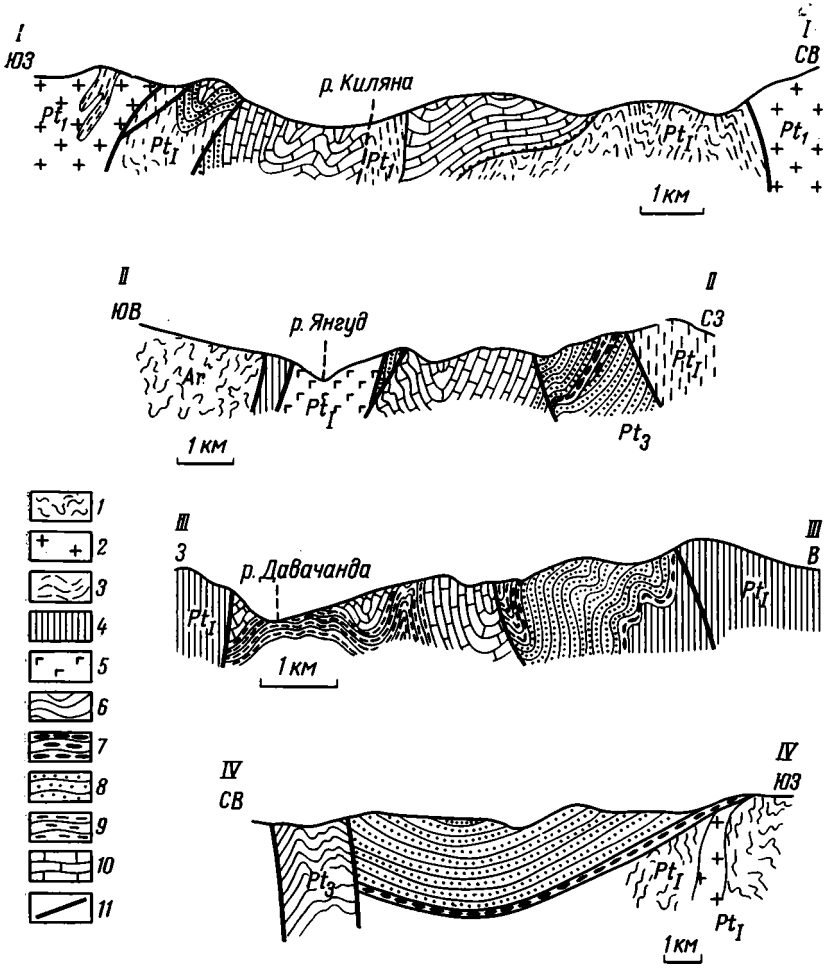


Рис. 18. Геологические разрезы через орогенные впадины на Байкало-Витимском поднятии (по Л. И. Салопу, 1954, 1964, 1967)

Разрезы:
I—I — через Килянский грабен Средне-Витимской впадины;
II—II — через Янгудо-Мамаканский грабен Средне-Витимской впадины;
III—III — через Талоинскую впадину;
IV—IV — через Холоднинскую грабен-синклиналь в верховьях р. Чаи

1—6 — метаморфические образования фундамента впадин:
1 — гнейсы и ортосланцы,
2 — гнейсовидные граниты,
3 — метаморфизованные эффузивы,
4 — серпентиниты и лиственниты,
5 — габброиды;
6 — филлиты с горизонтами метадиабазов и мраморов;
7—10 — отложения, заполняющие впадины:
7 — конгломераты,
8 — песчаники и алевролиты,
9 — мергели и глинистые сланцы,
10 — известняки и доломиты;
11 — разломы

Внутренняя тектоническая структура и стратиграфия осадочных пород Средне-Витимской впадины наиболее подробно рассмотрены в работах Л. И. Салопа (1954, 1964, 1967), В. Л. Тихонова (1958, 1959) и М. М. Язмира (1968).

Нижний терригенный комплекс в Средне-Витимской впадине назван Л. И. Салопом мамаканской «надсвитой», верхний карбонатный — янгудской «надсвитой». Мы будем называть их подсериями.

Отложения мамаканской подсерии наиболее полно представлены в Янгудо-Мамаканском грабене и на северо-западе грабен-синклинали

Каалу. Ее стратиграфический разрез начинается грубообломочными толщами гукитской и нижней падроканской свит [1].

Зелено-серые песчаники, зеленые и пестрые конгломераты гукитской свиты распространены только на отдельных участках по бортам Янгудо-Мамаканского грабена, где трансгрессивно залегают на нижнепротерозойских образованиях, реже — на рифейских. Мощность свиты на западном борту грабена, в бассейне левых притоков Правого Мамакана, достигает 700 *м*, а на северо-восточном его борту, по левым притокам р. Янгуды, не превышает 180 *м*, уменьшаясь до полного выклинивания (Салоп, 1964). Нижняя падроканская свита сложена красными и пестрыми конгломератами с прослоями песчаников, особенно многочисленными в верхах свиты. Она согласно залегает на гукитских отложениях или трансгрессивно перекрывает метаморфические толщи. Мощность нижней падроканской свиты колеблется от нескольких десятков до 1000 *м* и более. В составе обломков гукитской и нижней падроканской свит экзотические породы отсутствуют. Конгломераты и песчаники граувакового типа плохо сортированы. Это свидетельствует о местных источниках сноса.

Верхняя падроканская свита сложена красными, зелено-серыми, бурыми, лиловыми преимущественно полимиктовыми песчаниками со слюдисто-карбонатным, слюдисто-кварцевым и гематитовым цементом. В толще песчаников на разных уровнях встречены прослои и пачки гравелитов, конгломератов, алевролитов, песчанистых доломитов и глинистых сланцев. Песчаники чаще всего неслоистые, толстоплитчатые, но нередки также отчетливо слоистые пачки с параллельной волнистой и косой слоистостью, знаками ряби и трещинами усыхания на поверхности. В бассейне р. Правый Мамакан в северо-западной части Янгудо-Мамаканского прогиба мощность свиты максимальная — порядка 5000 *м*, в бассейне р. Янгуды на юго-востоке грабена она колеблется от 600 до 1500 *м* (Салоп, 1964).

Сидельтинская свита венчает разрез мамаканской подсерии. Она состоит из пестрых карбонатных пород, песчаников, мергелей, глинистых сланцев, часто переслаивающихся между собой. Преобладают песчанистые доломиты и кварцевые песчаники. В породах встречены глиптоморфозы по каменной соли. Мощность сидельтинской свиты в бассейне р. Правый Мамакан 600 *м*, а по р. Янгуде 320 *м*.

Общая мощность пород мамаканской подсерии в разных частях Янгудо-Мамаканского грабена также резко меняется. На юго-востоке грабена она составляет 1—2 *км*. На западе грабена, в районе сочленения его с грабен-синклиналью Каалу, Л. И. Салоп оценивает мощность терригенного комплекса в 7500 *м*.

Терригенный комплекс резко сокращенной мощности распространен по северо-западному и юго-западному краям Северо-Муйской глыбы, в пределах грабенов Килянского и Каалу. Мощность образований на этих участках изменяется от 40 *м* (в бассейне р. Киляны) до первых сотен метров. По-видимому, эти обломочные отложения соответствуют лишь верхней части мамаканской подсерии Янгудо-Мамаканского прогиба, представляя как бы базальный обломочный горизонт мощной толщи карбонатных пород янгудской подсерии.

Отложения янгудской подсерии отличаются фациальной выдержанностью, не испытывают резких колебаний в мощности и составе пород, характерных для мамаканской подсерии. Янгудская подсерия сложена серыми доломитами и известняками нижней янгудской свиты и тонко-

[1] Возможно, что гукитскую свиту не следует выделять в качестве самостоятельной, а включать в состав нижней падроканской свиты.

слоистыми известняками, пестрыми мергелями верхней янгудской свиты (Язмир, 1968). Видимая мощность подсерии 2—3 *км*.

Осадочные отложения, заполняющие небольшую и узкую Талоинскую впадину, также подразделяются на терригенный и карбонатный комплексы. Мощность терригенного комплекса около 2000 *м*, видимая мощность карбонатного комплекса 1200—1300 *м* (сохранился, по-видимому, только ленский ярус). В целом разрез осадочных отложений Талоинской впадины принципиально не отличается от описанного для Средне-Витимской впадины, в особенности для районов бассейна р. Янгуды.

Ангаро-Мамская впадина, расположенная на территории Верхне-Ангарского хребта, включает Асениктинскую и Иномакитканскую грабен-синклинали. Обе синклинали имеют северо-восточное простирание, каждая при ширине 15—30 *км* протягивается на 100 и более километров. В верховьи р. Правый Мамакан эти грабен-синклинали соединены поперечной перемычкой.

Холоднинская (Верхнечайская) впадина расположена между верховьями рек Холодной и Левой Мамы. Осадочные породы Холоднинской впадины образуют крупную простую грабен-синклиналь северо-восточного простирания. Северо-западное крыло грабен-синклинали оборвано крупным сбросом (см. рис. 18, разрез IV). Размеры ее (по выходам осадочных пород на поверхность) — 110×10—15 *км*.

Терригенный комплекс во впадинах на Северо-Байкальском нагорье состоит из холоднинской и тукаломийской свит, карбонатный представлен отложениями согласно залегающей выше кооктинской свиты.

Холоднинская свита заполняет Холоднинскую грабен-синклиналь, в пределах которой она относительно хорошо изучена. Она составляет также нижнюю часть осадочных толщ грабенов Ангаро-Мамской впадины. В Холоднинской грабен-синклинали отложения свиты трансгрессивно, с резким несогласием залегают на метаморфических образованиях нижнего протерозоя и рифея. Разрез ее начинается базальными конгломератами мощностью от нескольких до первых сотен метров. Конгломераты плохо отсортированы, причем состав галек и валунов находится в прямой зависимости от состава подстилающих и близлежащих кристаллических пород. Вверх по разрезу свиты размеры обломочного материала пород быстро убывают. Основная часть свиты сложена разноцветными песчаниками, алевролитами, реже аргиллитами. В верхах разреза свиты большую роль играют алевролиты. Преобладают полимиктовые породы зелено-серого и бурого цветов. Обломочный материал песчаников и алевролитов обычно плохо окатан. Песчаники часто косослоистые. Для всего разреза холоднинской свиты характерны внутриформационные перемывы. Видимая мощность холоднинской свиты в бассейнах рек Холодной и Чаи достигает 2800 *м*, а в более полных разрезах Ангаро-Мамской впадины, вероятно, превышает 3000 *м* (Салоп, 1964) [1].

В грабен-синклиналях Верхне-Ангарского хребта на холоднинской свите согласно залегает тукаломийская свита — сероцветные известняки, алевролиты и мелкозернистые песчаники. Для свиты в целом характерна тонкая отчетливая слоистость, частое чередование разных пород. На поверхностях напластования встречаются знаки ряби, следы ползания червей. Мощность тукаломийской свиты 400—650 *м*.

Карбонатный комплекс — кооктинская свита — в Ангаро-Мамской впадине сложен массивными серыми известняками с прослоями карбонатных брекчий и внутриформационных конгломератов. Видимая мощность свиты 2000—2500 *м*.

[1] М. М. Язмир (1968) приводит цифру 4500 *м*.

Холоднинскую свиту Л. И. Салоп параллелизует с нижней и верхней падроканскими свитами, тукаломийскую — с сидельтинской свитой, кооктинскую свиту — с янгудской подсерией.

Из приведенных описаний видно, что терригенный и карбонатный осадочные комплексы сходны во всех впадинах Байкало-Витимского нагорья. Терригенный и карбонатный комплексы в совокупности составляют единую трансгрессивную осадочную серию, начинающуюся орогенными грубообломочными породами и заканчивающуюся морской карбонатной толщей платформенного облика.

О возрасте терригенного и карбонатного комплексов Байкало-Витимского поднятия известно следующее. В карбонатных отложениях нижней и верхней янгудских свит Средне-Витимской впадины содержатся многочисленные трилобиты, археоциаты, водоросли и губки (подробнее см.: Л. И. Салоп, 1964; Язмир, 1968). Этими окаменелостями наиболее достоверно датируются отложения ленского и амгинского ярусов нижнего — среднего кембрия. В разрезах янгудской подсерии Средне-Витимской впадины к ленскому ярусу, по данным Л. И. Салопа, относятся нижние 1100—1700 *м* этой карбонатной толщи. М. М. Язмир по комплексу окаменелостей, содержащихся в янгудской подсерии, считает, что нижняя янгудская свита по стратиграфическому объему соответствует боградскому — обручевскому горизонтам нижнего кембрия. Остатки трилобитов ленского яруса обнаружены также в средней части разреза кооктинской свиты в Ангаро-Мамской впадине (Салоп, 1964). В 1966 г. Б. А. Далматов в верхах разреза кооктинской свиты Ангаро-Мамской впадины обнаружил археоциаты и трилобиты амгинского яруса (Язмир, 1968).

Терригенный комплекс палеонтологически охарактеризован только микрофоссилиями (списки форм см.: Язмир, 1968). Его состав, мощности и стратиграфический объем на разных участках сильно варьируют. Л. И. Салоп (1964) отнес мамаканскую подсерию к алданскому ярусу нижнего кембрия, а М. М. Язмир (1968) считает ее возраст вендским. Последнее предположение подтверждается находками окаменелостей наиболее древнего (боградского) горизонта нижнего кембрия в основании янгудской подсерии. Не исключено, что нижние части разреза мощной мамаканской подсерии имеют еще более древний возраст.

Северная часть Баргузино-Витимского синклинория

На площади синклинория, в зоне, пограничной с Байкало-Витимским поднятием, также сохранились небольшие впадины. Выполняющие их толщи имеют черты сходства с описанными выше комплексами. К ним относится грабен на северо-востоке Баргузинского хребта (см. рис. 15, *7*), впадины в бассейне р. Катеры (см. рис. 15, *8*), в бассейне р. Бамбуйки (см. рис. 15, *9*), и в Южно-Муйском хребте на водоразделе рек Горбылка и Уакита (см. рис. 15, *10*). При характеристике этих образований нами использованы материалы Л. И. Салопа (1964), М. М. Язмира (1968), Ф. К. Волколакова и др. (1964), неопубликованные данные работников Иркутского и Бурятского геологических управлений П. Ч. Шобогорова, А. В. Колесникова, З. М. Анисимовой, Д. Жалсабона.

Терригенный и карбонатный комплексы в бассейне р. Катеры пространственно приурочены к зоне крупного разлома и сохранились в мелких грабен-синклиналях площадью до нескольких квадратных километров (рис. 19, *1*). Грубообломочные образования низов осадочного разреза известны также в виде небольших эрозионных останцов.

На северо-востоке Баргузинского хребта, в бассейнах рек Светлой и Томпуды, орогенные отложения залегают в сложном грабене северо-

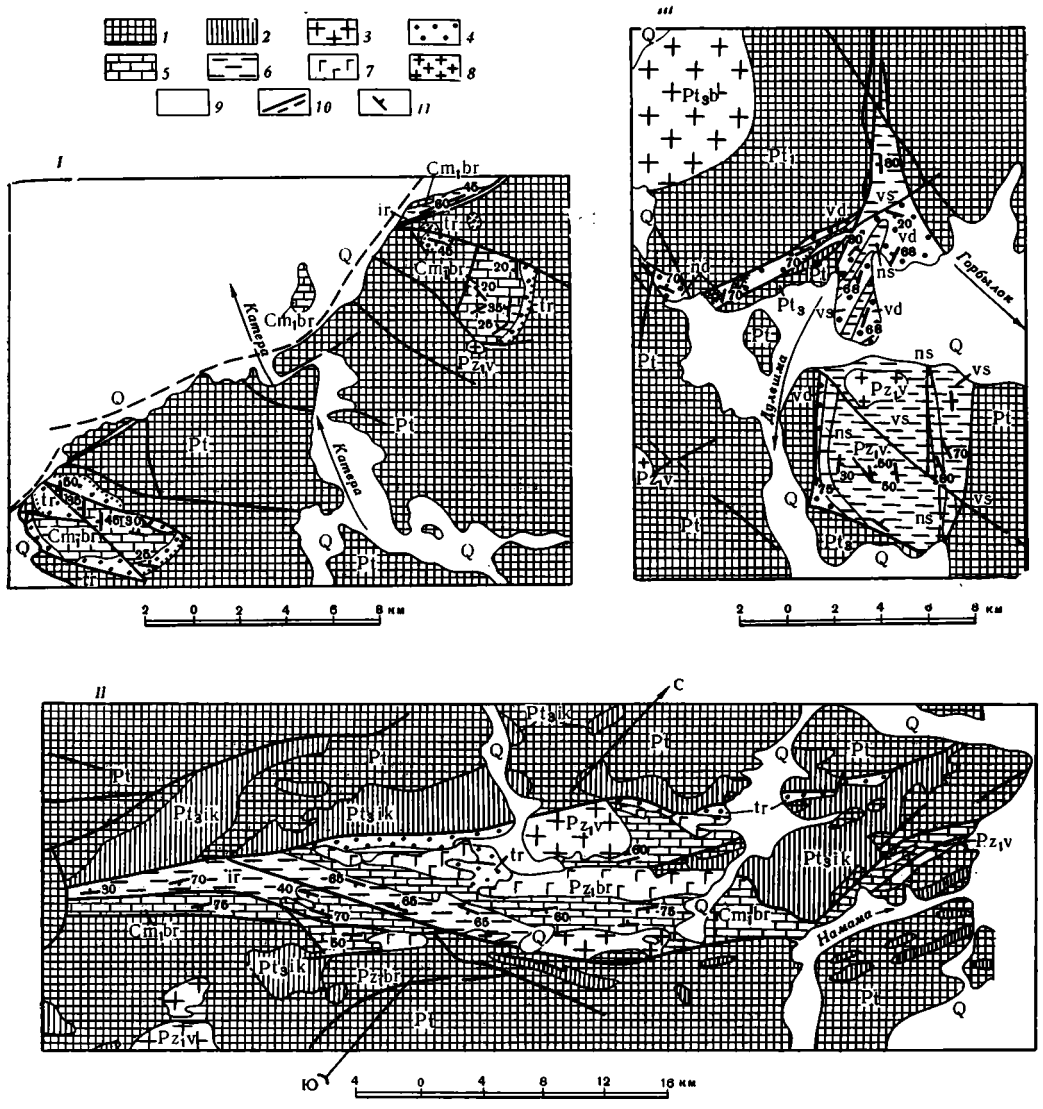


Рис. 19. Схематические геологические карты участков распространения орогенных отложений в северной части Баргузино-Витимского синклинория

I — бассейн р. Катеры (по П. Ч. Шобогорову);
II — северо-восток Баргузинского хребта (по А. В. Колесникову, З. М. Анисимовой, Л. И. Салопу);
III — Южно-Муйский хребет (по Д. Жалсабону, с изменениями)

1 — 3 — геосинклинальные образования:
1 — протерозойские (Pt);
2 — основные интрузии икатского комплекса (Pt_3ik);
3 — гранитоиды баргузинского комплекса (Pt_3b);
4 — орогенные образования, юдомский комплекс (свиты: tr — туринская, nd — нижняя дулешминская, vd — верхняя дулешминская);
5 — 9 — платформенные образования:
5 — нижний кембрий, бирамьинская свита (br).
6 — средний и верхний кембрий (свиты: ir — иркандинская, ns — нижняя санская, vs — верхняя санская);
7 — габбро и габбро-диабазы бирамьинского комплекса (Pz_1br);
8 — гранитоиды витимканского комплекса (Pz_1v),
9 — четвертичные отложения;
10 — разломы;
11 — элементы залегания пластов

восточного простирания. Протяженность грабена 57 *км*, ширина в центральной части около 100 *км* (см. рис. 19, *II*). Грабен расположен среди рифейских вулканогенно-осадочных и интрузивных пород; его простирание совпадает с общей северо-восточной ориентировкой структур района. По своей структуре грабен представляет сложную синклиналь, отчетливо выраженную в его южной половине. Углы падения на крыльях синклинали — 50—70°. Относительно хорошо сохранилось северо-западное крыло синклинали, в пределах которого обнажены наиболее полные ее разрезы.

В бассейне р. Бамбуйки известны несколько участков распространения орогенных накоплений. Наиболее изучены терригенный и карбонатный комплексы в среднем течении р. Бамбуйки (Волколаков и др., 1964; Кибанов, 1966). Они залегают в двух разобщенных структурах северо-западного простирания: грабен-синклинали у устьев рек Голюбе и Чулегмы и грабен-моноклинали на участке впадения рек Огне и Аматкана. Эти структуры осложнены продольными и поперечными разрывами.

В Южно-Муйском хребте осадочные образования санской серии сохранились в меридиональной грабен-синклинали, приуроченной к центральной части крупной синклинали, заполненной породами уакитской серии и более древними образованиями (см. рис. 19, *III*). Протяженность грабен-синклинали — 20 *км*, ширина — до 7 *км*. В верховьях р. Дулешмы от нее отходит разлом юго-западного направления. Вдоль этого разлома в грабене сохранилась узкая полоса отложений низов осадочного разреза, характеризующаяся крутым моноклинальным залеганием.

Осадочные толщи, заполняющие впадины, на севере Баргузинского хребта и в бассейне р. Бамбуйки отчетливо подразделяются на терригенный и карбонатный комплексы. Нижний терригенный комплекс осадочных пород — турикская свита — в бассейне р. Катеры трансгрессивно перекрывает породы метаморфизованного рифея. Свита сложена в основном конгломератами серого, зеленовато-серого, бурого, фиолетового цветов. Наиболее распространены хорошо окатанные гальки размером 5—10 *см*, встречены также валунные конгломераты (валуны по 30—40 *см*) и гравелиты. Сортировка обломочного материала по составу плохая; наиболее часты гальки из пород распространенной на этой территории катерской серии рифея — известняков, различных сланцев, туфов, эффузивов и т. д., а также гальки изверженных образований. Подчиненную роль в составе турикской свиты играют разнозернистые аркозовые песчаники, глинистые сланцы, доломиты, мергели. Характерна невыдержанность состава разных пород по простиранию, быстрые изменения мощностей. Мощность всей свиты, по-видимому, также значительно меняется и равна минимум 300—350 *м*.

В грабен-синклинали на северо-востоке Баргузинского хребта породы турикской свиты известны только на ее северо-западном крыле, где они наиболее изучены по р. Правой Бирамье. Нижнюю часть видимого разреза свиты там слагают конгломераты переменной (до 100 *м*) мощности, зеленовато-серого, бурого, фиолетового цветов. Размеры хорошо окатанных обломков пород достигают 25 *см*; но наиболее распространены гальки величиной 5—8 *см*. Сортировка материала плохая, а его состав разнообразен. Характерно большое (30—40%) количество галек белого и фиолетового кварца. Цемент конгломератов песчанистый и песчано-глинистый. Вверх по разрезу конгломераты сменяются разноцветными гравелитами и песчаниками олигомиктового и кварц-полевошпатового состава с карбонатно-глинистым железистым цементом. Еще выше залегает пестрая пачка из тонкого переслаивания разноокрашенных пород: песчаников, глинистых сланцев, мергелей, доломитов.

Заметно возрастает карбонатность отложений. Видимая мощность турикской свиты 400—450 *м*.

Согласно на отложениях терригенного комплекса залегает карбонатный комплекс — бирамьинская свита. По рекам Томпуде и Светлой нижняя часть свиты сложена темными мелко- и среднезернистыми доломитами, иногда песчанистыми. В верхах этой толщи встречены онколиты. Верхняя часть свиты — серые и светлые кристаллические доломиты и известняки с археоциатами, трилобитами и брахиоподами. Мощность свиты по р. Бирамье 900—1000 *м*. В бассейне р. Катеры бирамьинская свита представлена светлыми окремненными доломитами и известняками, иногда строматолитовыми, оолитовыми (онколиты?). Видимая мощность свиты порядка 1000 *м*.

В бассейне р. Томпуды в ядре грабен-синклинали бирамьинская свита согласно перекрыта карбонатно-терригенными отложениями иркандинской свиты. В низах свиты залегают карбонатные валунные и галечные конгломераты, образовавшиеся за счет размыва пород бирамьинской свиты. Вверх по разрезу конгломераты сменяются аркозовыми песчаниками, нередко косослоистыми. В верхах иркандинской свиты песчаники переслаиваются с тонкослоистыми пестрыми мергелями. Видимая мощность иркандинской свиты 350 *м*.

В бассейне р. Бамбуйки терригенный комплекс представлен аматканской свитой, несогласно, с размывом, залегающей на рифейских эффузивно-осадочных и магматических образованиях (Волколаков и др., 1964; Кибанов, 1966; Язмир, 1968). В основании аматканской свиты располагаются базальные конгломераты с гальками подстилающих эффузивов, сланцев и гранитоидов. Вверх по разрезу конгломераты постепенно сменяются полимиктовыми, аркозовыми песчаниками, кварцитами и глинистыми сланцами с пластами доломитов. В кровле свиты залегают косослоистые песчаники с прослоями песчанистых доломитов. Мощность аматканской свиты более 1600 *м*. Ее согласно перекрывают образования карбонатного комплекса — бамбуйская и огненская свиты. В нижней части бамбуйская свита состоит из доломитов со строматолитами и онколитами, в верхней — из известняков с археоциатами. Мощность карбонатных пород около 3000 *м*. Согласно залегающие выше отложения огненской свиты представлены песчанистыми доломитами, известняками, глинистыми сланцами, известняками с трилобитами. Мощность их 400 *м*. На карбонатном комплексе с размывом залегает чулегминская свита, сложенная карбонатными конгломератами, мергелями, глинисто-хлорито-карбонатными сланцами, известняками, песчаниками, алевролитами. Мощность ее более 1000 *м*. Приведенные мощности терригенного и карбонатного комплексов бамбуйского разреза характеризуют участки в среднем течении реки. В направлении на северо-запад, в верховьях Бамбуйки, по данным П. Ф. Зайцева, мощность терригенного комплекса сокращается до 440 *м*, а карбонатного (бамбуйская и огненская свиты) — до 1600 *м*. Мощность чулегминской свиты, наоборот, увеличивается до 1300 *м*. Западнее (см. описание района Южно-Муйского хребта) карбонатный комплекс, по-видимому, вообще размыт.

В Южно-Муйском хребте в составе санской серии резко преобладают обломочные породы общей мощностью порядка 3000 *м* (наблюдения Л. И. Салопа и Д. Жалсабона). Разрез начинается конгломератами нижней дулешминской свиты, с размывом залегающими на разных горизонтах подстилающих пород. Конгломераты галечные и валунные, серые и буроватые, грубослоистые. Обломочный материал плохо сортирован, степень окатанности разная. Конгломераты разделяются на полимиктовые, в составе обломков которых встречены разнообразные породы протерозоя, и карбонатные, с преобладанием доломитовых галек из обнажающихся вблизи пород юктоконской свиты рифея (?). Карбо-

натные и полимиктовые конгломераты замещают друг друга по простиранию, а частично переслаиваются между собой. Цемент конгломератов песчанистый и глинисто-карбонатный. Среди конгломератов содержатся маломощные прослои полимиктовых песчаников. Мощность нижней дулешминской свиты определяется Л. И. Салопом (1964) в 200—300 *м*, а Д. Жалсабоном — в 500 *м*. Выше согласно залегают серые и буровато-серые песчаники верхней дулешминской свиты. В нижней половине разреза преобладают кварцитовидные неяснослоистые разности. Верхнюю часть свиты слагают аркозовые и полимиктовые песчаники с карбонатным цементом. Мощность свиты 550—650 *м*. Залегающие выше породы нижней санской свиты представлены массивными светло-серыми и зеленовато-серыми известняково-доломитовыми конгломератами, содержащими в верхах прослои карбонатных песчаников. Цемент конгломератов песчанисто-карбонатный. Л. И. Салоп полагает, что главным источником обломочного материала для конгломератов являлись доломиты юктоконской свиты рифея (?). По его данным, мощность нижней санской свиты 300 *м*. М. М. Язмир (1966), напротив, отмечает, что конгломераты нижней санской свиты, мощностью около 100 *м*, образовались за счет размыва карбонатного комплекса кембрия (ленский и амгинский ярусы), чем объясняется его отсутствие в районе. На этом уровне М. М. Язмир предполагает значительный стратиграфический перерыв. Верхняя санская свита, связанная с нижней постепенным переходом, состоит из отчетливо слоистых, нередко, особенно в верхах разреза, косослоистых сильно карбонатных олигомиктовых и полимиктовых песчаников зеленовато-серого, реже буроватого цвета. Кластический материал слабо окатан. Карбонатный цемент обычно базального типа. Видимая мощность свиты 800—900 *м*.

Возраст рассмотренных орогенных и карбонатных образований определяется главным образом по фаунистическим находкам, сделанным в карбонатном комплексе. Согласно М. М. Язмиру (1968), нижняя, преимущественно доломитовая, часть разреза карбонатного комплекса, хорошо обнаженная в среднем течении р. Бамбуйки, палеонтологически охарактеризована лишь находками строматолитов. Выше, в основании известняковой части комплекса по р. Бамбуйке, обнаружены археоциаты верхов боградского — низов санаштыкгольского горизонтов. По-видимому, доломитовая часть разреза карбонатного комплекса соответствует наиболее древним горизонтам нижнего кембрия (Язмир, 1968). В верхней части бирамьинской свиты в Баргузинском хребте обнаружены трилобиты, археоциаты, брахиоподы и моллюски верхних горизонтов ленского яруса (Салоп, 1964). В огненской свите по р. Бамбуйке найдены трилобиты амгинского яруса среднего кембрия. Таким образом, накопление карбонатного комплекса максимальной мощностью более 3 *км* охватывает весь нижний кембрий и начало среднего кембрия. Залегающие под карбонатным комплексом отложения терригенного комплекса — турикская и аматканская свиты (мощность до 1800 *м*) — рассматриваются М. М. Язмиром как аналоги венда. До работ М. М. Язмира они обычно относились к алданскому ярусу нижнего кембрия. В терригенном комплексе содержатся лишь редкие находки микрофоссилий.

О возрасте обломочной санской серии существуют противоречивые мнения. Д. Жалсабон и Л. И. Салоп сопоставляют ее с турикской свитой, мамаканской подсерией и условно относят также к алданскому ярусу (теперь — к венду). Обилие карбонатного материала в породах санской серии Л. И. Салоп объясняет составом подстилающих пород. Существует также точка зрения, согласно которой вся санская серия по возрасту соответствует верхнекембрийской исташинской свите (Беличенко, Хренов, 1965). Окончательное решение этого вопроса невозможно без палеонтологических данных. Третья точка зрения принадлежит М. М. Яз-

миру (1968). Дулешминскую свиту он считает вендской, а залегающие на ней с размывом отложения двух санских свит рассматривает как средне-верхнекембрийские. По стратиграфическому положению и составу пород санские свиты сопоставляются им с иркандинской и чулегминской свитами: все эти свиты сложены преимущественно карбонатными конгломератами и песчаниками и согласно, но с незначительным размывом залегают на подстилающих осадочных породах. Нижняя возрастная граница иркандинской свиты определяется ее залеганием на ленских известняках бирамьинской свиты, а чулегминской — залеганием на огненской свите амгинского возраста. В отложениях чулегминской и верхней санской свит обнаружены микрофоссилии кембрийского возраста (Язмир, 1968). Поэтому возраст чулегминской, санских и иркандинской свит, вслед за М. М. Язмиром, принимается нами как средне-верхнекембрийский; дулешминские свиты условно отнесены к верхам докембрия.

Южная часть Баргузино-Витимского синклинория

На юге Баргузино-Витимского синклинория орогенные образования условно юдомского возраста представлены целиком обломочными отложениями. Распространены они фрагментарно, на участках площадью до нескольких десятков квадратных километров. Относительно крупные выходы известны по правобережью р. Витимкан (см. рис. 15, *12*), в приустьевой части р. Джилинды и на водоразделе рек Чины, Усоя и Малого Амалата (см. рис. 15, *11*). При их характеристике нами использованы неопубликованные материалы П. В. Осокина, В. Н. Руднева и М. А. Гладышева.

Терригенный комплекс в бассейне левых притоков р. Витимкан распространен между реками Джилиндой и Кототоконом. Он выделен П. М. Хреновым и М. Ф. Кузнецовым под названием бурундинская свита. Свита сохранилась в зоне разлома северо-восточного простирания, где она трансгрессивно залегает на разных горизонтах рифейского возраста и прорвана гранитами витимканского комплекса. Бурундинская свита состоит из конгломератов (преобладают), песчаников, алевролитов и сланцев с редкими прослоями кислых эффузивов (порфиров). Мелкообломочные породы тяготеют к верхам разреза. Конгломераты валунно-галечные, полимиктовые, иногда с преобладанием галек известняков или гранитоидов баргузинского комплекса. Видимая мощность свиты изменяется от 500 до 1100 *м*.

На водоразделе Чины, Малого Амалата и Усоя выходы эффузивно-осадочных пород подразделяются на точерскую, ауглейскую (?) и багдаринскую свиты мощностью, по данным П. В. Осокина, более 4000 *м*. Отметим, что эта мощность может быть завышена, так как взаимоотношения между пространственно разобщенными точерской и ауглейской свитами неясны, возможны латеральные переходы. Такое предположение подтверждается материалами А. Н. Булгатова, В. В. Васильченко и др. (1966), которые ауглейскую свиту вообще не выделяют, а мощность точерских отложений оценивают в 2400—2700 *м*. Точерская свита залегает в центральной части крупной синклинали из верхнепротерозойских пород. По сведениям А. Н. Булгатова, она связана постепенными переходами с карбонатной ороченской свитой и объединяется с ней в усойскую серию. Отложения багдаринской свиты образуют грабен-синклиналь северо-восточного простирания. Породы ауглейской (?) свиты известны главным образом среди полей гранитов витимканского комплекса. Разрез точерской свиты начинается с глинистых сланцев, реже

с песчаников и конгломератов. На юго-западе района в низах разреза залегают песчаники и сланцы с прослоями гравелитов, глинисто-карбонатных пород, кислых эффузивов, плагиопорфиритов и их туфов. На северо-востоке преобладают конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты. Мощность этой нижней части разреза 1150—1500 *м*. Середина терригенного комплекса в центральной и северо-восточной частях Талой-Чина-Малоамалатского междуречья сложена конгломератами, гравелитами, песчаниками и глинистыми сланцами, мощностью 500—600 *м;* на юго-западе эта часть обломочной толщи замещается песчаниками с прослоями гравелитов. В верхах разреза преобладают глинистые сланцы (600 *м*).

Багдаринская свита с размывом залегает на точерских и более древних образованиях. Это пестрые вулканогенно-терригенные образования: туфоконгломераты, туфопесчаники и песчаники. Песчаники — аркозовые, кварцевые, полимиктовые; для них характерна косая слоистость и волноприбойные знаки на поверхностях напластования. В верхах свиты присутствует много алевролитов и глинистых сланцев. Видимая мощность багдаринской свиты 1600 *м*.

Северо-восточнее, на Талой-Усойском водоразделе в осадочных отложениях, с размывом залегающих на верхнем протерозое, В. Г. Беличенко и В. Ф. Донцов выделили свиты (снизу): песчаниково-конгломерато-сланцевую (800—1000 *м*), карбонатно-сланцевую (800 *м*), глинисто-хлоритовую и хлоритово-серицитовых сланцев (видимая мощность 1000—1200 *м*). По составу эти свиты соответствуют точерской свите, по П. В. Осокину (Беличенко и др., 1966).

Возраст описанных терригенных толщ остается спорным, так как палеонтологических остатков они не содержат. Бурундинская свита в бассейне р. Витимкан трансгрессивно перекрывает разные горизонты рифея и граниты баргузинского комплекса; в свою очередь она прорвана гранитами витимканского комплекса. Условно, вслед за Л. И. Салопом (1964), бурундинскую свиту можно считать одновозрастной породам терригенного комплекса более северных районов. Точерскую свиту, по крайней мере в нижней части («бурундинская свита») Л. И. Салоп также сопоставляет с мамаканской подсерией. Граниты, прорывающие точерскую свиту, встречены в гальке конгломератов богдаринской свиты. В статье А. Н. Булгатова и др. (1966) указывается, что усойская серия моложе икатской серии рифея. Она отнесена к верхам докембрия. Богдаринскую свиту Л. И. Салоп параллелизует с исташинской верхнекембрийской свитой, распространенной на юге Витимского плоскогорья. А. Н. Булгаков условно относит ее к нижнему кембрию.

Южнее, в зоне перехода от байкалид к ранним каледонидам (разрезы по рекам Турке, Ямбую, Кыдымиту, Олдынде и др.) и в пределах самой раннекаледонской складчатой зоны, в верхнерифейской — нижнепалеозойской толще появляются новые своеобразные черты. Отметим, что вследствие фрагментарности распространения и значительного метаморфизма составление нормального стратиграфического разреза этих образований затруднено и вызывает разногласия.

Присутствие нижнего кембрия на юге Витимского плоскогорья было доказано А. Ф. Колесовым в 1933 г. находками археоциат по р. Левой Олдынде (бассейн Кыдымита) — (см. рис. 15, *13*). Обнажающийся на Кыдымит-Еравнинском водоразделе мощный разрез низов кембрия — юдомского комплекса (?)—олдындинская свита—в нижней видимой части сложен преимущественно кислыми эффузивами, реже андезитовыми порфирами и их туфами. Верхняя половина олдындинской свиты состоит из органогенных известняков с горизонтами пирокластов и эффузивов кислого и среднего состава. Известняки содержат археоциаты нижнего кембрия. Видимая мощность олдындинской свиты несколько тысяч мет-

ров. Возможно, что эта вулканогенно-карбонатная свита частично соответствует терригенному комплексу более северных районов.

В верховьях р. Турки и южнее мощные разрезы толщ, примерно сопоставимых по возрасту с рассмотренными, начинаются кислыми эффузивами, песчаниками, различными сланцами мылдылтенской свиты — возможного возрастного аналога вендского (юдомского) комплекса (Язмир, 1968). Верхняя часть свиты сложена известняками и сланцами, на которых согласно залегают известняки нижнего кембрия с пропластками кислых и средних эффузивов. Нижнекембрийские образования охарактеризованы находками хиолитоидей и археоциат.

В южной части Витимского плоскогорья на нижнекембрийских и более древних породах с размывом залегают пестрые, часто красные песчаники, алевролиты, гравелиты и конгломераты исташинской (ямбуйской) свиты условно верхнекембрийского возраста. Мощность исташинской свиты сильно колеблется, достигая 1500 *м*. В. Г. Беличенко, П. М. Хреновым и Ю. А. Черновым (1961) она рассматривается как моласса ранних каледонид.

Еще южнее, уже в пределах северного борта Джидинско-Прибайкальского синклинория, кембрийские (возможно, верхнерифейские) образования представлены мощными сложно перемятыми толщами, для которых характерен полифациальный метаморфизм. Не исключено, что некоторые метаморфические породы этого района, обычно относимые к архею, имеют кембрийский возраст (Чернов и др., 1966). В основании разреза здесь наблюдаются конгломераты и граувакковые песчаники татауровской свиты, мощностью 500—1000 *м*. Цементом их служат альбитизированные порфириты и туфолавы. Выше залегают породы ульдзутуйской свиты мощностью несколько километров. Это преимущественно кислые и средние эффузивы, туфы, туфолавы, в которых заключены пачки песчаников, кремнистых сланцев и филлитов. В верхней части свиты среди эффузивных толщ появляются мощные линзы известняков с богатой фауной нижнекембрийских археоциат и водорослями.

Во внутренних частях раннекаледонской геосинклинальной области базальные конгломераты исчезают из разреза, и нижняя граница описываемых верхнерифейских (?) — нижнекембрийских образований становится неопределенной.

Приведенный материал показывает, что в конце докембрия — начале нижнего кембрия на площади Байкальской области во впадинах накопились обломочные орогенные образования, вверх постепенно сменяющиеся карбонатными толщами нижнего кембрия. Возраст орогенного комплекса с некоторой долей условности принимается как юдомский, хотя и не исключено, что его нижние горизонты имеют более древний возраст.

На Байкало-Витимском поднятии, как было показано, орогенные образования мамаканской подсерии в нижней части представлены континентальными молассовыми отложениями, сложенными преимущественно красноцветными плохо отсортированными полимиктовыми песчаниками и конгломератами. Состав обломков прямо зависит от состава подстилающих и близлежащих более древних пород, что свидетельствует о формировании подсерии в изолированных впадинах типа межгорных. Верхняя часть орогенных образований сложена тонко переслаивающимися пестрыми песчаниками, мергелями, сланцами, доломитами. В этой части разреза возрастает роль мономиктового (кварцевого) материала. Характерна смешанная хемогенно-обломочная седиментатация, по-видимому, происходившая в лагунных условиях. Резкие латеральные изменения фаций и мощностей орогенных образований, а также преобладание в морфоструктуре орогенных впадин дизъюнктив-

ных форм говорят о большой тектонической дифференцированности Байкало-Витимского поднятия в конце рифея и о главенствующей роли блоковых перемещений по разломам на этой территории. Значительная изолированность осадконакопления в зоне Байкало-Витимского поднятия от морского бассейна на юге Байкальской горной области, по-видимому, сохранялась и в дальнейшем, во время накопления карбонатного комплекса. Об этом свидетельствует большое число эндемичных форм археоциат и других организмов из карбонатного комплекса на поднятии (Язмир, 1966, 1968).

В северной части Баргузино-Витимского синклинория у его границ с поднятием орогенные образования также представлены главным образом кластическими породами. Они отличаются от образований Байкало-Витимского поднятия преобладанием серой и зеленой окраски, лучшей окатанностью обломочного материала. Наряду с полимиктовыми, аркозовыми разностями, в составе обломочных пород появляются олигомиктовые и чисто кварцевые отложения, например, пачки кварцитовидных песчаников в верхней дулешминской свите, кварцевые конгломераты в турикской свите по р. Бирамье и т. д. Л. И. Салоп (1964) считает, что накопление орогенных образований здесь происходило в краевой части мелководного морского бассейна. Возможно, что южнее, в Баргузино-Витимском синклинории, в этом морском бассейне существовали участки островной суши — источники сноса, обусловившие накопление предположительно верхнерифейских обломочных толщ бурундинской, точерской и других свит. Существованием приподнятых участков на южном крыле Байкало-Витимского поднятия, вероятно, объясняется размыв и накопление сероцветных конгломератов иркандинской, санских и чулегминской свит в среднем и верхнем кембрии.

На крайнем юге Баргузино-Витимского синклинория и в Джидино-Прибайкальском синклинории, у границ с ранними каледонидами, в юдомское — раннекембрийское время накапливались мощные морские вулканогенно-терригенные и вулканогенно-карбонатные толщи геосинклинального облика (свиты химгильдинская, олдындинская, мылдыгенская, татауровская и др.). По мнению М. М. Язмира (1966), с юга на север, из района Кыдымит-Еравнинского водораздела к бассейнам рек Курбы и Турки происходит замещение вулканогенно-карбонатных толщ вулканогенно-терригенными и далее терригенными (р. Витимкан и др.) с общим сокращением мощностей вендских — нижнекембрийских образований в северном направлении.

Терригенные толщи, материал для формирования которых поступал со стороны байкалид, отлагались также вдоль краевых частей Сибирской платформы, а мелкообломочные фракции выносились далеко в ее центральные части. Так, например, Прибайкальский прогиб, расположенный на краю платформы вблизи эвгеосинклинальной зоны байкалид, заполнялся грубыми терригенными толщами, а в Иркутском амфитеатре Сибирской платформы в это время отлагались песчано-глинистые и эвапоритовые осадки.

Слабое развитие орогенных образований на севере Байкальской области следует объяснять отсутствием в расположенном поблизости Жуинско-Патомском прогибе существенных предкембрийских горообразовательных движений. Терригенный материал в этот прогиб поступал со стороны горных сооружений Бодайбинского синклинория, удаленного от прогиба на 100—150 *км*. Отдаленностью области сноса следует объяснять и прекрасную окатанность зерен кварца в песчаниках жербинской свиты.

Рассмотренные особенности орогенного накопления в разных структурных зонах рифейской геосинклинали Байкальской области позволяют сделать вывод о зависимости характера этого накопления от положения каждого участка в конкретной структуре. В наиболее типичном

выражении (красноцветная моласса) орогенные накопления представлены на Байкало-Витимском поднятии. В приплатформенной зоне и центральных частях крупных синклинориев — в Баргузино-Витимском и, возможно, в Бодайбинском — байкальский орогенез проявился в ослабленном виде. Длительность перерыва между орогенными и геосинклинальными образованиями и интенсивность размыва подстилающих орогенный комплекс толщ также зависела от структурного положения. Особенно продолжительным перерыв был на площади внутренних поднятий, тогда как в синклинориях он был короче. В области ранних каледонид перерыв вообще исчезает. По направлению к каледонидам происходит изменение литологического состава позднерифейских — раннекембрийских толщ, а именно увеличение роли эффузивных образований в терригенном и карбонатном комплексах (районы Витимкана, Чины — Усоя и южнее — на Кыдымит-Заза-Холойском водоразделе, в разрезах по рекам Оне, Курбе и т. д.).

Мощности и стратиграфический объем орогенных образований значительно изменяются как в пределах отдельных орогенных структур, так и в целом, по направлению к югу. Например, в Средне-Витимской впадине ниже подошвы карбонатного комплекса мощности и, соответственно, полнота разреза орогенных отложений изменяются от нескольких тысяч метров до десятков метров и полного выклинивания в Килянском грабене. Мощность орогенных накоплений на южном склоне Байкало-Витимского поднятия относительно незначительна (свиты: турикская — 300—500 *м*, аматканская — 400—1800 *м*, нижняя и верхняя дулешминские вместе — порядка 500—700 *м*). В центральных и южных частях Баргузино-Витимского синклинория мощность орогенных накоплений значительно возрастает (свиты: бурундинская — видимая мощность до 1100—1300 *м*, точерская и ауглейская — порядка 2500 *м* и др.).

Состав, мощность орогенных образований в разных структурных зонах и их соотношения показаны на рис. 20.

Из изложенного вытекает, что байкальский орогенез, соответствующий времени накопления орогенного комплекса, на территории Байкальской горной области, бесспорно, имеет докембрийский возраст.

Общая характеристика отложений и условий накопления платформенного карбонатного комплекса, согласно перекрывающего орогенные образования, дана в монографии Л. И. Салопа, который пишет: «В эпигеосинклинальном бассейне, расположенном с вогнутой стороны дуги Байкало-Витимского поднятия, в рассматриваемое время (в ленский век—*Е. П.*) накапливались толщи монотонных, преимущественно светло-серых известняков и доломитов, иногда брекчиевидных, оолитовых и водорослевых. Эвапориты в их составе совершенно отсутствуют. Осаждение карбонатов, по-видимому, происходило в мелком море нормальной солености. Поразительно однообразное строение, большая фациальная устойчивость и однородный состав являются отличительными особенностями этих толщ не только на территории Верхневитимской остаточной геосинклинали (примерно соответствует Баргузино-Витимскому синклинорию — *Е. П.*), но и в пределах затопленной во время трансгрессии внутренней части Байкало-Витимского поднятия, ранее (в алданский век) очень сильно тектонически расчлененной. Только на самом юге остаточной геосинклинали, около Забайкальского пояса, строение карбонатного комплекса становится несколько более сложным, так как среди известняков появляются покровы вулканитов и горизонты тонкозернистых обломочных пород» (Салоп, 1967, стр. 597).

Терригенный (орогенный) и карбонатный (платформенный) комплексы во всех структурных зонах байкалид Байкальской области представляют единую трансгрессивную серию пород верхнерифейского — раннекембрийского возраста.

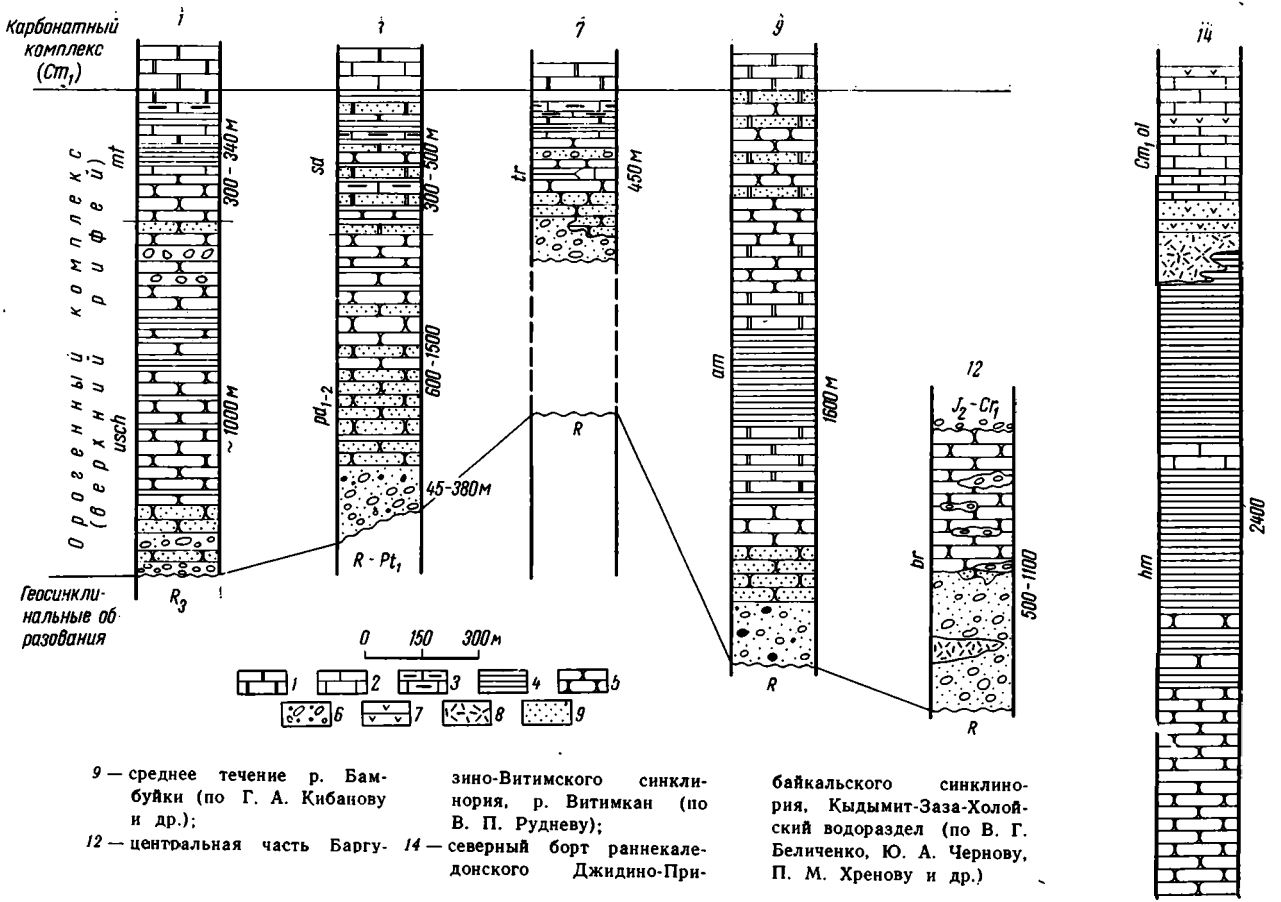


Рис. 20. Схема сопоставления разрезов орогенного комплекса (составил Е. С. Постельников)

1 — доломиты;
2 — известняки;
3 — мергели;
4 — аргиллиты и алевролиты;
5 — песчаники и алевролиты;
6 — конгломераты и гравелиты;
7 — основные эффузивы;
8 — кислые эффузивы и их туфы;
9 — обломочная примесь в разных породах

Свиты:

mt — мотская,
usch — ушаковская,
sd — сидельтинская, нижне- и верхнепадроканская,
br — бурундинская,
tr — туриксая,
am — аматканская,
ol — олдындинская,
hm — химгильдинская.

Местоположение разрезов (см. рис. 15):

1 — Прибайкальский прогиб, бассейн р. Бугульдейки (по Н. В. Сухановой);
3 — Байкало-Витимское поднятие, бассейн р. Янгуды (по Л. И. Салопу);
7,9 — северная часть Баргузино-Витимского синклинория;
7 — р. Бирамья (по А. В. Колесникову и З. М. Анисимовой);
9 — среднее течение р. Бамбуйки (по Г. А. Кибанову и др.);
12 — центральная часть Баргузино-Витимского синклинория, р. Витимкан (по В. П. Рудневу);
14 — северный борт раннекаледонского Джидино-Прибайкальского синклинория, Кыдымит-Заза-Холойский водораздел (по В. Г. Беличенко, Ю. А. Чернову, П. М. Хренову и др.)

По особенностям состава и строения трансгрессивная серия в вертикальном разрезе повсеместно может быть разделена на три части.

1. Нижняя часть представляет преобладание обломочных полимиктовых пород. К данной части разреза относятся охарактеризованные выше свиты нижняя и верхняя падроканские, холоднинская, аматканская, точерская (?), бурундинская (?), нижняя часть турикской свиты и т. д. Этими накоплениями сложены нижние $^2/_3$ разреза орогенного комплекса.

2. Верхняя часть орогенного комплекса (средняя — трансгрессивной серии) обычно сложена переслаиванием карбонатно-терригенных, часто пестроокрашенных пород с гипсом. К ней относятся свиты сидельтинская, тукаломийская, пачки переслаивания в верхах турикской и аматканской свит, юедейская свита.

3. Карбонатный платформенный комплекс, представленный известняками и доломитами, завершает формирование трансгрессивной серии. К нему принадлежат свиты нижняя и верхняя янгудские, кооктинская, бирамьинская, огненская и др.

В геологической литературе неоднократно делались попытки формационного анализа отложений, выполняющих орогенные структуры. Выделенные разными исследователями формации примерно соответствуют основным охарактеризованным выше литологическим комплексам пород. Так Л. И. Салоп (1967) нижнюю грубообломочную часть орогенного комплекса в районе Байкало-Витимского поднятия выделил как «раннюю молассоподобную континентальную красноцветную формацию», а в Баргузино-Витимском синклинории синхронные отложения отнес к «терригенной» и «эффузивно-терригенной» формациям. В. Г. Беличенко и П. М. Хренов (1965) в зоне перехода байкалид к каледонидам выделяют «формацию ранних моласс», а М. М. Язмир «терригенную формацию». И. К. Королюк (1962) в приплатформенной зоне все терригенные образования, подстилающие карбонатные толщи кембрия, отнесла к молассовой формации. Однако Л. И. Салоп верхнюю часть орогенного комплекса, соответствующую мотской свите, выделяет под названием «лагунной красноцветной терригенно-карбонатной формации».

Карбонатные породы, перекрывающие орогенные образования, И. К. Королюк в Прибайкальском прогибе описала под названием «карбонатной платформенной формации». Во внутренних районах Байкальской области Л. И. Салоп одновозрастные толщи объединяет под названием «морской карбонатной гомогенной формации».

Выделенные разными авторами формации отражают определенные особенности строения орогенных толщ, дают указания на условия их образования. Однако обобщающих работ по орогенным формациям Байкальской области пока нет. Тем не менее следует подчеркнуть, что рассмотренные нами орогенные образования, особенно их нижняя часть, во внутренних районах области имеют несомненное сходство с молассовой формацией, что ранее было отмечено для Прибайкальского прогиба И. К. Королюк (1962).

Весьма интересно и перспективно сравнение рассмотренных толщ с орогенными образованиями других районов байкальского складчатого обрамления Сибирской платформы (Булгатов, Красильников, 1968). Как и в Байкальской горной области, стратиграфические разрезы орогенного комплекса и тесно связанных с ним нижних горизонтов платформенного чехла на Енисейском кряже, в Восточном Саяне и Присаянье представлены трансгрессивными сериями пород, имеющими аналогичное отмеченному трехчленное строение. Так, например, нижняя часть трансгрессивной серии на Енисейском кряже также представлена грубообломочными породами, к которым относятся лопатинская, нижневороговская, алешинская свиты, в Манском синклинории—анастасьинская

и ангульская свиты. К средней части серии на Енисейском кряже относятся тонкослоистые терригенно-сланцевые и карбонатно-обломочные свиты — вандадынская, чividинская, верхневороговская, чистяковская. Для них характерно флишевое и флишоидное строение. На западе Восточного Саяна к этой части серии, вероятно, следует отнести верхи анастасьинской свиты и лейбинскую подсвиту жержульской свиты. Как и в Байкальской горной области, повсеместно в зоне байкалид юга Сибири трансгрессивная серия завершается формированием известняков и доломитов ленского яруса, имеющих платформенный облик.

Из сказанного следует, что эпигеосинклинальные орогенные образования байкалид Байкальской горной области, выполняющие новообразованные структуры, литологически и в структурном отношении тесно связаны с платформенными карбонатными отложениями. Они отражают начало нового этапа развития области.

ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ БАЙКАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

К истории выделения магматических комплексов, серий и формаций

Первые обобщения материалов по магматическим образованиям Байкальской области были проведены В. А. Обручевым (1927, 1932, 1935—1938), а затем В. В. Домбровским (1940), Е. В. Павловским (1948, 1956), А. А. Арсеньевым и Е. А. Нечаевой (1953). В последнее десятилетие значительные поступления новых данных в результате проведения планомерных геологосъемочных и тематических работ позволили ряду исследователей обобщить материалы по выделению крупных магматических комплексов и привести их описание. Наиболее фундаментальной монографией в этой области является работа Л. И. Салопа (1967). Выделение крупных плутонических серий было проведено В. В. Залуцким (1966). Сводка данных по химизму магматических формаций Саяно-Байкальской горной области сделана В. А. Дворкиным-Самарским (1965). Значительным вкладом в изучение Мамского слюдоносного района явились многолетние исследования сотрудников Лаборатории геологии докембрия АН СССР Д. А. Великославинского и др. (1962, 1963), а магматизма Ленского золотоносного района — сотрудников Института ЦНИГРИ С. Д. Шера и других (Казакевич и др., 1965; Шер, Кондратенко, 1966). Большое количество работ посвящено описанию отдельных комплексов.

В работах, представляющих собой монографические сводки по магматическим комплексам, в основу выделения этих комплексов положены различные принципы и различное понимание генезиса гранитоидных пород (табл. 1).

Л. И. Салопом выделены главнейшие плутонические комплексы, соответствующие определенным тектоно-магматическим этапам и структурно-фациальным поясам. Плутонический комплекс, по его определению, «это природная ассоциация парагенетически или генетически связанных и близких по возрасту магматических или же ультраметаморфических глубинных пород, приуроченная к определенной тектонической (структурно-фациальной) зоне и характеризующаяся некоторыми общими особенностями состава и металлогении» (Салоп, 1967, стр. 9). В свете этого определения в пределах Байкальской складчатой области выделены плутонические комплексы архея и последующие во времени комплексы нижнего, среднего и верхнего протерозоя, раздельно во внешнем и внутреннем поясах байкалид, а также палеозойские и мезо-кайно-

Таблица 1

Подразделения изверженных пород у разных авторов

Плутонические комплексы Л. И. Салоп (1967)	Тектоно-магматические комплексы Д. А. Великославинский и др. (1957, 1962, 1963)	Плутонические серии В. В. Залуцкий (1966)	Комплексы В. Л. Тихонов (1959; 1962)
Сыннырский, Pz_2 Витимканский (конкудеро-мамаканский), Pz_1 Тельмамский, Pt_3	Конкудерский (1957 г.) Посторогенные граниты, W (1962, 1963 гг.)	Конкудеро-мамаканская, Pz	Мамаканский
Мамско-оронский, Pt_3	Мамско-бодайбинский, Kd (1962 г.) Мамский (1963 г.)	Мамско-оронская, Pt_3	
Довыренский комплекс основных и ультраосновных пород, Pt_3			

зойские плутонические комплексы, приуроченные к более поздним тектоническим структурам.

Рассматривая байкалиды как геосинклинальную систему, возникшую в начале раннего протерозоя и закончившую свое существование в конце кембрия, Л. И. Салоп (1967) отмечает цикличность в развитии плутонизма и направленные изменения в его проявлении. Для верхнего протерозоя, или для байкальского этапа развития в нашем понимании, Л. И. Салоп (1967) выделяет довыренский комплекс основных и ультраосновных пород, мамско-оронский комплекс гранитов и тельмамский комплекс гранитоидов во внешнем поясе байкалид. Во внутреннем поясе им выделены икатский комплекс габброидов, катерский комплекс порфиров и гранит-порфиров и баргузинский комплекс гранитов. Гранитоиды нижнего палеозоя объединены в витимканский (конкудеро-мамаканский) и джидинский комплексы.

В ряде исследований, посвященных Байкальской складчатой области, интрузивные плутонические породы рассмотрены в составе «комплексов», включающих и осадочные, и вулканогенные образования определенного возрастного интервала, или тектоно-магматического цикла. Так, Д. А. Великославинским и другими (1962) выделены чуйский и мамско-бодайбинский тектоно-магматические комплексы. Чуйский комплекс включает чуйскую эффузивно-осадочную серию, проорогенные основные породы, синорогенные слюдяные гнейсо-граниты, граниты и мигматиты и посторогенные интрузии гранитов. Мамско-бодайбинский комплекс содержит мамско-бодайбинскую метаморфическую серию, синорогенные гнейсо-граниты и позднесинорогенные пегматиты.

Подобные же тектоно-магматические комплексы, имеющие местные географические названия, описаны В. А. Дворкиным-Самарским и И. В. Беловым (1962) в Северном Прибайкалье.

Для всего Байкало-Патомского нагорья В. В. Залуцким (1966) выделен ряд плутонических серий, которые, по-видимому, близки по своему объему описанным выше комплексам. Верхнепротерозойские и палеозойские образования объединены в следующие серии.

1. Мамско-оронская плутоническая серия (Pt_3), включающая ранние согласные пластовые интрузии основных пород, сыннырскую свиту эффузивов и туфов, довыренский комплекс габброидов (ранней фазы) и ультрабазитов (поздней фазы), а также гнейсо-граниты двух типов (а) перекристаллизованные, огнейсованные древние гранитоиды ирельского и чуйско-кодарского комплексов и их мигматиты, б) гнейсо-граниты — результат гранитизации верхнепротерозойских осадочных толщ, и

бесслюдяные пегматиты. Последним членом этой сложной серии являются однородные и порфирокластические позднесинорогенные граниты и слюдоносные пегматиты.

2. Конкудеро-мамаканская плутоническая серия (Pz) содержит не менее разнообразные ассоциации пород: ранние существенно биотитовые основные породы лампрофирового облика, гранит-порфиры качойского комплекса, тельмамский комплекс гранитоидов — щелочных сиенитов (а) подкомплекс щелочных и нефелиновых сиенитов — Сыннырский массив и др., б) подкомплекс тельмамских и конкудерских гранитоидов), бутуя-синюгинский, главным образом дайковый комплекс ультраосновных, основных и щелочно-лампрофировых пород, витимканский комплекс гранитоидов — щелочных сиенитов.

В мамско-оронской плутонической серии В. В. Залуцким (1966) описаны гнейсо-граниты, гетерогенные по своей природе. Гнейсо-гранитами названы как породы, образовавшиеся путем перекристаллизации и метаморфизма более древних гранитоидов и пород фундамента в эпоху верхнепротерозойской складчатости, так и породы, возникшие в результате гранитизации осадочных толщ патомской серии. Крупные тела однородных и порфирокластических гранитов, образовавшиеся в позднюю стадию формирования серии, рассмотрены как палингенные образования. Гранитоиды и щелочные породы конкудеро-мамаканской плутонической серии описаны как посторогенные формации габбро-монцонит-сиенитовых и гранитных батолитов, возникшие в результате активизации подкоровых участков и подтока — «сквозьмагматических растворов».

Наряду с обобщающими трудами в многочисленных работах описаны отдельные магматические комплексы этого обширного региона. В южной части Байкальской складчатой области известны баргузинский и витимканский комплексы. В северной части их выделено так много, что создается впечатление значительно более сложной картины развития магматизма. Здесь описаны более древний синорогенный мамско-оронский комплекс гнейсо-гранитов (Салоп, 1958а, б, 1967), или мамско-бодайбинский (Великославинский и др., 1957), или мамский (Великославинский и др., 1963) и более поздние, обычно выделявшиеся как позднеорогенные гранитоиды тельмамского (Салоп, 1958а, б) и конкудеро-мамаканского (Таевский, Таевская, 1961, 1966; Шер, Кондратенко, 1966) комплексов. На площади Средне-Витимского плоскогорья аналоги двух последних были описаны в виде единого мамаканского комплекса (Тихонов, 1959, 1962). Под названием конкудерского комплекса Д. А. Великославинским и др. (1957) выделены гранитоиды, щелочные и нефелиновые сиениты, распространенные к востоку от Мамского синклинория.

Такое изобилие комплексов затрудняет выяснение истории развития магматизма этого района, и поэтому попытка иного подхода к изучению магматизма с позиции формационного анализа представляется более плодотворной. В проблеме изучения и выявления магматических формаций работы Ю. А. Кузнецова (1958, 1964) оказали большое влияние и на исследования Байкальской горной области.

Формационный подход в изучении магматических комплексов отражен в работах В. А. Дворкина-Самарского (1965), который выделил ряд формаций на ранних и поздних этапах развития геосинклинали в ее внутренних и внешних зонах. На основании изучения геологических, петрографических, петрохимических и геохимических данных им описаны четыре типа формаций гранитоидов:

1) формации архейских гранитоидов, участвующие в строении древних глыб и фундамента платформ;

2) интрузивные формации ранних этапов развития геосинклинали (габбро-плагиогранитные комплексы и гранитоиды нижнего протерозоя, преобразованные в гнейсо-граниты);

3) батолитовые формации внутренних зон геосинклинали на поздних этапах ее развития;

4) интрузивные формации внешних зон геосинклинали на поздних этапах ее развития или интрузивные формации областей завершенной складчатости.

В ассоциации с гранитоидными формациями В. А. Дворкиным-Самарским (1966) выделен ряд типов пегматитов. Гранитные пегматиты, по его мнению, должны рассматриваться как неотъемлемая часть гранитных формаций. Отмечена связь пегматитов с формацией гранитоидов ранних этапов развития щитов и фундаментов платформ, с батолитовой формацией гранитоидов (с ранними, средними и поздними этапами ее формирования), с интрузивной формацией областей завершенной складчатости (с верхней субфацией гипабиссальной фации и с субвулканической фацией). В зависимости от нормального, субщелочного или щелочного ряда гранитоидов выделены пегматиты с разными типами минерализации.

Основываясь на изучении территории Бурятской АССР, В. П. Арсентьев (1966а, б) провел формационный анализ протерозойских и фанерозойских магматических комплексов. Для позднего протерозоя им рассмотрены магматические формации геоантиклинальной и внутренней эвгеосинклинальной структурно-фациальных зон. В геоантиклинальной зоне выделены: вулканогенная формация (сыннырская свита), габбро-пироксенит-дунитовая формация (довыренский комплекс) и батолитоподобная гранитоидная формация, в которой объединены как позднe- и постскладчатые дискордантные тела саянского комплекса, так и согласные плутоны и послойные тела гранитоидов мамско-оронского комплекса. Во внутренней эвгеосинклинальной зоне представлены формации: кератофировая (?), габбровая (икатский комплекс) и гранитоидных батолитов (баргузинский и мунку-сардыкский комплексы).

Рассматривая магматические формации фанерозоя, В. П. Арсентьев (1966б) описал гранитоиды конкудеро-мамаканского и витимканского комплексов как представляющие формацию батолитоподобных гранитоидных интрузий.

В результате краткого рассмотрения работ по магматизму Байкальской складчатой области возникает впечатление большого разнообразия в понимании роли и значения магматических комплексов, серий и формаций в истории развития байкалид. Ряд вопросов нуждается в дальнейшем обсуждении.

1. Какие типы формаций представляют разновозрастные гранитоиды байкальского этапа развития и каково их структурное положение?

2. Является ли цикличным развитие Байкальской геосинклинальной области с точки зрения проявления магматических формаций?

3. Какова роль магматических формаций в истории развития Байкальской геосинклинальной области?

Петрографическая характеристика гранитоидных комплексов

Широкое проявление магматизма в Байкальской складчатой области характерно для позднерифейского этапа развития байкалид. Как было показано выше, геосинклинальный этап знаменовался незначительным проявлением основных и ультраосновных пород и вулканогенных образований. Последние имеют большее распространение в разрезах рифея лишь на юге складчатой области. Рифейскому этапу предшествовало интенсивное проявление как кислого магматизма в виде гранитоидов,

так и разнообразного основного, среднего и кислого магматизма в эффузивной форме. Однако площади, занимаемые гранитоидами более древних комплексов, не совпадают с площадями распространения гранитоидов позднерифейского, раннепалеозойского возраста. Дорифейские гранитоиды были приурочены к внешнему поясу байкалид, тогда как рифейский магматизм в этой области проявился очень слабо, лишь в виде даек диабазов, секущих отложения среднего и верхнего протерозоя. В то же время во внутренней зоне магматическая деятельность в конце рифея была очень активной. Завершение байкальского этапа развития сопровождалось становлением больших масс гранитоидов. Они охватили огромные площади, измеряемые тысячами квадратных километров. Но интерес к гранитоидам определяется не только их обширным распространением. Их проявление в большей мере, чем формирование каких-либо других пород характеризует разрастание геоантиклинальных поднятий в процессе завершения геосинклинального этапа (Кузнецов, 1964; Муратов, 1967; Штрейс, 1967).

Гранитоиды представлены как гранито-гнейсами, мигматитами и пегматитами, так и гранитами, гранодиоритами и сиенитами. Они разделены на ряд магматических комплексов на основании различий в фациальном облике, составе и немногочисленных геологических и радиологических данных. Они различаются также по соотношениям со складчатыми и разрывными структурами. В выделении и сопоставлении гранитоидных комплексов различных авторов еще много противоречий (см. табл. 1), однако наиболее полная их характеристика дана Л. И. Салопом (1967).

Становлению гранитоидных комплексов предшествовало формирование довыренского комплекса основных и ультраосновных пород и икатского комплекса габброидов.

Породы довыренского комплекса в виде небольших массивов, даек и силлов залегают в области, расположенной к северо-востоку от оз. Байкал. Все интрузивные тела этого комплекса приурочены к зоне глубинных разломов древнего заложения, разграничивающих с нижнего протерозоя области внутреннего и внешнего поясов байкалид (Салоп, 1967). В составе комплекса отмечены многочисленные дайки и силлы диабазов и габбро-диабазов, единичные тела оливинитов, редкие мелкие тела пироксенитов и сложные массивы габброидов и гипербазитов. Лишь последние по площади достигают десятков квадратных километров, тогда как остальные тела не превышают 1 *км*^{2}, чаще же — не более нескольких сотен квадратных метров.

Породы довыренского комплекса часто расположены среди нижнепротерозойских отложений, но местами прорывают отложения патомской серии рифея, а их галька встречена в конгломератах холодненской свиты нижнего кембрия (Салоп, 1967). Породы этого комплекса смяты и метаморфизованы совместно с верхнепротерозойскими толщами и таким образом, являются доскладчатыми.

Икатский комплекс габброидов проявлен в виде мелких штоков, трещинных тел и пластовых залежей. Они неравномерно распространены в эвгеосинклинальном поясе байкалид, и их сгущение наблюдается в Ангаро-Баргузинской горной стране в виде протяженной полосы тел северо-восточного простирания. По составу они варьируют от пироксен-амфиболовых габбро и габбро-норитов до габбро-диоритов. На других участках это — габбро-диабазы и диабазы.

Породы этого комплекса прорывают отложения икатской, катерской серий рифея и встречаются в виде ксенолитов в гранитоидах баргузинского комплекса. Зачастую пластовые тела смяты в складки согласно с вмещающими породами (Салоп, 1967) и также рассланцованы и катаклазированы. Для пород икатского комплекса характерно слабое

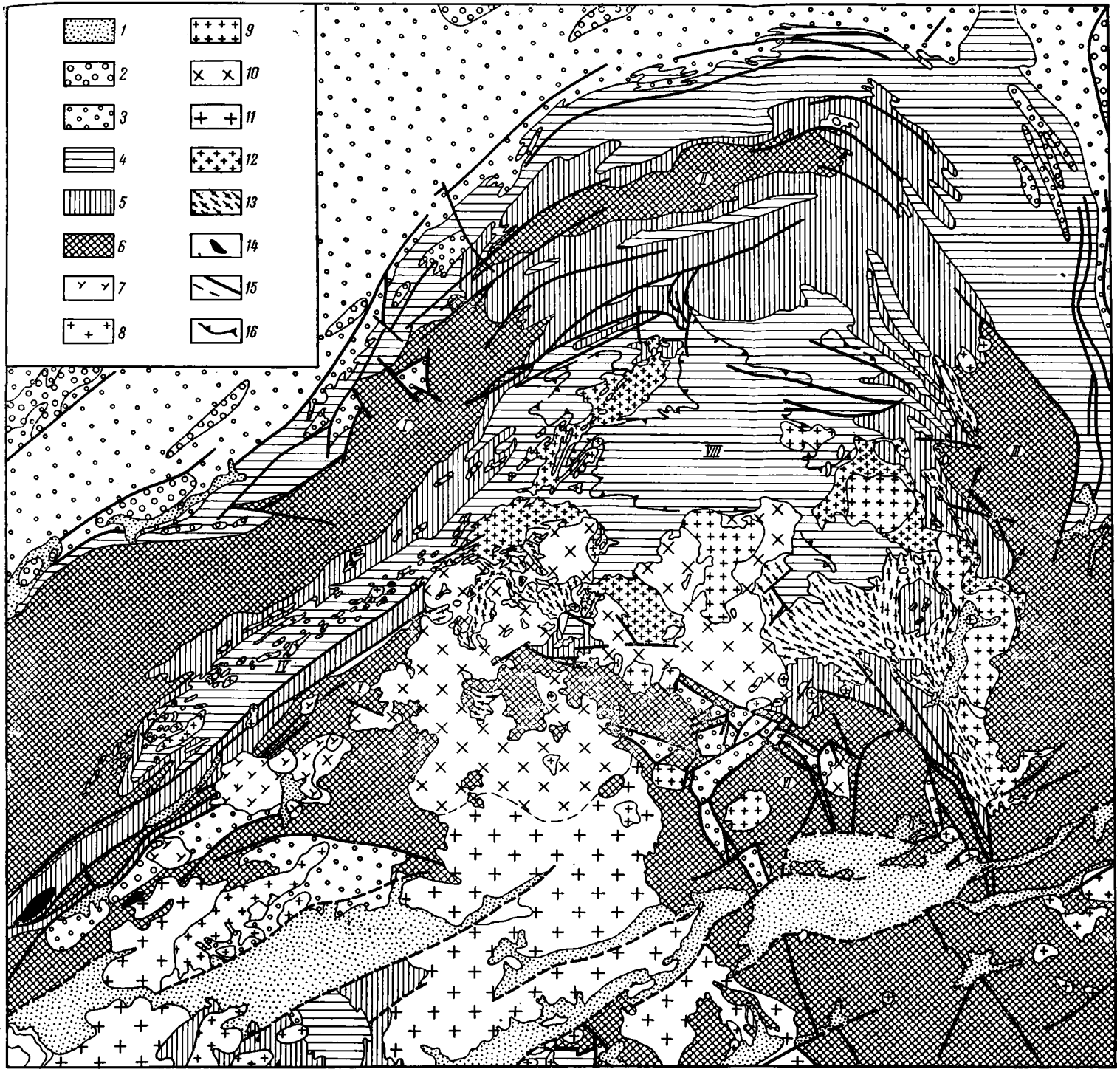


Рис. 21. Схема размещения гранитоидных комплексов в северной части Байкальской складчатой области. Составили К. А. Клитин и Т. Г. Павлова, по материалам Ю. К. Варзалова, В. Т. Григорова, Д. С. Глюка, Т. П. Жадновой, Ю. П. Казакевич, В. П. Кондратьева, Ю. А. Новокшонова, Л. В. Огиенко, Л. В. Ревякина, Л. И. Салопа, В. М. Таевского, В. Л. Тихонова, С. Д. Шера, Л. А. Шуберта и др.

1 — четвертичные отложения;
2 — силурийские отложения;
3 — вендские и кембрийские отложения;
4 — кадалинканская и бодайбинская подсерии;
5 — баллаганахская подсерия;
6 — муйская серия;
7 — щелочные породы сыннырского комплекса;
8 — гранитоиды витимканского комплекса;
9 — граниты конкудеро-мамаканского комплекса;
10 — гранитоиды тельмамского комплекса;
11 — гранитоиды баргузинского комплекса;
12 — гранит-пегматиты и пегматиты и
13 — гранито-гнейсы мамско-оронского комплекса;
14 — основные породы довырейского и икатского комплексов;
15 — линии разломов;
16 — условные структурные линии

Антиклинории:

I — Чуйский,
II — Тонодский,
III — Нечерский,
V — Байкало-Конкудерский,
VI — Муйско-Витимский

Синклинории:

IV — Мамский;
VII — Баргузино-Витимский;
VIII — Бодайбинский

Зак. 5985

проявление дифференциации вещества и наличие постепенных переходов. Отмечены и щелочные разности типа монцонитов, с переходом к диоритам.

Гранитоиды представлены рядом комплексов (см. табл. 1, рис. 21), которые наиболее полно описаны Л. И. Салопом (1967).

Мамско-оронский комплекс

Этот комплекс слагают граниты и гранито-гнейсы, мигматиты, гранит-пегматиты и пегматиты.

По отношению к гранитоидным породам, обладающим ясно выраженной гнейсовой или гнейсовидной текстурой, в Байкальской складчатой области широко применяется термин «гнейсо-граниты» (Салоп, 1967; Таевский, Таевская, 1961; Залуцкий, 1966).

Многие авторы применяют это название к гранитоидным породам с гнейсовидными текстурами, рассматривая последние как результат «огнейсования» первичномагматических пород. Л. И. Салоп (1967) называет гнейсо-гранитами породы, представляющие собой одну из текстурных разновидностей в ряду гранито-гнейсы — гнейсо-граниты — слабогнейсовидные граниты — массивные граниты, не противопоставляя гранито-гнейсов гнейсо-гранитам. В то же время Л. И. Салопом (1967) описаны гнейсо-граниты как породы, образовавшиеся путем гранитизации. В настоящей работе мы принимаем термин «гнейсо-гранит» в определении, данном К. А. Шуркиным (1957) — как гранитоидную породу с геологическими признаками магматического происхождения. Гранито-гнейс — это порода гранитного состава с признаками метасоматического или метаморфического преобразования осадочных или кислых вулканогенных толщ. Для гранито-гнейсов мамско-оронского комплекса метасоматическая природа достаточно ясно обоснована Л. И. Салопом (1967).

Описанию пород мамско-оронского комплекса посвящено наибольшее количество работ, так как он, наряду с гранитами, гранито-гнейсами и гранит-пегматитами, включает слюдоносные пегматиты, представляющие крупный промышленный интерес. Они в течение многих лет изучались большим коллективом геологов ЛАГЕД под руководством С. В. Обручева и Д. А. Великославинского (Великославинский и др., 1957, 1962, 1963). Породы этого комплекса были изучены М. А. Завалишиным и В. Н. Чесноковым (1959, 1960), Ю. М. Соколовым (1959, 1960), М. М. Мануйловой (1963; Мануйлова и др. 1960), В. А. Дворкиным-Самарским (1961) и многими другими.

Мамско-оронский комплекс распространен по северо-западной и северо-восточной частям Байкало-Витимского антиклинория. В северо-западной части района он представлен гранито-гнейсами с многочисленными включениями пород рифея, мигматитами, пегматитами и гранит-пегматитами. Ориентировка гнейсовидности обычно согласна с простиранием вмещающих толщ, характерны постепенные переходы от гранито-гнейсов к вмещающим породам через мигматиты и инъекционные гнейсы. В пределах комплекса выделяются две фазы: 1) биотитовые и лейкократовые гранито-гнейсы, граниты и мигматиты, гранит-пегматиты и пегматиты. Все эти разности связаны постепенными переходами и не имеют резких контактов с вмещающими породами; 2) гранит-пегматиты и пегматиты. Породы второй фазы выделены благодаря наблюдавшимся резким контактам с вмещающими породами и гранитоидами первой фазы. Они имеют резко подчиненное развитие.

Описывая породы первой фазы как гнейсо-граниты мамско-бодайбинского комплекса, Д. А. Великославинский и др. (1962) отмечают их бедный минералогический состав, ограничивающийся микроклином,

плагиоклазом, кварцем и биотитом и редким нахождением роговой обманки. Среди акцессорных известны сфен, магнетит, ортит, апатит. Соотношения основных породообразующих минералов резко варьируют и встречаются как плагиогранито-гнейсы, так и микроклиновые гранито-гнейсы. В пределах мамско-бодайбинской серии часты мигматиты, а в самих гранито-гнейсах — пегматоидные обособления с нерезкими границами.

Однообразие в составе гранитоидов как в мелких телах, не свыше 2—3 *км*^{2}, так и в более крупном массиве, отмечает также А. К. Кондратенко (1956). Плагиоклаз, микроклин, кварц, мусковит, незначительное количество биотита слагают как лейкократовые неравномернозернистые граниты, так и пегматиты и аплиты, связанные взаимными переходами.

Пегматиты Северо-Байкальского пояса, как отмечают Д. А. Великославинский и др. (1962, 1963), приурочены лишь к областям развития пород амфиболитовой фации. Бесслюдяные или слабослюдяные пегматиты тяготеют к альмандиново-силлиманитовой, а промышленнослюдоносные — к ставролитово-дистеновой метаморфическим зонам. Первый тип характеризуется незначительным проявлением метасоматических преобразований. В пегматитах этого типа наблюдаются первичные гранитная и аплитовая структуры и лишь локально распространены перекристаллизованные микроструктуры (Соколов, 1959; Великославинский и Соколов, 1960). В пегматитах второго типа развиты разнообразные вторичные микроструктуры, возникшие в результате перекристаллизации и метасоматической переработки первичных. Рассматривая соотношения разных типов пегматитов в связи с различными зонами метаморфических пород, Ю. М. Соколов (1959) и Д. А. Великославинский (Великославинский, Соколов, 1960) пришли к выводу об образовании пегматитов, гранито-гнейсов и мигматитов путем ультраметаморфизма и о парагенетических соотношениях между этими породами.

В северо-восточной части района, в пределах отмеченной Л. И. Салопом (1967) области развития гранитоидов мамско-оронского комплекса, Ф. В. Кузнецовой (1962) описаны метасоматические граниты и гранитизированные породы, занимающие большие площади в бассейне р. Нечеры и верховьях р. Жуи. Здесь развиты полосчатые, очковые и массивные мигматиты и разнообразные гнейсы — биотитовые плагиогнейсы, биотит-микроклиновые, полосчатые мусковитовые и лейкократовые, варьирующие в зависимости от первичного состава пород и стадии гранитизации. Мигматиты сложены кварцем и полевым шпатом с биотитом, мусковитом, изредка гранатом. Микроклин и плагиоклаз существенно варьируют в количественных отношениях. В очковых мигматитах порфиробласты сложены микроклином.

Метасоматические граниты отличаются слабо выраженной гнейсовидной текстурой, среднезернистым сложением и содержанием порфиробластов микроклина до 20—50%. Микроклин замещает зерна плагиоклаза и его порфиробласты достигают 5—7 *см*. Метасоматические граниты, по мнению Ф. В. Кузнецовой (1962), представляют собой биотитовые плагиогнейсы, обогащенные порфиробластами микроклина.

К площади развития гранитизированных пород тяготеют метаморфические породы высоко-, средне- и низкотемпературных фаций метаморфизма, последовательно сменяющих одна другую (рис. 22). В породах этих фаций, в отличие от гранитизированных пород, не происходило существенного изменения химического состава и метасоматических преобразований. Однако все изменения связаны общим единым процессом, проявившимся с различной интенсивностью (Кузнецова, 1962).

Очевидно, с этим же процессом связано широкое развитие пегматитов и гранит-пегматитов Нечеро-Жуинского района, описанных Ф. В. Кузнецовой (1962) как жильные породы Жуинского и Нечерского

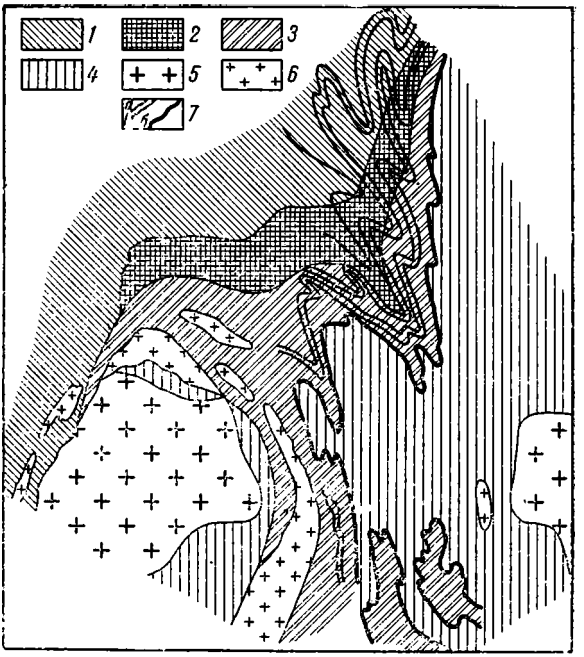


Рис. 22. Схематическая карта фаций метаморфизма Нечеро-Жуинского района (Кузнецова, 1962)

1 — фация низкотемпературного метаморфизма;
2 — фация среднетемпературного метаморфизма;
3 — фация высокотемпературного метаморфизма;
4 — фация гранитизации;
5 — граниты;
6 — гранит-пегматиты;
7 — контуры горизонтов верхней свиты:
а, б — различные маркирующие горизонты

гранитных массивов. Здесь также выделены пегматиты с аплитовой, пегматоидной и графической первичными структурами и с апографической вторичной структурой и кварц-мусковитовым замещающим комплексом. Участие пегматитов в складчатых структурах, в отличие от дискордантно залегающих гранитных массивов, позволяет сопоставлять первые с пегматитами Мамского района.

В зависимости от структурных типов варьирует состав пегматитовых тел. Согласные жилы большей частью имеют плагиоклазовый или микроклин-плагиоклазовый состав, и в ряде случаев в них проявлена ассимиляция боковых пород. Процессы замещения с образованием кварц-мусковитового комплекса в жилах этого типа представлены достаточно широко, но мусковит обычно низкого качества. Различные секущие жилы по составу мало зависят от вмещающих пород. Они часто ясно-зональны. Среди них наиболее слюдоносен продольносекущий тип (Кузнецова, 1962).

К мамско-оронскому комплексу в этом районе Ф. В. Кузнецовой (1962) отнесены массивные граниты Жуинского и Нечерского массивов, прорывающие гранитизированные породы, так же, как это было сделано Л. И. Салопом по отношению к гранитоидам и на обширной территории южнее, вплоть до оз. Орон. В бассейне среднего близмеридионального течения р. Витим граниты, подобные жуинским, слагают большие площади и отнесены Ю. К. Варзаловым и Ю. А. Новокшоновым к более молодому конкудеро-мамаканскому комплексу.

В районе, прилегающем к близширотному течению р. Витим, на обширной площади развития мамско-оронского комплекса оказалось невозможным откартировать раздельно гранито-гнейсы и массивные граниты. Это дало повод Д. С. Глюку (1966) высказать мнение о единстве крупного метасоматически-палингенного комплекса гранитоидов, включающего как гранито-гнейсы мамско-оронского, так и граниты конкудеро-мамаканского комплексов. В ряде районов он наблюдал постепенные переходы от биотитовых гнейсов через мигматиты и гранито-гнейсы к среднезернистым биотитовым гранитам, характерным для

конкудеро-мамаканского комплекса. Приведенные Д. С. Глюком пересчеты многочисленных химических анализов показали, что наблюдается постепенный переход в изменении химических составов от гранитоидов мамско-оронского комплекса к гранитоидам типа конкудеро-мамаканского комплекса. На этом основании Д. С. Глюк (1966) выделил ряд фаций в этом крупном магматическом комплексе. Фация гранито-гнейсов, характеризующих начальную стадию гранитизации, и фации равномернозернистых гранитов (биотитовых и амфиболовых), гранит-пегматитов, порфиробластовых гранитов и жильные породы представляют первую фазу формирования. Вторая фаза представлена небольшими телами порфировидных крупнозернистых биотитовых гранитов, лейкократовых гранитов и мелкозернистых биотитовых гранитов, а также жильными породами. По-видимому, граниты, так тесно связанные с гранито-гнейсами, не являются конкудеро-мамаканскими и также могут быть отнесены к мамско-оронскому комплексу. Очевидно, они, как считает Д. С. Глюк (1966), действительно являются палингенными, завершающими процесс метасоматических преобразований. Более поздними являются граниты второй фазы, выделенные Д. С. Глюком, по-видимому аналогичные послескладчатым дискордантным массивам гранитов, таким, как Жуинский, которые могут быть отнесены к конкудеро-мамаканскому комплексу.

Таким образом, мамско-оронский комплекс характеризуется широким развитием очень различных по внешнему облику пород — таких, как граниты и гранито-гнейсы, гранит-пегматиты, пегматиты и аплиты. Все эти фациальные типы в целом отражают однофазное формирование комплекса. Секущие тела гранит-пегматитов и пегматитов развиты очень ограниченно. Тесная связь пород этого комплекса с широкими площадями значительно метаморфизованных пород, несоизмеримо превышающими мощности зон контактовых ореолов интрузий более молодых гранитов, является характерной чертой мамско-оронского комплекса.

Баргузинский комплекс

Среди многочисленных гранитоидных комплексов Байкальской складчатой области наиболее широко распространенным является баргузинский комплекс. Он слагает колоссальные площади, и, как отмечает А. Н. Булгатов (1966а), отличается постоянством состава, структурных особенностей и соотношений с вмещающими породами.

В составе комплекса наблюдаются биотитовые и биотит-амфиболовые граниты, гранодиориты, сиенит-диориты, лейкократовые и пегматоидные граниты. Отмечаемое различными авторами двух-, трехфазное становление комплекса и достаточно большое разнообразие гранитоидных пород в его составе свидетельствуют о значительной сложности его формирования. Наиболее распространенный тип гранитов, по данным А. Н. Булгатова (1966а), состоит из плагиоклаза (30—60%), микроклина (15—50%), кварца (20—30%), биотита (0,5—15%), роговой обманки (0—5%) и мусковита (0—3%). Сиенитовые и диоритовые разности часто приурочены к краевым частям гранитных массивов. Характерны значительные, до нескольких километров ширины, зоны экзоконтактовых изменений вмещающих пород, сопровождаемые инъекциями, метасоматозом и перекристаллизацией. Жильная серия состоит из мелкозернистых гранитов, аплитов, пегматитов, диоритов и диоритовых порфиритов.

Граниты баргузинского комплекса в Икатском хребте слагают огромный батолит (около 6000 *км*^{2}), протягивающийся в юго-западном направлении от меридионального течения р. Витим к верховьям рек Турки

и Курбы. Они, по данным К. А. Шахварстовой (1954), представлены двумя широко распространенными типами: лейкократовыми средне-, крупнозернистыми гранитами и серыми яснопорфировидными породами, слагающими большие площади очень однообразного облика, без переходных разностей между этими двумя типами. Эти наблюдения позволили А. К. Шахварстовой высказать предположение о двух фазах внедрения гранитоидов. С серыми порфировидными гранитами местами ассоциируют гнейсовидные граниты, с постепенными переходами к гнейсам, с одной стороны, и к массивным гранитам — с другой.

Граниты характеризуются резким преобладанием калиевого полевого шпата над плагиоклазом, содержанием кварца от 24 до 40% и невысоким содержанием биотита — первые проценты. Характерны гранобластовые, катакластические микроструктуры. Жильные породы в этом районе проявлены слабо. Это — дайки биотитовых гранитов, гранит-порфиров и пегматитов, изредка кварцевые жилы.

Гранитоиды баргузинского комплекса Южно-Муйского хребта, по мнению В. А. Дворкина-Самарского и Ю. М. Бажина (1963), представлены тремя фазами. Небольшие тела и ксенолиты в провесах кровли и в краевой части массива сложены диоритами, кварцевыми диоритами и сиенито-диоритами, образованными первыми порциями гранитной магмы, подвергшейся значительной контаминации. Вторая фаза — основная масса гранитоидов — биотитовых и биотит-амфиболовых гранитов, граносиенитов и гранодиоритов. Появление последних связано с ассимиляцией известняков баргузинской свиты. Минералогический состав главной интрузивной фазы представлен микроклин-микропертитом (35—60%), кварцем (23—37%), плагиоклазом — олигоклазом № 20 (от 15 до 50%), альбитом № 8—10 (до 10%), биотитом (до 10%), роговой обманкой (1—2%) и вторичными (мусковитом, серицитом, хлоритом, альбитом, эпидотом, карбонатом). Третья фаза представлена мелкозернистыми лейкократовыми гранитами. Из акцессорных минералов в гранитоидах баргузинского комплекса присутствуют сфен, титаномагнетит, рутил и апатит, циркон — в породах первой фазы, сфен, магнетит, апатит, циркон и ортит — в гранитах второй фазы и ортит, циркон, сфен — в мелкозернистых лейкократовых гранитах третьей фазы. Гранат, апатит, циркон и магнетит наблюдались в пегматоидных гранитах и гранит-пегматитах.

Незначительное распространение пород, относимых В. А. Дворкиным-Самарским к первой фазе внедрения, положение их в виде небольших тел в краевых частях массивов гранитоидов, иногда наблюдающиеся в них гнейсовидные текстуры и гранобластовые микроструктуры позволяют предполагать, что это гибридная фация, а не самостоятельная фаза внедрения. Нахождение их в виде ксенолитов так же может быть понято, как включение обломков вмещающих пород, подвергшихся перекристаллизации и метасоматическим преобразованиям. В Баргузино-Витимском районе, по данным Е. В. Павловского и др. (1954), гранодиориты и диориты также представляют фациальные обособления среди верхнепротерозойских гранитов, а не самостоятельную фазу внедрения. Таким образом, комплекс, по-видимому, является двухфазным. Причем вторая фаза мелкозернистых лейкократовых гранитов развита незначительно по сравнению с главной.

С гранитоидами баргузинского комплекса сходны по возрастному и структурному положению гранитоиды внутренней зоны байкалид района Сангилена и Хамар-Дабана. Они также характеризуются значительными вариациями состава от нормальных и даже лейкократовых гранитоидов до граносиенитов и диоритов. Однако все это разнообразие связано со значительной ролью явлений гибридизма, на фоне однофазного внедрения (Смирнов и др., 1967).

конкудеро-мамаканского комплекса. Приведенные Д. С. Глюком пересчеты многочисленных химических анализов показали, что наблюдается постепенный переход в изменении химических составов от гранитоидов мамско-оронского комплекса к гранитоидам типа конкудеро-мамаканского комплекса. На этом основании Д. С. Глюк (1966) выделил ряд фаций в этом крупном магматическом комплексе. Фация гранито-гнейсов, характеризующих начальную стадию гранитизации, и фации равномернозернистых гранитов (биотитовых и амфиболовых), гранит-пегматитов, порфиробластовых гранитов и жильные породы представляют первую фазу формирования. Вторая фаза представлена небольшими телами порфировидных крупнозернистых биотитовых гранитов, лейкократовых гранитов и мелкозернистых биотитовых гранитов, а также жильными породами. По-видимому, граниты, так тесно связанные с гранито-гнейсами, не являются конкудеро-мамаканскими и также могут быть отнесены к мамско-оронскому комплексу. Очевидно, они, как считает Д. С. Глюк (1966), действительно являются палингенными, завершающими процесс метасоматических преобразований. Более поздними являются граниты второй фазы, выделенные Д. С. Глюком, по-видимому аналогичные послескладчатым дискордантным массивам гранитов, таким, как Жуинский, которые могут быть отнесены к конкудеро-мамаканскому комплексу.

Таким образом, мамско-оронский комплекс характеризуется широким развитием очень различных по внешнему облику пород — таких, как граниты и гранито-гнейсы, гранит-пегматиты, пегматиты и аплиты. Все эти фациальные типы в целом отражают однофазное формирование комплекса. Секущие тела гранит-пегматитов и пегматитов развиты очень ограниченно. Тесная связь пород этого комплекса с широкими площадями значительно метаморфизованных пород, несоизмеримо превышающими мощности зон контактовых ореолов интрузий более молодых гранитов, является характерной чертой мамско-оронского комплекса.

Баргузинский комплекс

Среди многочисленных гранитоидных комплексов Байкальской складчатой области наиболее широко распространенным является баргузинский комплекс. Он слагает колоссальные площади, и, как отмечает А. Н. Булгатов (1966а), отличается постоянством состава, структурных особенностей и соотношений с вмещающими породами.

В составе комплекса наблюдаются биотитовые и биотит-амфиболовые граниты, гранодиориты, сиенит-диориты, лейкократовые и пегматоидные граниты. Отмечаемое различными авторами двух-, трехфазное становление комплекса и достаточно большое разнообразие гранитоидных пород в его составе свидетельствуют о значительной сложности его формирования. Наиболее распространенный тип гранитов, по данным А. Н. Булгатова (1966а), состоит из плагиоклаза (30—60%), микроклина (15—50%), кварца (20—30%), биотита (0,5—15%), роговой обманки (0—5%) и мусковита (0—3%). Сиенитовые и диоритовые разности часто приурочены к краевым частям гранитных массивов. Характерны значительные, до нескольких километров ширины, зоны экзоконтактовых изменений вмещающих пород, сопровождаемые инъекциями, метасоматозом и перекристаллизацией. Жильная серия состоит из мелкозернистых гранитов, аплитов, пегматитов, диоритов и диоритовых порфиритов.

Граниты баргузинского комплекса в Икатском хребте слагают огромный батолит (около 6000 *км*^{2}), протягивающийся в юго-западном направлении от меридионального течения р. Витим к верховьям рек Турки

и Курбы. Они, по данным К. А. Шахварстовой (1954), представлены двумя широко распространенными типами: лейкократовыми средне-, крупнозернистыми гранитами и серыми яснопорфировидными породами, слагающими большие площади очень однообразного облика, без переходных разностей между этими двумя типами. Эти наблюдения позволили А. К. Шахварстовой высказать предположение о двух фазах внедрения гранитоидов. С серыми порфировидными гранитами местами ассоциируют гнейсовидные граниты, с постепенными переходами к гнейсам, с одной стороны, и к массивным гранитам — с другой.

Граниты характеризуются резким преобладанием калиевого полевого шпата над плагиоклазом, содержанием кварца от 24 до 40% и невысоким содержанием биотита — первые проценты. Характерны гранобластовые, катакластические микроструктуры. Жильные породы в этом районе проявлены слабо. Это — дайки биотитовых гранитов, гранит-порфиров и пегматитов, изредка кварцевые жилы.

Гранитоиды баргузинского комплекса Южно-Муйского хребта, по мнению В. А. Дворкина-Самарского и Ю. М. Бажина (1963), представлены тремя фазами. Небольшие тела и ксенолиты в провесах кровли и в краевой части массива сложены диоритами, кварцевыми диоритами и сиенито-диоритами, образованными первыми порциями гранитной магмы, подвергшейся значительной контаминации. Вторая фаза — основная масса гранитоидов — биотитовых и биотит-амфиболовых гранитов, граносиенитов и гранодиоритов. Появление последних связано с ассимиляцией известняков баргузинской свиты. Минералогический состав главной интрузивной фазы представлен микроклин-микропертитом (35—60%), кварцем (23—37%), плагиоклазом — олигоклазом № 20 (от 15 до 50%), альбитом № 8—10 (до 10%), биотитом (до 10%), роговой обманкой (1—2%) и вторичными (мусковитом, серицитом, хлоритом, альбитом, эпидотом, карбонатом). Третья фаза представлена мелкозернистыми лейкократовыми гранитами. Из акцессорных минералов в гранитоидах баргузинского комплекса присутствуют сфен, титаномагнетит, рутил и апатит, циркон — в породах первой фазы, сфен, магнетит, апатит, циркон и ортит — в гранитах второй фазы и ортит, циркон, сфен — в мелкозернистых лейкократовых гранитах третьей фазы. Гранат, апатит, циркон и магнетит наблюдались в пегматоидных гранитах и гранит-пегматитах.

Незначительное распространение пород, относимых В. А. Дворкиным-Самарским к первой фазе внедрения, положение их в виде небольших тел в краевых частях массивов гранитоидов, иногда наблюдающиеся в них гнейсовидные текстуры и гранобластовые микроструктуры позволяют предполагать, что это гибридная фация, а не самостоятельная фаза внедрения. Нахождение их в виде ксенолитов так же может быть понято, как включение обломков вмещающих пород, подвергшихся перекристаллизации и метасоматическим преобразованиям. В Баргузино-Витимском районе, по данным Е. В. Павловского и др. (1954), гранодиориты и диориты также представляют фациальные обособления среди верхнепротерозойских гранитов, а не самостоятельную фазу внедрения. Таким образом, комплекс, по-видимому, является двухфазным. Причем вторая фаза мелкозернистых лейкократовых гранитов развита незначительно по сравнению с главной.

С гранитоидами баргузинского комплекса сходны по возрастному и структурному положению гранитоиды внутренней зоны байкалид района Сангилена и Хамар-Дабана. Они также характеризуются значительными вариациями состава от нормальных и даже лейкократовых гранитоидов до граносиенитов и диоритов. Однако все это разнообразие связано со значительной ролью явлений гибридизма, на фоне однофазного внедрения (Смирнов и др., 1967).

Тельмамский комплекс

Тельмамский комплекс гранитоидов имеет широкое распространение в северной и в северо-западной частях Байкало-Витимского антиклинория (см. рис. 1). Его отличительными чертами являются значительные вариации состава и широкое развитие амфиболсодержащих гранитоидов. Тельмамский комплекс был изучен Е. А. Шалек, Л. И. Салопом в 1954 г., С. Д. Шером, А. К. Кондратенко (1966), В. М. Таевским, З. К. Таевской (1961) и другими. Он сложен главным образом биотит-амфиболовыми и амфибол-биотитовыми гранитами. Реже встречаются биотитовые граниты и еще менее распространены амфибол-пироксеновые разности. Последние приурочены к средней части Тельмамского массива в виде полос северо-западного простирания. Ориентировка порфировидных выделений полевых шпатов, иногда цветных минералов или линзовидных агрегатов кварца в ряде участков создает полосчатые текстуры в породах массива.

По-видимому, к тельмамскому комплексу должны быть отнесены гранитоиды на водоразделе рек Мама — Мамакан, подробно описанные В. М. Таевским и З. К. Таевской под названием конкудеро-мамаканского комплекса. Между реками Мамаканом и Мамой главную массу пород комплекса слагают амфиболовые, биотитовые и амфибол-биотитовые граниты, реже граносиениты. Ограниченное распространение имеют граносиениты и щелочные сиениты (святоноситы), выделенные в виде обособленных массивов, связанных постепенными переходами с вмещающими гранитами. По текстурным особенностям резко преобладают массивные равномернозернистые, часто порфировидные породы, иногда встречаются полосчатые разности. Для наиболее широко распространенного типа гранитоидов характерно преобладание плагиоклаза — олигоклаза (40—70%), кварца (30—35%), микроклина (до 30%).

В. М. Таевский и З. К. Таевская отмечают значительные вариации в соотношении типов пород в разных частях этого массива, разделенных выходами гранито-гнейсов. В пределах западной части массива амфиболовые и биотитовые граниты по направлению к центральной его части сменяются граносиенитами; благодаря уменьшению количества кварца и увеличению содержания микроклина, граносиениты сменяются пироксеновыми кварцевыми сиенитами. В южном поле по направлению от периферии к центральной части происходит смена биотит-амфиболовых гранитов амфиболовыми разностями. При этом не только исчезает биотит, но и уменьшается количество кварца. В составе северного поля развиты равномернозернистые и порфировидные биотитовые, амфибол-биотитовые и амфиболовые граниты, а в краевых частях появляются граносиениты, гранодиориты и сиенит-диориты. Поле гранитоидов, выделенное авторами в бассейне р. Мамакан, является западной окраиной Тельмамского массива. Гранитоиды представлены главным образом серыми биотитовыми гранитами с редкими порфировидными выделениями полевого шпата и линзовидными образованиями кварца. Среди этих гранитов встречены биотит-амфиболовые и амфиболовые граниты и красные, розовые микроклиновые граниты. Авторы рассматривают все эти гранитоиды в составе конкудеро-мамаканского комплекса. Однако, так как именно Тельмамский массив является «стратотипом» одноименного комплекса, это позволяет все описанные выше породы с широким развитием амфиболсодержащих разностей относить к тельмамскому комплексу.

Помимо отмеченных особенностей в вариациях составов гранитоидов, в пределах южного поля отмечены три массива щелочных пород, представленных в центральных частях щелочными сиенитами с андродитом (святоноситами) или амфиболизированными пироксен-кварцевыми сиенитами. Во всех массивах сиенитов наблюдаются постепенные пе-

реходы к амфиболовым гранитам через граносиениты. Площади массивов не превышают 30—50 *км*^{2}. Образование щелочных пород авторы связывают с процессами ассимиляции вмещающих пород, среди которых нередки карбонатные отложения.

Гранитоиды описываемого комплекса, по данным В. М. Таевского и З. К. Таевской, сопровождаются пегматитами, жильными биотитовыми гнейсовидными и аплитовидными гранитами, гранодиоритами, щелочными сиенитами, сиенитами, сиенит-диоритами и кварцевыми жилами. Мощности их варьируют очень значительно, то достигая 50—70 *м*, то не превышая нескольких сантиметров. Пегматиты, присущие этому комплексу, отличаются от более древних мелкозернистыми структурами и незначительным количеством слюд в их составе.

К тельмамскому же комплексу, очевидно, могут быть отнесены гранитоиды так называемого витимского комплекса. Этот комплекс гранитоидов различными авторами понимается в разном объеме и для него принят нижне- или среднепротерозойский возраст. Л. И. Салопом (1967) к этому комплексу отнесены во внутренней области байколид, в Падринской зоне, несколько небольших массивов в бассейне р. Большой Падоры и верховьях ключа Осинового и более крупный Витимский массив (около 300 *км*^{2}) у впадения рек Янгуды и Талои в р. Витим. К первой фазе внедрения отнесены кварцевые монцониты, гранодиориты и кварцевые диориты, ко второй — микропертитовые гранофировые гранит-порфиры и граниты, внедрившиеся в виде штоков и даек (Салоп, 1967). Эндоконтактовые зоны Витимского массива и двух соседних с ним более мелких, сложены диоритами и кварцевыми диоритами, тогда как центральные части — гранодиоритами. Эти породы связаны постепенными переходами. В эндоконтактовой зоне часты ксенолиты вмещающих пород килянской подсерии. Эти данные позволяют предполагать, что при формировании массива существенную роль играли процессы ассимиляции, в результате которых образовались несколько более основные породы по сравнению с типичными гранитоидами тельмамского комплекса.

Гранитоиды витимского комплекса прорывают осадочно-вулканогенные породы падринской серии в бассейне р. Большой Падоры около устья ключа Шумного. Галька кварцевых монцонитов содержится в конгломератах делюнской свиты патомской серии. Базальные конгломераты кембрия содержат гальку как диоритов, так и красных аляскитовых гранит-порфиров. Таким образом, возраст пород витимского комплекса, несомненно, докембрийский. Однако является ли он доверхнепротерозойским, требует дальнейшего уточнения, так как кварцевые монцониты в гальках конгломератов делюнской свиты могут быть и породами муйского комплекса. Вряд ли правомочно выделение отмеченных выше немногочисленных интрузий в виде самостоятельного комплекса.

Заслуживают внимания соотношения гранитоидов тельмамского комплекса с гранитоидами баргузинского. Очевидно, в районе верховий рек Конкудеры и Левого Мамакана происходит постепенная смена амфиболсодержащих гранитов биотитовыми. Как отмечает Л. И. Салоп (1967) и как следует из приведенных выше описаний В. М. Таевского и З. К. Таевской, в составе Левомамаканского массива встречаются породы обоих типов, связанные взаимными переходами. Можно лишь высказать предположение, что широкое развитие амфиболсодержащих пород в Тельмамском и Левомамаканском массивах связано с явлениями глубинной ассимиляции пород муйской серии, приведшими к широкому развитию амфибола (иногда пироксена) в гранитоидах, в то время как в гранитах баргузинского комплекса широко распространен биотит.

Следует также подчеркнуть, что разные типы пород тельмамского комплекса, от гранитов до гранодиоритов, с одной стороны, и до щелочных сиенитов — с другой, связаны постепенными переходами.

Конкудеро-мамаканский комплекс

Выделение этого комплекса встречает много трудностей, так как гранитоиды, его определяющие, названы в ряде случаев другими географическими названиями, или сопоставляются с породами, имеющими иное структурное положение. Конкудеро-мамаканский комплекс, в понимании Л. И. Салопа (1967), объединен с витимканским комплексом, выделенным ранее в верховьях р. Витим. Породы этого комплекса Д. А. Великославинским и др. (1957) были описаны под названием конкудерского комплекса. К конкудеро-мамаканскому комплексу в северо-восточной части района, от оз. Орон до р. Нерпинки, Ю. К. Варзалов и Ю. А. Новокшонов относят большие площади биотитовых гранитов. К этому же комплексу В. М. Таевским и З. К. Таевской (1961) отнесены амфиболсодержащие граниты, распространенные в верховьях р. Мамы.

Примером достоверно более молодого комплекса, чем тельмамский, являются гранитоиды Синьского массива, прорывающие Тельмамский массив. Сходные с ним более мелкие массивы известны в низовьях р. Мамакан. По данным С. Д. Шера, Е. А. Шалек, Н. Л. Колпинской, эти биотитовые граниты характеризуются некоторым преобладанием микроклина над плагиоклазом, значительным содержанием кварца и малым количеством биотита. Л. И. Салоп (1967) отмечает, что среди биотитовых гранитов, относимых к этому комплексу, известны еще две разновидности: «правомамаканские» и «джегдакарские» граниты. Первые отличаются более крупнозернистыми структурами по сравнению с «синьскими» гранитами и преобладанием плагиоклаза над микроклином. Характерны округлые выделения темно-серого кварца. «Правомамаканские» граниты так же, как и «синьские», являются лейкократовыми и содержат небольшое количество биотита. К этому же типу гранитов относятся Верхнеянгудский массив, Жуинский и ряд более мелких. Жуинский массив, как показано Ф. В. Кузнецовой (1962), является более молодым по отношению к гранитизированным породам, широко распространным в Жуинском районе. Граниты, слагающие массив, отличаются значительным однообразием состава и внешнего облика. Это светло-серые массивные среднезернистые породы с редкими порфировидными выделениями плагиоклаза. Средний минералогический состав гранитов характеризуется содержанием плагиоклаза —35%, микроклина —25%, кварца —35%, биотита —5%.

Джегдакарские граниты отличаются заметным содержанием биотита (до 13%) и примерно равным содержанием плагиоклаза, микроклина и кварца. Для пород характерны крупнозернистые порфировидные структуры.

Очевидно, все перечисленные выше типы гранитов и определяют облик пород конкудеро-мамаканского комплекса, в то время как гранитоиды пестрого состава, столь широко распространенные на Витимском плоскогорье, и щелочные породы Северо-Байкальского нагорья представляют иные комплексы, которые будут рассмотрены ниже. Интересно, что и петрохимическая характеристика пород конкудеро-мамаканского (витимканского) комплекса, по Л. И. Салопу (1967), существенно отличается от петрохимической характеристики собственно витимканского комплекса, данной В. А. Дворкиным-Самарским и Ю. М. Бажиным (1963). Это, очевидно, связано с тем, что среди приведенных Л. И. Салопом преобладают анализы биотитовых гранитов Байкало-Патомского нагорья, тогда как данные В. А. Дворкина-Самарского и Ю. М. Бажина характеризуют химизм гранитоидов пестрого состава Баргузино-Муйской зоны (см. табл. 2 и рис. 23).

По сравнению с описанными выше комплексами, граниты конкудеро-мамаканского комплекса более однообразны по составу, несмотря на ко-

личественно-минералогические вариации между полевыми шпатами, биотитом и кварцем. Характерны также меньшие размеры массивов и менее значительные зоны контактовых ореолов по сравнению с гранитоидами предшествовавшего комплекса. Контактовое воздействие в породах верхнего рифея выражается в ороговиковании и сравнительно низкотемпературном метаморфизме.

Витимканский, джидинский и сыннырский комплексы

Эти комплексы, не имеющие существенного значения для понимания истории становления байкалид, будут охарактеризованы очень кратко.

Витимканский комплекс представлен гранитоидами, варьирующими от гранитов и адамеллитов до монцонитов, щелочных сиенитов и диоритов. Наиболее часты интрузии порядка первых сотен квадратных километров. Они широко развиты в пределах Верхне-Витимской горной страны, где и были описаны в 1954—1956 гг. П. Ч. Шобогоровым как витимканские граниты. В. А. Дворкин-Самарский (1965) выделяет три фазы в этом комплексе. Первая фаза представлена габбро-диоритами, диоритами и гранодиоритами; вторая—среднезернистыми и порфировидными гранитами, сиенитами, граносиенитами; третья — лейкократовыми пегматоидными и аплитовидными гранитами и мелкими жилами кварц-полевошпатовых пегматитов.

Интрузии на междуречье Витим — Баргузин и Турка, описанные К. А. Шахварстовой (1954) и относящиеся к этому комплексу, представлены небольшими гипабиссальными массивами с широкими вариациями гранитоидного состава. Наблюдаются как граниты и гранодиориты, так и кварцевые сиениты и сиениты. Это сравнительно мелкие тела площадью от 20 до 100 $км^2$. Вариации состава наблюдаются зачастую в пределах одного и того же массива и, по-видимому, связаны с явлениями ассимиляции вмещающих пород. Часты гипидиоморфнозернистые микроструктуры, иногда встречаются порфировидные, микропегматитовые. Характерны массивные текстуры и полное отсутствие гнейсовидности и катаклаза.

Таким образом, витимканский комплекс представлен варьирующими по составу гранитоидами, которые залегают в виде сравнительно мелких тел. В ряде случаев наблюдаются секущие соотношения в пределах пород комплекса, в других — постепенные переходы от одних разностей к другим. Пестрота состава и присутствие щелочных пород отличают витимканский комплекс от более однообразных по составу преимущественно биотитовых гранитов конкудеро-мамаканского комплекса.

Помимо кратко охарактеризованных витимканского и конкудеро-мамаканского комплексов, следует упомянуть о джидинском и сыннырском гранитоидных комплексах, которые выделены в пределах Байкальской складчатой области и южнее ее.

Джидинский комплекс распространен в нижнем течении р. Селенги и в бассейне рек Турки, Холоя и Зазы. Гранитоиды слагают большие площади и представлены гранитами, гранодиоритами, граносиенитами, а также более основными разностями. Как отмечает Л. И. Салоп (1967), для комплекса характерна большая пестрота состава, многофазность внедрения и бедность пегматитами. В гранитоидах ранней фазы часто наблюдаются краевые гнейсовые фации.

По своим характерным особенностям джидинский и витимканский комплексы имеют много общих черт. Однако, как отмечает Л. И. Салоп (1967), джидинский комплекс отличается незначительным развитием

гибридных образований и грейзенизированных мусковитовых гранитов и отсутствием щелочных пород.

Комплексом с еще более ярко выраженным щелочным составом пород по сравнению с витимканским является сыннырский, приуроченный к серии крупных разрывных нарушений в области Северного Прибайкалья. Слагающие его разнообразные нефелиновые и щелочные сиениты, кварцевые сиениты и граносиениты зачастую залегают в виде концентрически зональных тел. Область распространения этого комплекса Северного Прибайкалья известна как крупная щелочная провинция (Жидков, 1961). Другой такой провинцией является Кодаро-Удоканская, где В. В. Архангельской (1968) описаны гетерогенные сложные интрузивные массивы ультраосновных — щелочных пород.

Химизм гранитоидных комплексов

Петрохимические и геохимические характеристики гранитоидов такой обширной территории, как Байкальская складчатая область, еще очень неполны, а детальные исследования проведены лишь в отдельных группах массивов. Сравнение выводов о химизме в сводных работах зачастую дает противоречивые результаты вследствие объединения в тот или иной комплекс различных массивов. Предвидя эту трудность, В. А. Дворкин-Самарский (1965) принял деление на очень крупные возрастные группы, такие как архей, нижний и верхний протерозой, палеозой и мезозой. Однако такое членение не соответствует геологическим данным для этой территории, где уже достаточно обосновано трехчленное деление протерозоя и известны магматические проявления среднепротерозойского возраста (ирельский комплекс). Разделение палеозойских магматических комплексов на нижне- и верхнепалеозойские трудно поддается геологическому обоснованию вследствие незначительного развития палеозойских пород, по отношению к которым могли бы быть установлены возрастные соотношения магматических комплексов, и вследствие недостаточных еще радиологических данных.

Для характеристики химизма гранитоидных комплексов нами привлечены анализы средних составов пород, приведенные рядом исследователей. При этом были исключены анализы гранитоидов баргузинского комплекса, которые, по-видимому, представляют гибридные породы (I фаза — Дворкин-Самарский, Бажин, 1963). К сожалению, количество анализов пород разных комплексов очень неравномерно и не везде представительно. Поэтому выводы о химизме могут рассматриваться как весьма приближенные.

Гранитоиды мамско-оронского комплекса наиболее ярко отличаются пересыщенностью глиноземом и меньшим количеством полевошпатовой извести и магнезии, чем средний тип гранита по Р. Дэли (рис. 23, табл. 2). Породы богаты и умеренно богаты щелочами и часто натрий преобладает над калием (Салоп, 1967). Однако среднее значение по большому количеству анализов разных типов пегматитов Мамского района (Великославинский и др., 1963) дало и обратное соотношение ($n=48$). Такие вариации, очевидно, характерны для комплекса, так как в разных частях района были отмечены местные различия в минералогическом составе пород.

Более поздний магматизм, проявленный в виде сложного баргузинского комплекса, характеризуется вариациями от разностей, пересыщенных глиноземом, до пород нормального ряда, богатых и умеренно богатых щелочами и варьирующих по содержанию фемических компонентов. Вариации состава, по-видимому, существенно зависят от ассимилированного материала вмещающих пород. Так, В. А. Дворкин-Самарский

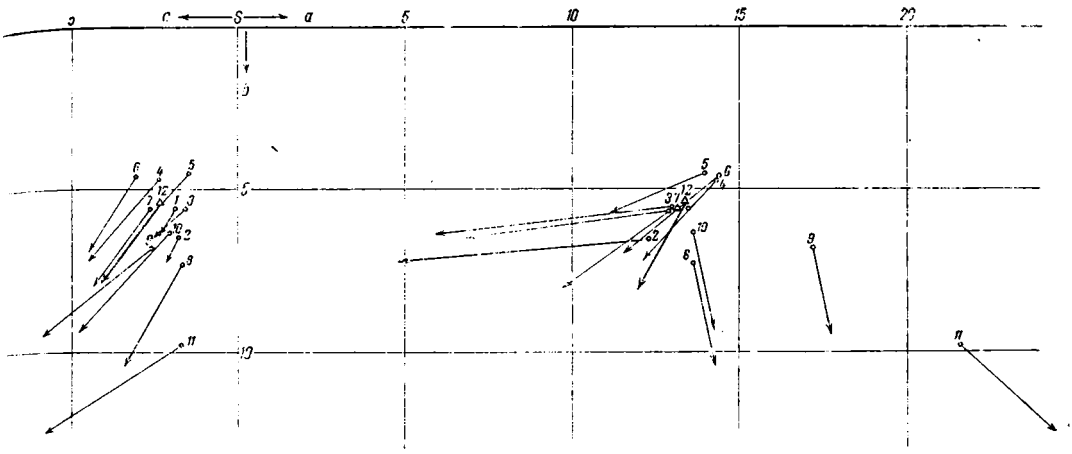


Рис. 23. Петрохимическая диаграмма (по А. Н. Заварицкому, 1950) средних составов гранитоидов Байкальской складчатой области

Номера анализов указаны в табл. 2

и Ю. А. Бажин (1963) отмечают, что в бассейне р. Катеры гранитоиды, залегающие среди сланцевой свиты, отличаются содержанием избыточного глинозема, тогда как одновозрастные им гранитоиды среди известняков характеризуются нормальным составом. По данным В. А. Дворкина-Самарского (1965), среди гранитоидов верхнего протерозоя преобладают породы с незначительным перевесом калия над натрием ($n=47-49\%$), по данным Л. И. Салопа (1967), для баргузинских гранитоидов натрий незначительно преобладает над калием ($n=54\%$).

Таблица 2

Числовые характеристики средних химических составов гранитоидов Байкальской горной области (в %)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
a	13,4	12,3	13,0	14,3	14,0	14,4	13,1	13,6	17,1	13,6	21,5	13,4
c	1,9	1,8	1,6	2,4	1,5	3,1	2,6	3,7	2,6	2,1	1,7	2,4
b	5,6	6,5	5,6	4,7	4,5	4,6	5,6	7,3	6,8	6,3	9,8	5,4
s	79,1	79,4	79,8	78,6	80,0	77,9	78,7	75,3	73,5	77,0	66,9	78,8
a'	68,2	76,8	72,0	22,9	35,5	29,8	36,1	—	—	—	—	15,0
c'	—	—	—	—	—	—	—	6,5	6,2	7,5	29,0	—
f'	22,4	15,1	20,0	51,4	49,5	46,3	43,4	61,5	66,0	62,4	43,0	57,5
m'	9,4	8,1	8,0	25,7	15,0	23,9	20,5	32,0	27,8	30,1	28,0	27,5
n	63	70	48	54	49	62	57	65	45	53	44	56
a:c	7,1	6,8	8,0	6,0	9,3	4,6	5,0	4,3	6,6	6,3	13,0	5,6
Q	29,5	32,4	32,0	26,2	30,5	23,9	28,6	19,8	10,2	26,3	—10,8	28,4

Анализы: 1 — гранитов мамско-оронского комплекса (19 ан., Салоп, 1967); 2 — гранит-пегматитов и пегматитов мамско-оронского комплекса (10 ан., Салоп, 1967); 3 — пегматитов Мамского района (60 ан., Великославинский и др., 1963); 4 — баргузинских гранитов (34 ан., Салоп, 1967); 5 — гранитов II и III фаз баргузинского комплекса (37 ан., Дворкин-Самарский, Бажин, 1963); 6 — тельмамских гранитов (24 ан., Салоп, 1967); 7 — витимканских (конкудеро-мамаканских) гранитоидов (65 ан., Салоп, 1957); 8 — гранитоидов I фазы витимканского комплекса (6 ан., Дворкин-Самарский, Бажин, 1963); 9 — гранитоидов II и III фаз витимканского комплекса (14 ан., Дворкин-Самарский, Бажин, 1963); 10 — гранитоидов джидинского комплекса (8 ан., Салоп, 1967); 11 — лород сыннырского комплекса (35 ан., Салоп, 1967); 12 — гранита всех периодов, по Р. Дэли (Заварицкий, 1950).

Средний их состав близок к характеристике мирового гранита, по Р. Дэли (Салоп, 1967).

Породы тельмамского комплекса характеризуются подобными же вариациями по отношению к глинозему и щелочам, но среди них известны и богатые щелочами разности. Характерно в целом незначительное повышение CaO и более заметное преобладание натрия над калием ($n=62\%$) (Салоп, 1967).

Витимский массив, отнесенный нами к тельмамскому комплексу, отличается повышенным содержанием железо-магнезиальных компонентов, появление которых может быть связано с ассимиляцией пород килянской подсерии. Сходными чертами химизма является преобладание натрия над калием ($n=69\%$) и появление как пересыщенных глиноземом разностей, так и пород нормального ряда.

Среди гранитоидов конкудеро-мамаканского (витимканского) комплекса, описанных Л. И. Салопом (1967), конкудеро-мамаканскому, в нашем понимании, соответствуют гранитоиды главным образом района Среднего Витима. В этом районе преобладают породы, существенно пересыщенные глиноземом и умеренно богатые или богатые щелочами. Содержание натрия в них несколько выше, чем содержание калия ($n=57\%$). По своему химизму эти породы очень близки к породам баргузинского комплекса и в то же время значительно отличаются по характеристикам, данным В. А. Дворкиным-Самарским и Ю. М. Бажиным (1963), от витимканского комплекса. Гранитоиды витимканского комплекса наиболее разнообразны по химизму. Их характеристики по разным данным варьируют очень значительно, в зависимости от преобладания гранитоидов той или иной части Байкальской складчатой области. Это, очевидно, связано с присущими этому комплексу явлениями ассимиляции, контаминации. Они выражены в наблюдающихся постепенных переходах между породами, обогащенными железо-магнезиальными компонентами, с одной стороны, и существенно щелочными, лейкократовыми — с другой. В то же время известны примеры резких секущих контактов между различными по петрохимическим характеристикам породами, что позволило выделить ряд фаз внедрения. Рассмотрение результатов химических анализов трех фаз гранитоидов витимканского комплекса привело В. А. Дворкина-Самарского и Ю. М. Бажина (1963) к предположению о двух различных магматических комплексах. Первая фаза характеризуется нормальной щелочностью и представляет породы кальций-натриевого ряда. Можно предположить, что она является аналогом пород джидинского комплекса, так как по своим параметрам она очень сходна с ними. Этот признак дополняет геологические сопоставления, приведенные выше. Авторы сравнивают породы первой фазы с гранитоидами холодненского комплекса Северного Прибайкалья (Дворкин-Самарский, Белов, 1962).

Гранитоиды второй и третьей фаз витимканского комплекса (Дворкин-Самарский, Бажин, 1963) характеризуются высокой щелочностью, преобладанием калия над натрием и низким содержанием кремнезема и по своим характеристикам приближаются к породам сыннырского комплекса (см. рис. 23). Авторы параллелизуют их с породами конкудерского комплекса Северного Прибайкалья.

Из сопоставления параметров, полученных пересчетом по методу А. Н. Заварицкого, ясно выступают четыре группы пород: 1) гранитоиды мамско-оронского комплекса, для которых пересыщенность глиноземом выступает как наиболее яркая черта химизма (анализы 1, 2, 3); 2) гранитоиды баргузинского, тельмамского, конкудеро-мамаканского комплексов (анализы 4, 5, 6, 7), приближающиеся к нормальному ряду; 3) гранитоиды витимканского и джидинского комплексов и 4) гранитоиды сыннырского комплекса с большим значением параметров, характе-

ризующих присутствие атомов щелочных металлов, входящих в алюмосиликаты, и железо-магнезиальных компонентов, участвующих в строении простых силикатов.

Заслуживает внимания, что фигуративные точки пород первой и второй групп по своим основным параметрам занимают очень близкое положение, и различия между гранитоидами мамско-оронского и последующих комплексов пород вскрываются дополнительными параметрами. Такая локализация основных параметров, очевидно, свидетельствует о генетической общности первой и второй групп пород. Пересыщенность глиноземом гранито-гнейсов и пегматитов отражает значительную роль материала вмещающих осадочных пород в их образовании.

Фигуративные точки гранитоидов сыннырского комплекса и тяготеющих к ним пород второй и третьей фаз витимканского комплекса, охарактеризованного В. А. Дворкиным-Самарским и Ю. М. Бажиным (1963), заметно отличаются своим положением от параметров описанных выше двух групп и характеризуют иной обособленный этап развития магматизма.

Анализируя в целом общую направленность в изменении химизма гранитоидов для площади юга Бурятии на стыке Саянского и Байкальского складчатых поясов, В. А. Дворкин-Самарский и И. М. Козулина (1966) приводят сравнение средних вариационных кривых гранитоидов протерозоя, палеозоя и мезозоя. Ими отмечено последовательное увеличение щелочности (отчасти кислотности) и уменьшение содержания кальция и темноцветных компонентов.

Сравнение химизма гранитоидов меньшего отрезка времени от верхнего рифея до нижнего палеозоя выявляет несколько иную направленность. При сопоставлении гранито-гнейсов и гранит-пегматитов мамско-оронского комплекса, гранитоидов баргузинского, тельмамского и конкудеро-мамаканского комплексов наблюдаются следующие тенденции в изменении химизма во времени: существенно уменьшается пересыщенность глиноземом, происходит некоторое увеличение роли калия, кальция и железо-магнезиальных компонентов, выраженных в дополнительных параметрах f' и m'. Отношение суммы щелочей к полевошпатовой извести (a/c=6,0—9,3) в породах мамско-оронского, баргузинского, тельмамского и конкудеро-мамаканского комплексов варьируют от более высоких по сравнению с этим значением для мирового гранита, по Р. Дэли (5, 6), до более низких. Вариации в содержаниях железо-магнезиальных компонентов, по-видимому, в значительной мере связаны с явлениями ассимиляции.

Породы витимканского и джидинского комплексов характеризуются на диаграмме в поле bSa (см. рис. 23) стрелками, отклоняющимися вправо, с бо́льшим, чем в других гранитоидах, содержанием железо-магнезиальных компонентов и особенно магнезии. Эти два комплекса тяготеют к южной части района — к области развития каледонских структур.

Обоснование возраста гранитоидов

Выяснение времени формирования гранитоидов Байкальской складчатой области представляет особый интерес в связи с проблемой завершения и развития байкалид как геосинклинальной системы. Как известно, становление значительных по масштабу масс гранитоидов знаменует завершение геосинклинального этапа развития и переход к платформенной стадии. Этот сложный период может быть более или менее продолжительным и зачастую сопровождается неоднократным проявлением гранитного магматизма с направленно изменяющимся химизмом. Есте-

ственно, что чем больше данных о возрастном положении разных поколений гранитоидов может быть привлечено для выяснения истории развития магматизма этого периода, тем полнее может быть раскрыта его история.

Геологические данные о возрасте гранитоидов Байкальской складчатой области сравнительно малочисленны, и вследствие этого существуют различные точки зрения на возрастное положение гранитоидов. Предпочтение, отданное Д. А. Великославинским и др. (1963) радиологическим данным, привело эту группу исследователей к выводам о молодом — каледонском — возрасте мамских гнейсо-гранитов и пегматитов и, соответственно, к каледонскому времени проявления складчатости, так как эти породы являются синскладчатыми. Охарактеризованные по биотиту и валовым пробам данными 311—320 млн. лет послескладчатые интрузии гранитоидов отнесены ими к варисцийским образованиям.

Столь же молодой возраст пород мамско-оронского и конкудеро-мамаканского комплексов принят Т. П. Жадновой (1968), которая, сопоставив разрезы Бодайбинского синклинория с вендскими отложениями внешней зоны Патомского нагорья, пришла к выводу о послевендском нижнем возрастном пределе мамско-оронского комплекса, залегающего в борту синклинория.

Представления о каледонском этапе формирования основной массы гранитоидов Байкальской складчатой области находятся в противоречии с некоторыми известными геологическими данными. Л. И. Салоп (1967) отметил, что галька гранитов и гранит-пегматитов, очень сходных с породами мамско-оронского комплекса, присутствует в базальных конгломератах нижнего кембрия, распространенных в Средне-Витимской горной стране и в Северо-Байкальском нагорье. А. И. Сезько, Л. А. Шуберт, Д. С. Глюк и В. М. Таевский приводят аналогичные данные для района рек Холодная и Чая. На основании этих данных докембрийский возраст мамско-оронского комплекса кажется наиболее вероятным.

Верхнепротерозойское время образования гранитоидов баргузинского комплекса достаточно убедительно установлено в ряде мест благодаря обнаружению их гальки в отложениях кембрия. Докембрийский возраст гранитов Баргузино-Витимского района был отмечен Е. В. Павловским, П. М. Хреновым и В. Г. Беличенко (1954) на основании находок гальки гранитов и их жильных производных в конгломератах бурундинской свиты нижнего кембрия. А. Н. Булгатовым (1966а, б) приведены данные по Ангаро-Баргузинской горной стране, где найдена галька гранитоидов в базальных конгломератах, согласно перекрытых песчаниками, сланцами и карбонатными породами с фауной нижнего кембрия. Галька гранитоидов в конгломератах терригенных толщ условно нижнекембрийского возраста встречена также в нижнем течении притока р. Витим, р. Джиланды, в междуречье Витимкана и Иката, в верховье р. Большого Амалата, на Амалат-Чина-Талойском водоразделе и в ряде других участков.

Для последующих комплексов гранитоидов широко известны данные о прорывании гранито-гнейсов мамско-оронского комплекса гранитоидами тельмамского и конкудеро-мамаканского комплексов. Достаточно достоверно, что по отношению к времени формирования Тельмамского массива амфибол-биотитовых гранитов более молодыми являются биотитовые граниты Синьского массива, относимые к конкудеро-мамаканскому комплексу.

Ряд участков заслуживает внимания с точки зрения наблюдавшихся активных контактов гранитоидов с отложениями кембрия: среднее течение р. Мамакан, ниже впадения Левого Мамакана, среднее течение р. Правый Мамакан и верховья р. Куда Малая, притока р. Куанды.

В среднем течении Левого Мамакана Л. В. Ревякиным описаны скарнированные известняки нижнекембрийской янгудской свиты на контакте с гранодиоритами, которые отнесены им к конкудеро-мамаканскому комплексу так же, как и прилежащий массив гранитов. Гранодиориты слагают небольшую площадь и обнажены обособленно среди четвертичных отложений. Л. И. Салоп (1967) относит эти гранодиориты к нижнепалеозойскому конкудеро-мамаканскому комплексу, тогда как примыкающий с запада крупный массив гранитоидов рассматривает как более древний — тельмамский. Выяснение соотношений между гранитоидами на этом участке требует дальнейших исследований, но изложенные данные подтверждают мнение Л. И. Салопа, так как крупный массив гранитоидов непосредственно к югу отделен от гранитоидов баргузинского комплекса лишь условной границей. Баргузинский же комплекс, как было отмечено выше, достаточно однозначно является докембрийским.

Особенно много противоречивых суждений вызвали наблюдения над соотношениями кембрийских отложений с гранитоидами в районе Правого Мамакана (В. Л. Тихонов, В. М. Таевский, В. Г. Григоров, Е. А. Шалек и Н. Л. Колпинская, И. А. Охотников, С. Д. Шер, Л. И. Салоп). На этом участке субпараллельно руслу Правого Мамакана прослежен контакт гранитоидов тельмамского комплекса с осадочными породами кембрия и метаморфическими сланцами. В зоне контакта выявлен ряд мелких тел гранитоидов конкудеро-мамаканского комплекса, активные контакты которых с кембрийскими отложениями не вызывают сомнений. Соотношения гранитоидов тельмамского комплекса с отложениями кембрия, по данным Л. И. Салопа (1967), наблюдаются на небольших участках на правобережье р. Правый Мамакан, где интенсивно брекчированные и милонитизированные гранитоиды и породы кембрия находятся в тектоническом контакте. На значительно большем протяжении слабо измененные карбонатные толщи кембрия отделены от гранитов узкой полосой сильно метаморфизованных и смятых сланцев. Несмотря на небольшое расстояние, в кембрийских породах не наблюдалось признаков контактового воздействия интрузий, тогда как в пачке сильно метаморфизованных пород в экзоконтакте появляются вместо хлоритовых и актинолитовых сланцев биотитовые, биотит-силлиманит-кварцевые сланцы и амфиболиты. Отнесение этой пачки пород к верхнепротерозойским образованиям делюн-уранской и чаянгрской подсерий (Салоп, 1967) оспаривается С. Д. Шером, который рассматривает их как контактовоизмененные породы кембрия. Вследствие этого, С. Д. Шер относит все гранитоиды конкудеро-мамаканского и тельмамского комплексов к нижнепалеозойским образованиям, тогда как Л. И. Салоп считает тельмамские более древними.

Контактовые изменения в известняках янгудской свиты с переходом их в крупнозернистые мраморы или скарнированные известняки были ранее отмечены В. Л. Тихоновым (1959) на контакте с лейкократовыми порфировидными гранитами в правом борту Правого Мамакана и в левом борту Среднего Мамакана. Все гранитоиды этого района им отнесены к нижнепалеозойским образованиям и описаны как мамаканский комплекс.

Таким образом, приведенные данные свидетельствуют о том, что группа гранитоидов конкудеро-мамаканского комплекса является послеНижнекембрийской, тогда как гранитоиды тельмамского комплекса, по приведенным выше соотношениям с баргузинскими гранитоидами, очевидно, являются докембрийскими.

Участок с достоверным активным контактом гранитоидов с кембрийскими отложениями известен также в восточной части Байкальской горной области, в бассейне р. Куды Малой. Здесь под воздействием

гранитоидов конгломераты падроканской свиты кембрия ороговикованы и биотитизированы, местами эпидотизированы и амфиболитизированы. Подобные изменения прослеживаются не только в базальных конгломератах, но и в вышележащих гравелитах. Эти гранитоиды пестрого состава, очевидно, являются аналогами витимканского комплекса. Для витимканского комплекса верхняя возрастная граница определяется нахождением гальки пород в конгломератах исташинской свиты, относимой условно к верхнему кембрию Витимканского плоскогорья (по данным П. В. Осокина, В. Н. Гусева и А. Н. Булгатова — Салоп, 1967).

Таким образом, достаточно очевидным является после-, нижнекембрийский, нижнепалеозойский возраст гранитоидов витимканского и конкудеро-мамаканского (в узком понимании) комплексов. Возможность сопоставления тельмамского комплекса с баргузинским прямо по простиранию в верховьях р. Конкудеры и Левого Мамакана и сходные петрографические характеристики того и другого комплекса позволяют нам присоединиться к мнению Л. И. Салопа (1967) об их верхнепротерозойском возрасте.

Радиологические данные, определяющие возраст гранитоидов Байкальской горной области, очень многочисленны и в то же время очень противоречивы. Определения валовых проб пород, слюд и полевых шпатов калий-аргоновым методом исчисляются многими сотнями и дают палеозойские значения возраста (Великославинский и др., 1963; Дворкин-Самарский, Туговик, 1966; и др.). Эти данные в значительной мере не соответствуют геологическим наблюдениям над соотношениями магматических пород допалеозойского возраста. Причины несоответствий данных абсолютного возраста были рассмотрены Л. И. Салопом (1963, 1967), А. Н. Нееловым (1967), М. М. Мануйловой, А. Н. Нееловым, Л. П. Никитиной (1968), Э. К. Герлингом и др. (1966).

Л. И. Салоп, рассмотрев влияние температуры, давления и деформаций на сохранение радиогенного аргона в минералах, пришел к выводу о том, что определение по слюдам «характеризует не время метаморфизма, а события, имевшие место уже после поднятия участка земной коры выше критического уровня давления и температуры (менее 300° С)» (Салоп, 1967, стр. 292).

По данным Э. К. Герлинга, М. М. Мануйловой и других (1966), значения абсолютного возраста зависят от определенных «критических» условий давлений и температур, соответствующих для каждого минерала. Если регионально проявленные геологические процессы достигали температур и давлений, превышающих «критические», то будут получены «омоложенные» возрастные значения по тому или иному минералу. Напротив, сохраняются данные о более древнем возрасте пород в участках, не затронутых перекристаллизацией, если условия давлений и температур были ниже «критических». Так как эти условия различны для разных минералов, то более «омоложенные» значения получаются при определении калий-аргоновым методом возраста биотитов и полевых шпатов, более высокие значения — мусковитов и амфиболов. В районе с такой сложной историей развития, каким является Байкальская складчатая область, наиболее перспективными методами являются изохронный свинцово-стронциевый и урано-ториево-рубидиевый методы с определением первичного отношения изотопов. Однако эти определения пока еще очень малочисленны. В то же время А. И. Тугариновым и др. (1965) получены данные свинцово-урановым методом (по трем цирконам) 1400—1500 млн. лет для гранитов Тельмамского и Конкудеро-Мамаканского массивов. На этом основании они высказали сомнение по поводу верхнепротерозойского возраста вмещающих пород. Несоответствие этих определений геологическим данным о возрасте гранитов, возможно, основано на недостаточном количестве материала и требует

дальнейшей проверки. Таким образом, для обоснования возраста магматических комплексов заключительного этапа развития байкалид может быть привлечено очень небольшое количество радиологических данных, не противоречащих геологическим.

Для мамско-оронского комплекса, по материалам С. А. Тарасевич, известны определения А. А. Краснобаева, сделанные в ГИН Уральского филиала АН СССР по цирконам α-свинцовым методом. Эти значения (690, 750 и 1040 млн. лет) указывают на предвендское, верхнерифейское время образования мамско-оронского комплекса. Баргузинский комплекс гранитоидов в Северном Прибайкалье характеризуется числами 686 и 596 млн. лет, полученными в лаборатории Бурятского геологического управления по материалам Ю. М. Бажина (Дворкин-Самарский, Туговик, 1966). Наиболее древними, полученными в той же лаборатории и характеризующими возраст витимканского комплекса, являются значения 470, 374 млн. лет, отвечающие нижнему палеозою. Наконец, для сыннырского комплекса А. Я. Жидковым и др. (1963) опубликованы данные 325 и 345 млн. лет по свинцово-ториевому методу. Эти значения указывают на среднепалеозойский возраст пород комплекса.

Здесь не приведены многочисленные определения, значения которых пока в достаточной мере непонятны с точки зрения геологической истории. Эти определения опубликованы в ряде работ (Дворкин-Самарский, Туговик, 1966; Салоп, 1967; и др.).

Рассмотрение многочисленных близких по значениям радиологических данных для изверженных и осадочных пород позволяет отметить, что формирование гранитоидов тельмамского и баргузинского комплексов (686, 596 млн. лет), возможно, соответствует тому геологическому времени, когда в области Байкало-Патомского нагорья отложение геосинклинального карбонатного комплекса жуинской и ченчинской свит сменилось терригенным осадконакоплением жербинской свиты (585, 590, 600 млн. лет по глаукониту — Гаррис и др., 1964; Казаков и др., 1965). К формированию терригенных (орогенных) отложений во внешней зоне (жербинской свиты) и во внутренних грабен-синклиналях привело общее воздымание области, сопровождавшееся внедрением больших масс гранитоидов. Процесс максимального становления гранитоидов, по-видимому, непосредственно предшествовал процессу отложения орогенного комплекса. В свою очередь, «вступлением» к этому интенсивному гранитообразованию было формирование мамско-оронского комплекса, а «заключением», уже незначительным по объему,— внедрение конкудеро-мамаканского комплекса, прорывающего орогенные отложения.

Нижнепалеозойские гранитоиды витимканского комплекса, распространенные на юге Байкальской складчатой области, вероятно, не вполне одновозрастны гранитам конкудеро-мамаканского комплекса. Они тяготеют к каледонской геосинклинальной области Забайкалья.

Сыннырский среднепалеозойский комплекс щелочных пород связан с поздней историей развития Байкалькой складчатой области.

ОСОБЕННОСТИ МОРФОЛОГИИ СТРУКТУР И ВРЕМЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

Как было показано в предыдущих разделах, рассматриваемая складчатая область в рифее представляла обширную зону прогибания, разделявшую фундамент Сибирской платформы на две крупные части: Ангаро-Анабарскую и Алданскую. Границы складчатой области с ее древним архейским обрамлением не всегда четки, они обычно выраже-

ны в виде зоны шириной 20—25 *км*, вдоль которой развиты сложные системы разломов, а также участки смятия и дробления рифейских пород. На значительном протяжении вдоль границ рифейские и нижнепротерозойские структуры области имеют резко несогласные соотношения со структурами архейского обрамления. Подобные соотношения особенно характерны для северо-западного обрамления области. Именно вдоль этого борта происходит торцовое сочленение северо-западных структур фундамента Сибирской платфомы с ориентированными в северо-восточном направлении нижнепротерозойскими и рифейскими структурами области. В зоне сочленения следует предполагать существование крупного глубинного разлома или краевого шва. Торцовый характер сочленения, к которому приурочены вулканогенные толщи акитканской серии и серия линейно ориентированных массивов разгнейсованных ирельских гранитов, протянувшаяся на расстоянии свыше 300 *км* вдоль северо-западного борта Чуйского антиклинория, подкрепляет это предположение, высказанное ранее Н. Н. Херасковым (1963).

Данные геологии, геофизики и глубокого бурения показывают, что края дорифейских кристаллических массивов Сибирской платформы вдоль границ с Байкальской складчатой областью опущены и перекрыты миогеосинклинальными толщами рифея и орогенными образованиями венда. Однако разрезы осадочных толщ рифея там неполны, а ширина таких прогибов не более 50—70 *км* (Прибайкальский прогиб, Березовская впадина). В разрезах рифея на погруженных участках таких массивов отсутствует его нижняя половина, а его верхняя половина значительно сокращена по мощности (см. рис. 16). Самые верхние горизонты разрезов рифея и венда широко распространены на площади Сибирской платформы, но они маломощны и входят в состав платформенного чехла. Для отдельных участков по периферии области доказаны резкие изменения мощностей и быстрое выклинивание нижних частей разреза рифея, как, например, у границ с Алданским щитом, где на меридиане оз. Ничатка баллаганахская подсерия в восточном направлении быстро выклинивается, а в составе вышележащей кадаликанской подсерии появляются мощные горизонты валунных конгломератов, возникших в связи с разрушением уступов рельефа. Появление уступов связывается с системой крупных разломов на границе между рифейской геосинклиналью и платформой.

До последнего времени много неясного остается относительно строения и границ области севернее дугообразной Патомской зоны складок. Границу Байкальской области на севере и северо-востоке большинство исследователей проводят по крайним выходам пород рифея на дневную поверхность, причем нередко вдоль этих выходов проводится дугообразный в плане глубинный разлом (Салоп, 1967; Мокшанцев и др., 1968; Спижарский и др., 1968). Поперечную к Патомской дуге складок структуру Уринского антиклинория рассматривают как возникшую на месте узкого рифейского прогиба или авлакогена, вклинивающегося в тело Сибирской платформы со стороны Байкальской геосинклинальной области (Салоп, 1960, 1967; Чумаков, 1959; Карта докембрийской тектоники Сибири, 1962).

Необходимо отметить, что Н. С. Шатский в 1932 г. предполагал, что Байкальская складчатая область в виде широкой полосы протягивается на северо-восток и скрывается под Вилюйской синеклизой, отделяя при этом Алданский щит от Анабарского. В дальнейшем эту точку зрения с привлечением геофизических данных поддерживали отдельные исследователи (Лутц и др., 1962; Леонтьев, 1963).

Анализ разрезов рифея северных окраин Патомского нагорья (Клитин, Палей, 1965; Клитин, 1966) показывает, что там не происходит заметного сокращения мощностей рифейских толщ. Так, например, толь-

ко видимая мощность патомской серии рифея в районе Уринского антиклинория, подсчитанная нами в процессе составления детальных геологических профилей, достигает 8000 *м*, причем на долю кадаликанской подсерии, слагающей верхнюю половину разреза, приходится около 6000 *м*. В более внутренних районах Патомского нагорья мощность подсерии обычно не превышает этой цифры (Жаднова, 1961). Следует особо отметить, что карбонатные породы рифея во внешних частях Патомского нагорья распространены гораздо шире, чем во внутренних частях, а их мощность возрастает. Например, вдоль внешнего края дуги мощность самой верхней части разреза рифея, сложенной преимущественно известняками и доломитами (жуинская и ченчинская свиты), достигает у устья р. Большой Патом 1300 *м*, а в низовьях р. Жуи —2300 *м*. Южнее, в верховьях р. Жуи, мощность синхронных отложений не превышает указанных цифр, причем в их строении там, помимо карбонатных отложений, существенную роль играют терригенные породы. Уже эти факты говорят о том, что граница рифейского прогиба не соответствует северной границе выходов на поверхность рифейских пород, а плавная дуга сложных складок Патомской зоны, имитирующая замыкание байкалид или их крутой разворот на севере, является структурой, поперечной к первоначальному простиранию рифейского геосинклинального прогиба.

Для решения вопроса о продолжении структур Байкальской области под отложениями мезозоя Вилюйской синеклизы и их связи с дорифейским фундаментом существенную помощь оказывают геофизические данные. В последнее время для Вилюйской синеклизы они детально проанализированы Г. И. Штехом (1965), а для Патомского нагорья Г. И. Бычковым, Ф. В. Даниловым, Ю. В. Лобачевским, Т. П. Жадновой и другими. Интересная работа о тектонике Сибирской платформы и типах магнитных полей опубликована Р. А. Гафаровым (1965). Из этих работ следует, что простирание складчатых структур архейского фундамента и сопровождающих их разломов хорошо прослеживается под платформенным чехлом в форме протяженных полосовых магнитных аномалий северо-западного направления. Отчетливо выраженная система полосовых аномалий образует в районе верхнего течения р. Нижней Тунгуски виргацию, расходящуюся в виде линейных зон к югу и юго-востоку.

В районе Вилюйской синеклизы на систему магнитных аномалий, связанных со строением древнего кристаллического фундамента, наложено магнитное поле северо-восточной ориентировки, которое характеризуется низким средним уровнем и слабой расчлененностью. Аномальные зоны и локальные аномалии шириной около 400 *км* имеют в этом поле в общем выдержанное северо-восточное простирание. Появление спокойного отрицательного магнитного поля в центральных частях Вилюйской синеклизы объясняется Г. И. Штехом (1965) глубоким погружением кристаллического фундамента. Данные геофизики, подтвержденные материалами отдельных буровых скважин, показывают неоднородное строение зоны прогибания. В ее пределах выделяются (см. рис. 5) Кемпендяйский и Лунхинский прогибы, отделенные Сунтарским и Средневилюйским поднятиями от Мархинской и Линденской впадин. Кроме того, зона прогибания осложняется поперечными Баппагайским и Нижне-Тюнгским поднятиями.

Сейсмические данные и данные о глубине залегания верхних кромок магнитных тел позволяют определить глубину залегания кристаллического фундамента. Г. И. Штех предполагает, что в Кемпендяйской и Линденской впадинах он опущен до глубины 10—15 *км*, а в Мархинской — до 6—8 *км*. В районе Сунтарского поднятия фундамент вскрыт скважиной на глубине 368 *м*. Там он сложен кристаллическими сланцами и гранодиоритами, пронизанными жилами аляскитовых гранитов, пегматитов и плагиогранитов.

На основании геологической интерпретации данных сейсмического регионального профиля мощность рифея в Кемпендяйском прогибе оценивается примерно в 5 *км*, кембро-силура — в 3,5 *км*, девона — карбона — 5 *км*, мезозоя — 3,5 *км*. Эти цифры, конечно, следует рассматривать как предварительные, которые в дальнейшем будут уточняться. В частности, представляется, что мощность девона — карбона сильно завышена.

На рис. 5 видно, что рифейские прогибы под Вилюйской синеклизой располагаются на северо-восточном продолжении Байкальской области. Непосредственным продолжением Жуинско-Патомского рифейского прогиба является Кемпендяйский прогиб, который на северо-востоке сужается и отделяется от Лунхинского прогиба Баппагайским поперечным поднятием. Приведенные данные свидетельствуют, что огромная зона рифейского прогибания не замыкается в районе Патомского нагорья, а прослеживается далеко под Вилюйской синеклизой и может быть приблизительно ограничена изогипсой по поверхности фундамента — 3000 *м*. Судя по сейсмическим данным залегание пород рифея там пологое, осадки мало метаморфизированы и лишены крупных магматических тел. Система узких рифейских прогибов действительно несколько напоминает сложный авлакоген, наложенный несогласно на структуру древнего кристаллического фундамента. Его возникновение Г. И. Штех (1965), К. В. Мокшанцев и др., (1968) связывают с системой глубинных разломов, расчленивших фундамент. На приводимых схемах «сквозные разломы» юго-западной ориентировки, прослеженные по геофизическим данным под Вилюйской синеклизой, продолжаются далеко в пределы обнаженной части Байкальской области (Мокшанцев и др., 1968).

О возможном постепенном переходе Байкальской складчатой области по простиранию в сложный авлакоген, помимо морфологии структур, свидетельствует появление в северной части Жуинско-Патомского прогиба субвулканических пластовых тел основного состава, отсутствующих в более южных районах. Так, например, в районе Уринского антиклинория в патомской серии широко развиты мощные (до 150 *м*) согласные со складчатостью силлы, сложенные долеритами и габбро-диабазами. Эти силлы, как показали Е. С. Кутейников и В. Л. Масайтис (1968), отличаются по составу от палеозойских траппов и, вероятно, имеют рифейский возраст (1000±50 млн. лет).

Несомненный интерес представляют и геофизические данные о глубинном строении зоны предполагаемого авлакогена. Как показал Г. И. Штех (1965), вдоль простирания зоны с юго-запада на северо-восток происходит постепенное сокращение мощности гранитного слоя, вплоть до его полного выклинивания в районе Лунхинской впадины, где предполагается залегание осадочных толщ непосредственно на «базальтовом» слое. Утонение гранитного слоя сопровождается подъемом поверхности Мохоровичича, которая в поперечном сечении, проведенном через Лунхинскую впадину, образует антиклинальный изгиб.

Согласно А. С. Новиковой (1968), помимо специфической морфологии для авлакогенов Русской платформы, например, для авлакогена Большого Донбасса, характерно как сокращение мощности земной коры, так и широкое развитие основного вулканизма.

Внутреннее строение собственно Байкальской складчатой области заметно отличается от известных нам примеров геосинклинальных областей. В первую очередь следует отметить, что внутренние структуры обычно не вытянуты вдоль простирания области, а частично ориентированы поперек ее. Структуры образуют крупные дугообразные зоны, обращенные своей выпуклой стороной на север. Только под Вилюйской синеклизой, где предполагается сложный авлакоген, рифейские структу-

ры в общем ориентированы согласно с простиранием геосинклинальной области, но и там они разделены на две части Баппагайским и Нижнетюнгским поперечными поднятиями.

Основу внутреннего строения области составляют Байкало-Витимское и Чуйско-Тонодско-Нечерское антиклинальные поднятия, а также сопряженные с ними Баргузино-Витимский, Бодайбинский и Мамский синклинории и Жуинско-Патомский прогиб. Оба антиклинорных поднятия представляют как бы две ветви структур, отходящие от северной части Байкальского антиклинория. В основе этого антиклинория располагается длинная и узкая меридиональная глыба, бóльшая часть которой погребена под водами оз. Байкал. Виргация намечается в бассейне р. Чаи, где одна ветвь образует Чуйский антиклинорий, другая — Байкало-Конкудерский. Между ними располагается длинный (около 300 *км*) и узкий (40—50 *км*) Мамский синклинорий, выполненный патомской серией рифея и ограниченный на юго-востоке Абчадским разломом. В северо-восточном направлении расстояние между ветвями постепенно расширяется до 150 *км*, и между ними располагается широтно ориентированный Бодайбинский синклинорий. В бассейнах рек Сюльбан и Сыгыкта ветви вновь сближаются, но их сочленение происходит не столь плавно, как на западном фланге — обе ветви подходят одна к другой под углом 50—60° и разделены разломом.

Южная ветвь, образующая Байкало-Витимское антиклинальное поднятие, имеет угловатую форму, что обусловлено сочленением примерно под углом 120° Байкало-Конкудерского и Муйско-Витимского антиклинориев, входящих в состав поднятия. Эта ветвь облекает с запада, севера и востока Баргузино-Витимский синклинорий. Северная ветвь—Чуйско-Тонодско-Нечерское антиклинальное поднятие — имеет более простое строение. Его форма в плане приближается к плавной дуге. Это поднятие, состоящее из обособленных Чуйского, Тонодского и Нечерского антиклинориев, сложено кристаллическими образованиями нижнего и среднего протерозоя и баллаганахской подсерией рифея. В состав поднятия входят также районы, расположенные к юго-востоку от Тонодского антиклинория (бассейн рек Таймендра, Тонода, Чипикет, Баллаганах), где вдоль обширной зоны шириной 50—70 *км* полого залегают породы баллаганахской подсерии. Вероятно, здесь неглубоко располагается гранитизированный и метаморфизированный нижнепротерозойский фундамент, близкий по своему составу к породам, выходящим в пределах Чуйского, Тонодского и Нечерского антиклинориев. Именно в пределах этой зоны Т. П. Жаднова (1961) выделила «Чипикетскую глыбу», на площади которой патомская серия, сокращенная по мощности, слагает пологие мульдообразные складки. На юге Чипикетская глыба надвинута в направлении северного борта Бодайбинского синклинория. Данные Т. П. Жадновой о существовании крупного участка с пологим залеганием осадочных толщ рифея и неглубоко погруженным кристаллическим фундаментом подкрепляют выводы о существовании на севере области широкой дугообразно изогнутой зоны, сформированной в процессе раннепротерозойского (карельского) орогенеза.

Уже было сказано, что основные крупные структуры Байкальской области заложились в конце раннего протерозоя. Судя по данным фациального и формационного анализа, строение этих структур в рифее было относительно простое. Многие свиты рифея, слагающие крупные структуры, занимают площади в сотни квадратных километров, не испытывая при этом значительных изменений мощностей и состава, а отдельные формационные комплексы прослеживаются вдоль простирания всей складчатой области. Представляется, что в рифее формировались простые с почти плоским дном прогибы, такие как Баргузино-Витимский и Бодайбинский, Жуинско-Патомский, разделенные вытянутыми, но широ-

кими и пологими поднятиями. Крупные структуры в рифее испытывали длительное конседиментационное развитие, причем поднятия являлись важным источником питания геосинклинальных прогибов осадками.

Байкальская складчатость, прошедшая в конце докембрия и сопровождавшаяся процессами гранитного магматизма и полифациальным метаморфизмом, сильно осложнила строение внутренней части области. В дальнейшем на байкальский структурный план неоднократно накладывались различные деформации последующих этапов развития. В результате байкальский структурный план сильно осложнился и, на первый взгляд, трудно поддается интерпретации. Далеко не всегда удается отделить структурные формы, возникшие во время байкальской складчатости, от более поздних структур. Эта задача осложняется относительно слабым развитием байкальских орогенных образований.

Радиометрические данные, как правило, показывают не истинные, а омоложенные значения возраста пород и поэтому пока не имеют существенного значения для определения возраста основной складчатости.

Важной задачей является выделение структур, возникших в процессе основной складчатости области, и выявление их морфологических отличий от более поздних. Из формационного анализа следует, что замыкание геосинклинального развития Байкальской области произошло в конце рифея, до начала нижнего кембрия. С этим временем связаны становление граниго-гнейсовой и батолитовой формаций, складчатость, а также появление несогласия между рифеем и вендом.

В настоящее время можно с уверенностью говорить о байкальском (докембрийском) возрасте основных структур Баргузино-Витимского синклинория, так как они и прорывающие их граниты баргузинского комплекса трансгрессивно перекрыты конгломератами бурундинской или туриксой свит, относимых к вендскому комплексу или самому основанию кембрия (Павловский и др., 1954; Беличенко и др., 1966).

Значительно труднее определение возраста структур в Бодайбинском синклинории, так как веских доказательств о присутствии там кембрийских отложений не существует. Некоторые авторы пришли к выводу о каледонском возрасте складок Бодайбинского (Павловский, 1956; Жаднова, 1962, 1968) и Мамского (Великославинский и др., 1963) синклинориев.

Для решения вопроса о времени формирования структур Бодайбинского синклинория первостепенное значение имеет правильное определение возраста гранито-гнейсов мамско-оронского и гранитов тельмамского комплексов. Если эти комплексы действительно имеют допалеозойский возраст, то следует, что по крайней мере большинство крупных структур в синклинории образовалось до начала кембрия, так как гранито-гнейсы являются синскладчатыми, а тельмамские граниты прорывают уже сформированные ранее структуры. Выше были приведены данные, свидетельствующие о допалеозойском возрасте рассматриваемых гранитов и гранито-гнейсов, что позволяет однозначно решить вопрос в пользу байкальского времени формирования структур синклинория.

Для характеристики морфологии структур байкальского этапа большой интерес представляет Бодайбинский синклинорий, общая структура которого в настоящее время удовлетворительно изучена (Казакевич и др., 1959; Шер, 1961а; Жаднова, 1962, 1968; Салоп, 1967).

Синклинорий выполняют мощные (до 15 *км*) терригенно-карбонатные толщи рифея, метаморфизм которых в центральной части синклинория невелик (мусковит-хлоритовая субфация зеленосланцевой фации). Однако по его периферии с запада, востока и юга процессы метаморфизма и гранитизации преобразовали осадочные породы в кристаллические сланцы, гнейсы и гранито-гнейсы. Только на северной окраине синклино-

рия, в верховьях р. Хомолхо, породы рифея по степени метаморфизма почти не отличаются от пород внутренних частей синклинория. Общая структура центральной части синклинория имеет широтную ориентировку, но на востоке, в верховьях р. Жуи, синклинорий резко изгибается и, постепенно сужаясь, прослеживается в юго-восточном направлении к оз. Орон.

На северо-западе синклинорий отделен от Мамского синклинория Марской антиклиналью. Марская антиклиналь, расположенная на северо-восточном продолжении Абчадского разлома, представляет валообразную структуру, сложенную кадаликанским комплексом рифея. К ее ядру приурочены гранит-пегматиты мамско-оронского комплекса, вытянутые вдоль простирания структуры на расстоянии почти 100 *м*.

Несмотря на интенсивную складчатость осадочных толщ, выполняющих Бодайбинский синклинорий, форма его внутренних структур первого порядка относительно простая. В пределах синклинория выделяются две крупные широтные структуры — Бодайбинская и Маракано-Тунгусская синклинали, разделенные Кропоткинской антиклиналью.

Как показали С. Д. Шер (1961а, б), Т. П. Жаднова (1962, 1968) и Ю. П. Казакевич (Казакевич и др., 1965), в пределах Бодайбинской и Маракано-Тунгусской синклиналей наблюдается напряженная складчатость, для которой характерно чередование синклиналей второго порядка с узкими гребневидными сильно сжатыми антиклиналями (рис. 24). Отдельные гребневидные складки при ширине 4—6 *км* прослеживаются в длину до 40—50 *км*. В замках таких антиклиналей слои резко изламываются под острым углом, а в пластичных породах широко развиты складки течения и структуры выжимания. К гребневидным антиклиналям приурочена зона гидротермально измененных пород и кварцевые жилы. Гребневидные складки повсеместно прослеживаются и в Кропоткинской антиклинали.

Если в центральных частях синклинория преобладают складки с вертикальными осевыми плоскостями, то в северном направлении по мере приближения к Тонодскому антиклинорию складки имеют тенденцию к опрокидыванию на юг. Вдоль зоны сочленения с антиклинорием, в верховьях рек Жуи и Большого Патома, наблюдаются крупные лежачие складки, осложненные пологими надвигами (рис. 25). Пока не совсем ясна амплитуда надвигания, так как работ в этом направлении здесь не проводилось, но вполне допустимо перемещение отдельных покровов на первые десятки километров. В частности, Л. И. Салоп (1967) предполагает, что горизонтальная амплитуда смещения по надвигу, прослеживаемая в верховьях р. Большой Патом, достигает 10—15 *км*.

Хотя система складок синклинория заметно осложняет его структурный рисунок, общее зеркало складчатости наклонено полого к центру синклинория, а в его центральных частях располагается почти горизонтально. Это хорошо следует из анализа геологической карты Бодайбинской синклинали, где почти непрерывная площадь выходов интенсивно дислоцированных пород анангрской свиты (мощность около 1,5 *км*) достигает ширины 30—40 *км*.

Строение южного борта Бодайбинского синклинория трудно расшифровывается в связи с широко проявившимися процессами гранитизации. Южный борт осложнен отдельными выступами нижнепротерозойских пород, вдающихся со стороны Байкало-Витимского антиклинального поднятия. В частности, северо-восточное периклинальное окончание Байкало-Конкудерского антиклинория, входящего в состав поднятия, вдается в пределы Бодайбинского синклинория на 30 *км* и достигает р. Витим.

Мамский синклинорий, в отличие от других крупных структур области, является линейной структурой. При ширине 30—50 *км* он протягивается в длину на 200 *км*. Юго-восточное крыло синклинория оборвано пря-

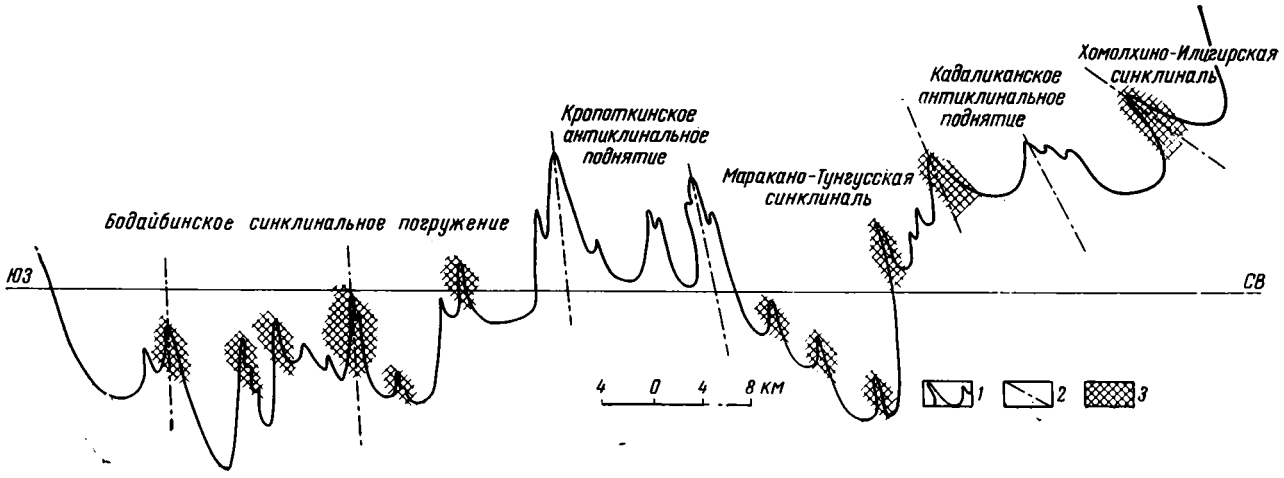


Рис. 24. Сводный разрез через Бодайбинский синклинорий, проведенный по верхнему контуру отложений вачской свиты (Шер, 1961а)

1 — верхний контакт отложений вачской свиты;
2 — оси складок;
3 — положение участков наиболее интенсивной гидротермальной переработки пород

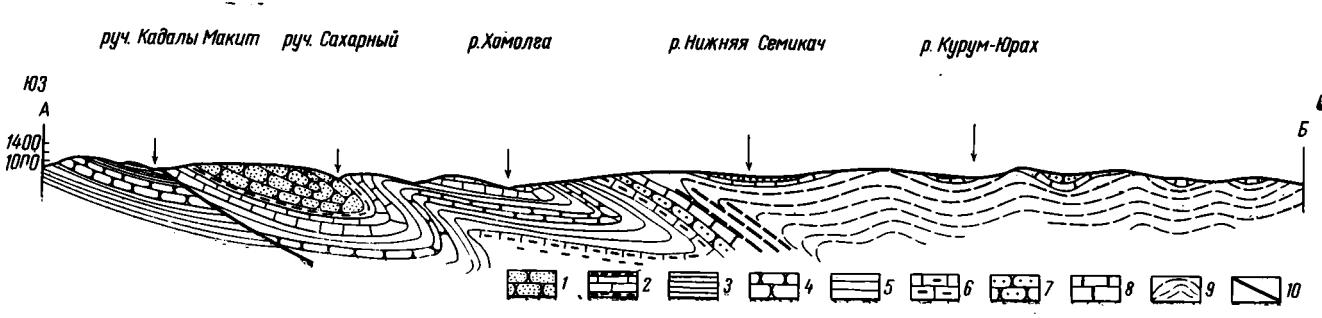


Рис. 25. Геологический профиль через северный борт Бодайбинского синклинория (Жаднова, 1962)

1 — аунакитская свита;
2 — жуинская свита;
3, 4, 5 — верхняя, средняя и нижняя подсвиты валюхтинской свиты;
6 — баракунская свита;
7 — джемкуканская свита;
8 — мариинская свита;
9 — бугарихтинская свита;
10 — разлом

молинейным Абчадским разломом, в связи с которым он имеет резко асимметричную форму. В северо-восточном направлении ось синклинория постепенно погружается и в нем последовательно появляются все более молодые толщи рифея. На правобережье р. Витим он под углом 60° сопрягается с широтным Бодайбинским синклинорием.

Породы, слагающие синклинорий, представлены патомской серией, метаморфизованной до гранат-амфиболитовой фации, а местами и гранитизированной, что осложняет расшифровку его внутренней структуры. Одна группа геологов (Семененко, 1948; Таевский и Таевская, 1961; Великославинский и др., 1963) рассматривает Мамский синклинорий как структуру с пологим северо-западным и крутым юго-восточным крыльями, тогда как другие (Неелов, 1957; Фомин, Тихонов, 1966) пришли к заключению о почти полном отсутствии юго-восточного крыла. Несмотря на указанные противоречия, внутренняя структура синклинория, особенно его центральной и северо-западной частей, ясна. В центральной части, по данным Д. А. Великославинского и др. (1963), развиты линейные складки с почти вертикальными осевыми плоскостями и выделено несколько брахискладок, которые имеют в поперечнике 5—6 *км* и несколько вытянуты в юго-восточном направлении.

Северо-западное крыло синклинория, полого падающее на юго-восток (под углом 15—20°), осложнено мелкой изоклинальной складчатостью, опрокинутой на северо-запад. Углы наклона осевых плоскостей изоклинальной складчатости составляют 15—30°, т. е. приближаются к углу наклона зеркала складчатости синклинория (рис. 26).

Вдоль юго-восточного борта синклинория слои стоят вертикально или круто (70—80°) наклонены на северо-запад. В крутопадающих слоях развита своеобразная флексурная складчатость (Семененко, 1948). Особенностью флексурообразных структур является выдержанное залегание двух длинных крутопадающих крыльев и сложно смятое короткое соединительное крыло, падающее полого или почти горизонтально. Ширина короткого пологого крыла иногда достигает 1 *км*. Для синклинория также характерно развитие мелких складок волочения, течения, а также будинаж, разлинзовка конгломератов.

В целом общая структура синклинория отличается большим своеобразием. Осложняющие его изоклинальные складки опрокинуты на северо-запад, т. е. в сторону, противоположную оси синклинория. Подобная вергентность нехарактерна для нормальных синклинориев и, вероятно, связана с перемещением масс от складчатой области к ее периферии.

Наиболее южный в системе Байкальской складчатой области Баргузино-Витимский синклинорий почти целиком заполнен крупными батолитическими телами рифейского баргузинского комплекса, а на юге и нижнепалеозойского джидинского комплекса. В связи с этим его внутренняя структура расшифровывается плохо. Только отдельные крупные участки пород рифея, сохранившиеся среди «моря» гранитов в бассейнах рек Катеры, Баргузина, Иката, Уакита, Зазы и Кадымита, дают представление о самых общих чертах структуры района.

Очертания синклинория имеют относительно простую, широкую форму, вытянутую в меридиональном направлении. Если на севере он плавно замыкается, то на юге граничит с Джидино-Прибайкальским синклинорием. Последний также почти целиком выполнен гранитами, в связи с чем неясен характер взаимоотношений между синклинориями. Вероятно, между ними располагается антиклинорий, с которым связано появление в конце докембрия мощных толщ татауровских конгломератов.

Внутренняя структура синклинория очень сложная. По данным Е. В. Павловского (1956, 1960), Л. И. Салопа (1967), рифейские толщи синклинория смяты в сложные глубокие складки, иногда близкие к веерообразным. На фоне относительно крупных структур нередко при-

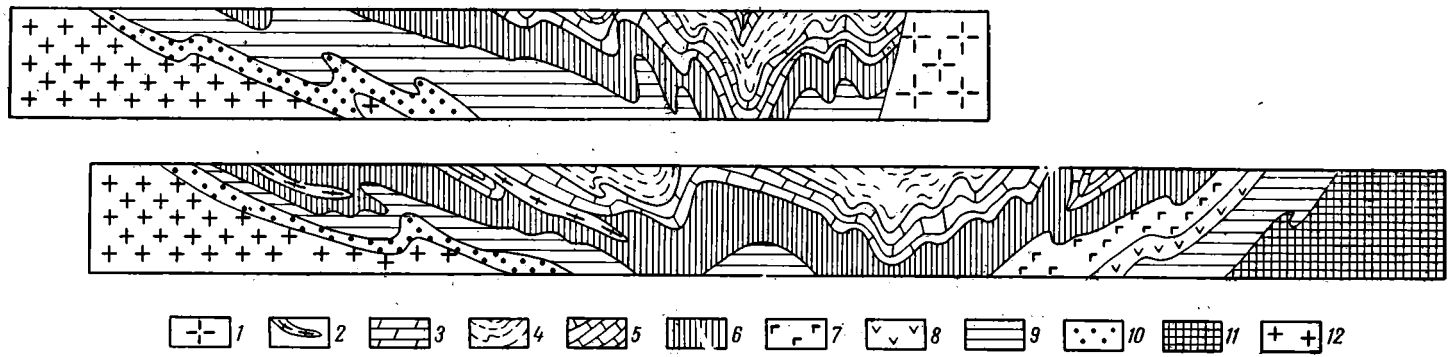


Рис. 26. Поперечный геологический профиль через Мамский синклинорий (Д. А. Великославинский и др., 1963)

1 — интрузии гранитоидов и щелочных сиенитов мамского комплекса;
2 — синскладчатые гранито-гнейсы мамского комплекса;
3—9 — мамская серия:
3 — мраморы, известково-силикатные породы,
4 — дистенсодержащие сланцы и мраморы,
5 — известково-силикатные породы,
6 — глиноземистые сланцы,
7 — основные эффузивы, конгломераты,
8 — основные эффузивы,
9 — кварцито-гнейсы;
10 — горизонт ставролитовых сланцев и кварцитов;
11 — муйский вулканогенный комплекс;
12 — гранито-гнейсы чуйского комплекса

сутствуют изоклинальные складки с острыми замками. Локально наблюдаются и дисгармоничные складки, связанные с литологической неоднородностью разреза. Преобладающая ориентировка складок северо-восточная, но в районе рек Катеры и Иката они резко изгибаются и приобретают в плане северо-западную ориентировку.

Если в Баргузино-Витимском, Мамском и Бодайбинском синклинориях рифейский геосинклинальный этап завершился магматизмом, метаморфизмом и складчатостью, то во внешней зоне, в Жуинско-Патомском и Прибайкальском прогибах, наблюдается иная картина. По своей морфологии структуры прогибов заметно отличаются от описанных структур более внутренних частей области. Особенно это хорошо проявляется в Жуинско-Патомском прогибе, где благодаря работам Н. М. Чумакова (1959), Т. П. Жадновой (1962, 1968), Ю. П. Казакевич, В. С. Аносова, М. Я. Дубникова, Б. В. Огиенко и других, общая структура прогиба достаточно хорошо выявлена, хотя и остаются пока не совсем ясными внешние границы его с древними платформенными массивами. На большом протяжении они скрыты под кембро-ордовикскими толщами и поэтому обосновываются главным образом геофизическими данными. Как было сказано выше, границы современных выходов рифея на севере не являются естественными границами рифейского прогиба и складчатой области. Судя по геофизическим данным, прогиб продолжается и под осадочными толщами кембрия Березовской и Нюйско-Пеледуйской впадин (см. рис. 5). В частности, Жуинско-Патомский прогиб на востоке не ограничивается узкой Жуинской зоной разломов, а продолжается приблизительно до долины р. Чары. На северо-востоке он сливается с Кемпендяйским прогибом, причем в зоне перехода патомская серия рифея не испытывает значительных изменений фаций и мощностей.

Рифейские толщи Жуинско-Патомского прогиба смяты в систему узких линейных складок, образующих знаменитую Патомскую дугу. Отдельные складки прослеживаются в длину до 100 *км* при ширине всего в 5—10 *км*. В поперечном разрезе они представляют узкие синклинали, очень часто с пологим дном, разделенные асимметричными антиклиналями или флексурами. Характерной закономерностью является некоторое опрокидывание складок в направлении к периферии складчатой дуги. В большинстве синклиналей крыло, обращенное к периферии области, приподнято и ограничено взбросом или надвигом, тогда как противоположное оборвано и глубоко опущено (рис. 27).

В юго-восточной части прогиба, в бассейне р. Ченчи, все узкие синклинали и разделяющие их антиклинали постепенно затухают и переходят в единую пологую Верхнеченчинскую синклиналь шириной около 30 *км*, слегка вытянутую в меридиональном направлении.

Напряженность складчатости заметно усиливается в вершине дуги складок, где прослеживаются пологие надвиги и отдельные крупные лежачие складки с горизонтально ориентированными осевыми плоскостями. Примером подобных структур может служить лежачая складка, обнаруженная нами на правом берегу р. Большой Патом в 4 *км* ниже устья р. Челончен.

Вдоль плоскостей надвигов и взбросов располагаются участки очень сложного строения. В этих участках породы интенсивно перемяты, кливажированы и пронизаны сетью кварц-кальцитовых жил. Отмечаются плойчатость и многочисленные плоскости скольжения. Здесь же присутствуют и мелкие сложные изоклинальные складки.

Опрокидывание и надвигание складок на восток, в сторону платформы, хорошо видно вдоль Жуинской зоны разломов по р. Жуе. Здесь в береговых обнажениях между устьями рек Тарын и Кутукан наблюдаются пологие чешуйчатые надвиги, отмеченные ранее Л. И. Салопом (1964). Плоскости таких надвигов падают на запад под углом 10—15° или

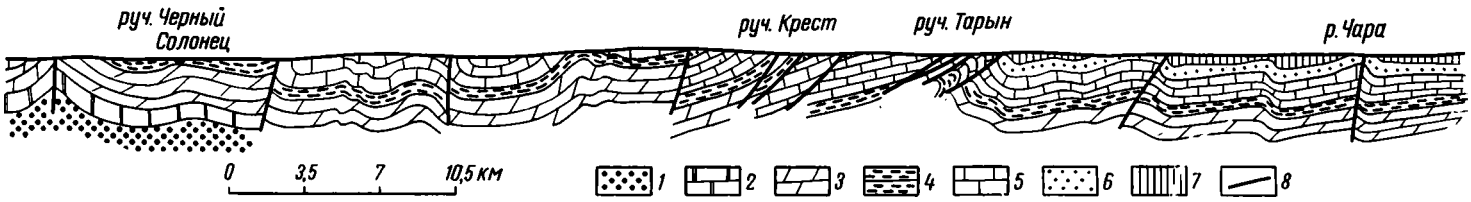


Рис. 27. Геологический профиль через Жуинскую зону линейных складок. Район нижнего течения р. Жуи

1—6 — рифей:
1 — баллаганахская подсерия,
2 — мариинская и джемкуканская свиты,
3 — баракунская свита,
4 — валюхтинская свита,
5 — жуинская и ченчинская свиты,
6 — жербинская свита;
7 — кембрий, пестроцветная свита;
8 — разломы

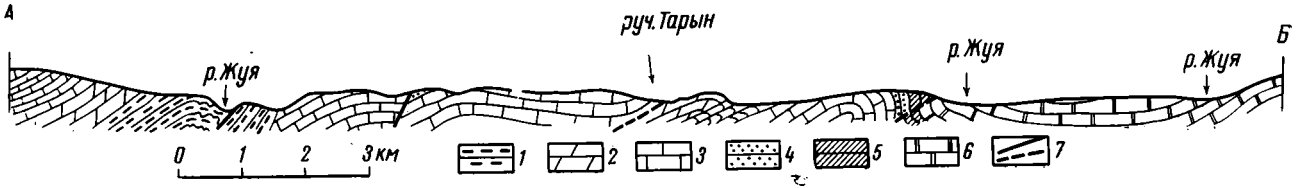


Рис. 28. Геологический профиль через Жуинскую зону разломов

1—3 — рифей:
1 — валюхтинская свита,
2 — жуинская свита,
3 — ченская свита,
4, 5 — вендский комплекс:
4 — жербинская свита,
5 — тиновская свита,
6 — нижний кембрий, пестроцветная свита,
7 — разломы

располагаются горизонтально (рис. 28). Между плоскостями наблюдаются сложные складки, среди которых обнаруживаются и лежачие складки с параллельными крыльями и выжатыми ядрами. Некоторые лежачие складки прослеживаются вкрест их простирания до 200—300 *м*. В зоне надвига в связи с пластическими деформациями пород возникли сложные структуры, сопровождаемые хаотическим смятием слоев, образованием тектонических брекчий и многочисленных плоскостей скольжения.

Под прямым углом к Патомской дуге складок располагается Уринское поднятие, природа которого до сих пор недостаточно ясна и вызывает споры.

Собственно Уринское поднятие, прослеживаемое на протяжении около 100 *км*, состоит из трех крупных брахиантиклиналей, разделенных относительно узкими синклиналями. На севере поднятие с несогласием перекрывается юрскими отложениями Вилюйской впадины.

Своим юго-западным окончанием в районе нижнего течения р. Большой Патом поднятие сочленяется со складчатой дугой. Шарниры Патомской дуги складок вблизи поднятия воздымаются, иногда несколько изгибаются, и складки быстро затухают, уступая место юго-западным простираниям (рис. 29). Сочленение двух направлений при помощи разломов нехарактерно. Структуры Уринского поднятия прослеживаются среди Патомской дуги складок недалеко (20—25 *км*) и в районе среднего течения р. Малый Патом затухают. На их продолжении шарниры линейных складок воздымаются и таким образом внутри Патомской дуги складок прослеживается широкое поперечное поднятие, которое в верховьях р. Малый Патом соединяется с Тонодским антиклинорием.

Поперечное поднятие разделяет Жуинско-Патомский прогиб на два частных прогиба: Жуинский и Патомский. Пока нет убедительных данных о существовании поперечного поднятия для большей части рифея. Его зарождение намечается только в конце рифея, когда в центральных частях Патомского и Жуинского прогибов накопились карбонатные отложения жуинской и ченчинской свит мощностью до 2000—2500 *м*, тогда как для района поперечного поднятия мощности синхронных свит не превышают 1000—1500 *м*.

С Тонодским антиклинорием Жуинско-Патомский прогиб граничит по системе кулисообразно расположенных флексур или разломов. Крутой взброс вдоль границы с протибом наблюдается по северо-восточной окраине Нечерского антиклинория.

Рифейские отложения, залегающие в сводовых участках и на крыльях Тонодского и Нечерского антиклинориев, смяты в пологие складки, среди которых выделяются просто построенные, иногда плоские мульды, разделенные антиклиналями. Углы падения составляют 10—30° и только вдоль разломов приобретают большие значения. С субширотным разломом связано возникновение линейной Саталахско-Ковалийской синклинали, вытянутой вдоль южного крыла Тонодского антиклинория в длину на 150 *км* при ширине 8—10 *км*.

Широкая полоса (до 45 *км*) развития баллаганахской свиты рифея, прослеживаемая к югу от Тонодского антиклинория и входящая в состав Чуйско-Тонодско-Нечерского поднятия (Чипикетская глыба, по Т. П. Жадновой) отличается простотой своего строения. Для нее характерны пологие мульдообразные складки с невыдержанными по простиранию осями. Только в отдельных участках рифейские породы, сокращенные в мощности по сравнению с прилегающими прогибами, осложнены разломами. Однако к югу от Чипикетской полосы пологих структур вдоль границ с северным крылом Бодайбинского синклинория тектоника резко

осложняется. Взаимоотношение Чуйско-Тонодско-Нечерского антиклинального поднятия с Бодайбинским синклинорием происходит по системе надвигов, по которым южный борт поднятия надвинут в сторону синклинория. При этом линейные складки, сложенные кадаликанской и бодайбинской подсериями, в верховьях рек Большой Патом, Хомолхо, и Нечера опрокинуты на юг и, по образному выражению Т. П. Жадновой (1962), как бы «втянуты» под Чипикетский массив. Эта система складок по своему генезису и времени образования тесно связана со складчатыми формами Бодайбинского синклинория.

Исходя из морфологии складчатых форм в пределах Байкальской области, выделяются две большие группы структур. К первой группе относятся структуры, сформировавшиеся в условиях повышенной пластичности пород. Породы обычно глубоко преобразованы процессами гранитизации и метаморфизма. К первой группе, в частности, относятся линейные складки преимущественно с вертикальными осевыми плоскостями, широко развитые в центральных частях Бодайбинского и Мамского синклинориев. На крыльях этих синклинориев преобладают изоклинальные складки разных порядков, причем нередки лежачие складки, сопровождаемые пологими надвигами. Складчатость первого и второго порядков на крыльях синклинориев осложнена более мелкими дислокациями, среди которых выделяются складки течения и волочения.

Очень широко наблюдается будинаж, разлинзование галек конгломератов, кливаж, линейная ориентировка минералов, течение вещества. Особый интерес представляют своеобразные крупные валоподобные антиклинали с пологими сводами. К ядрам подобных складок приурочены гранито-гнейсы или гранит-пегматиты, как это, например, наблюдается в Марской антиклинали.

В Баргузино-Витимском синклинории помимо линейных изоклинальных складок присутствуют веерообразные складки, а также складки, оси которых в плане имеют резкие изгибы. На фоне относительно крупных структур выделяются изоклинальные складки с острыми замками. Несмотря на очень сложную дислоцированность, общее падение зеркала складчатости в синклинориях внутренней зоны пологое, а иногда и горизонтальное. Это обстоятельство подкрепляет выводы, сделанные на основании структурно-формационного анализа, о простоте структурных форм первого порядка, существовавших в рифейский этап развития области.

Иной тип складчатости распространен по периферии Байкальской области, где характерны протяженные асимметричные антиклинали, разделенные либо пологими синклиналями, либо участками моноклинального падения пород. Крутые крылья антиклиналей, осложненные флексурами, взбросами или надвигами, обычно обращены в сторону прилежащих участков Сибирской платформы. Вполне возможно, что на отдельных участках надвиги переходят в шарьяжи с волнисто изогнутыми плоскостями смещения, что отмечено для Прибайкальского прогиба (Ципуков, 1962).

Относительно времени формирования структур периферии области пока нет единого мнения. Тот факт, что в складчатости участвуют кембрийские отложения, а по окраине области — ордовикские и нижнесилурийские, позволяет предположить, что структуры сформировались в конце нижнего палеозоя, в каледонскую эпоху складкообразования, но эта складчатость не является геосинклинальной, так как она отделена огромным интервалом времени и от эпохи замыкания Байкальской геосинклинали. Тектонические движения конца докембрия в периферических районах не привели к появлению несогласия между рифеем и вендом. Таким образом, байкальская складчатость здесь не проявилась в сколь-либо существенной перестройке структурного плана.

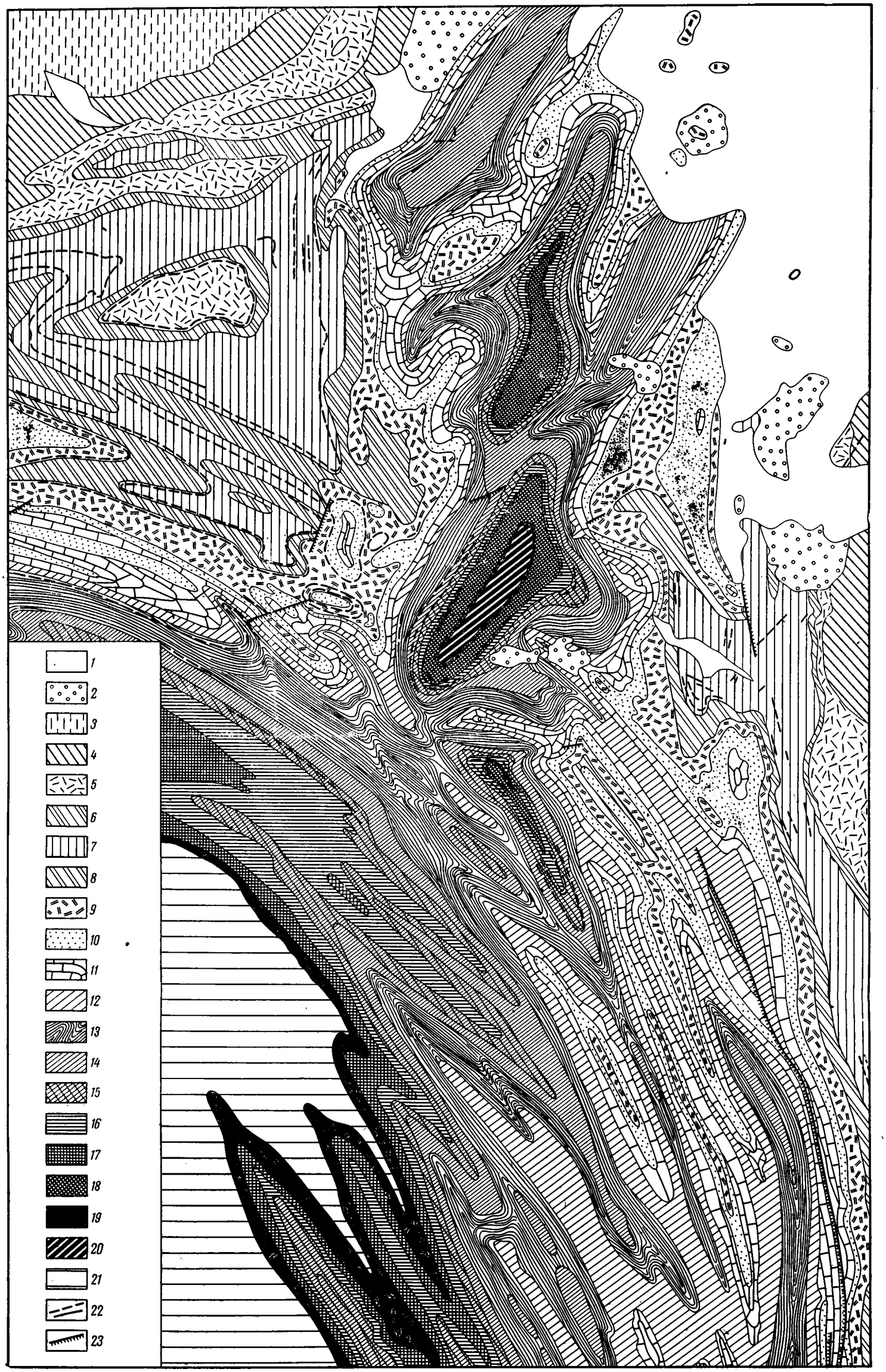


Рис. 29. Геологическая карта района сочленения Уринского поднятия с Патомской зоной линейных складок. Составил Н. М. Чумаков

1 — четвертичные отложения;
2 — нижняя юра;
3 — нижний силур;
4 — средний — верхний ордовик;
5 — нижний ордовик;
6 — верхний кембрий — верхоленская свита;
7, 8 — нижний кембрий:
7 — ленский ярус,
8 — юедейская (пестроцветная) свита;
9, 10 — вендский комплекс:
9 — тиновская свита,
10 — жербинская свита;
11—21 — рифей, патомская серия, свиты:
11 — ченчинская (холычская и алянчская),
12 — жуинская (никольская),
13 — валюхтинская,
14—16 — нижняя, средняя, верхняя подсвиты баракунской свиты,
17 — джемкуканская,
18 — большепатомская,
19 — мариинская,
20 — улахандуоранская,
21 — баллаганахская:
22 — пластовые тела траппов;
23 — разломы

Зак. 5885

Дополнительные данные о возрасте складок по периферии области дает анализ своеобразных линейных складок, развитых вдоль юго-восточного края Сибирской платформы в районах верхнего и среднего течения р. Лены и в верховьях рек Нижней Тунгуски и Ангары. Линейные складки образуют две хорошо выраженные зоны — Приленскую и Литвинцевскую (Непскую), — разделенные между собой широкой зоной развития пологих антиклиналей и брахиантиклиналей. Для Литвинцевской зоны, отстоящей от края Байкальской области на 200—250 *км*, характерны узкие линейные асимметричные антиклинальные складки. Эти складки развиты в кембрийских, ордовикских и силурийских отложениях, но не прослеживаются в верхнепалеозойских толщах тунгусской серии. В Приленской зоне, простирающейся вдоль северо-западного края Байкальской области, преобладают линейные, но более широкие и простые складки (Зайцев, Покровская, 1950; Туголесов, 1952; Зайцев, 1954).

Постепенная смена вкрест простирания линейных складок северо-западной части Патомской зоны складками Литвинцевской (Непской) и Приленской зон позволяет предполагать близкое, т. е. доверхнепалеозойское время их формирования.

Д. А. Туголесов (1952), детально изучавший морфологию структур Непской зоны, связывает возникновение складок со сжатием, причем, по его мнению, важную роль в формировании складок играли горизонты нижнекембрийской соли, по которым происходило скольжение вышележащих толщ. Современное геофизическое исследование и данные глубокого бурения показывают, что вдоль окраин платформы дислокации действительно затронули соленосные и вышележащие толщи, тогда как подстилающие отложения рифея и вендского комплекса залегают полого. Хотя складки периферии Байкальской области и окраин платформы несколько различаются по своей морфологии, они связаны между собой постепенными переходами и их возникновение в конечном счете происходило под воздействием единых напряжений, исходящих из внутренних частей складчатой области. Об этом, например, свидетельствует опрокидывание на северо-запад большинства линейных структур. Напряжения, исходящие со стороны внутренних частей Байкальской области, смяли в линейные складки не только миогеосинклинальные толщи Байкальской области, но и отложения платформенного чехла мощностью в 3—4 *км* на значительных расстояниях (до 200—250 *км*) от его края.

Уринское поднятие и Патомская зона складок сформировались одновременно, но в районе Уринского структурного узла происходило сложное взаимоотношение разнонаправленных тектонических усилий, что привело к резкому изменению простираний складок.

В заключение необходимо подчеркнуть, что рифейские образования Байкальской области осложнены двумя разновозрастными группами складок. Первая, сложная система складок внутренней зоны байкалид, возникшая в условиях повышенной пластичности пород, сформировалась в конце рифея в процессе замыкания геосинклинального режима. Вторая группа протяженных асимметричных складок, в строении которой большую роль играют флексуры и разломы, вероятно, имеет доверхнепалеозойский возраст. Эти складки, сформировавшиеся через 200—300 млн. лет после замыкания байкальской геосинклинали, особенно широко развиты во внешней зоне байкалид. Сложные дислокации каледонского возраста, несомненно, присутствуют и во внутренней зоне, особенно у границ с ранними каледонидами, но они еще плохо изучены и с трудом отделяются от байкальских.

СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ГРАНИТОИДНЫХ КОМПЛЕКСОВ БАЙКАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ И ИХ ОСНОВНЫЕ ФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ

Структурное положение гранитоидных комплексов

Магматические комплексы Байкальской складчатой области к настоящему времени гораздо лучше изучены с точки зрения их состава, текстурных разновидностей и химизма, чем в отношении их структурного положения. Большее внимание было обращено на позицию слюдяных пегматитов, где необходимость выяснения перспективных площадей для промышленных целей привела к выявлению структурных критериев, определяющих размещение этих образований. Большие площади распространения гранитоидов затрудняют выяснение региональных структур района. Они расшифровываются с большим трудом лишь благодаря выявлению крупных ксенолитов и провесов кровли, сохранивших элементы первоначального залегания среди гранитоидных массивов мамско-оронского, баргузинского и реже конкудеро-мамаканского комплексов. Сохранение элементов залеганий в крупных ксенолитах было отмечено рядом исследователей (Павловский, 1960; Великославинский и др., 1963; Булгатов, 1966а, б). В таких участках возможна «реставрация» складчатых форм, к которым приурочены те или иные гранитоидные массивы. Выяснение зон разрывных нарушений также зачастую возможно благодаря анализу расположения массивов однообразного состава с учетом ориентировки их длинных осей.

Выяснение положения магматических комплексов в структурных формах района имеет очень существенное значение, так как является одной из первостепенных характеристик при формационном анализе, в особенности таких пород, как гранитоиды, зачастую не столь значительно различающиеся по составу. Можно также полагать, что при недостаточном количестве геологических и геохронологических данных выявление сходных в структурном отношении массивов может содействовать выяснению их возраста.

При взгляде на геологическую карту Байкальской горной области (Салоп, 1964) или на схему размещения гранитоидных комплексов (см. рис. 21) можно видеть, что они приурочены главным образом к структурам, формировавшимся в рифейское время. Гранитоиды слагают бо́льшую часть области Байкало-Витимского антиклинория и Баргузино-Витимского синклинория. Внутреннее строение этих колоссальных по площади структур изучено слабо, и поэтому будет сделана попытка рассмотреть структурное положение гранитоидных комплексов на отдельных более известных участках.

Структурная позиция гранито-гнейсов мамско-оронского комплекса может быть выяснена на примере Байкало-Конкудерского антиклинория, который, возможно, выделяется из состава Байкало-Витимского антиклинория. Общее простирание Байкало-Конкудерского антиклинория параллельно простиранию Мамского синклинория. В области северо-восточного погружения антиклинория широко развиты разнообразные гранитоиды. В результате анализа расположения многочисленных провесов кровли среди гранитов и гранито-гнейсов и ориентировки гнейсовидности в гранито-гнейсах, выявленных В. М. Таевским и З. К. Таевской, была сделана попытка восстановления деталей строения этого участка (рис. 30). Судя по «реставрированным» площадям выходов пород среднего протерозоя, нижней и средней подсерий рифея, их ширина выхода в плане на периклинальном погружении возрастает в пять—десять раз по сравнению с шириной выхода на крутом северо-западном крыле анти-

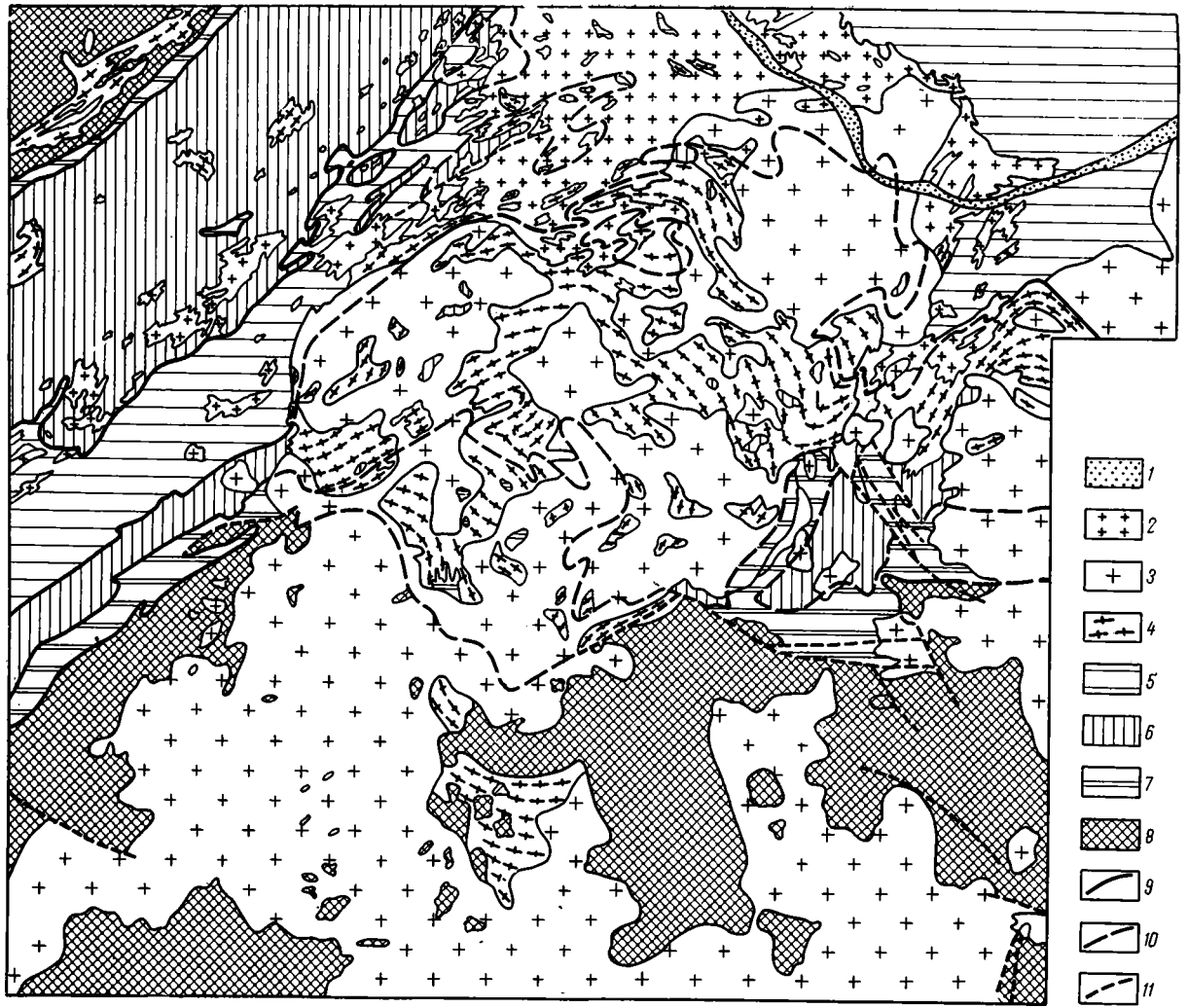


Рис. 30. Схематическая карта структурного положения гранито-гнейсов мамско-оронского и гранитоидов тельмамского комплексов в периклинальном замыкании Байкало-Конкудерского антиклинория. Составлена Т. Г. Павловой, по материалам В. М. Таевского, З. К. Таевской, Л. В. Ревякина и С. Д. Шера

1 — рыхлые отложения;
2 — гранит-пегматиты и пегматиты;
3 — гранитоиды тельмамского комплекса;
4 — гранито-гнейсы мамско-оронского комплекса;
5 — кадаликанская подсерия рифея;
6 — баллаганахская подсерия рифея;
7 — тепторгинская серия;
8 — муйская и чуйская серии;
9, 10 — геологические границы:
9 — установленные,
10 — предполагаемые;
11 — линии разломов

клинория, где гранито-гнейсы отсутствуют. Такое увеличение ширины выходов, особенно в нижней подсерии рифея (в десять раз), по-видимому, связано с дополнительными складками на фоне общего пологого зеркала складчатости. На площади свыше 3000 *км*^{2} в области пологого погружения антиклинория широко развиты гранито-гнейсы и гранит-пегматиты мамско-оронского комплекса. Все эти образования приурочены к общему пологому погружению антиклинория в сторону прилежащих Мамского и Бодайбинского синклинориев. Положение гранито-гнейсов и гранит-пегматитов определено положительной структурой с относительно небольшой амплитудой поднятия.

Севернее, в области антиклинального перегиба между синклинориями, гранито-гнейсы сменяются гранит-пегматитами. Здесь они не представляют такого сплошного поля, как это условно показано на геологической схеме (см. рис. 30). Залегая в виде жил, они очень обильно насыщают эту площадь, и простирания их тел подчиняются складчатым формам вмещающих пород (рис. 31).

В северо-восточной части района, в верховьях р. Нерпо, граниты и гранито-гнейсы мамско-оронского комплекса приурочены к центриклинальному замыканию Бодайбинского синклинория. В районе впадения р. Нерпо в р. Витим юго-восточные простирания в гранито-гнейсах сменяются субширотными. Эти простирания отражают строение юго-восточного крыла Бодайбинского синклинория. На водоразделе в большой излучине среднего течения р. Витим среди гранитоидов известно большое количество участков, сложенных породами кадаликанской и бодайбинской подсерий, в которых зачастую могут быть измерены элементы залегания. По ним намечаются реликты отмеченного выше центриклинального замыкания. Элементы восточного крыла выявляются по простираниям гнейсовидности в районе впадения р. Шактольни и по р. Витим к востоку от нее.

По мере погружения оси синклинория к северу гранито-гнейсы сменяются инъекциями, жилами и фельдшпатизированными породами рифея. Напротив, по направлению к смежным антиклинориям к востоку и западу от центриклинального замыкания Бодайбинского синклинория гранито-гнейсы сменяются гранитами. Таким образом, и в этом районе гранито-гнейсы размещаются в области, относительно приподнятой по сравнению со структурой синклинория.

Вопросу структурного положения различных пегматитов мамско-оронского комплекса посвящено значительное количество исследований, и среди них известны обобщающие работы последнего десятилетия — Д. А. Великославинского и др. (1957, 1962, 1963), М. А. Завалишина и В. Н. Чеснокова (1960), В. М. Таевского и З. К. Таевской (1961) и ряда других исследователей.

В отношении структурного положения пегматитов существовали различные представления, детально рассмотренные Д. А. Великославинским и др. (1963). В свете имеющихся в настоящее время материалов, очевидно, наиболее правильным является представление упомянутых авторов о том, что основным фактором, влияющим на распределение пегматитов в зонах обильного и слабого насыщения, является структура вмещающих толщ. Зона обильного насыщения пегматитами приурочена к центральной антиклинальной зоне в приосевой части Мамского синклинория, где объем пегматитового материала составляет от 40 до 100%. Зона слабого насыщения тяготеет к северо-западной части синклинория, где складчатые структуры представлены узкими, сжатыми, изоклинальными складками. Здесь объем пегматитового материала редко превышает 15%, за исключением отдельных локальных участков.

Центральная антиклинальная зона, к которой приурочена главная масса тел гранит-пегматитов и пегматитов, состоит из нескольких

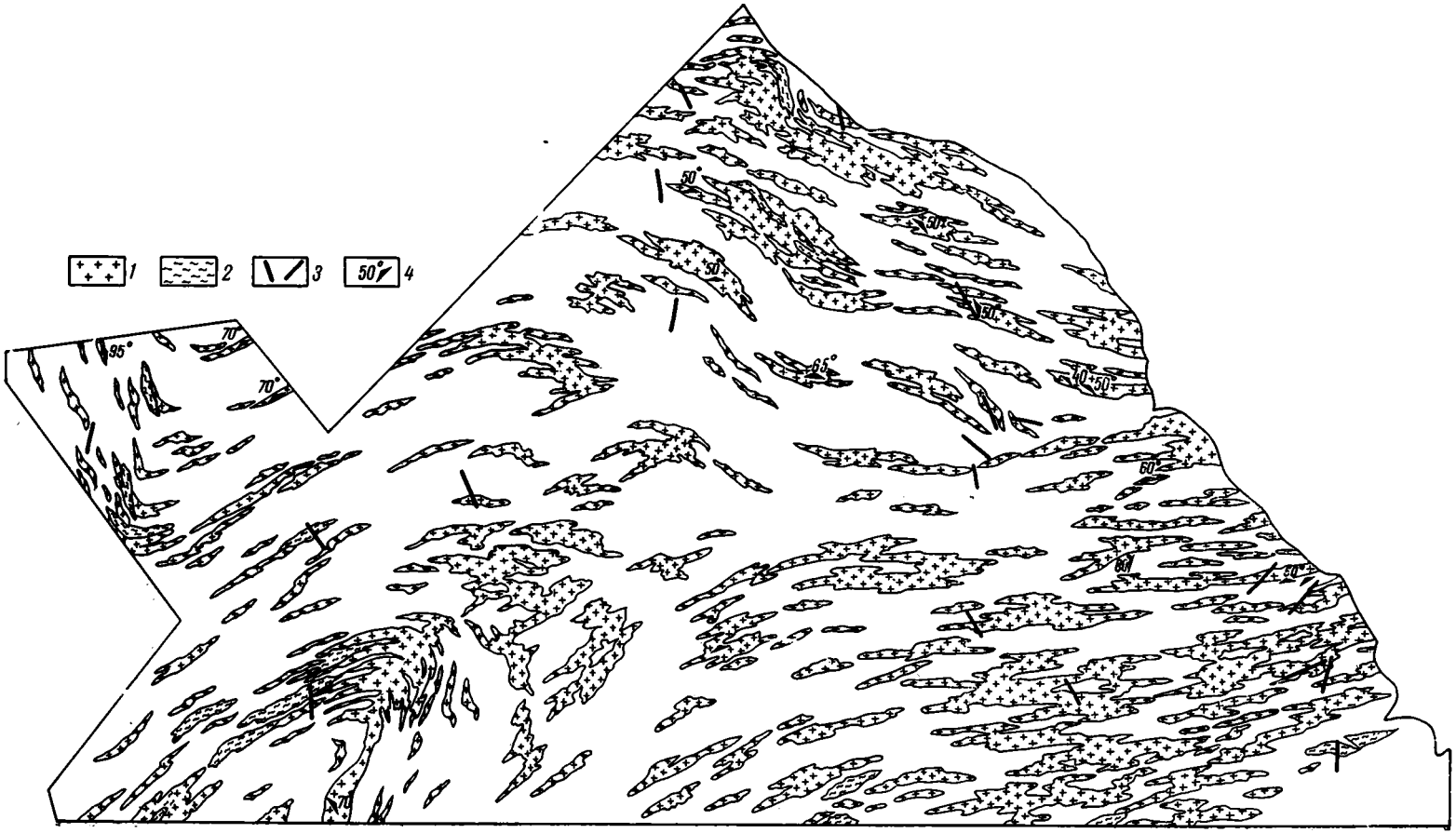


Рис. 31. Морфология гранит-пегматитов Мамско-Витимского водораздела (по А. С. Флаасу)

1 — гранит-пегматиты и пегматиты;
2 — гранито-гнейсы;
3 — дайки гранитов;
4 — гнейсовидность в пегматитах

брахиформных асимметричных складок, оси которых ориентированы параллельно оси Мамского синклинория. Брахиформные складки осложнены мелкими складками. В юго-восточных крыльях пологие падения горизонтов на отдельных участках становятся более крутыми и даже запрокинутыми, тогда как в северо-западных крыльях они не превышают 35—40°. К осевой части более глубоко эродированных складок приурочены мелкие тела гранито-гнейсов и различных мигматитов, а к их крыльям и менее глубоко вскрытым ядрам складок — пегматиты. Такая тесная связь пегматитов со складчатыми формами свидетельствует о том, что пегматиты одновременны со складчатостью мамской серии. Они подразделены (рис. 32) на синкинематические и позднесинкинематические (Великославинский и др., 1963), или неперемещенные и перемещенные (Сычев, 1967). Синкинематические или мигматитовые пегматиты образуют ряд морфологических разновидностей, таких как порфиробластические, линзовидные, полосчатые и гнездовые. Эти мигматитовые образования участвуют совместно с вмещающими породами в складках волочения, течения и в будинаж-структурах. Позднесинкинематические пегматиты занимают полости межпластовых отслоений и мелких секущих разрывных нарушений.

Гранит-пегматиты и пегматиты приурочены также к области антиклинального перегиба между Мамским и Бодайбинским синклинориями, к ядру этой антиклинальной структуры. В ее крыльях, по данным А. К. Кондратенко и С. Д. Шера (1960), преобладают пологие углы падения, не свыше 40—45°. По направлению к Бодайбинскому синклинорию эти пологие углы еще прослеживаются в вышележащих породах вачской и аунакитской свит и заметно увеличиваются к востоку. Сопоставление мощностей аунакитской свиты на крыле антиклинали и в Бодайбинском синклинории, привело А. К. Кондратенко и С. Д. Шера (1960) к выводу о росте антиклинали уж в процессе осадконакопления верхнерифейских толщ.

Положение пегматитов мамско-оронского комплекса в северо-восточной части Байкальской складчатой области в Нечеро-Жуинском районе контролируется несколько иной структурной позицией в общем плане. Здесь нет такой единой крупной структуры первого порядка, какой является Мамский синклинорий. Пегматиты распространены в более мелких антиклиналях (Жуинская и др.), в крыльях синклинали, отделяющей Жуинскую антиклиналь от Нечерского антиклинория, и в западном крыле последнего. Они очень многочисленны в Жуинской антиклинали, центральную часть которой занимает одноименный массив гранитов. По данным Ф. В. Кузнецовой (1962), их сеть здесь так обильна, что создается впечатление однородного крупного пегматитового тела. Количество и размеры жил уменьшаются по мере удаления от центра антиклинали в ореоле около 20 *км*.

В Нечеро-Жуинском районе выделены различные морфологические типы пегматитовых жил: продольносекущие, диагональносекущие, поперечносекущие и согласные. Первые два типа наиболее распространены. Однако слюдоносными чаще бывают согласные и продольносекущие жилы, но в первых жилах мусковит низкого качества, а во вторых — при высоком качестве богатое ослюденение сравнительно редко (Кузнецова, 1962).

Ряд исследователей отмечает сходные черты геологического строения Нечеро-Жуинского и Мамского слюдоносных районов и в то же время отсутствие промышленно интересных слюдоносных объектов в первом и большое их значение во втором. Сходство этих районов заключено в распространении одновозрастных стратиграфических разрезов, близкой степени метаморфизма пород, обилии пегматитовых жил и их приуроченности к осевым плоскостям складок, даже

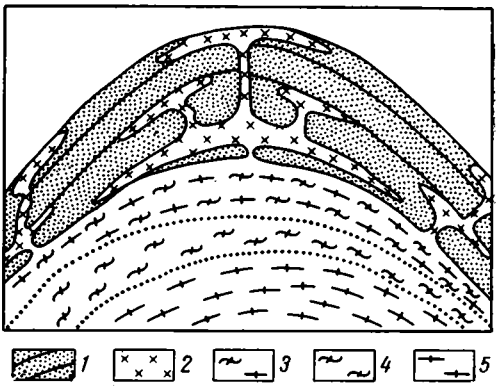


Рис. 32. Схема образования и локализации пегматитового материала в ядре Центрального антиклинального поднятия (Сычев, 1967)

1 — породы мамской толщи;
2 — перемещенные пегматиты;
3 — неперемещенные пегматиты;
4 — мигматиты;
5 — гранито-гнейсы

в широком развитии послемагматических преобразований. Такое сходство, очевидно, свидетельствует и об одновременности формирования гранит-пегматитов обоих районов и последующего наложения процесса постмагматических изменений. Главное различие в развитии этих двух сходных районов, по мнению Ф. В. Кузнецовой, заключено в тектонических условиях проявления послемагматического процесса, в более раннем его проявлении в Нечеро-Жуинском районе, «когда вмещающие породы еще не потеряли своей пластичности и тектонические движения обеспечивали равномерное пропитывание пород послемагматическими растворами» (Кузнецова, 1962, стр. 248).

Однако, по-видимому, причина различий в проявлении ослюденения заложена в различных структурных условиях, в которых проявлялся постмагматический этап. В районе Мамского синклинория общая узкая линейная форма структуры, по-видимому, была благоприятной для локализации слюдообразующих агентов, тогда как в Нечеро-Жуинском районе отдельные разобщенные складчатые формы более мелкого порядка не способствовали такой концентрации постмагматических растворов, которые дали бы сосредоточенное их воздействие. Таким образом, при выявлении структурной позиции слюдоносных пегматитов. очевидно, должны быть выяснены два фактора — структурный контроль для жилообразования и структурный контроль для слюдообразования. Локализации гранит-пегматитовых тел способствовали антиклинальные структуры второго порядка, такие как Центральная антиклинальная зона Мамского синклинория и антиклинальные структуры Нечеро-Жуинского района. В пределах этих структур жилы приурочены к участкам шарниров антиклинальных и синклинальных складок, характеризовавшихся условиями растяжения. Для проявления наложенного ослюденения были необходимы дополнительные благоприятные структурные условия в виде более крупной линейной формы общей региональной структуры.

Рассмотрение положения всех гранитоидных образований мамско-оронского комплекса приводит к выводу об их приуроченности к областям поднятий с относительно небольшой амплитудой. Есть основание полагать, что во время формирования этих гранитоидов в конце рифея они развивались и в центральных частях растущих поднятий. Однако последующий более интенсивный магматизм, проявленный в интрузивной форме, заместил центральные осевые части структур антиклинориев, и на современном срезе породы мамско-оронского комплекса сохранились лишь в областях менее ярко выраженных поднятий.

С областями распространения пород мамско-оронского комплекса очень тесно связаны значительно метаморфизованные породы, в то вре-

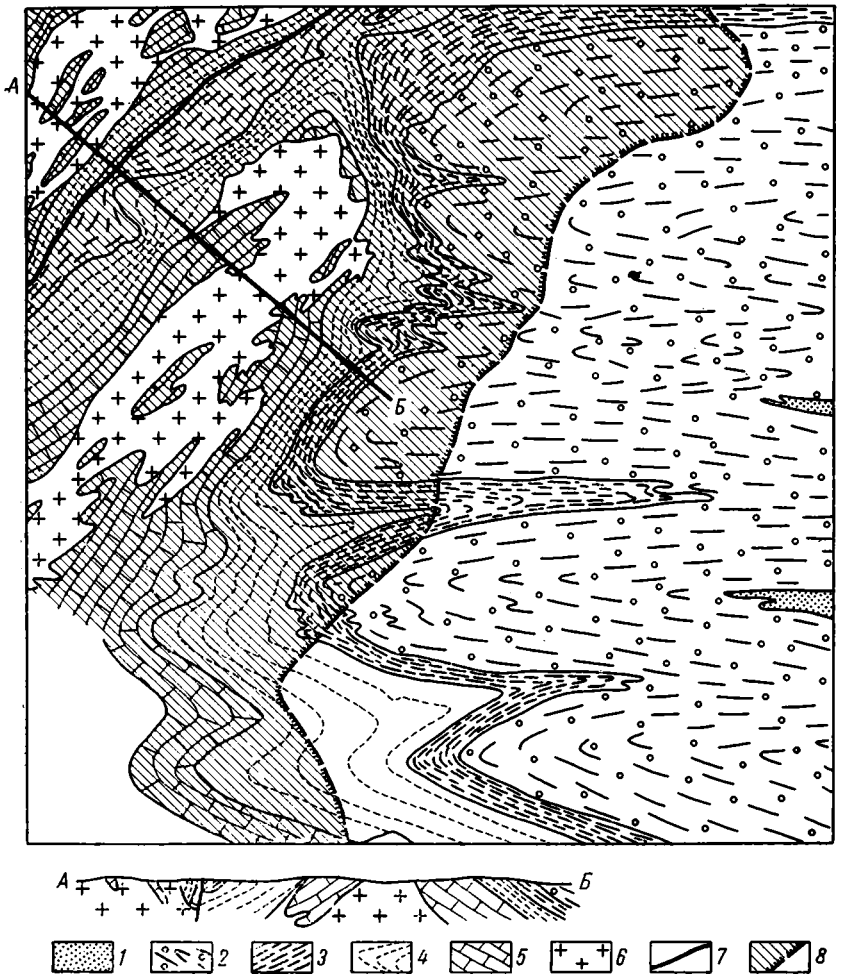


Рис. 33. Схематизированная геологическая карта бассейна верхнего течения р. Тахтыги. Составил А. К. Кондратенко (Кондратенко, Шер, 1960)

1 — отложения илигирской свиты — известковистые плагиоклазово-кварцевые песчаники, переслаивающиеся с известковистыми филлитовидными сланцами;

2 — отложения ангарской свиты — полимиктовые песчаники с многочисленными прослоями алевролитов, филлитов и линзами гравелитов, в области повышения метаморфизма — кварцево-плагиоклазовые биотитовые кристаллические сланцы;

3 — отложения вачской свиты — углистые кварцевые песчаники и алевролиты, в области метаморфизма — углистые кварциты и кварцево-мусковитовые сланцы;

4 — отложения аунакитской свиты — слюдяно-кварцевые песчаники с прослоями филлитов, в области метаморфизма — кварцево-слюдяные кристаллические сланцы;

5 — отложения имняхской свиты — кварцево-карбонатно-биотитовые, карбонатно-амфиболовые и другие кристаллические сланцы и мраморы;

6 — гранит-пегматиты и пегматиты;

7 — дизъюнктивные нарушения;

8 — область развития кристаллических сланцев

мя как в пределах Байкальской складчатой области породы верхнего протерозоя метаморфизованы в разной степени — от слабо измененных филлитовидных сланцев до существенно преобразованных кристаллических сланцев. Степень изменения не столько зависит от относительного возраста пород в пределах мощного разреза верхнего протерозоя, сколько от положения в той или иной части структуры. Слабо измененные породы распространены по периферии Байкальской складчатой

области, в центральной части Бодайбинского синклинория, в Прибайкальском прогибе.

В пределах Бодайбинского синклинория в результате детального изучения метаморфических пород С. Д. Шером и А. К. Кондратенко (1962) выявлено распространение наименее преобразованных пород в центральной части синклинория в осевых частях пологих синклинальных складок. В породах описаны новообразования хлорита, серицита и сульфидов. В осевых частях антиклинальных складок, осложняющих крупные синклинали, породы подверглись углекислому метасоматозу с образованием магнезиальных и магнезиально-железистых карбонатов.

Заметное повышение степени метаморфизма наблюдается по мере приближения к областям геоантиклинальных поднятий, с которыми также совпадают площади развития гранитизированных пород, гранито-гнейсов и гранит-пегматитов. Площади распространения этих метаморфизованных и гранитизированных зон не зависят от форм крупных гранитоидных массивов. Метаморфизм пород в поднятиях достигает амфиболитовой фации. Изограды гранита, биотита и порфиробластического хлорита оконтуривают области геоантиклиналей и секут широтные простирания осей внутренних складок Бодайбинского синклинория (рис. 33). Широтно ориентированные плоскостные текстуры слабо метаморфизованных пород сменяются линейными текстурами северо-восточного направления, и породы приобретают карандашевидную или свилеватую текстуру. В минералогическом отношении в породах, преобразующихся в кристаллические сланцы, появляются биотит, амфиболы, скаполит, кордиерит, микроклин, гранат, дистен, андалузит. Чистые известняки заметно перекристаллизовываются (Шер, Кондратенко, 1962).

Детальное изучение и картирование площадей распространения в различной степени метаморфизованных пород Нечеро-Жуинского района, охватывающего западное крыло Нечерского антиклинория, привели Ф. В. Кузнецову (1958, 1962) к выводу о взаимосвязи метаморфизованных и гранитизированных пород района. Образование тех и других пород предшествовало внедрению гранитных массивов. Наряду с фацией гранитизации ею выделены фации высоко-, средне- и низкотемпературного метаморфизма, последовательно сменяющие одна другую (см. рис. 22). Лишь последняя отнесена к региональному типу. Все предыдущие типы фаций имеют локальное распространение и тяготеют к Жуинской и подобным ей антиклиналям. Границы выделенных метаморфических фаций оконтуривают антиклинальные поднятия и зачастую секут осложняющие их складки.

В Мамском синклинории в целом породы изменены более значительно по сравнению с породами центральной части Бодайбинского синклинория. Эти различия в степени метаморфизма до настоящего времени затрудняют сопоставление разрезов, выполняющих ту и другую структуру. Выделяя ряд метаморфических зон в породах Мамского синклинория, Д. А. Великославинский и др. (1963) рассматривают их как серию фаций единого процесса регионального метаморфизма. Наиболее низкотемпературной зоной является область распространения серицит-хлоритовой субфации, которая развита в юго-западной части структуры. Наиболее значительно измененные породы представляют ставролит-дистеновую и силлиманит-альмандиновую субфации амфиболитовой фации метаморфизма. Площади распространения метаморфических зон не вполне совпадают со структурным планом синклинория, лишь в самых общих чертах уподобляясь его асимметричной форме (Великославинский и др., 1963).

Неполное совпадение морфологии структуры с изоградами или зонами метаморфизма наблюдается во всех трех описанных выше примерах. Такие соотношения позволяют сделать предположение о более позднем завершении процесса метаморфизма по сравнению с формированием складчатой структуры. Это предположение находит свое подтверждение и в более позднем наложенном слюдообразовании по сравнению с более ранним пегматитообразованием. Как было рассмотрено выше, процесс формирования гранит-пегматитов происходил одновременно с формированием складчатых структур.

В результате может быть поставлен вопрос — не является ли процесс метаморфизма достаточно длительным? Сопутствуя образованию гранит-пегматитов, пегматитов и гранито-гнейсов, он завершался слюдообразованием и метаморфической переработкой первичных микроструктур пегматитов.

Очевидно, что метаморфизм пород не вызван непосредственным контактовым воздействием интрузий, тем более что в ряде случаев (Жуинский массив) установлено их более позднее внедрение по сравнению со временем метаморфизма (Кузнецова, 1958). Он сопутствовал формированию гранит-пегматитов и гранито-гнейсов. Вследствие этих соображений подобный тип метаморфизма может рассматриваться как метаморфизм регионально-плутонический, присущий областям геоантиклинальных поднятий (Хорева, 1966).

Структурная позиция гранитоидов баргузинского и тельмамского комплексов может быть проанализирована в ряде районов. Крупные тела гранитов баргузинского комплекса, как отмечает А. Н. Булгатов (1966а), приурочены к ядрам антиклинальных структур, а с простиранием их осей совпадает вытянутая форма массивов. Отдельные дискордантные массивы изометричной формы располагаются в участках резкого изменения простираний складчатых структур. Для таких массивов характерны крутые контакты. В массивах, залегающих согласно, в пологих контактах со сланцами разбиваются широкие зоны мигматитов и гнейсовидных гранитов. В ряде участков наблюдаются линейные текстуры течения.

Крупный плутон гранитоидов баргузинского комплекса, залегающий в центральной части Южно-Муйского хребта, по данным В. А. Дворкина-Самарского и Ю. М. Бажина (1963), большей частью имеет пологопадающие контакты, сопровождающиеся широкими ореолами метаморфизованных вмещающих пород. В эндоконтактовой части гранитоиды содержат большое количество ксенолитов вмещающих пород и имеют ориентированные текстуры.

Л. И. Салоп (1967), рассматривая в целом гранитоиды Байкало-Витимского антиклинория как единый Ангаро-Витимский ареал-плутон, подчеркивает, что обычно диапировые выступы отражаются во вмещающих породах в виде антиклиналей (антиклинориев), а провесы кровли — в виде синклиналей (синклинориев). В самих контактовых зонах наблюдается рассланцевание вмещающих пород и гранитов. На основании этих наблюдений и микроскопических исследований Л. И. Салоп пришел к выводу об активном воздействии гранитной магмы на вмещающие структуры.

Рассмотрение положения гранитоидов тельмамского комплекса в структуре Байкало-Конкудерского антиклинория также позволяет отметить некоторые особенности морфологии и размеров тел в зависимости от структуры (см. рис. 30). В области описанного выше пологого погружения антиклинория граниты находятся в виде тел с прихотливыми контурами в плане, часто очень небольших размеров. Их площади выходов чередуются с участками развития гранито-гнейсов. По направлению к центральной части антиклинория массив гранитоидов приобретает

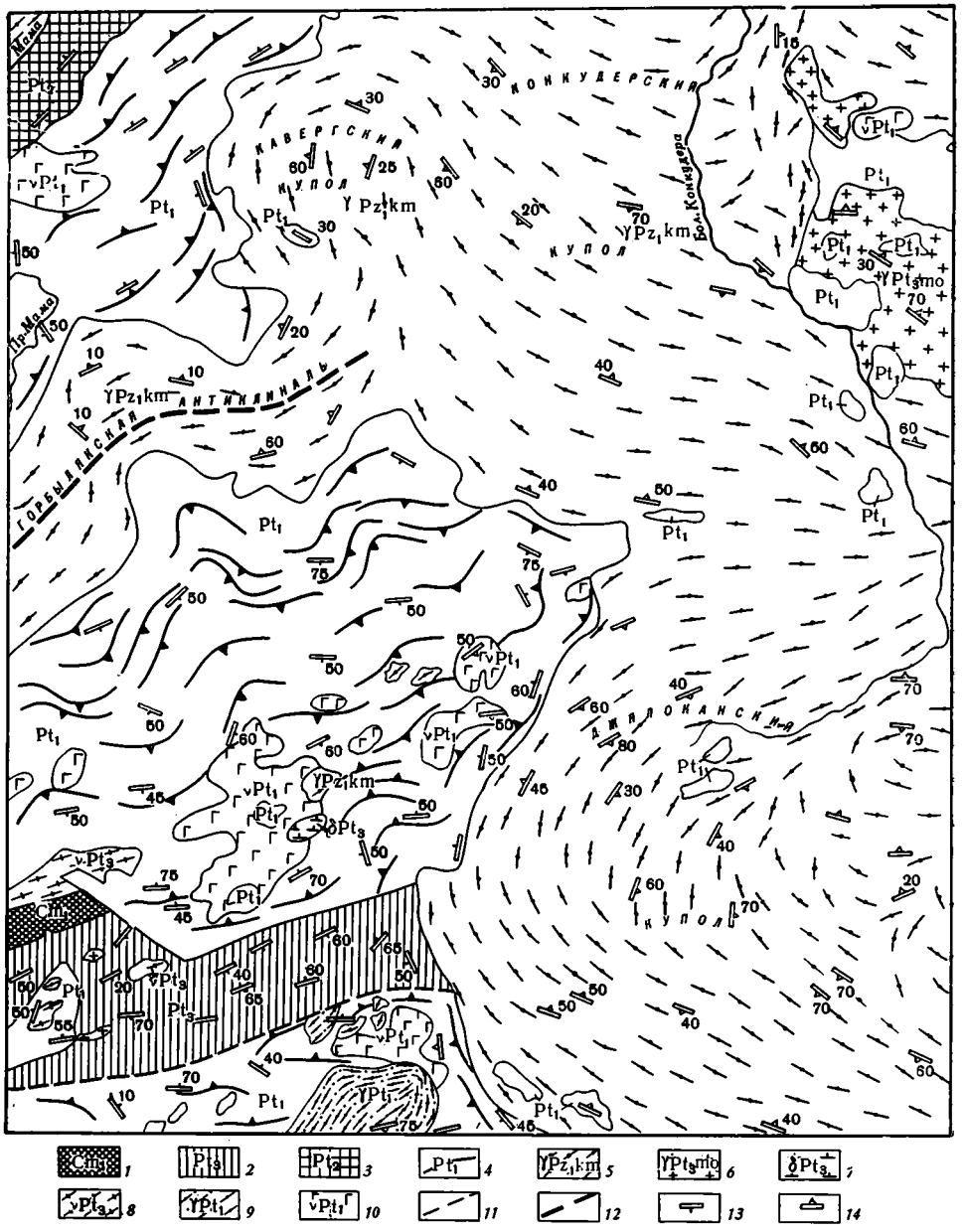


Рис. 34. Тектоническая карта бассейнов рек Правой Мамы и Конкудеры (по Б. П. Кудинову, 1966)

1 — метаморфический комплекс нижнего кембрия;
2 — метаморфический комплекс верхнего протерозоя;
3 — метаморфический комплекс среднего протерозоя;
4 — метаморфический комплекс нижнего протерозоя;
5 — конкудеро-мамаканский интрузивный комплекс гранитоидов с полосчатым и линейным расположением минералов;
6 — мамско-оронский интрузивный комплекс гранитоидов;
7 — ультраосновные породы;
8 — крупнозернистые габбро, габбро-пегматиты;
9 — муйские граниты;
10 — габброиды;
11 — линии разломов;
12 — предполагаемая ось Горбылякской антиклинали;
13 — элементы залегания слоистости (данные с указанием углов падения);
14 — элементы залегания полосчатости изверженных пород

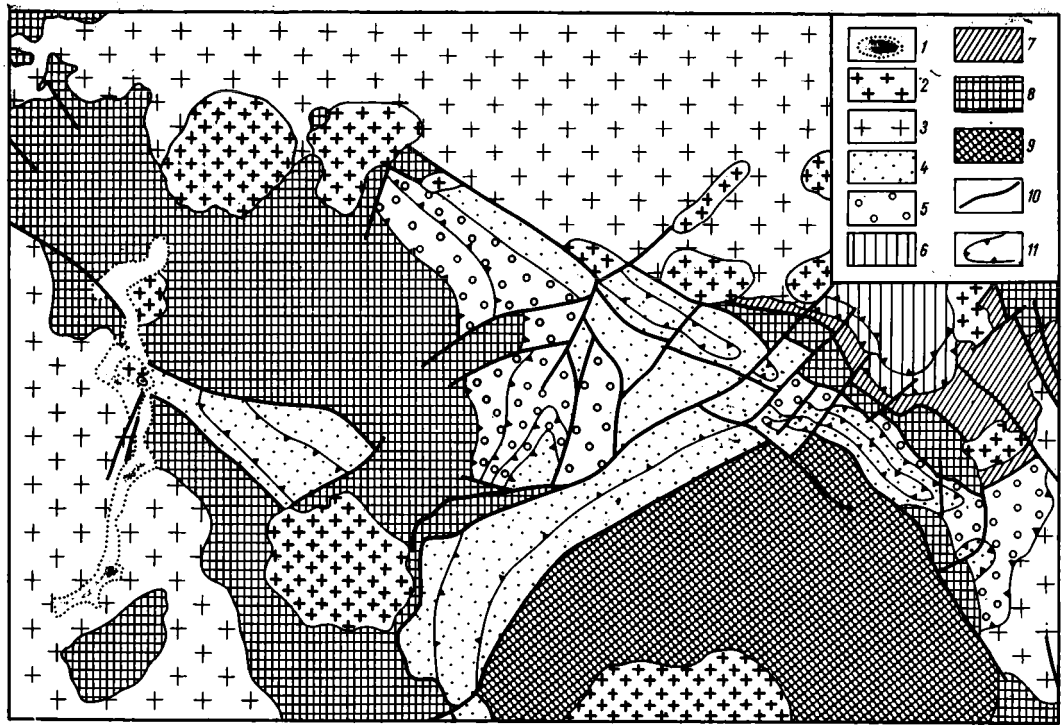


Рис. 35. Схематическая карта водораздела Правого и Левого Мамакана. Составлена Т. Г. Павловой по материалам В. Т. Григорова, Л. И. Салопа и В. Л. Тихонова

1 — рыхлые отложения;
2 — граниты конкудеро-мамаканского комплекса;
3 — гранитоиды тельмамского комплекса;
4 — янгудская свита (нерасчлененная);
5 — падроканская свита;
6 — делюн-уранская свита:
7 — падринская серия;
8 — муйская серия;
9 — илеирская и тулдунская свиты (нерасчлененные);
10 — линии разломов;
11 — условные структурные линии

крупные размеры, заметно уменьшается количество и размеры включенных пород кровли.

В юго-западной части соотношения гранитоидов в контактах с вмещающими породами нижнего протерозоя различны: частью согласные, частью секущие, но приуроченность гранитоидов к осевой части структуры антиклинория ясно выражена. Интересно, что в деталях, на примере Горбылякской антиклинали, наблюдается совершенно согласное положение апофизы биотит-амфиболовых гранитов (рис. 34). Вмещающие породы в зоне юго-западного экзоконтакта массива рассланцованы, разгнейсованы и иногда мигматизированы. Благодаря значительному количеству ксенолитов в эндоконтакте, ориентированному расположению минералов в гранитоидах, концентрическому расположению биотит-амфиболовых гранитов, пироксен-амфиболовых граносиенитов и порфировидных биотитовых гранитов Б. П. Кудиновым (1966) выявлен ряд магматических куполов.

Для гранитоидов восточной части Делюн-Уранского хребта и его отрогов в пределах Муйско-Витимского антиклинория В. Л. Тихонов (1959) отметил грубую конформность контакта со структурами вмещающих пород, характеризующую их внедрение вдоль осей складчатых зон.

Таким образом, гранитоиды как баргузинского, так и тельмамского комплексов, как было показано выше, занимают сходные структурные позиции. Они приурочены к осевым частям антиклинальных структур, залегают аккордантно, не полностью согласно в деталях, но форма массивов в общих чертах подобна морфологии складчатых форм. Гнейсовидные текстуры в эндоконтактах, сланцеватость, мигматизация в экзоконтактах являются характерными чертами комплексов. Многие исследователи описывают их как позднеорогенные образования.

Массивы гранитов конкудеро-мамаканского комплекса существенно отличаются от массивов гранитоидов баргузинского и тельмамского комплексов своими размерами. Большей частью это округлые изометричные в плане тела с диаметром 10—20 *км*. Лишь отдельные массивы, такие как Синьский, имеют значительно большие размеры.

Для характеристики положения массивов в структуре очень благоприятен район водораздела между Правым и Левым Мамаканом в области Байкало-Витимского антиклинория (рис. 35). Здесь известен ряд тел округлой или несколько удлиненной формы, более или менее отчетливо приуроченных к зонам разломов, ограничивающих грабен-синклинали.

Массивы этого комплекса большей частью тяготеют к площадям распространения гранитоидов предшествовавших комплексов, но в тех случаях, когда они выходят за их пределы, они залегают в антиклинальных формах второго и третьего порядков, сопровождаемых разломами. Такой массив, как Жуинский, по данным Ф. В. Кузнецовой (1962), прорывает антиклинальную структуру и, несмотря на северо-западные простирания пород, несколько вытянут в северо-восточном направлении. По отношению к антиклинали он залегает дискордантно, с крутыми падениями плоскостей контактов. Подобное же положение занимает меньший по размерам Нечерский массив.

Для пород конкудеро-мамаканского комплекса, очевидно, характерна форма штоков. Обычны дискордантное положение штоков по отношению к складчатым формам и приуроченность их к разломам. Массивы сопровождаются небольшими зонами контактовых роговиков порядка первых сотен метров и резкими интрузивными контактами.

Основные формационные типы гранитоидов позднего этапа развития байкалид

Как известно, в вопросе выделения формационных типов существуют принципиально различные подходы, выражающиеся в парагенетическом или генетическом направлении формационного анализа (Геологические формации. Материалы к совещанию, 1968). Рассматривая парагенетическое направление как наиболее плодотворное в понимании формаций, мы следуем положениям Н. С. Шатского (1965) и Н. П. Хераскова (1965).

По отношению к магматическим комплексам метод формационного анализа включает как анализ определенных петрографических ассоциаций пород, так и выяснение их тектонического положения и прежде всего положения в конкретных структурах. По существу для магматических комплексов структурное положение является парагенетическим признаком, так как форма массивов закономерно определяется не только физическими и химическими свойствами того или иного расплава, но и взаимодействием его с вмещающей структурой. Привлечение последнего признака для формационного анализа создает дополнительную существенную информацию. Эти конкретные данные об условиях залегания более предпочтительны по сравнению с представлениями о положении магматического комплекса в раннем, среднем или позднем этапе развития структуры и в меньшей мере зависят от субъективных причин. Для гранитоидов выяснение их структурного положения, очевидно, особенно интересно для формационного анализа, так как их тектонические позиции более разнообразны, чем петрографические и петрохимические характеристики.

В строении Байкальской складчатой области может быть выделен ряд гранитоидных формаций на основании приведенных выше данных о их структурном положении, петрографических, текстурных и петрохимических особенностях.

Наиболее ранней, очень характерной ассоциацией гранито-гнейсов, гранитов, гранит-пегматитов и пегматитов является мамско-оронский комплекс. В то же время структурное положение гранито-гнейсов несколько отличается от позиции гранит-пегматитов и слюдяных пегматитов.

Гранито-гнейсы органически тесно связаны со складчатыми формами, наследуя простирания первичной слоистости стратифицированных толщ, преобразованной в гнейсовидность. Наблюдаются постепенные переходы, с одной стороны, от гранито-гнейсов к гранитам, с другой — к вмещающим породам, метаморфизованным до амфиболитовой фации. По химизму гранитоиды этого комплекса очень ярко отличаются своей пересыщенностью глиноземом. Антиклинальные структуры, к которым приурочены гранито-гнейсы, если рассматривать их по поверхностям зеркала складчатости, представляют собой сравнительно простые пологие формы. Такое структурное положение, гранитный состав и текстурные особенности гранито-гнейсов отвечают гранито-гнейсовой формации геоантиклиналей (Павлова, 1964). С этой формацией генетически связаны существенно метаморфизованные породы рифея, преобразованные до кристаллических сланцев. Области развития этих пород, как было показано выше, отвечают антиклинальным поднятиям второго порядка или пологим периклинальным или центриклинальным замыканиям крупных структур.

С гранито-гнейсами мамско-оронского комплекса связаны постепенными переходами гранит-пегматиты. Однако в ряде районов они слагают значительные по площади обособленные поля.

Представляют ли пегматиты самостоятельную формацию? С одной стороны, гранито-гнейсы и пегматиты сходны по минералогическому со-

ставу и, очевидно, одновозрастны. С другой стороны, крупные поля пегматитов отличаются по своему тектоническому положению. Они тяготеют к Мамскому синклинорию, тогда как гранито-гнейсы — к антиклинориям. Эти структурные различия позволяют выделить несколько обособленный формационный подтип — пегматитовую субформацию, для которой проявление слюдоносности является характерной чертой. Правомочность ее выделения может быть подкреплена известными примерами. Сходное размещение пегматитов присуще и Северо-Карельской и Беломорской пегматитовым провинциям. Как отмечает С. И. Макиевский (1960), такие слюдоносные районы, как Чупинско-Лоухский и Енский, приурочены к синклинорию первого порядка, тогда как размещение мелких гранитных тел в синклинориях контролируют перегибы осевых поверхностей или кульминации шарниров складок второго порядка.

Повторяемость примеров подобной структурной позиции близких по составу слюдоносных пегматитов, очевидно, свидетельствует о парагенетической их связи с определенными типами синклинориев. По своему возрастному положению пегматитовая слюдоносная субформация связана в латеральном ряду с гранито-гнейсовой формацией геоантиклиналей.

Другой формационный тип гранитоидов представляют тельмамский и баргузинский комплексы. Как было показано выше, для них характерна приуроченность к осевым частям антиклинальных поднятий. Они не являются полностью согласными телами, но в плане их формы подобны морфологии крупных антиклинальных структур. Характерными чертами их фациального облика являются заметные вариации в пределах гранитоидной группы пород, в значительной мере зависящие от ассимиляции вмещающих толщ, гнейсовидные мигматизированные породы в контактовых ореолах и большая роль ксенолитов в эндоконтактах. Несмотря на очень большие размеры массивов, их контактовые ореолы менее значительны, чем области регионально-плутонического метаморфизма, сопутствовавшие более ранней гранито-гнейсовой формации.

В отношении химизма гранитоиды характеризуются пересыщенностью глиноземом, но меньшей, чем породы предшествовавшей формации, и вариациями вплоть до пород нормального ряда.

По отмеченным выше структурным и петрологическим признакам гранитоиды тельмамского и баргузинского комплексов представляют батолитовую формацию. Этот формационный тип широко описан во многих районах (Кузнецов, 1964).

Гранитоиды конкудеро-мамаканского комплекса занимают несколько иное структурное положение по сравнению с гранитоидами батолитовой формации Байкальской складчатой области. В ряде участков они отчетливо приурочены к разломам, часто по своему пространственному распространению они тяготеют к площадям развития гранитоидов батолитовой формации. Тесная связь их с этой формацией выявляется и в сходстве их химизма, хотя они и отличаются более кислым составом и большей частью представлены биотитовыми и лейкократовыми гранитоидами нормального ряда. Этот признак указывает на то, что они являются более поздними дифференциатами в процессе становления батолитовой формации. В известной мере они могут рассматриваться как дополнительные интрузии, которые описаны в многофазных комплексах Казахстана (Коптев-Дворников и др., 1960), более молодые по отношению к гранитоидам «главной фазы внедрения», но тесно связанные пространственно и генетически. С другой стороны, в Байкальской складчатой области интрузии конкудеро-мамаканского комплекса разобщены значительным по времени интервалом с батолитовой формацией. Их иной структурный контроль — частая приуроченность к разломам, позволяет выделить их как формацию трещинных интрузий.

Гранитоиды витимканского комплекса, как отмечает В. А. Дворкин-Самарский (1965), протягиваются в виде пояса от Витимского нагорья, бассейна р. Уды, по направлению к хребту Хамар-Дабан, субпараллельно поясу гранитоидов джидинского комплекса. По некоторым данным витимканский комплекс синхронен формированию батолитовой формации каледонской структуры Забайкалья, но расположен в области структуры байкалид. Такие свойственные этому комплексу признаки, как приуроченность к разломам, многофазное внедрение, могут рассматриваться как черты, присущие «внегеосинклинальным» гранитоидам, описанным М. С. Нагибиной (1963) на примере мезозойских гранитоидов Монголо-Охотского пояса. В отличие от мезозойских внегеосинклинальных гранитоидов отсутствие эффузивных аналогов и равномерно зернистые, а не порфировидные структуры пород витимканского комплекса могут быть вызваны относительно большими глубинами формирования последних. Также специфичными являются щелочные породы сыннырского комплекса среднего палеозоя, приуроченные к системе разломов в области Северного Прибайкалья. Анализ магматических формаций, свойственных байкалидам изученной области, позволяет отметить, что здесь развит неполный ряд формаций по сравнению с классическими схемами. Магматические формации начального этапа развития геосинклинали проявлены в виде очень редуцированных комплексов.

Довыренский комплекс по его петрографической характеристике — существенно гипербазитовому составу при подчиненном развитии габброидных пород и по приуроченности к зоне глубинных разломов (характеристика, данная Ю. А. Кузнецовым, 1964) может быть отнесен к гипербазитовой формации. По отношению к этой формации Байкальской складчатой области, по-видимому, справедливо замечание Ю. А. Кузнецова, что она не всегда приурочена к начальному этапу развития подвижных зон, а скорее характеризует особый тип глубинных разломов, которые могут подновляться за время их длительного развития.

Икатский комплекс габброидов существенно отличается от довыренского широким развитием полевошпатсодержащих пород, иным положением — площадным развитием и участием в складчатых структурах. Он может рассматриваться как габбро-диорит-диабазовая формация (Кузнецов, 1964). Для него характерны слабо проявленная дифференциация пород, связанных взаимными переходами, и в данном случае отсутствие непосредственных связей со спилит-кератофировыми и диабазовыми эффузивными формациями. Участие в складчатых формах и совместные с ними деформации и метаморфизм также являются характерными признаками.

Породы этих формаций незначительно распространены по сравнению с гранитоидами. В байкальском этапе развития области неизвестно аналогов муйской габбро-диорит-плагиогранитной формации нижнего протерозоя. Таким образом, в центральной внутренней части области габбро-диорит-диабазовая формация (икатский комплекс) ранней стадии сменяется гранитной батолитовой формацией заключительной стадии развития байкалид. В то же время на этой территории для заключительной стадии нижне-среднепротерозойского этапа развития неизвестно таких гранитоидных формаций, которые формировались в позднем рифее. Эти особенности развития магматизма характеризуют незавершенность добайкальского этапа и ослабленное развитие магматизма в начале и средней части байкальского этапа.

Иные соотношения известны для внешней области байкалид, где такие крупные комплексы гранитоидов, как ирельский (Pt_2), чуйско-кодарский (Pt_1) и тоннодский (Pt_2?), ознаменовали завершение добайкальского этапа и где гранитоиды позднего рифея практически не проявлены.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ геологических и геофизических материалов Байкальской складчатой области позволяет сделать ряд выводов как регионального, так и более общего значения. Непрерывный формационный ряд рифейских образований, хорошо устанавливаемый в пределах области, дает возможность вскрыть некоторые закономерности эволюции байкальских геосинклиналей юга Сибири. С точки зрения учения о формациях на примере области можно однозначно решить вопрос о времени замыкания байкальских геосинклинальных систем Сибири, а также подойти к решению сложного вопроса о времени и особенностях заложения рифейских геосинклиналей. Наконец, анализ гранитоидного магматизма дает возможность судить о последовательности процесса становления гранитогнейсового слоя земной коры в этом районе.

Проблема возраста байкальской складчатости до сих пор вызывает споры. Под возрастом складчатости мы понимаем, вслед за А. Д. Архангельским, Н. С. Шатским и Н. П. Херасковым, время замыкания геосинклинальных систем и их переход к стабильному состоянию. Время замыкания, как показал Н. П. Херасков (1963), наиболее точно может устанавливаться при помощи формационного анализа, а именно по смене геосинклинальных формаций орогенными. Последние относятся к формациям негеосинклинального класса и обычно, в свою очередь, сменяются платформенными формациями.

Процесс замыкания геосинклинальных систем и областей может охватывать большой интервал времени, который далеко не всегда поддается количественной оценке. С определенной долей точности, вполне достаточной для целей тектонического районирования, время замыкания фиксируется по началу накопления орогенных формаций.

Определение возраста складчатости по возрасту наиболее молодых дислокаций и угловым несогласиям без привлечения формационного анализа в пределах Байкальской области приводит к противоречивым результатам и осложняет тектоническое районирование.

Как отметили М. В. Муратов и В. Е. Хаин (1968), уже в работах Аргана подчеркнуто, что «складчатость и горообразование не являются монополией геосинклинальных поясов, а могут проявляться и в областях их устойчивого обрамления». Подтверждением этого положения является Ангаро-Ленская внегеосинклинальная складчатая зона Сибирской платформы, рассматриваемая Н. П. Херасковым (1963), М. В. Муратовым и В. Е. Хаиным (1968) как пример складкообразования в результате активизации области, в которой геосинклинальное развитие завершилось гораздо раньше. В этой зоне складчатые дислокации широко развиты в пределах платформенного чехла.

В Байкальской складчатой области на основной структурный план, сформированный в рифейский геосинклинальный этап развития, также наложились различные по форме и интенсивности дислокации палео-

зойского и мезо-кайнозойского возрастов, не связанные с процессом основной складчатости.

Дополнительные трудности при выделении байкалид возникают и в связи с широко распространенным, но недостаточно точным определением времени проявления байкальской складчатости. Известно, что Н. С. Шатский к байкалидам предлагал относить складчатые области, закончившие свое геосинклинальное развитие в конце протерозоя — начале кембрия или, точнее, к началу верхнего кембрия.

При таком определении к байкалидам допустимо относить области, завершившие свое развитие как в конце докембрия, так и в первой половине кембрия. Некоторые авторы, формально применяя определение байкалид, предложенное Н. С. Шатским, отнесли к ним, например, обширные территории распространения ранних каледонид (салаирид) юго-западной Сибири, геосинклинальное развитие которых окончилось в первой половине кембрия (Богацкий и др., 1962). Между тем Н. С. Шатский подчеркивал, что эта область по своей истории резко отличается от типичных байкалид, и всегда включал ее в состав каледонид.

Е. В. Павловский (1960) и Н. С. Зайцев (1964) пришли к правильному выводу о необходимости ограничения верхнего возрастного предела байкальской складчатости и предложили под байкальской складчатостью понимать только складчатость конца докембрия, а более позднюю, кембрийскую, складчатость относить к каледонской. В дальнейшем К. А. Клитин и Е. С. Постельников (1966), анализируя орогенные формации байкалид юга Сибири, подтвердили необходимость такого ограничения.

Анализ соотношений гранитоидных формаций со структурами позволяет глубже понять сложный процесс замыкания геосинклиналей.

Соотношения между магматическими формациями и байкальскими структурами показывают, что конформность и конкордантность со складчатыми формами наиболее ярко выражена для гранито-гнейсовой формации. На основании этих признаков можно предполагать, что во время образования гранито-гнейсовой формации процесс складчатости происходил достаточно интенсивно. Ко времени становления больших масс гранитоидов батолитовой формации крупные складчатые формы первого порядка в основном окончили свое развитие. Об этом можно судить по секущим, не полностью согласным контактам плутонов, хотя, как было отмечено выше, формы плутонов в целом подобны морфологии крупных структур. Находки галек гранитов в конгломератах позволяют предполагать, что становление батолитовой формации непосредственно предшествовало формированию орогенного комплекса. К этому времени уже произошло замыкание геосинклинального режима с присущим ему осадконакоплением и складкообразованием. Оно, очевидно, сопровождалось значительными воздыманиями большей части Байкальской складчатой области. Эти воздымания происходили как до образования орогенных грабен-синклиналей, так, в меньшей мере, и позже них. В послесреднекембрийское время восходящие движения сопровождались внедрением трещинных интрузий гранитов.

Из анализа рассмотренных соотношений может быть сделан вывод о большой роли батолитовой формации в завершении геосинклинального стиля развития и в определении времени замыкания геосинклинальной системы. Последующий гранитный магматизм в виде формации трещинных интрузий, секущих посторогенные отложения, уже представляет собой лишь отзвук мощного процесса гранитообразования позднего рифея. Проблема возраста складчатости на современном уровне наших знаний не может рассматриваться без анализа предшествующего ей длительного и направленного геосинклинального развития области, на протяжении которого формировались основные структуры байкалид.

Вертикальный ряд осадочных и вулканогенных формаций рифейской геосинклинали хорошо отражает общую направленность ее развития. Для геосинклинального этапа байкалид могут быть выделены три стадии — ранняя, зрелая и предорогенная, свойственные, как было показано М. В. Муратовым (1963), геосинклинальным областям каледонского, герцинского и альпийского возрастов.

В раннюю стадию развития возникла однообразная аркозовая формация, тесно ассоциирующая с характерной для докембрия формацией тиллитоподобных конгломератов. В эту стадию начали формироваться внутренние структуры области. Внутренние и окраинные поднятия, резко выраженные в рельефе, служили источниками сноса огромной массы обломочного материала, накапливавшегося в соседних синклинориях и прогибах. Зрелая стадия развития геосинклинали находит выражение в появлении карбонатно-терригенной формации и широко развитой в рифее формации углистых известняков и доломитов. С этими карбонатными, в значительной мере биогенными образованиями в ряде мест связаны месторождения фосфоритов.

С предорогенной стадией развития связано накопление флишоидной формации черных углистых сланцев, а в Бодайбинском синклинории — граувакковой формации.

В латеральном направлении, судя по отрывочным данным, вертикальный ряд формаций испытывает заметные изменения, хотя его общая последовательность сохраняется. Во внутренних, эвгеосинклинальных зонах появляется значительное количество вулканогенных кремнистых, марганец- и железосодержащих пород, заметно осложняющих строение формационного ряда.

Прекращение геосинклинального развития хорошо подчеркивается возникновением орогенной молассовой формации. Эта формация почти повсеместно состоит из конгломератов и грубых песчаников, которые вверх сменяются переслаиванием пестроцветных алевролитов, мергелей, доломитов с горизонтами гипса, т. е. типичными лагунными отложениями. Орогенные образования постепенно сменяются известняками и доломитами ленского яруса, относимыми уже к платформенной формации.

Орогенные формации байкалид имеют относительно простое строение. Они, как правило, лишены вулканогенных образований, представлены главным образом молассовой формацией и существенно отличаются от орогенных формаций более поздних эпох складчатости. Как показал А. А. Моссаковский (1965), формации каледонид и герцинид Европы и Сибири имеют более сложное строение. Среди них выделяются специфические вулканогенные формации и несколько различающихся между собой типов молассовых формаций, образующих в совокупности характерный вертикальный формационный ряд из шести—восьми формаций.

В Байкальской складчатой области только на юге, в Баргузино-Витимском синклинории, среди орогенных образований появляются туфы и горизонты кислых и средних лав.

В северной части Байкальской области, в Жуинско-Патомском прогибе, орогенные образования уже выражены слабо и в латеральном направлении частично замещаются формацией рифогенных известняков и доломитов, что объясняется незначительным проявлением здесь орогенных движений и удаленностью от источников сноса. Замыкание геосинклинали и ее переход в платформенное состояние в этом районе происходили постепенно.

Рассмотрение вертикального ряда формаций показывает, что после замыкания рифейской геосинклинали геосинклинальные условия в Байкальской области больше не возобновлялись. Формации платформенного

чехла прилегающих участков Сибирской платформы только отражают неоднократно повторяющиеся орогенные движения в пределах складчатой области. Именно в процессе этих движений и возникли складчатые и складчато-глыбовые дислокации, сильно осложняющие палеозойские, а нередко и мезозойские толщи.

Описанный формационный ряд в своей основе выдерживается в байкалидах юга Сибири, хотя и испытывает некоторые вариации. Для рифейской геосинклинали Енисейского кряжа М. Н. Белянкина и Е. А. Долгинов (Белянкина и др., 1968) приводят направленный непрерывный вертикальный формационный ряд, также отражающий три главные стадии развития: подготовительную, зрелую и предорогенную. Этот ряд формаций в целом имеет сходство с аналогичным рядом Байкальской области, хотя выделенные авторами формации имеют иные названия. Прослеживается он среди рифейских образований и за пределами байкалид Сибири. Так, его некоторые общие черты намечаются в окраинных зонах поздних каледонид Европы и Гренландии, ограничивающих кристаллические массивы древних платформ.

В рассматриваемых районах каледонид ранняя стадия геосинклинального развития находит выражение в появлении формаций, в строении которых, как и в байкалидах Сибири, основную роль играют грубые терригенные толщи. Например, аркозовая формация Байкальской области занимает сходное положение, что и песчано-сланцевые образования рифея Енисейского кряжа (сухопитская серия), кварцитовая формация каледонид Гренландии, Шпицбергена (рис. 36). Формации зрелой стадии, представленные углистыми известняками и доломитами, а также карбонатно-терригенными сериями, широко развиты в рифейских разрезах этих районов. Это — баракунская и баргузинская свиты Байкальской области, «формации» брогетдаль и неккефоссен Восточной Гренландии, «формации» грусдевбре и академикбре Шпицбергена (Винснес, 1968).

К формациям предорогенной стадии относятся флишевые толщи качергатской и валюхтинской свит Байкальской области, флишоидные толщи нижнеангарской свиты Енисейского кряжа. В краевых участках рифейских геосинклиналей, удаленных от районов интенсивного проявления орогенеза, ей соответствует формация рифогенных строматолитовых известняков (ченчинская свита Байкальской области, даншинская — Енисейского кряжа). Флишевые толщи прослеживаются в верхнем рифее на Шпицбергене (сланцы полярисбе) и в Гренландии (серые сланцы формации маркебьерг).

Орогенные формации, среди которых основную роль играет молассовая формация, широко развиты в байкалидах юга Сибири (Клитин, Постельников, 1966, 1968). В целом орогенные толщи Енисейского кряжа и Восточного Саяна имеют большое сходство с описанными выше орогенными образованиями Байкальской складчатой области.

Повсеместно в байкалидах юга Сибири нижний кембрий представлен в основном карбонатными формациями, мало отличающимися по составу от одновозрастных толщ Сибирской платформы, что свидетельствует о прекращении орогенических движений к началу кембрия. Вместе с тем начало орогенеза было неодновременным в разных районах. Данные абсолютного возраста свидетельствуют, что на севере Енисейского кряжа он начался 800 млн. лет назад и продолжался в течение 150—200 млн. лет (Мусатов, Волобуев, 1964), тогда как на севере Байкальской области его длительность составляла всего несколько десятков миллионов лет. Однако вопрос о продолжительности байкальского орогенеза еще мало изучен, что объясняется как малым количеством данных определений радиологического возраста, так и недостаточной разработанностью стратиграфии рифея.

Байкальские движения отчасти проявились и в складчатых системах, завершивших свое геосинклинальное развитие в более позднее время. Их влияние на формирование структур ощущается вблизи окраин древних кристаллических щитов и массивов. Так, например, в каледонидах Скандинавии, Гренландии, Шпицбергена в связи с оживлением движений в конце докембрия возникли тиллитоподобные конгломераты, стратиграфическое положение которых примерно соответствует положению орогенных формаций байкалид юга Сибири (Клитин, 1965). С байкальской складчатостью Н. С. Шатский (1960) связывал появление в самых верхах докембрия Урала молассоподобной ашинской свиты. Однако в этих районах байкальские движения были слабыми, проявились лишь на окраинах геосинклинальных систем и не привели к их замыканию.

Обращаясь к общему формационному ряду байкалид Сибири, необходимо подчеркнуть сравнительную простоту его строения. В нем нет большого разнообразия формаций, как это наблюдается, например, в каледонских или герцинских комплексах. Некоторые формации прослеживаются на протяжении сотен и даже тысяч километров. Например, формация углистых известняков и доломитов имеет близкое строение и положение в Байкальской области, на Енисейском кряже, Шпицбергене и Гренландии. Повсеместно присутствуют терригенные формации, слагающие нижнюю треть или даже половину разреза рифея.

Вызывает удивление и непрерывность разрезов рифея, накопившихся за огромный промежуток времени (около 1 млд. лет). Как известно, в байкальских системах юга Сибири в разрезе рифея не наблюдается сколь-либо значительных перерывов в осадконакоплении и угловых несогласий.

Близость строения формационных рядов удаленных один от другого районов, литологическое сходство их формаций, соизмеримость мощностей, непрерывность разрезов — все это свидетельствует об устойчивом тектоническом режиме в рифейский этап развития земной коры.

Простота строения рифейских геосинклиналей подчеркивается и объемной формой слоистых формаций внутри Байкальской области, которые представлены крупными слегка вытянутыми, линзовидными, иногда клиновидными телами, согласно наложенными одно на другое. Эти формационные тела, как правило, отражают простую и длительно существующую форму геосинклинальных прогибов.

Говоря об общей направленности процесса развития Байкальской области, нельзя не сказать несколько слов о проблеме цикличного (или ритмичного) строения разрезов рифея, которой в настоящее время придается большое значение (Замараев, 1967; Жаднова, 1968; Тихонов, Аносов, 1966).

Цикличность, под которой понимаются неоднократные закономерные повторения карбонатных формаций вслед за терригенными, как видно на рис. 10, во внешней зоне байкалид выражена неотчетливо. Не прослеживается она и во внутренних районах, ближе к центру геосинклинали, как, например, в Бодайбинском синклинории. Более правильно следует говорить о направленном развитии рифейской геосинклинали, на фоне которого наблюдается некоторая повторяемость условий осадконакопления, не укладывающаяся в рамки цикличности.

Наконец, следует кратко остановится на сложной проблеме заложения рифейской геосинклинали, которая тесно связана с проблемой становления гранито-гнейсового слоя. Как было ранее сказано, рифейские отложения в Байкальской области частично залегают несогласно на гранитизированных и метаморфизованных нижнепротерозойских породах, претерпевших карельскую складчатость. В районах внутренних поднятий и вдоль окраин области это несогласие наблюдается четко, тогда как в глубоко прогнутых синклинориях, например, в Бодайбинском,

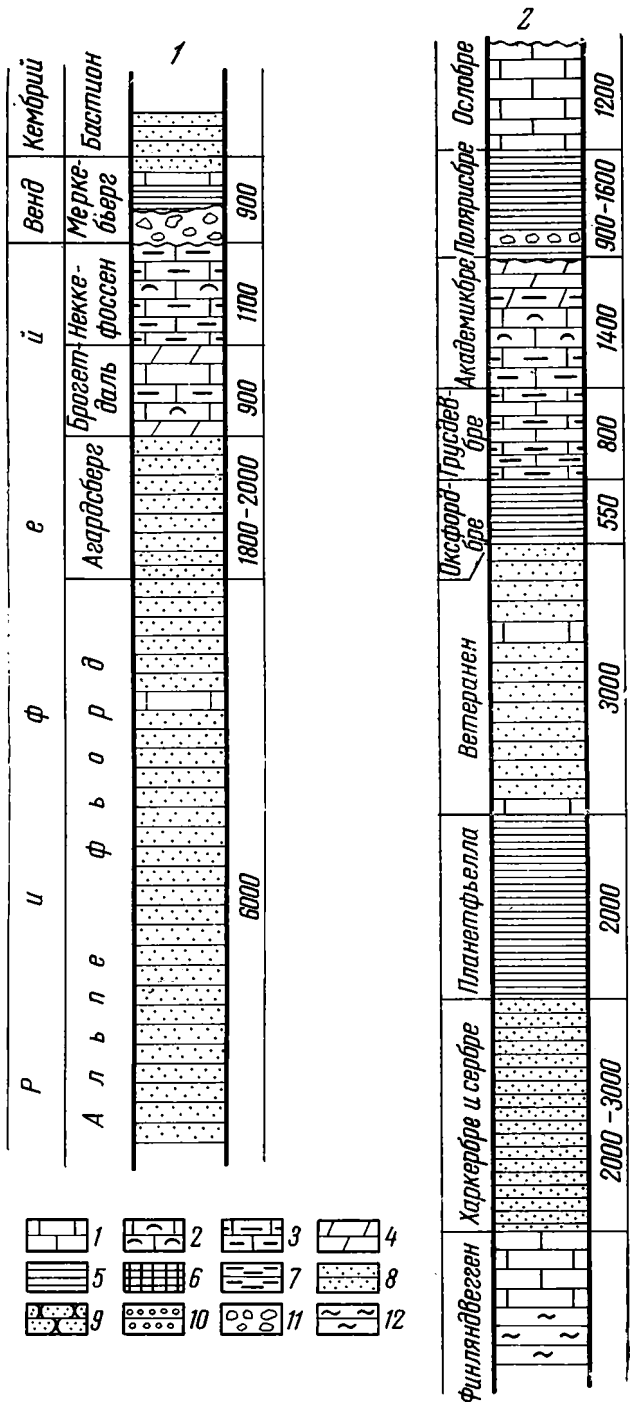


Рис. 36. Основные разрезы рифейских отложений Байкальской горной области Енисейского кряжа, Шпицбергена и Восточной Гренландии

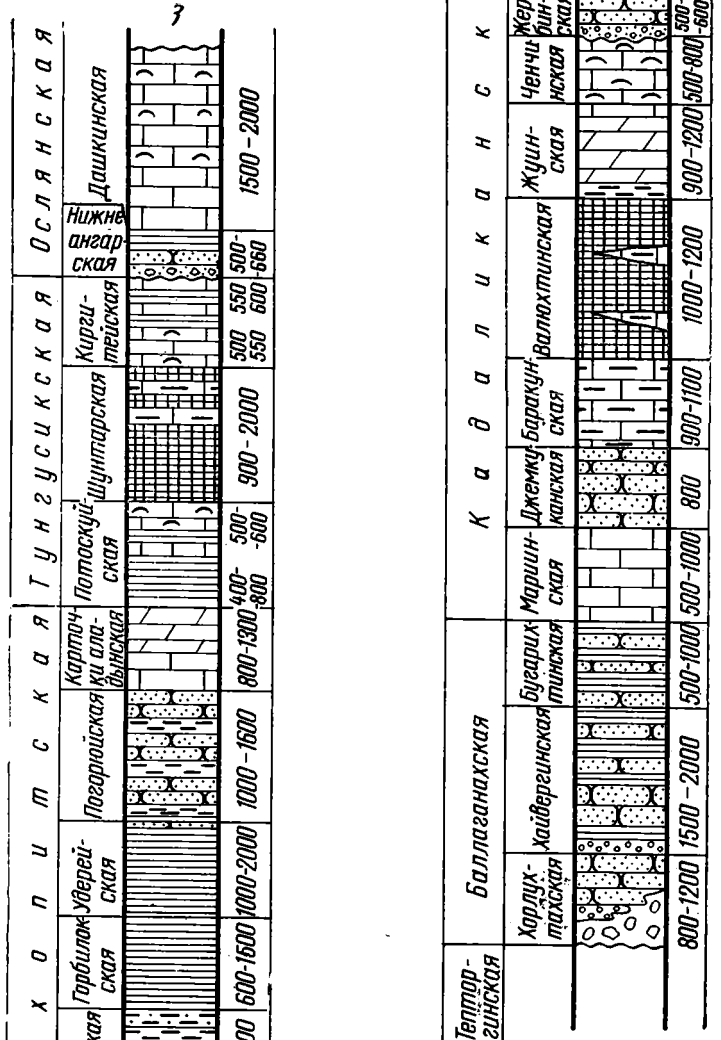
1 — известняки;
2 — строматолитовые известняки и доломиты;
3 — углистые черные известняки;
4 — доломиты;
5 — сланцы;
6 — флишоидные углистые сланцы;
7 — алевролиты;
8 — кварциты;
9 — аркозовые и полимиктовые песчаники;
10 — конгломераты и гравелиты;
11 — тиллитоподобные конгломераты;
12 — гнейсы

Местонахождение разрезов (цифры на рисунке):

1 — фьорд Франца Иосифа (Восточная Гренландия);
2 — Новая Фрисляндия (Шпицберген);
3 — бассейн р. Большой Пит (Енисейский кряж);
4 — бассейны рек Жуи и Патома (Байкальская горная область)

несогласие, вероятно, отсутствует. Об его отсутствии свидетельствуют согласные соотношения между рифеем и подстилающими его более древними протерозойскими толщами, наблюдаемые, например, вдоль юго-восточного борта Чуйского антиклинория.

Рифейская геосинклиналь (верхнепротерозойская, по Е. В. Павловскому), как ранее подчеркнул Е. В. Павловский (1956), в значительной



мере унаследовала свои очертания и общий структурный рисунок от нижнепротерозойской. Краевые структурные швы окраин области одновременно являлись и естественными границами рифейской геосинклинали. Л. И. Салоп (1960) показал, что в среднем протерозое оформились внутренние поднятия, обособились внешняя и внутренняя зоны Байкальской геосинклинали. Такая преемственность свидетельствует о тесной

связи рифейского геосинклинального этапа с более древним, нижнепротерозойским.

Во внешней зоне байкалид в строении нижнепротерозойского фундамента участвуют такие гранито-гнейсовые комплексы, как куандинский и угольканский, и последующий гранитный чуйско-кодарский. Они приурочены к области Чуйско-Тонодско-Нечерского поднятия.

Близкая последовательность магматических комплексов рифейского возраста выявлена южнее — в области Байкало-Витимского антиклинального поднятия, где гранито-гнейсы мамско-оронского комплекса, сопровождавшиеся гранит-пегматитами, сменились гранитоидами тельмамского, баргузинского и последующего конкудеро-мамаканского комплексов. При этом угольканский комплекс гранито-гнейсов с их согласным положением в структуре может быть сопоставлен по формационным признакам с гранито-гнейсовой формацией мамско-оронского комплекса, а гранитоиды чуйского комплекса с их приуроченностью к осевым частям антиклинориев могут сопоставляться с гранитоидами батолитовой формации тельмамского и баргузинского комплексов. Ряд сходных черт может быть найден и в более ранних формациях основных пород. Однако нижнепротерозойские и верхнепротерозойские комплексы пространственно разобщены.

Дальнейшее активное проявление гранитоидного магматизма сместилось в область каледонид Забайкалья (джидинский комплекс).

Таким образом, завершающий геосинклинальное развитие гранитоидный магматизм последовательно смещался с севера на юг — от области, прилежащей к краю Сибирской платформы, по направлению к каледонской складчатой зоне.

Из имеющихся фактов закономерно вытекает вывод об очень длительном и непрерывном процессе формирования гранито-гнейсовой коры, что было подчеркнуто Н. А. Штрейсом (1967, 1968). Глубокий метаморфизм, гранитизация и формирование гранитоидных интрузий, ведущие к становлению гранито-гнейсового слоя, постепенно захватывают геосинклинальную область, приводят к стабильному состоянию. Этот процесс, как показал Н. А. Штрейс, развертывался крайне неравномерно, нередко он затухал на большие отрезки геологического времени, а затем возобновлялся с новой энергией.

Основные положения Н. А. Штрейса хорошо подтверждаются на примере Байкальской области, где в процессе длительного и неравномерного развития во внутренней зоне сформировалась мощная кора, достигающая 60—70 *км*, против 30—40 *км* в сопредельных участках Сибирской платформы (Булмасов, 1959). Формирование земной коры в Байкальской складчатой области проходило в два этапа — нижнепротерозойский (карельский) и рифейский (байкальский). В первый этап (1800—2000 млн. лет) сформировался гранито-гнейсовый слой по периферии области, возникло Чуйско-Тонодско-Нечерское антиклинальное поднятие. На сформированных площадях с гранито-гнейсовой корой накопились отложения, близкие к орогенному типу (акитканская, падринская серии), а также комплексы высокоглиноземистых пород, которые рядом исследователей относятся к платформенным образованиям (тепторгинская серия). На таких площадях рифейские отложения залегают несогласно с мощными конгломератами в основании. Но наряду с подобными соотношениями в пределах глубоких геосинклинальных прогибов (в Бодайбинском, Мамском и, вероятно, в Баргузино-Витимском) рифейские отложения залегают согласно с более древними протерозойскими породами, что позволяет предполагать, что после карельской складчатости сохранились участки, испытавшие «сквозное» развитие.

Следующий, рифейский, этап ознаменовался интенсивным прогибанием не только унаследованно развивавшихся синклинориев, но и по-

гружением сформированных ранее поднятий. Как в карельскую, так и байкальскую эпоху складчатости, процессы гранитообразования протекали в две стадии. Вначале в ядрах поднятий или вдоль их крыльев возникала гранито-гнейсовая формация, а затем формировались крупные, обычно не вполне согласные тела гранитов батолитовой формации. Магматическая деятельность продолжалась в нижнем палеозое, но по сравнению с позднерифейской она была незначительной.

Вполне закономерно встает сложный вопрос относительно существования гранитной коры на территории современной Байкальской складчатой области до возникновения нижнепротерозойской геосинклинали. На каком основании заложилась нижнепротерозойская геосинклиналь, которая в дальнейшем была частично унаследована рифейской геосинклиналью?

Можно предположить, что нижнепротерозойская геосинклинальная система наложена на более древнюю, архейскую, несогласно. Это, как будто, подтверждают резко несогласные в плане, почти под прямыми углами, соотношения архейских и карельских структур вдоль северо-западного борта Байкальской области. Однако достоверно установленных реликтов или глыб архейского фундамента внутри складчатой области пока неизвестно. Муйская и Байкальская глыбы, как отмечалось выше, вероятно, имеют нижнепротерозойский возраст. Поэтому вполне допустимо предположение, что допротерозойской гранито-гнейсовой коры на большей части Байкальской области не существовало и, по крайней мере южнее Чуйско-Тонодско-Нечерского антиклинального поднятия, нижнепротерозойская геосинклинальная область прогибания заложилась непосредственно на базальтовом слое. Это предположение в некоторой степени подтверждается широким распространением в эвгеосинклинальной части области мощных нижнепротерозойских вулканогенных образований преимущественно спилито-кератофирового состава (муйская серия) и гипербазитов. Присутствие нижнепротерозойских гипербазитов,—пород, чуждых процессу становления «гранитного» слоя, как отмечает Н. А. Штрейс (1967), может свидетельствовать о том, что гранитный слой отсутствовал или не достигал достаточной зрелости.

В то же время в области Чуйско-Тонодско-Нечерского антиклинального поднятия гранито-гнейсовый слой, очевидно, был сформирован в процессе карельской складчатости.

ЛИТЕРАТУРА

Арсентьев В. П. 1966а. Протерозойские магматические формации Бурятской АССР. В кн.: Магматические и метаморфические образования Сибири. М., изд-во «Недра».

Арсентьев В. П. 1966б. Фанерозойский магматизм Бурятской АССР. В кн.: Магматические и метаморфические образования Сибири. М., изд-во «Недра».

Арсеньев А. А., Нечаева Е. А. 1953. Магматические породы Байкальского нагорья.— Труды ЛАГЕД АН СССР, вып. 2.

Архангельская В. В. 1968. Гетерогенные интрузивные массивы платформ и областей завершенной складчатости.— Сов. геол., № 1.

Архангельская Н. А., Григорьев В. Н., Зеленов К. К. 1960. Фации нижнекембрийских отложений южной и западной окраин Сибирской платформы.— Труды ГИН АН СССР, вып. 33.

Беличенко В. Г., Хренов П. М. 1965. О байкальских каледонидах.— Изв. АН СССР, серия геол., № 11.

Беличенко В. Г., Хренов П. М., Чернов Ю. А. 1961. Поздние молассы раннекаледонской геосинклинали внутренней части Байкальской горной области.— Докл. АН СССР, **137**, № 6.

Беличенко В. Г., Хренов П. М., Чернов Ю. А. 1966. Новые данные по стратиграфии нижнего палеозоя Восточного Прибайкалья.— Геол. и геофиз., № 8.

Белянкина М. Н., Долгинов Е. А., Казаков Г. А. 1968. Осадочные серии рифейских геосинклинальных разрезов и проблема байкальского цикла.— Геотектоника, № 3.

Богацкий В. В., Мусатов Д. И., Хаин В. Е. 1962. Основные проблемы неотектоники Красноярского края.— Вестн. МГУ, № 6.

Борисяк А. А. 1923. Геологический очерк Сибири. Петроград.

Булгатов А. Н. 1966а. Позднепротерозойские гранитоиды севера Бурятии. В кн.: Магматические формации Бурятии и связанные с ними полезные ископаемые. Улан-Удэ.

Булгатов А. Н. 1966б. Сравнительная геологическая характеристика позднепротерозойских и кембрийских гранитов Витимского плоскогорья.— В кн.: Магматические и метаморфические образования Сибири. М., изд-во «Недра».

Булгатов А. Н., Васильченко В. В., Гамчян А. А., Хрипков А. В., 1966. Стратиграфия древних отложений Талой-Чина-Малоамалатского междуречья (Витимское плоскогорье).— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, вып. 1 (3). Чита.

Булгатов А. Н., Красильников Б. Н. 1968. Орогенные системы юга Сибири.— Геол. и геофиз., № 8.

Булина Л. В. 1968. Структура фундамента южной части Сибирской платформы.— Сов. геол., № 9.

Булмасов А. П. 1959. Структура земной коры района Байкальской впадины по геофизическим данным.— Труды Иркутск. ун-та, **14**, серия геол., вып. 4.

Великославинский Д. А., Казаков А. Н., Лобач-Жученко С. Б., Мануйлова М. М. 1957. Геология северо-восточной части Северо-Байкальского нагорья.— Труды ЛАГЕД АН СССР, вып. 7.

Великославинский Д. А., Казаков А. Н., Лобач-Жученко С. Б. и др. 1962. Магматические и метаморфические формации Северо-Байкальского нагорья. В кн.: Петрография Восточной Сибири, т. 2. М., Изд-во АН СССР.

Великославинский Д. А., Казаков А. Н., Соколов Ю. М., 1963. Мамский комплекс Северо-Байкальского нагорья.— Труды ЛАГЕД АН СССР, вып. 17.

Великославинский Д. А., Соколов Ю. М. 1960. О связи генезиса и минерализации пегматитов Мамского района с региональным метаморфизмом.— Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 89, вып. 2.

Виноградов А. П., Тугаринов А. И., Зыков С. И., Ступникова Н. И. 1960. О возрасте пегматитов Станового комплекса.— Геохимия, № 5.

Винснес Т. С. 1968. Докембрий Шпицбергена и острова Медвежий.— В кн.: Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена. М., изд-во «Мир».
Волколаков Ф. К., Давыдов В. И., Кибанов Г. А., Язмир М. М. 1964. Новые местонахождения фауны и флоры кембрия в бассейне р. Бамбуйки (Западное Забайкалье).— Геол. и геофиз., № 8.
Волобуев М. И., Зыков С. И., Мусатов Д. И., Ступникова Н. П. 1964. Стратиграфия и магматические комплексы Енисейского кряжа по геологическим и радиологическим данным.— В кн.: Геология юго-западного обрамления Сибирской платформы. М., изд-во «Недра».
Всесоюзный симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия. 25—30 октября 1965 г. Тезисы докладов. Новосибирск.
Гаррис М. А., Казаков Г. А., Келлер Б. М. и др. 1964. Геохронологическая шкала верхнего протерозоя (рифей и венд). В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций. (Междунар. геол. конгресс. 21 сессия. Докл. сов. геол. Проблема 3). М., изд-во «Наука».
Гафаров Р. А. 1965. Тектоника фундамента и типы магнитных полей Сибирской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., № 7.
Геологические формации. Материалы к совещанию. 1968, Л.
Герлинг Э. К., Мануйлова М. М., Неелов Н. А. и др. 1966. Вопросы определения абсолютного возраста докембрийских изверженных и метаморфических пород Восточной Сибири. В кн.: Магматические и метаморфические образования Сибири. Тезисы докладов, М., изд-во «Недра».
Глюк Д. С. 1966. Связь метаморфизма, магматизма и рудообразования на примере одного из районов Байкало-Патомского нагорья. В кн.: Магматические и метаморфические образования Сибири. Тезисы докладов. М., изд-во «Недра».
Головенок В. К. 1960. О положении мамской толщи среди докембрийских образований Северо-Байкальского и Патомского нагорий.— Докл. АН СССР, **133**, № 6.
Головенок В. К. 1964а. О возможности палеогеографических реконструкций в метаморфических толщах докембрия (по наблюдениям в Патомском нагорье).— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, **97**. Материалы по геологии Восточной Сибири.
Головенок В. К. 1964б. Стратиграфия, литология и условия образования среднепротерозойских отложений Патомского нагорья. Автореф. канд. дисс. Иркутск.
Дворкин-Самарский В. А. 1961. Мамские гранитные пегматиты и их слюдоносность.— Труды Вост.-Сиб. фил. АН СССР, вып. 16, серия геол.
Дворкин-Самарский В. А., 1965. Формации гранитоидов Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ.
Дворкин-Самарский В. А. 1966. Типы гранитных пегматитов. В кн.: Магматические формации Бурятии и связанные с ними полезные ископаемые. Улан-Удэ.
Дворкин-Самарский В. А., Бажин Ю. М., 1963. Гранитоиды и пегматиты Баргузино-Муйской структурно-металлогенической зоны. В кн.: Вопросы магматизма и тектоники Бурятии. Улан-Удэ.
Дворкин-Самарский В. А., Белов И. В. 1962. Магматические и метаморфические формации Северного Прибайкалья. В кн.: Петрография Восточной Сибири, т. 2. М., Изд-во АН СССР.
Дворкин-Самарский В. А., Козулина И. М. 1966. Некоторые черты геохимии и петрографии гранитоидов юга Бурятии. В кн.: Магматические формации Бурятии и связанные с ними полезные ископаемые. Улан-Удэ.
Дворкин-Самарский В. А., Туговик Г. И. 1966. О возрасте магматических формаций Саяно-Байкальской горной области. В кн.: Магматические формации Бурятии и связанные с ними полезные ископаемые. Улан-Удэ.
Дембо Т. М. 1954. Стратиграфия южной части Патомского нагорья. В кн.: Вопросы геологии Азии, т. 1. М., Изд-во АН СССР.
Дембо Т. М. 1955. Схема геологического строения Патомского нагорья.— Докл. АН СССР, **104**, № 4.
Докембрий Восточного Саяна. 1964. М.— Л., изд-во «Наука».
Долгинов Е. А. 1964. Роль поперечных тектонических зон в строении заангарской части Енисейского кряжа. В кн.: Вопросы геологии Красноярского края.— М., Изд-во МГУ.
Домбровский В. В. 1940. Геология Байкало-Патомского нагорья. Иркутск.
Другов С. И. 1957. Пурпольские дистеновые сланцы.— Бюлл. науч.-техн. информ., № 3 (8).
Жаднова Т. П. 1961. Стратиграфия северо-востока Патомского нагорья.— Труды ЦНИГРИ, вып. 38.
Жаднова Т. П. 1962. Тектоника северо-востока Патомского нагорья.— Труды ЦНИГРИ, вып. 48.
Жаднова Т. П. 1968. Верхний докембрий северо-востока Ленского золотоносного района.— Автореф. канд. дисс. М.
Жарков М. А., Кузнецов Г. А. 1964. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности центральной части Ангаро-Ленского краевого прогиба. В кн.: Новые данные по геологии нефтеносности и полезным ископаемым Иркутской области. Гостоптехиздат.

Жидков А. Я. 1961. Северо-Байкальская щелочная провинция и некоторые черты нефелиноносности ее пород.— Докл. АН СССР, **140**, № 1.
Жидков А. Я., Миркина С. Л., Голубчина М. Н., 1963. Предварительные данные об абсолютном возрасте щелочного комплекса Северного Прибайкалья.— Труды Второй сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций АН СССР.
Журавлев В. С., Раабен М. Е. 1968. Байкалиды Европы и послерифейская история их развития. В кн.: Орогенические пояса. (Междунар. геол. конгр. 23 сессия. Докл. сов. геол. Проблема 3). М., изд-во «Наука».
Журавлева З. А. 1959. К стратиграфии древних осадочных отложений бассейна среднего течения р. Чары.— Докл. АН СССР, **126**, № 6.
Журавлева З. А. 1964. Онколиты и катаграфии в рифее и кембрии Восточной Сибири и их стратиграфическое значение.— Докл. АН СССР, **158**, № 2.
Журавлева З. А., Комар В. А., Чумаков Н. М. 1959. Стратиграфические соотношения западного и северного склонов Алданского щита.— Докл. АН СССР, **128**, № 5.
Завалишин М. А., Чесноков В. Н. 1959. Площадное структурно-минералогическое картирование мусковитоносных пегматитов. В сб. по обмену опытом Иркутск. геол. упр.
Завалишин А. М., Чесноков В. Н. 1960. Некоторые особенности формирования и размещения пегматитовых жил в Мамском районе.— Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири, вып. 6 (27).
Заварицкий А. Н. 1950. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР.
Зайцев Н. С. 1954. О тектонике Южной части Сибирской платформы. В кн.: Вопросы геологии Азии, т. 1. М., Изд-во АН СССР.
Зайцев Н. С. 1964. Особенности тектонического строения Саяно-Алтайской складчатой области. В кн.: Складчатые области Евразии. М., изд-во «Наука».
Зайцев Н. С., Покровская Н. В. 1950. Стратиграфия и тектоника нижнепалеозойских отложений района среднего течения р. Лены. В кн.: Очерки по геологии Сибири, вып. 15. М., Изд-во АН СССР.
Залуцкий В. В. 1966. Верхнепротерозойский и послекембрийский магматизм Байкало-Патомского нагорья. В кн.: Геология и полезные ископаемые Байкало-Патомского нагорья. Иркутск.
Замараев С. М. 1967. Краевые структуры южной части Сибирской платформы. М., изд-во «Наука».
Казакевич Ю. П., Жаднова Т. П., Кондратенко А. К., Стороженко А. А. 1956. Стратиграфия центральной части Патомско-Витимского нагорья.— Труды НИГРИзолото, вып. 21.
Казакевич Ю. П., Шер С. Д., Синюгина Е. Я. и др. 1959. Закономерности локализации золотого оруденения Ленского района в связи с особенностями его геологического строения (реферат).— Труды ЦНИГРИ, вып. 32.
Казакевич Ю. П., Шер С. Д., Ревердатто М. В. 1965. История геологического развития и металлогения Ленской золотороссыпной провинции.— Труды ЦНИГРИ, вып. 63.
Казаков Г. А. и др. 1965. Абсолютный возраст докембрийских осадочных пород Оленекского поднятия Восточной Сибири.— Геохимия, № 11.
Карта докембрийской тектоники Сибири. Масштаб 1 : 5 000 000. Составлена под руководством Ю. А. Косыгина. 1962. М., Новосибирск.
Келлер Б. М., Семихатов М. А., Чумаков Н. М. 1967. Верхний протерозой Сибирской платформы и ее обрамления. В кн.: Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири. Красноярск.
Кибанов Г. А. 1966. Стратиграфия кембрийских отложений северо-восточной окраины Витимского плоскогорья. В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, вып. 1 (3). Чита.
Клитин К. А. 1965. Байкальская складчатость и тиллитоподобные конгломераты в разрезах каледонид Европы и Гренландии.— Докл. АН СССР, **163**, № 3.
Клитин К. А. 1966. Некоторые особенности строения Байкало-Патомской складчатой области.— Докл. АН СССР, **171**, № 5.
Клитин К. А., Палей И. П. 1965. Некоторые особенности строения Жуинской зоны разломов (Патомское нагорье).— Докл. АН СССР, **162**, № 6.
Клитин К. А., Постельников Е. С. 1966. Орогенные образования байкалид Восточной Сибири.— Геотектоника, № 6.
Клитин К. А., Постельников Е. С. 1968. К проблеме байкальской складчатости. В кн.: Орогенические пояса. (Междунар. геол. конгр. 23 сессия. Докл. сов. геол. Проблема 3). М., изд-во «Наука».
Кондратенко А. К. 1956. Интрузивные породы южной части Патомско-Витимского нагорья.— Труды НИГРИзолото, вып. 21.
Кондратенко А. К., Шер С. Д. 1960. К вопросу о характере сочленения бодайбинских и мамско-чуйских складчатых структур в юго-западной части Витимо-Патомского нагорья.— Труды ЦНИГРИ, вып. 30.

Коптев-Дворников В. С., Григорьев И. Ф., Доломанова Е. И. и др. 1960. Интрузивы гранитной формации малых глубин, поведение в их породах элементов-примесей и критерии генетических связей рудообразования с ними.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., Изд-во АН СССР.
Коржинский Д. С. 1933. Геология и полезные ископаемые южного района.— Труды СОПС АН СССР (сб. Якутская АССР, вып. 2).
Коржинский Д. С. 1939. Докембрий Алданской плиты и хребта Станового. В кн.: Стратиграфия СССР, т. 1. М.— Л., Изд-во АН СССР.
Кориковский С. П. 1967. Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны.— М., изд-во «Наука».
Королюк И. К. 1962. Сравнительная характеристика формаций рифея и кембрия Прибайкалья. М., Изд-во АН СССР.
Косыгин Ю. А., Башарин А. К., Берзин Н. А. 1962. Основные структурные элементы Сибири в позднем докембрии.— Геол. и геофиз., № 10.
Кудинов Б. П. 1966. Особенности тектоники интрузивов бассейнов рек Правой Мамы и Большой Конкудеры.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Байкало-Патомского нагорья. Иркутск.
Кузнецов Ю. А. 1958. Магматические формации. В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 1. М., Изд-во АН СССР.
Кузнецов Ю. А. 1964. Главные типы магматических формаций. М., изд-во «Недра».
Кузнецова Ф. В. 1958. Гранитизация древних толщ Нечеро-Жуинского района (Байкало-Патомское нагорье).— Изв. Сибирск. отд. АН СССР, № 1.
Кузнецова Ф. В. 1962. Метаморфические и магматические породы южной части Байкало-Патомского нагорья. В кн.: Петрография Восточной Сибири, т. 2. М., Изд-во АН СССР.
Кутейников Е. С., Масайтис В. Л. 1968. Трапповый вулканизм и тектоника Сибирской платформы в позднем протерозое. В кн.: Вулканизм и тектогенез (Междунар. геол. конгр. 23 сессия. Докл. сов. геол. Проблема 2). М., изд-во «Наука».
Лейтес А. М. 1965. Нижний протерозой северо-востока Олекмо-Витимской горной страны.— Труды ГИН АН СССР, вып. 122.
Леонтьев Л. Н. 1963. О тектоническом плане Сибирской платформы в протерозое — позднем докембрии и о природе Вилюйской впадины. В кн.: Русская и Сибирская платформы и их обрамление. М., Изд-во АН СССР.
Лунгерсгаузен Г. Ф. 1957. Периодические изменения климата и великие оледенения Земли.— Сов. геол., № 59.
Лунгерсгаузен Г. Ф. 1960. Следы оледенений в позднем докембрии Южной Сибири и Урала и их стратиграфическое значение. В кн.: Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. (Междунар. геол. конгр. 21 сессия. Докл. сов. геол. Проблема 8). М., Изд-во АН СССР.
Лутц Б. Г., Мокшанцев К. Б., Николаевский А. А. 1962. О составе и строении фундамента восточной части Сибирской платформы.— Геол. и геофиз., № 8.
Макиевский С. И. 1960. Закономерности размещения промышленно-слюдоносных пегматитов на Кольском полуострове. В кн.: Металлогения докембрия щитов и древних подвижных зон. Киев.
Мануйлова М. М. 1963. К вопросу о генезисе редкометальной минерализации в пегматитах.— Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 92.
Мануйлова М. М., Воробьев В. Е., Остроумов Т. В. 1960. Пегматиты р. Мини и их слюдоносность.— Труды ЛАГЕД АН СССР, вып. 11.
Мануйлова М. М., Неелов А. Н., Никитина Л. П. 1968. Процессы омоложения и вопросы геохронологии докембрия Восточной Сибири. В кн.: Геология докембрия. М., изд-во «Наука».
Марков М. С. 1962. Об особенностях развития земной коры в раннем докембрии (на примере Канадского щита). В кн.: Геология и петрология докембрия. Общие и региональные проблемы. М., Изд-во АН СССР.
Мац В. Д. 1966. Основные этапы геологического развития Западного Прибайкалья в верхнем докембрии. В кн.: Геология и полезные ископаемые Байкало-Патомского нагорья. Иркутск.
Международная тектоническая карта Европы. Масштаб 1 : 2 500 000. 1964. М.
Мокшанцев К. Б., Горнштейн Д. К., Гудков А. А. 1968. Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и прилегающих складчатых сооружений Верхояно-Чукотской области. М., изд-во «Наука».
Моссаковский А. А. 1965. К вопросу об орогенном этапе развития геосинклинальных областей.— Геотектоника, № 2.
Муратов М. В. 1963. Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
Муратов М. В. 1967. Тектоническое расчленение территории Советского Союза и основные черты строения складчатых поясов в его пределах.— Изв. высших уч. завед. Геол. и развед., № 10.
Муратов М. В., Хаин В. Е. 1968. Геосинклинальные пояса, орогенные пояса, складчатые пояса и их соотношение во времени и пространстве.— В кн.: Орогенические

пояса. (Междунар. геол. конгр. 23 сессия. Докл. сов. геол. Проблема 7). М., изд-во «Наука».
Мусатов Д. И., Волобуев М. И. 1964. Некоторые вопросы геологического развития Енисейского кряжа. В кн.: Геология юго-западного обрамления Сибирской платформы. М., изд-во «Недра».
Нагибина М. С. 1963. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. М., Изд-во АН СССР.
Неелов А. Н. 1957. Стратиграфия, структура и метаморфизм докембрия среднего течения рек Мамы и Большой Чуи.— Труды ЛАГЕД АН СССР, вып. 7.
Неелов А. Н. 1967. Изотопный возраст докембрийских пород юго-востока Восточной Сибири.— Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, вып. 2 (4).
Новикова А. С. 1968. К вопросу о природе авлакогенов Восточно-Европейской платформы. В кн.: Вулканизм и тектогенез (Междунар. Геол. конгр. 23 сессия. Докл. сов. геол. Проблема 2). М., изд-во «Наука».
Обручев В. А. 1927. Геологический обзор Сибири. М., Госиздат.
Обручев В. А. 1932. Древнее темя или каледонская складчатость.— Сб. трудов I Вост.-Сиб. краевого науч.-исслед. съезда, вып. 1, геол. секц. Иркутск.
Обручев В. А. 1935—1938. Геология Сибири, т. 1—3. М., Изд-во АН СССР.
Павлова Т. Г. 1964. О новом типе гранитной формации на примере западной части Центрального Казахстана.— Докл. АН СССР, **156**, № 4.
Павловский Е. В. 1948. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области.— Труды ГИН АН СССР, вып. 99, серия геол. (№ 31).
Павловский Е. В. 1956. Тектоника Саяно-Байкальского нагорья.— Изв. АН СССР, серия геол., № 10.
Павловский Е. В. 1960. Поздний докембрий (верхний протерозой) западного и восточного Прибайкалья (Междунар. Геол. конгр. 21 сессия. Докл. сов. геол. Проблема 8). М., Изд-во АН СССР.
Павловский Е. В. 1962. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии.— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, вып. 5. Геология и петрология докембрия.
Павловский Е. В., Беличенко В. Г. 1958. Осадочные формации верхнего протерозоя Саяно-Байкальского нагорья и связанные с ними полезные ископаемые. В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 1. М., Изд-во АН СССР.
Павловский Е. В., Ескин А. С. 1964. Особенности состава и структуры архея Прибайкалья.— Труды ГИН АН СССР, вып. 110.
Павловский Е. В., Хренов П. М., Беличенко В. Г. 1954. Древние толщи Баргузино-Витимского района Забайкалья. В кн.: Вопросы геологии Азии, т. 1. М., Изд-во АН СССР.
Павловский Е. В., Цветков А. И. 1938. Геолого-петрографический очерк западного побережья Малого моря (Западное Прибайкалье).— Труды ГИН АН СССР, вып. 9. Очерки по геологии Сибири (№ 7).
Павловский Е. В., Цветков А. И. 1939. Докембрий Прибайкалья. В кн.: Стратиграфия СССР, т. 1. М., Изд-во АН СССР.
Перспективы нефтегазоносности Восточно-Сибирской платформы. 1968. М., изд-во «Недра».
Предтеченский А. А. 1960. Древнее поднятие Южной Сибири (к вопросу о «древнем темени Азии»).— Труды СНИИГГМС, вып. 13. Материалы по региональной геологии.
Решение совещания по стратиграфии отложений верхнего докембрия Сибири и Дальнего Востока. 1962. Новосибирск.
Руднев В. П. 1957. Тектонические структуры центральной части Икатского хребта.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири, вып. 1 (XXII). Иркутск.
Савинский К. А. 1964. Глубинная структура южной части Сибирской платформы. М., изд-во «Недра».
Салоп Л. И. 1954. Нижний палеозой Средне-Витимской горной страны.— Труды ВСЕГЕИ, 1.
Салоп Л. И. 1958а. Байкальская горная область. В кн.: Геологическое строение СССР, т. 2. Магматизм. М., Госгеолтехиздат.
Салоп Л. И. 1958б. Байкальская складчатая область. В кн.: Геологическое строение СССР, т. 3. Тектоника. М., ГОНТИ.
Салоп Л. И. 1960. История геологического развития докембрийской геосинклинальной системы байкалид. В кн.: Стратиграфия и корреляция докембрия. (Междунар. геол. конгр. 21 сессия. Докл. сов. геол.). М., Изд-во АН СССР.
Салоп Л. И. 1963. Геологическая интерпретация данных аргонового метода определения абсолютного возраста горных пород.— Геол. и геофиз., № 1.
Салоп Л. И. 1964. Геология Байкальской горной области, т. 1. М., изд-во «Недра».
Салоп Л. И. 1967. Геология Байкальской горной области, т. 2. М., изд-во «Недра».
Салоп Л. И., Головенок В. К., Шалек Е. А. 1958. О возрасте последней геосинклинальной складчатости в Байкальском нагорье.— Докл. АН СССР, **118**, № 4.

Семененко Н. П. 1948. Геология и петрология Мамской кристаллической полосы. Киев, Изд-во АН УССР.
Семихатов М. А. 1962. Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа.— Труды ГИН АН СССР, вып. 68.
Семихатов М. А., Трапезников Ю. А. 1965. Юго-западная граница Сибирской платформы в венде и раннем кембрии.— Геотектоника, № 4.
Смирнов А. Д., Алтухов Е. Н., Булдаков В. В., Леонтьев Л. Н., Недумов И. В. 1967. Рифеиды юга Сибири и структурная позиция их пегматитов. М., изд-во «Наука».
Смирнов А. Д., Недумов И. В., Булдаков В. В. 1963. Рифейские структуры Восточного Саяна. М., Изд-во АН СССР.
Соботович Э. В., Гращенко С. М., Ловцюс А. В. 1965. Возраст пород шарыжалгайской серии (Байкальская глыба).— Изв. АН СССР, серия геол., № 9.
Соколов Б. С. 1958. Проблемы нижней границы палеозоя и древнейшие отложения досинийских платформ Евразии.— Труды ВНИГРИ, вып. 26.
Соколов Ю. М. 1959. Связь слюдоносности пегматитовых жил Мамского района с региональным метаморфизмом. В кн.: Некоторые вопросы геологии Азиатской части СССР. Л., Изд-во АН СССР.
Соколов Ю. М. 1960. К вопросу о перекристаллизации слюдоносных пегматитов Мамского района.— Труды ЛАГЕД АН СССР, вып. 9.
Спижарский Т. Н. 1958. Сибирская платформа. В кн.: Геологическое строение СССР, т. 3. М., Госгеолтехиздат.
Спижарский Т. Н., Булина Л. В., Мошкин В. Н. 1968. Сибирская платформа. В кн.: Геологическое строение СССР, т. 2. Тектоника. М., изд-во «Недра».
Суворова Н. П. 1954. О ленском ярусе нижнего кембрия Якутии.— В кн.: Вопросы геологии Азии, т. 1. М., Изд-во АН СССР.
Судовиков Н. Г., Неелов А. Н., 1961. О возрасте станового комплекса.— Труды ЛАГЕД АН СССР, вып. 12.
Сычев Ю. И. 1967. Строение антиклинальной зоны в центральной части мамской толщи (Северо-Байкальское нагорье). В кн.: Деформации и структуры докембрийских толщ. Л., изд-во «Наука».
Таевский В. М. 1966. Некоторые проблемы геологии Байкало-Патомского нагорья. В кн.: Геология и полезные ископаемые Байкало-Патомского нагорья. Иркутск.
Таевский В. М., Таевская З. К. 1961. Новые данные о стратиграфии Мамской кристаллической полосы.— Материалы по геологии и полезным ископаемым Иркутской области, вып. 1 (XXVIII).
Тектоника Евразии (Объяснительная записка к Тектонической карте Евразии, м-б 1 : 5 000 000). Гл. 3. Области байкальской складчатости. 1966. М., изд-во «Наука».
Тектоническая карта СССР и сопредельных стран. Масштаб 1 : 5 000 000. Объяснительная записка. Под ред. Н. С. Шатского и др. 1956 г. М., Госгеолтехиздат.
Тектоническая карта Евразии. Масштаб 1 : 5 000 000, ред. А. Л. Яншин. АН СССР, Мин. геол. и охраны недр СССР, 1966.
Тетяев М. М. 1923. О некоторых основных вопросах геологии Сибири.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 2, № 3, новая серия, 22.
Тихонов В. Л. 1958. Основные черты тектоники северной части Средне-Витимской горной страны.— Труды первого совещания по металлогении Западного Забайкалья. Иркутск.
Тихонов В. Л. 1959. Геологическое строение северной части Средне-Витимской горной страны.— Автореф. канд. дисс. Иркутск.
Тихонов В. Л. 1962. Тектоника Делюн-Уранского хребта Средне-Витимской горной страны. В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Иркутской области, вып. 4. Иркутск.
Тихонов В. Л., Аносов В. С. 1966. О бодайбинском и кадаликанском комплексах Байкало-Патомского нагорья.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Байкало-Патомского нагорья. Иркутск.
Тугаринов А. И., Бибикова Е. В., Мельникова Г. Л. и др. 1967. О протерозойском возрасте пород Алданского комплекса,— Геохимия, № 3.
Тугаринов А. И., Ступникова Н. И., Зыков С. И. 1965. К геохронологии юга Сибирской платформы (главным образом Алданского щита).— Изв. АН СССР, № 1.
Туголесов Д. А. 1952. К тектонике юго-восточной части Сибирской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
Федоровский В. С. 1968. Стратиграфия, объем и границы удоканской серии докембрия Восточной Сибири.— Автореф. канд. дисс. М.
Федоровский В. С., Лейтес А. М. 1968. О геосинклинальных трогах в раннем протерозое Олекмо-Витимской горной страны.— Геотектоника, № 4.
Фомин Н. И., Тихонов В. Л., 1966. Новые данные по геологии Мамского района.— В кн.: Геология и тектоника Байкало-Патомского нагорья. Иркутск.
Хаин В. Е. 1964. Общая геотектоника. М., изд-во «Недра».
Херасков Н. П. 1963. Некоторые общие закономерности в истории и развитии структуры земной коры.— Труды ГИН АН СССР, вып. 91.

Херасков Н. П. 1964. О качественных различиях геосинклинальных систем разного возраста. В кн.: Деформация пород и тектоника (Междунар. геол. конгр. 22 сессия. Докл. сов. геол. Проблема 4). М., изд-во «Наука».
Херасков Н. П. 1965. Тектоника и формации. М., Изд-во АН СССР.
Хорева Б. Я. 1966. Типы регионального метаморфизма и тектонические условия их проявления в подвижных поясах.— Геотектоника, № 6.
Цахновский М. А., Мац Д., Егорова О. П., Тихонов В. Л. 1968. Проблемы стратиграфии верхнего докембрия южной части Сибирской платформы и горного обрамления. В кн.: Геология докембрия (Междунар. геол. конгр. 23 сессия. Докл. сов. геол. Проблема 4). М., изд-во «Наука».
Цыпуков Ю. П. 1962. Следы позднейшей тектоники в бассейнах рек Савкиной Домушки и Мики (северо-западное Прибайкалье).— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Иркутской области, вып. 4. Иркутск.
Чернов Ю. А., Кориковский С. П., Павловский Е. В. 1966. Новые данные по геологии древних толщ Западного Забайкалья.— Докл. АН СССР, **170**, № 3.
Черский И. Д. 1886. К геологии внутренней Азии.— Труды С.-Петерб. об-ва естествознания, **17**, вып. 2.
Чумаков Н. М. 1959. Стратиграфия и тектоника юго-западной части Вилюйской синеклизы. В кн.: Тектоника СССР, т. 4. М., Изд-во АН СССР.
Чумаков Н. М. 1965. О некоторых докембрийских тиллитоподобных породах СССР.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
Чураков А. Н. 1927. История развития наших представлений о строении северо-западной окраины «древнего темени Азии».— Изв. геол. ком., **16**.
Шатский Н. С. 1932. Основные черты тектоники Сибирской платформы.— Бюлл. МОИП, отд. геол., **10**, № 3—4.
Шатский Н. С. 1935. О тектонике Арктики.— В кн.: Геология и полезные ископаемые севера СССР, т. 1. Л., Изд-во Главсевморпути.
Шатский Н. С. 1937. О неокатастрофизме.— Проблемы сов. геол., **7**, № 7.
Шатский Н. С. 1945. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала.— Материалы к познанию геологического строения СССР, новая серия, вып. 2 (6).
Шатский Н. С. 1951. О длительности складкообразования и о фазах складчатости.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
Шатский Н. С. 1952. О границе между палеозоем и протерозоем и о рифейских отложениях Русской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
Шатский Н. С. 1960. Принципы стратиграфии позднего докембрия и объем рифейской группы.— В кн.: Стратиграфия позднего докембрия (Междунар. геол. конгр. 21 сессия. Докл. сов. геол. Проблема 8). М., Изд-во АН СССР.
Шатский Н. С. 1963а. Об отношении кембрия к протерозою и о байкальской складчатости. Избр. труды, т. 1. М., Изд-во АН СССР.
Шатский Н. С. 1963б. Рифейская эра и байкальская складчатость. Избр. труды, т. 1. М., Изд-во АН СССР.
Шатский Н. С. 1965. О геологических формациях. Избр. труды, т. 3. М., изд-во «Наука».
Шахварстова К. А. 1954. Докембрийские и палеозойские интрузии юго-западной части Витимского нагорья. Очерки по геологии Сибири.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 17.
Шер С. Д. 1961а. К вопросу о тектонике Бодайбинского синклинального погружения и влияние некоторых ее элементов на локализацию золотоносности.— Труды ЦНИГРИ, вып. 38.
Шер С. Д. 1961б. О геологическом строении бассейна среднего течения р. Мамы (Северо-Байкальское нагорье).— Сов. геол., № 6.
Шер С. Д., Кондратенко А. К. 1962. О метаморфических преобразованиях пород южной части Ленского золотоносного района.— Труды ЦНИГРИ, вып. 48.
Шер С. Д., Кондратенко А. К. 1966. Акцессорные минералы гранитоидов северного выступа Байкальской горной области. В кн.: Геология и полезные ископаемые Байкало-Патомского нагорья. Иркутск.
Штех Г. И. 1965. Глубинное строение и история тектонического развития Вилюйской впадины. М., изд-во «Наука».
Штрейс Н. А. 1964. О происхождении Гондваны.— В кн.: Гондвана (Междунар. геол. конгр. 22 сессия. Докл. сов. геол. Проблема 9). М., изд-во «Наука».
Штрейс Н. А. 1967. Проблема связи магматизма и складчатости. В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., изд-во «Наука».
Штрейс Н. А. 1968. Проблема связи магматизма со структурами геосинклинальных систем.— В кн.: Вулканизм и тектоника (Междунар. геол. конгр. 23 сессия. Докл. сов. геол. Проблема 2). М., изд-во «Наука».
Шуркин К. А. 1957. К вопросу о классификации ультраметаморфических пород вообще и пегматитов в частности.— Труды ЛАГЕД АН СССР, вып. 7.
Эдельштейн Я. С. 1923. Тектоника и полезные ископаемые Сибири.— Изв. Геол. ком., **42**, № 1.

Язмир М. М. 1966. К палеотектонике кембрия Байкало-Витимской горной страны. (Структурно-фациальное районирование).— Труды Бурятского компл. науч.-исслед. ин-та СО АН СССР, вып. 21. Вопросы тектоники Бурятской АССР и сопредельных территорий.
Язмир М. М. 1968. Биостратиграфия и археоциаты раннего палеозоя Байкало-Витимской горной области. Автореф. канд. дисс. Иркутск — Улан-Удэ.
Ященко М. Л., Варшавская Э. С., Мануйлова М. М. 1964. Абсолютный возраст гранитоидов Абчадской интрузии по данным рубидий-стронциевого метода.— Геохимия, № 2.
Ященко М. Л., Варшавская Э. С., Мануйлова М. М. 1965. Исследование первичного отношения Sr_{87}/Sr_{86} в различно метаморфизованных породах Северного Прибайкалья с целью определения абсолютного возраста.— Геохимия, № 5.

Argand E. 1922. La tectonique de l'Asie. Bruxelles.
Graindor M. J. 1965. Plissements assyntiens, baikaliens, cadomiens.— Bull. Soc. Geol. France. 7-me serie, 7, N 1.
Launay L. de. 1911. La geologie et les richesses minerales de l'Asie. Paris.
Stille H. 1924. Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin.
Stille H. 1958. Die assyntische Tektonik im geologischen Erdbild. Beih. 2. Geol. Jahrbuch, Hf. 22. Hannover.
Suess E. 1901. Das Antlitz der Erde. Bd. 3, Hf. I. Wien.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 5

Обзор представлений о байкальской складчатости Сибири (*Е. С. Постельников*) 6

Границы и общая структура Байкальской складчатой области (*К. А. Клитин*) 18

Строение фундамента Байкальской складчатой области (*К. А. Клитин*) . . 23

Основные черты стратиграфии и формации рифея Байкальской складчатой области (*К. А. Клитин*) 36

Орогенные образования байкалид (*Е. С. Постельников, К. А. Клитин*) . . 54

Гранитоидный магматизм Байкальской складчатой области (*Т. Г. Павлова*) 76

Особенности морфологии структур и время их образования (*К. А. Клитин*) . . 97

Структурное положение гранитоидных комплексов Байкальской складчатой области и их основные формационные типы (*Т. Г. Павлова*) 112

Заключение (*К. А. Клитин, Т. Г. Павлова*) . . . 127

Литература 136

CONTENTS

Introduction 5

Review of concepts on Baikalian folding in Siberia (*E. S. Postelnikov*) . 6

Boundaries and general structure of the Baikalian folded area (*K. A. Klitin*) 18

Structure of the basement of the Baikalian folded area (*K. A. Klitin*) . . . 23

The main features of Riphean stratigraphy and formations of the Baikalian folded area (*K. A. Klitin*) 36

Orogenic formations of baikalides (*E. S. Postelnikov, K. A. Klitin*) . . . 54

Granitoid magmatism of the Baikalian folded area (*T. G. Pavlova*) 76

Morphological peculiarities of structures and the time their formation (*K. A. Klitin*) 67

Structural position of the granitoid complexes of the Baikalian folded area and their principal formational types (*T. G. Pavlova*) 112

Conclusion (*K. A. Klitin, T. G. Pavlova*) . 127

Bibliography 139

Константин Александрович Клитин, Татьяна Георгиевна Павлова
Евгений Сергеевич Постельников

Байкалиды юго-востока Сибири

(Труды ГИН, вып. 219)

Утверждено к печати ордена Трудового Красного Знамени Геологическим институтом АН СССР

Редактор издательства *Н. А. Никитина*. Технический редактор *Т. И. Анурова*

Сдано в набор 15/XI 1969 г. Подписано к печати 11/II 1970 г. Формат 70×108¹/₁₆. Бумага № 2
Усл. печ. л. 13,38 Уч.-изд. л. 12,8. Тираж 900 экз. Тип. зак. 5885 Т-00668 Цена 1 р. 28 к.

Издательство «Наука». Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука». Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

СПИСОК ОПЕЧАТОК

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
37	26 сн.	несогласные	согласные
48	9 сн.	Баргузинского	Бодайбинского
130	22 сн.	даншинская	дашкинская

1 р. 28 к.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»