

551. 73

Б

1755

В. Г. БЕЛИЧЕНКО

Иркутск

**НИЖНИЙ ПАЛЕОЗОЙ
ЗАПАДНОГО
ЗАБАЙКАЛЬЯ**

24401





Вандалов
1. 2. 3. 4. 5. 6. 7. 8. 9. 10. 11. 12. 13. 14. 15. 16. 17. 18. 19. 20. 21. 22. 23. 24. 25. 26. 27. 28. 29. 30. 31. 32. 33. 34. 35. 36. 37. 38. 39. 40. 41. 42. 43. 44. 45. 46. 47. 48. 49. 50. 51. 52. 53. 54. 55. 56. 57. 58. 59. 60. 61. 62. 63. 64. 65. 66. 67. 68. 69. 70. 71. 72. 73. 74. 75. 76. 77. 78. 79. 80. 81. 82. 83. 84. 85. 86. 87. 88. 89. 90. 91. 92. 93. 94. 95. 96. 97. 98. 99. 100.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ



В. Г. БЕЛИЧЕНКО

НИЖНИЙ ПАЛЕОЗОЙ
ЗАПАДНОГО
ЗАБАЙКАЛЬЯ

27701
Техническая библиотека
ГФУП "Буритгеоцентр"



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1969

В монографии обобщены обширные материалы по нижнему палеозою Западного Забайкалья, в том числе личные исследования автора. Подробно излагается и уточняется стратиграфия и тектоника нижнепалеозойских толщ района исследования.

Стратиграфическая характеристика толщи дается по выделенным автором палеотектоническим районам и структурно-фаціальным зонам. В работе предлагается новая стратиграфическая схема нижнепалеозойских образований Западного Забайкалья, дается палеотектоническая характеристика, приводится схема палеотектонического районирования. Излагается формационный анализ осадочных и вулканогенных толщ в связи с палеотектоническими и палеогеографическими условиями на территории Западного Забайкалья в нижнем палеозое. В монографии приводятся новые материалы по стратиграфии, палеотектонике и палеогеографии Западного Забайкалья в нижнем палеозое. Книга представляет интерес в теоретическом и практическом отношении.

Библ. 207 названий, иллюстраций 46.

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

член-корр. АН СССР *Н. А. ФЛОРЕНСОВ*

ВВЕДЕНИЕ

В работе подробно описываются нижнепалеозойские отложения Западного Забайкалья, которое понимается значительно шире, чем это принято на существующих схемах географического районирования. В Западное Забайкалье нами включены Джидинская горная страна, Южное и Восточное Прибайкалье, Витимское плоскогорье, Северо-Байкальское нагорье, Средне-Витимская горная страна, т. е. территории, в геологическом развитии которых в нижнем палеозое было много общего.

Основной целью работы является выяснение геологической истории раннекаледонской Забайкальской ветви Алтае-Саяно-Забайкальской геосинклинали. Вопрос о значении раннекаледонского этапа в развитии всей Байкальской горной области, обсуждавшийся на протяжении многих лет, остается актуальным до настоящего времени. Для решения этого вопроса автором были проведены специальные исследования, результаты которых изложены в данной работе.

Некоторые данные о нижнепалеозойских отложениях Прибайкалья и Забайкалья, приведенные в работе, опубликованы автором ранее, большинство же материалов, выводов и соображений выносятся в печать впервые.

Как и всякая работа регионального типа, данная работа содержит ряд дискуссионных положений, выдвигаемых на обсуждение читателей. В ней приводятся не только общеизвестные и новые факты, дополняющие прежние представления, но и данные, порой противоречащие установленным, традиционным взглядам и порождающие ряд весьма серьезных новых проблем, ожидающих своего решения. Публикуемая работа отражает лишь определенный этап в изучении Забайкальской ветви раннепалеозойской геосинклинали, и автор не считает свою задачу исчерпанной, а намерен вернуться к ряду вопросов, затронутых, но не решенных. Особенно это касается явлений раннепалеозойского метаморфизма, без изучения которых не может быть понято взаимоотношение раннепалеозойских отложений с верхнепротерозойскими и соотношение раннекаледонской геосинклинали и Сибирской платформы.

Данная работа основана на результатах многолетних личных полевых исследований, которые проводились с 1956 по 1966 г. в различных районах Западного Забайкалья, а также на материалах Бурятского, Читинского и Иркутского геологических управлений, Всесоюзного научно-исследовательского геологического института (ВСЕГЕИ), Лаборатории геологии докембрия АН СССР.

Исследования автора были сосредоточены главным образом в центральных частях раннепалеозойской Забайкальской складчатой области, т. е. в южных и восточных отрогах хр. Хамар-Дабан, бассейне р. Джиды, в Морском хребте, на Витимском плоскогорье и в Баргузинском

хребте. Они имели характер тематического изучения стратиграфии и тектоники древних толщ, геологической съемки, отдельных особенно интересных для этой цели площадей и контрольных маршрутов в связи с составлением геологических карт. Для более полного представления об особенностях Забайкальской раннепалеозойской геосинклинальной области в целом в работу включены материалы по нижнему палеозою в периферической части этой области, собранные коллективами геологов Бурятского геологического управления, ВСЕГЕИ, Лаборатории геологии докембрия АН СССР, Бурятского филиала АН СССР, ЦНИГРИ, Читинского геологического управления.

В течение многих лет в экспедиционных исследованиях принимали участие и содействовали их успеху П. М. Хренов, Ю. А. Чернов, А. С. Ескин, О. И. Томилова, Ю. Б. Мусин, Е. Н. Смолянский, А. А. Шафеев, В. В. Скрипкина, которым автор приносит свою искреннюю благодарность. Чувство глубокой признательности автор выражает И. Т. Журавлевой и И. К. Королюк за обработку и определения палеонтологического материала и соответствующие консультации. Автор приносит свою горячую благодарность Е. В. Павловскому за ценные указания, советы и совместное обсуждение многих вопросов, непосредственно относящихся к теме исследования. С особой теплотой и благодарностью автор вспоминает ныне покойную Н. В. Фролову, советы которой в свое время сыграли неоценимую роль в направлении всех дальнейших исследований.

Графическое оформление работы принадлежит Р. А. Еречневой, А. Д. Левченко и Н. Ф. Морозовой, которым автор приносит свою признательность.

КРАТКИЙ ОБЗОР ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ КЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

О геологической истории Западного Забайкалья, особенно северной его части, до последнего времени существуют различные представления. Некоторые черты геологического строения этой области начали выявляться еще во второй половине прошлого столетия, когда были проведены первые экспедиционные исследования П. Н. Кропоткина, А. Л. Чекановского, И. Д. Черского. Основываясь на данных этих исследований, Э. Зюсс сформулировал, а В. А. Обручев развил известную концепцию «древнего темени Азии», которая в измененном виде поддерживается отдельными исследователями до настоящего времени.

Большую роль в развитии взглядов на геологию Байкальской горной области сыграла идея Де Лоне (De Launay, 1911) о том, что эта территория входит в состав каледонской складчатой области, ничем не отличающейся от классических каледонид других районов. Идея восточно-сибирских каледонид развивалась позже М. М. Тетяевым (1923) и А. А. Борисьяком (1927).

Дискуссия сторонников этих двух концепций длилась многие годы. В 1932 г. Н. С. Шатский (1932), используя новые данные, выделил в Прибайкалье и Западном Забайкалье самостоятельную байкальскую складчатость, заключительный этап которой относился к верхнему протерозою или началу кембрия. При этом Восточный Саян включался в каледонскую складчатую зону. Представления Н. С. Шатского были приняты многими исследователями и развиваются в настоящее время (Салоп, 1964, 1967; Флоренсов, 1941, 1960; Арсентьев, 1960, и др.).

Первые находки фауны археоциат в центральных частях Байкальской горной области, произведенные в 30-х годах, позволили выделить достоверные морские отложения кембрия, что нашло отражение в ряде сводных работ (М. М. Тетяев, В. А. Обручев, Н. С. Шатский, А. Д. Архангельский, Е. В. Павловский).

В 1931 г. в Восточном Забайкалье в районе с. Газимуровский Завод, М. В. Бесова нашла в известняках «немного палеозоя» фауну археоциат. В 1933 г. А. Ф. Колесовым впервые на Витимском плоскогорье в известняках по р. Кыдымит были обнаружены остатки археоциат.

В 1944 г. А. К. Гусева в этом районе повторила сборы фауны, характерной, по заключению А. Г. Вологодина, для верхней части нижнего кембрия (камешковский горизонт) и для среднего кембрия.

В связи с этими находками приобрели особый интерес указания Н. И. Свитальского (1915), В. И. Котульского (1915, 1932), И. А. Лопатина (1895) на присутствие слабо метаморфизованных пород в различных участках Байкальской горной области (рч. Ямбуй, Левая Олдында, Химгильда, устье р. Кыдымит).

О первых находках фауны в юго-западном Забайкалье сообщили А. В. Львов в 1915 г. и Б. И. Артемьева в 1924 г., но определенную фауну археоциат удалось обнаружить в бассейне р. Джиды только в 1932 г. М. В. Бесовой и в 1934 г. П. И. Налетову. Этими находками было положено начало изучения кембрийских отложений Южного Забайкалья.

Находки кембрийской фауны, а также изучение взаимоотношений заведомо кембрийских отложений с подстилающими породами позволили Е. В. Павловскому (1948, 1956, 1960) высказать идею об ограничении байкальской складчатости верхами докембрия и о своеобразии развития ранних каледонид Байкальской горной области.

В 1948 г. при съемочных работах в районе Еравнинских озер фауна археоциат была найдена С. Н. Коровиным по рч. Ульдзуйтуу, что позволило расширить площадь распространения достоверно кембрийских отложений от бассейна р. Кыдымит на юг. В общем же изученность кембрийских отложений оставалась низкой. Значительная часть разрезов осадочно-метаморфических толщ датировалась условно как верхний протерозой — нижний кембрий.

Большую роль в изучении нижнепалеозойских отложений сыграли находки фауны археоциат и трилобитов в Баргузинском хребте П. Ч. Шобогоровым (1956) и в Северо-Байкальском нагорье Д. Ц. Цыреновым и В. И. Дубченко (1962). Последние годы ознакомились новыми находками фауны кембрия по рч. Ямбуу, в бассейнах рек Бамбуйки и Джиды.

Значительная часть отложений, прежде относившихся к протерозою или условно к кембрию, теперь переведена в достоверно кембрийские. Картировочные и тематические работы, проводимые в Западном Забайкалье большим коллективом геологов Бурятского геологического управления и Института земной коры АН СССР, явились новым важным шагом в изучении кембрийских образований. В настоящее время имеется уже достаточно фактического материала, позволяющего провести корреляцию разрезов кембрия различных структурно-фациальных зон, выявить особенности геологического развития этой территории в раннем протерозое и выяснить истинное значение ранних каледонид в истории палеозоя Байкальской горной области.

В настоящее время существует несколько схем тектонического районирования Забайкальской раннепалеозойской складчатой области. Л. И. Салоп (1967) выделяет ниже-среднекембрийский структурный ярус, но на севере Байкальской горной области относит его к периоду замыкания геосинклинальной системы Байкалид, а на юге — к образованиям «нового подвижного пояса, относящегося к Саяно-Забайкальской геосинклинальной системе (Саяниды)» (Салоп, 1967, стр. 383). В связи с этим выделяются Байкало-Витимское поднятие, Верхне-Витимская остаточная геосинклиналь и Забайкальский эвгеосинклинальный пояс.

Довольно многочисленная группа геологов отстаивает точку зрения Е. В. Павловского о самостоятельном значении раннекаледонского цикла в пределах Байкальской горной области. В. Г. Беличенко и П. М. Хренов (1965), будучи сторонниками этой точки зрения, выделяют в Байкальской горной области и Западном Забайкалье две крупные раннепалеозойские структурно-фациальные зоны, обладающие различным «набором» осадочных формаций, разнообразными проявлениями магматизма и различным типом складчатых структур. Первая из них соответствует краевой геантклинали, а вторая — эвгеосинклинали.

В последнее время появился еще один вариант тектонического районирования раннекаледонской Забайкальской складчатой области, предложенный М. М. Язмиром и Ф. К. Волколаковым (1964) и основанный на материалах тематических работ большого коллектива геологов (Ю. П. Бутов, Ю. А. Ивайлов, В. П. Приходько, П. А. Хлыстов и др.).

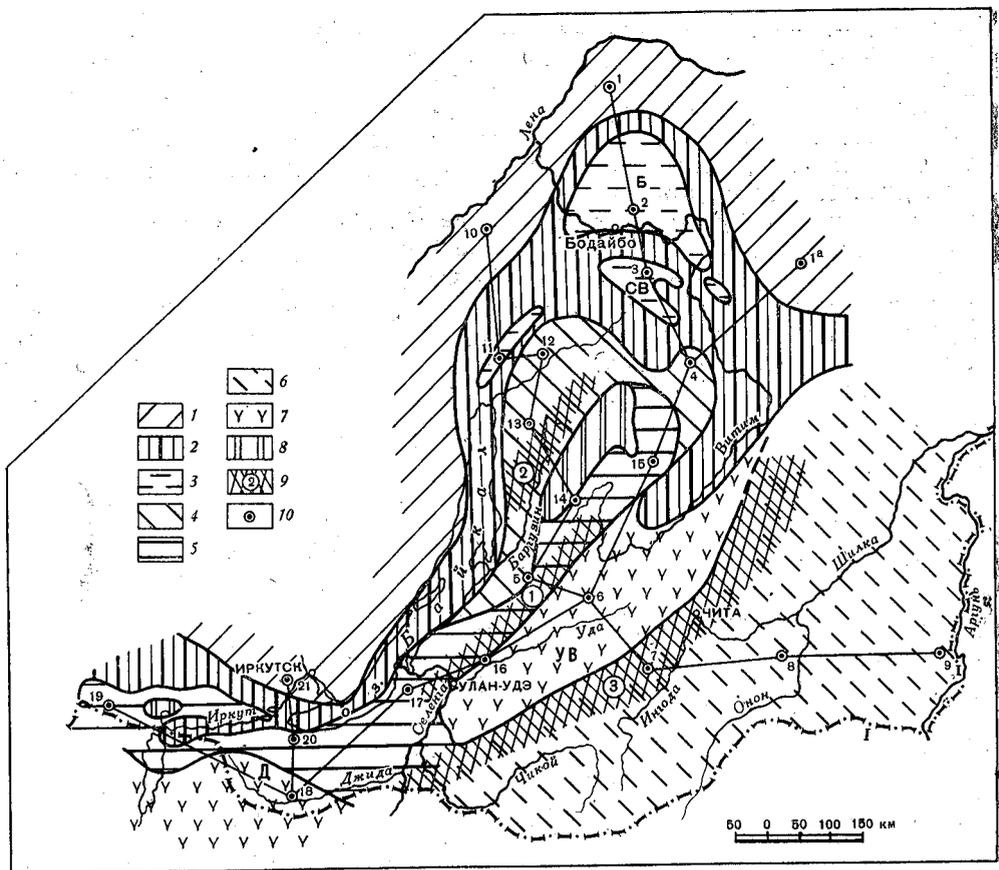


Рис. 1. Схема палеотектонического районирования Западного Забайкалья (нижний палеозой)

1 — платформа; 2 — краевое геантиклинальное поднятие; 3 — внутригеантиклинальные прогибы: Б — Бодайбинский, СВ — Средне-Витимский; 4—6 — окраинная зона эвгеосинклинали: 4 — Баргузино-Бамбуевская подзона, 5 — Сархой-Богдаринская подзона, 6 — Восточно-Забайкальская подзона; 7 — внутренние зоны эвгеосинклинали: Д — Джидинская, УВ — Удино-Витимская; 8 — интрагеантиклинали; 9 — зоны высокой проницаемости в пределах эвгеосинклинали (цифры в кружках на схеме: 1 — Селенгино-Витимканская, 2 — Баргузинская, 3 — Заган-Малханская); 10 — номера разрезов, приведенных на рис. 34—38

Эти исследователи также пришли к выводу о самостоятельном значении каледонского цикла в структурном развитии Байкало-Витимской горной области. Ими выделены две палеоструктурные единицы: Удино-Витимская эвгеосинклиналь и Баргузино-Янгудская субгеосинклиналь. Схема М. М. Язмира и других хорошо обоснована обильным материалом по биостратиграфии забайкальского нижнего кембрия. Вместе с тем, с точки зрения автора, в данной схеме остаются дискуссионными границы этих подразделений.

В настоящей работе принята схема тектонического районирования раннекаледонской Забайкальской складчатой области, ранее предложенная автором и П. М. Хреновым (1965), но несколько детализированная (рис. 1). Главными палеоструктурными элементами раннекаледонской Забайкальской складчатой области являются: Байкало-Витимская крайняя геантиклиналь и Западно-Забайкальская эвгеосинклиналь. В пределах последней выделены две структурно-фациальные зоны, приуроченные к центральным частям эвгеосинклинали: Джидинская и Удино-Витимская. В окраинной зоне эвгеосинклинали намечаются также

две структурно-фациальные подзоны — Сархой-Богдаринская и Баргузино-Бамбуйская¹. Эти подзоны, занимая в общем окраинное положение в Западно-Забайкальской эвгеосинклинали, несколько отличаются условиями геологического развития. Первая из них, охватывающая большую часть окраинной зоны эвгеосинклинали, более тесно связана с развитием центральных зон, чем вторая подзона, приуроченная к северному центри-клинальному замыканию ее.

При описании и сопоставлении стратиграфических разрезов автор придерживался их группировки не по географической близости, а по палеотектоническому положению, надеясь этим облегчить читателю восприятие материала. Обоснование принятого в нашей работе палеотектонического районирования будет приведено после описания и сравнения стратиграфических разрезов.

¹ Третья — Восточно-Забайкальская — подзона в работе не описывается.

СТРАТИГРАФИЯ НИЖНЕГО ПАЛЕОЗОЯ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

ЭОПАЛЕОЗОЙ, НИЖНИЙ И СРЕДНИЙ КЕМБРИЙ

Западное Забайкалье является северо-восточной ветвью Алтае-Саянской каледонской геосинклинали. Границы Забайкальской ветви этой геосинклинали разными исследователями проводились по-разному; в соответствии с теми положениями о соотношении докембрийских и каледонских структур Саяно-Байкальской горной области, которые принимались за основу. Многие исследователи вслед за Де Лонэ, А. А. Борисяком и М. М. Тетяевым относили к зоне каледонской складчатости все Западное Забайкалье, проводя западную ее границу по западному побережью оз. Байкал (Павловский, 1948, 1956; Иванов, 1949; Нагибина и Лучицкий, 1948; Беличенко, Хренов, 1965). Другая группа исследователей, развивая идею Н. С. Шатского о ведущей роли байкалит в развитии Байкальской горной области, проводила внешнюю границу ранних каледонид по-разному — в интервале от бассейна р. Уды на юге до бассейна р. Верхней Ангары на севере (Замараев, 1961; Салоп, 1964, 1967; Флоренсов, 1954, 1960; Арсентьев, 1960; Цырендоржиев, 1963).

Автор присоединяется к первой группе исследователей и представляет Забайкальскую каледонскую складчатую область в тех границах, какие были намечены еще Де Лонэ. Западную границу этой складчатой области мы видим в Прибайкальской системе глубинных разломов, которая в Восточном Саяне переходит в зону Главного Саянского разлома. На севере и северо-востоке граница каледонской складчатой области менее отчетлива и приблизительно соответствует внешнему контуру краевого геантиклинального поднятия, которое выделяется как пограничная структура с раннекаледонской платформой (см. рис. 1).

В Забайкальской ветви каледонской геосинклинали выделяется, как было указано выше, два крупных геоструктурных элемента: Западно-Забайкальская эвгеосинклиналь и Байкало-Витимское краевое геантиклинальное поднятие. Описание стратиграфических разрезов кембрия будет дано в соответствии с этим подразделением. В соответствии с общепринятыми в настоящее время унифицированными схемами стратиграфии в нижнем палеозое выделяются эопалеозой, нижний кембрий, средний кембрий и верхний кембрий.

Эопалеозой, соответствующий венду Русской платформы, объединяет базальные отложения нижнего палеозоя, часто неотделимые от вышележащих отложений алданского яруса нижнего кембрия, что является одним из главных аргументов при отнесении эопалеозойских отложений не к верхнему протерозою, а нижнему палеозою. Последнее подтверждается также тем, что эопалеозойские отложения в большинстве случаев

залегают на подстилающих протерозойских образованиях с угловым и стратиграфическим несогласием. Цифры абсолютного возраста пород зопалеозоя колеблются в пределах 510—617 млн. лет.

Наиболее отчетливо выделяются карбонатные и вулканогенные породы ленского яруса в местах, где они содержат фауну. С меньшей достоверностью к ленскому ярусу отнесены отложения, фаунистически неохарактеризованные, но залегающие в непосредственной близости от отложений с фауной, образуя с ними единые складчатые структуры.

Среднекембрийские отложения в северной части Забайкальской геосинклинали представлены теми же литологическими разностями, что и ленский ярус, отличаясь лишь органическими остатками, поэтому граница между ними имеет сугубо биостратиграфический характер. В средней и южной частях геосинклинали среднекембрийские отложения лишены органических остатков, но зато резко отличаются от подстилающих карбонатных и вулканогенно-карбонатных толщ ленского яруса своим песчано-сланцево-карбонатным составом и флишоидным строением.

Верхнекембрийские отложения в Западном Забайкалье выделены недавно (Беличенко, Хренов, Чернов, 1960). Они распространены на ограниченных площадях, залегая с угловым и стратиграфическим несогласием на более древних нижне- и среднекембрийских образованиях. Верхнекембрийский возраст их обоснован только косвенными геологическими данными и соображениями. В связи с тем, что эти условно верхнекембрийские отложения накапливались в своеобразных орогенных условиях, не считаясь с существовавшими ранее структурно-фациальными зонами, их описание целесообразно выделить в самостоятельный раздел.

ЗАПАДНО-ЗАБАЙКАЛЬСКАЯ ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬ

Она может быть подразделена на окраинную и центральную зоны, отличающиеся условиями осадконакопления, а следовательно, и стратиграфическими разрезами раннего палеозоя.

Центральная зона эвгеосинклинали

Эта зона обладает в большей мере чертами типичной эвгеосинклинали и включает две структурно-фациальные зоны: Джидинскую и Удино-Витимскую.

Джидинская структурно-фациальная зона

Первые сведения о нижнем палеозое бассейна р. Джиды были приведены Л. А. Ячевским (1898), сопоставившим известняки и песчаники среднего течения р. Джиды с мотскими отложениями р. Иркутка, ранее отнесенными И. Д. Черским к силуру.

В 1915 г. бассейн р. Джиды исследовал А. В. Львов (1924), который отнес к палеозою известняки и сланцы среднего течения р. Джиды, выше с. Хараца, основываясь на находке плохо сохранившихся остатков *Spirifer*. Сообщение А. В. Львова об этой находке легло в основу последующих стратиграфических построений, в соответствии с которыми здесь выделялся морской девон (Налетов, 1935; Шалаев, 1935, и др.).

Б. Н. Артемьев считал палеозойские отложения западной части бассейна р. Джиды более древними и объединял в цакирскую свиту, тогда как эти же отложения более восточного района выделял в относительно более молодую гегетуевскую свиту. К цакирской свите Артемьев отнес граувакковые песчаники и сланцы, с подчиненными прослоями кремнистых сланцев, известняков и конгломератов, а к гегетуевской — конгломераты и сланцы с прослоями известняков и эффузивов. Девон-

ский возраст этих свит следовал, по Артемьеву, не только из находки *Spirifer* А. В. Львова (определение М. Э. Янишевского), но и его собственных сборов фауны в верховьях р. Джиды (по рекам Хохюрте, Хамнею, Хуртуге). Эти данные впоследствии не подтвердились. После пересечения хр. Хамар-Дабан Б. Н. Артемьев пришел к выводу о постепенном переходе «кристаллических и метаморфических» сланцев хребта в граувакково-песчаниково-сланцевую толщу, развитую в бассейне р. Джиды.

Целую сенсацию вызвала в 1932 г. находка М. В. Бесовой фауны археоциат в бассейне р. Джиды. Два года спустя П. И. Налетов также обнаружил остатки археоциат в верховьях р. Джиды. Они были определены А. Г. Володиминым как *Archaeocyathus* sp., *Sibiricyathus* sp. Эти находки имели громадное значение для правильного понимания геологического строения Джидинского района.

М. В. Бесова расчленила отложения р. Джиды на две толщи: нижнюю — осадочно-эффузивную и верхнюю — песчаниково-известково-сланцевую.

П. И. Налетов (1936) предложил несколько иную схему стратиграфического разреза (по материалам из верхнего течения р. Джиды, снизу):

1. Метаморфические сланцы Биту-Джиды (протерозой).

2. Кембрий:

- а) известняки и зеленые сланцы;
- б) буро-красные конгломераты и песчаники;
- в) песчаники и сланцы Джиды;
- г) сланцы, конгломератовидные и карбонатно-кварцевые породы, известняки с фауной, кварциты, роговики р. Хохюргы.

Находки девонской фауны не подтвердились, и возраст отложений, по данным фауны археоциат и водорослей, был принят как нижнекембрийский.

Впоследствии приведенная последовательность стратиграфических подразделений была изменена самим автором (Налетов, 1941, 1961). В соответствии с представлениями М. В. Бесовой П. И. Налетов выделил нижнюю эффузивно-осадочную свиту, назвав ее хохюртовской, и верхнюю песчано-сланцевую джидинскую свиту. Буро-красные конгломераты и песчаники были исключены из состава кембрия и отнесены к мезозою.

В 1941 г., по материалам рекогносцировочных маршрутов, в верховьях р. Джиды М. А. Лурье и С. В. Обручевым (1952) был составлен более подробный разрез нижнего палеозоя, приводимый ниже.

Нижний кембрий

А. Сланцево-известняковая свита

1. Нижняя толща различных сланцев, филлитов с прослоями песчаников и аргиллитов и реже песчанистых известняков.

2. Верхняя толща: а) горизонт известняков, кварцитов, известково-амфиболовых сланцев, известковистых песчаников и конгломератов; б) сланцево-песчаниковый горизонт; в) горизонт известняков, известковистых сланцев с подчиненными прослоями песчаников и сланцев. Истинная мощность свиты не более 6000—8000 м.

Б. Вулканогенная свита

Порфириды и диабазы, альбитофиры, туфы и туфогенные песчаники, известняки, кремнистые сланцы, известковистые песчаники и конгломераты. Мощность свиты не превышает 7000—8000 м.

Средний кембрий

Известковые аркозовые песчаники с частыми прослоями глинистых сланцев, известняки. Мощность 6000—8000 м.

Эти авторы сопоставили кембрийские отложения верховьев р. Джиды с одновозрастными отложениями Восточного Саяна и составили схемы фаций кембрия.

В 1947—1954 гг. нижнепалеозойские отложения центральной части бассейна р. Джиды изучал Е. Н. Смолянский. Он пришел к тем же выводам, что М. Л. Лурье и С. В. Обручев, предложив деление нижнего палеозоя на нижнюю известняково-сланцевую, среднюю — осадочно-эффузивную и верхнюю — песчаниково-сланцевую толщи.

В 1949 г. Н. П. Михно расчленил те же отложения на четыре свиты (снизу):

Верхний протерозой

Шабартаевская свита известняков, песчаников и кремнистых сланцев, 8500—9000 м.

Нижний кембрий

1. Ухаубурская свита конгломератов и песчаников — до 500 м.
2. Эффузивно-осадочная свита — до 2000 м.

Верхний кембрий — силур

Уленгинская свита конгломератов, песчаников и сланцев — до 5000 м.

Со своей стороны Е. Н. Смолянский, в общем присоединяясь к представлениям Н. П. Михно, отнес шабартаевскую свиту к нижнему кембрию, а не к верхнему протерозою.

По материалам, собранным в 1951 г. в бассейне р. Шара-Азарги, левого притока р. Джиды, П. И. Налетов предложил новое двучленное деление отложений кембрия: нижний кембрий — эффузивно-осадочная свита и средний кембрий — джидинская свита песчаников и сланцев.

Исследования В. П. Тихонова в верховьях рек Джиды и Зун-Мурина в 1952 г. позволили ему предложить следующую схему разреза древних толщ этого района:

- I. Архей-протерозойский метаморфический комплекс:
 - а) хангарульская свита гнейсов и кристаллических сланцев;
 - б) зун-муринская свита кристаллических известняков;
 - в) биту-джидинская свита метаморфических сланцев.
- II. Кембрийская осадочно-метаморфическая толща:
 - а) хохюртовская свита ($Сп_1$) — известняки, кварциты, карбонатные, кварцслюдистые сланцы;
 - б) джидинская свита ($Сп_2$) — базальные конгломераты и конгломератовидные породы.

Взаимоотношения хангарульской и биту-джидинской свит наблюдались В. Л. Тихоновым в верховье рек Салбартуй и Цакирки и по кл. Ухэ-голу в виде постепенного перехода между ними. Кембрийские образования, по мнению этого исследователя, отделены от докембрийских разломом.

Конгломераты, обнажающиеся в устье р. Оронгодоя, по рекам Тотхолте, Хохюрте, Биту-Джиде, в отличие от П. Н. Налетова, который приписывал им тектоническое происхождение, В. Л. Тихонов рассматривал как осадочные образования, залегающие в основании джидинской свиты.

Н. И. Фомин между хохюртовской и джидинской свитами выделил эффузивно-осадочную свиту. Значительную путаницу в названиях и выделении свит внес в 1955 г. Б. Н. Одокий, работавший также в верховьях р. Джиды. В хохюртовскую свиту им были объединены отложения, относимые всеми другими исследователями к джидинской свите, и, наоборот, в джидинскую — хохюртовские.

Довольно правильная стратиграфическая последовательность отложений отражена в схеме Е. В. Степановой и Ю. К. Дзинкас, составленной для бассейна рек Дархинтуй и Бартоя, правых притоков р. Хамнея.

П. И. Налетов, основываясь на материалах многолетних работ, предложил в 1958 г. схему стратиграфического разреза, которая принималась за основу многими последующими исследователями. Им выделены (снизу):

1. Хохюртовская свита ($Ст_1$): зеленокаменные эффузивы, кислые эффузивы, их туфы, конгломератовидные породы, известняки, карбонатно-кварцевые породы с фукситом, амфиболовые, кремнистые и филлитовидные сланцы, песчаники.

2. Джидинская свита ($Ст_2$): песчаники, известковистые и филлитовидные сланцы с прослоями и линзами известняков.

3. Иройская свита ($Ст_?$): кристаллические известняки, сланцы и метаморфизованные песчаники.

Наконец, в течение многих лет начиная с 1949 г. нижнепалеозойские отложения Джидинского синклиория изучал Е. Н. Смолянский (1964). В итоге им предложена более детальная сводная стратиграфическая колонка нижнего палеозоя.

Нижний кембрий

1. Хасуртинская¹ свита: а) булуктаевская подсвита — известняки, известковистые сланцы, кремнистые, филлитовидные, биотит-хлоритовые сланцы, песчаники, редко конгломераты — 3000 м; б) зун-ойнотгорская подовита — конгломераты и песчаники — до 200 м.

2. Долон-модонская свита: диабазы, спилиты, порфириты, редко кварцевые порфиры, альбитофиры, кварцевые альбитофиры, известняки, конгломераты, песчаники, известковые и кремнистые сланцы — около 5000 м.

Кембро-ордовик

Джидинская свита: конгломераты, песчаники, известняки, известковые и филлитовидные сланцы — более 5000 м.

Взаимоотношения кембрия с предположительно протерозойской битуджидинской свитой, по мнению Е. Н. Смолянского, неясны, возраст джидинской свиты также условен.

Съемочные работы последних лет не внесли существенных изменений и дополнений в существовавшие стратиграфические схемы нижнего палеозоя Джидинского синклиория. Многие вопросы стратиграфии, тектоники, метаморфизма отложений остаются спорными. Особенно слабо обоснованной остается граница кембрия и докембрия.

Работая в Джидинском районе с 1961 по 1964 г., мы уделяли особое внимание изучению разрезов нижнего палеозоя, взаимоотношениям его с протерозоем, уточнению общей структуры Джидинского синклиория. Наиболее детально были изучены верховья рек Джиды, Цакирки, Оронгодоя, Нуда, опорные разрезы по ключам Хасуртый, Долон-Модону, Цеже и Булуктаю; совместно с Е. Н. Смолянским детально закартированы Бур-Цакирский и Улегчинский участки. Для выяснения взаимоотношений кембрия с докембрием и увязки геологической карты бассейна р. Джиды и хр. Хамар-Дабан проведены совместно с А. А. Шафеевым, П. М. Хреновым и Ю. А. Черновым исследования в верховьях р. Зун-Мурина (Беличенко, Шафеев и др., 1966).

Полученные материалы свидетельствуют о сложном строении разрезов нижнего палеозоя р. Джиды. Существующие в настоящее время описания отложений Джидинского синклиория, как правило, схематичны и не отражают особенностей их образования или же касаются отдельных частей синклиория, не увязываясь с общим разрезом. Собранный дополнительный материал позволяет дать детальные описания разрезов из разных частей синклиория и на этой основе представить его общее строение.

Характерной особенностью Джидинского синклиория, как уже отмечал Е. Н. Смолянский (1964), является асимметричное строение. Зеленокаменные эффузивы, господствующие в юго-западном крыле его,

¹ Е. Н. Смолянский (1961) предложил заменить название хохюртовской свиты на хасуртинскую.

совершенно выклиниваются в северо-восточном и замещаются известняково-кремнистыми отложениями. Отсутствие данных о взаимоотношении эффузивных и известково-кремнистых образований способствовало отнесению этих, как выяснилось позже, синхронных образований к разным свитам и подсвитам (к булуктаевской и долон-модонской подсвитам; шабартаевской, ухабурской и эффузивно-осадочной свитам).

Проледживая эффузивно-осадочные образования по простиранию от рч. Хасурты в северо-западном направлении до устья рч. Хохюрты, Биту-Джиды и Сохюрты, где наблюдается центриклинальное замыкание Джидинского синклиория, мы получили убедительный материал о взаимных фациальных переходах этих образований, которые мы, не меняя названия, предложенного П. И. Налетовым, объединяем в хохюртовскую свиту.

Нижняя — битуджидинская и верхняя — джидинская свиты нижнего палеозоя более постоянны по составу (рис. 2).

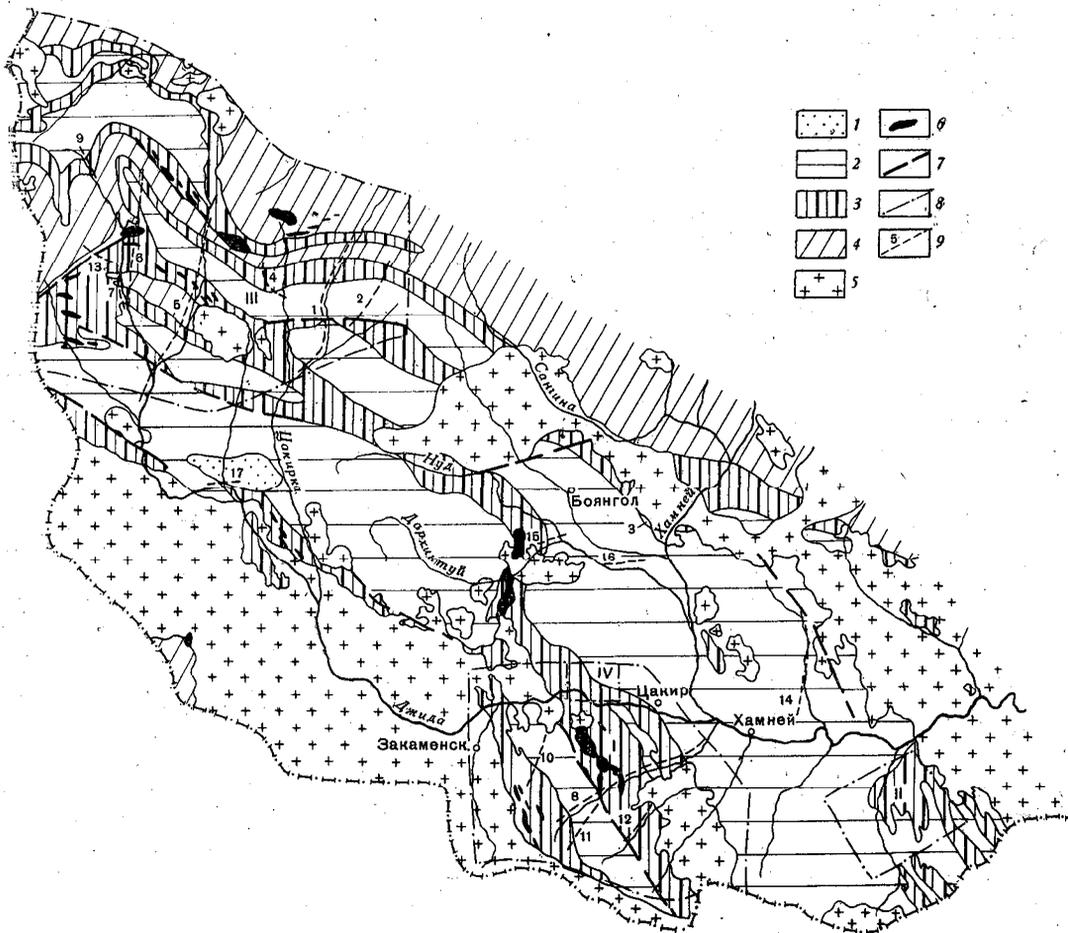


Рис. 2. Обзорная схема распространения нижнепалеозойских отложений бассейна р. Джиды

1 — хурликская свита (Ст₃р); 2 — джидинская свита (Ст₂); 3 — хохюртовская свита (Ст₁); 4 — битуджидинская свита (эопалеозой); 5 — гранитоиды джидинского и хамар-дабанского комплексов; 6 — гипербазиты цакирского комплекса; 7 — разломы; 8 — участки, для которых приведены детали схемы геологического строения (цифры на схеме); 9 — разрезы, описания которых приведены в работе: 1 — р. Цакирка, 2 — р. Хухубутуй, 3 — рч. Мылчижен, 4 — р. Хараганта, правый приток р. Оронгодоя, 5 — р. Тотхолта, 6 — р. Хохюрта, 7 — р. Джида между устьями рек Сохюрты и Биту-Джиды, 8 — р. Хасурта, 9 — верховье р. Джиды, 10 — р. Мырген-Шено, 11 — р. Долон-Модон, 12 — р. Улenga, 13 — р. Биту-Джиды, 14 — р. Хуртуга, 15 — р. Дархинтуй, 16 — р. Дархинтуй ниже устья р. Нуд, 17 — р. Эхе-Худуй

В таком случае сводная стратиграфическая колонка нижнего палеозоя представится в следующем виде (снизу):

Эопалеозой

1. Биту-джидинская свита: метаморфизованные песчаники, сланцы, кислые эффузивы и их туфы.

Нижний кембрий

2. Хохюртовская свита:

- а) градация известняков, доломитистых известняков, кремнистых пород;
- б) градация основных эффузивов, их туфов и (биогермных) археоциатовых известняков;
- в) градация известковистых конгломератов, известково-кремнистых пород.

Средний кембрий

Джидинская свита: песчаники, сланцы, известняки.

Верхний кембрий (?)

Хурликская свита: красноцветные конгломераты, песчаники и сланцы.

Переходим к описанию перечисленных подразделений.

Эопалеозой

Биту-джидинская свита впервые была выделена в 1934 г. П. И. Налетовым в верховьях рек Биту-Джиды, Джиды, Зун-Мурина и с тех пор прочно вошла в стратиграфические схемы. В нее включались различного состава сланцы с прослоями известняков и кварцитов. Возраст отложений свиты определялся то как верхний протерозой, то как верхний протерозой — кембрий.

Нижняя граница битуджидинской свиты из-за ее нечеткости проводилась разными исследователями по-разному, и случалось, что породы одного и того же горизонта, рассекаясь этой границей, оказывались в разновозрастных комплексах (см. рис. 3). В большинстве же случаев южный контакт битуджидинской свиты с ниже-кембрийскими отложениями рассматривался как тектонический.

П. И. Налетов (1961) и другие указывали на различное простираание складчатых структур битуджидинской свиты (широтное и субширотное), подстилающей хангарульской толщи (северо-восточное) и перекрывающих кембрийских толщ (северо-западное).

Вместе с тем издавна существует и другая точка зрения, высказанная Б. Н. Артемьевым, М. В. Бесовой и П. Е. Луненком, о постепенном переходе хангарульской толщи в битуджидинскую. П. Е. Луненок объединял их в генетически единый комплекс и подразделял только по степени метаморфизма на сланцы эли-, мета- и катазоны.

Наблюдения о постепенном переходе хангарульской в битуджидинскую свиту были у В. Л. Тихонова, но он не решился сделать однозначный вывод об их взаимоотношении, так как им выделялась еще зунмуринская карбонатная свита, перекрывающая хангарульскую и в свою очередь будто бы перекрываемая битуджидинской. Противоречивость фактов была понята и объяснена лишь в последние годы при проведении тематических работ сотрудниками Института земной коры (Беличенко, Шафеев и др., 1966). Действительно, В. Л. Тихонов, обладая очень важным фактическим материалом, не смог правильно его интерпретировать по той причине, что зунмуринская свита образует синклинальную складку, а не линзу, как считал В. Л. Тихонов.

Указываемая некоторыми исследователями разноплановость складчатых структур описываемых свит работами последних лет не подтвер-

дилась. Сопряженность и одноплановость их очень отчетливы в верховьях рек Биту-Джиды, Джиды, Зун-Мурина, Хохюрты, где наблюдается замыкание складок. Восточнее, в верховьях рек Оронгодоя, Цакирки и Хамнея биту-джидинская и хангарульская свиты образуют единый сложноскладчатый комплекс, согласно подстилающий отложения хохюртовской свиты нижнего кембрия. На отдельных участках этот контакт осложнен разрывными нарушениями типа сбросов, но это не меняет существа первичных взаимоотношений этих свит. К подобным выводам пришел и А. И. Агарков, изучавший в 1958—1960 гг. район верховьев рек Оронгодоя, Цакирки и Хамнея.

В стратотипическом разрезе биту-джидинской свиты П. И. Налетов (1961) выделял одиннадцать разновидностей пород, среди которых наиболее обычны кварц-сланцистые, слюдястые, двуслюдястые и хлоритовые сланцы, а также пласты белых и темных кварцитов и кристаллических известняков.

В бассейне р. Хамнея К. А. Шалаев (1935) расчленил биту-джидинскую свиту на три горизонта: 1) нижний — кварц-биотитовые и мусковит-биотитовые сланцы и гнейсы; 2) средний — мраморизованные известняки, известковистые и амфиболитовые сланцы; 3) верхний — различные зеленые слюдястые, мусковит-хлоритовые и хлорит-амфиболитовые сланцы и актинолитовые ортосланцы.

Автором биту-джидинская свита изучалась по р. Биту-Джиде, в верховьях рек Джиды, Хохюрты, Цакирки, Хубутуя и Утухтуя.

В отличие от П. И. Налетова (1961) и К. А. Шалаева (1935), к биту-джидинской свите мы относим различного состава сланцы, метаморфизованные песчаники, кислые эффузивы и их туфы, впервые обнаруженные нами на водоразделе Джиды и Хохюрты и прослеженные в обе стороны по простиранию. Мраморы и кварциты, а также зеленые сланцы, объединенные К. А. Шалаевым в верхний горизонт, которые прослеживаются от рч. Биту-Джиды до верховьев Хубутуя и Цакирки (рис. 3), следует относить к зун-муринской свите.

Таким образом, биту-джидинская свита является существенно терригенной и терригенно-вулканогенной. В изученных нами районах обнажается самая верхняя часть биту-джидинской свиты, образующей антиклинальную складку, разделяющую Джидинский синклинорий и Зун-Муриинскую синклинали. С вышележащей хохюртовской свитой биту-джидинская залегает согласно, их граница совпадает с основанием первого горизонта известняков хохюртовской свиты.

В трактовке нижней границы биту-джидинской свиты мы присоединяемся к тем исследователям, которые объединяют биту-джидинскую свиту с хангарульской в единую серию.

Судя по данным А. А. Шафеева (1964, 1965), отложения этой серии широко развиты в центральной части Хамар-Дабана и включают карниловскую и хангарульскую свиты, часто трудно отличимые друг от друга. Исследованиями А. А. Шафеева установлено, что породы этой серии оказываются в разных зонах метаморфизма — от зелено-сланцевой до амфиболитовой; данное обстоятельство ранее являлось одним из главных критериев при расчленении серии на разновозрастные свиты, тогда как на самом деле зоны метаморфизма секут стратиграфические контакты, накладываясь на них (Шафеев, 1964, 1965). Наиболее слабо изменены метаморфизмом породы по р. Биту-Джиде и в верховьях р. Джиды, а также в западной части Утуликской синклинали. Здесь преобладают филлитовидные серицит-хлоритовые, хлорит-биотитовые сланцы. В верховьях Хохюрты, Тотхолты, Оронгодоя, Цакирки, Хубутуя породы биту-джидинской свиты, оказавшись в зоне интенсивного рассланцевания и альбитизации, превращены в очковые альбитсодержащие бластомилониты.

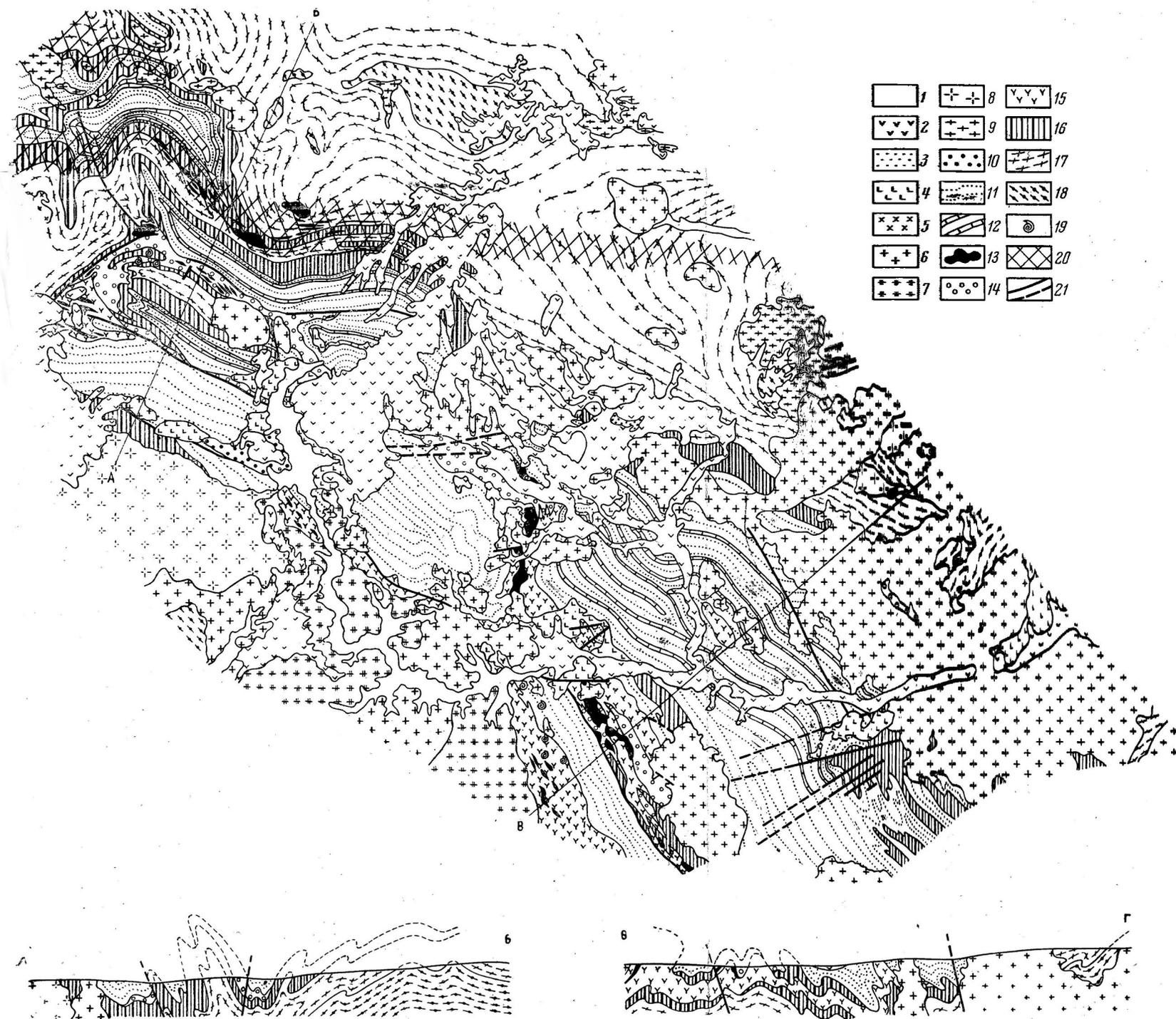


Рис. 3. Схематизированная геологическая карта бассейна р. Джиды. Составлена В. Г. Беличенко с использованием материалов Е. Н. Смолянского, П. И. Налегова, А. А. Шафеева; Ю. Б. Мусина

1—аллювиальные четвертичные отложения; 2—кайнозойские базальты; 3—4—мезозойские отложения: 3—осадочные, 4—вулканогенные; 5—мезозойские гранитоиды; 6—7—джидинский комплекс: 6—гранитоиды, 7—диориты, гранодиориты; 8—гранитоиды нашитуйского комплекса; 9—гранитоиды саянского (хамар-дабанского) комплекса; 10—красноцветные конгломераты хурликской свиты; 11—12—джидинская свита: 11—песчаники и сланцы, 12—темно-серые и пепельные известняки; 13—гипербазиты цакирского комплекса; 14—16—хохюртовская свита: 14—известковистые конгломераты и конгломератовидные породы, 15—вулканогенные породы, 16—известняки и доломитистые известняки; 17—сланцы битуджидинской свиты; 18—кальцифиры харагольской свиты; 19—места находок фауны археоциат; 20—зона альбитовых бластомилонитов; 21—разломы (установленные и предполагаемые)

Приводим сводный разрез верхней части биту-джидинской свиты (сверху):

| | Мощность, м |
|---|-------------|
| 1. Светло-серые, кремовые, розовато-серые рассланцованные кислые эффузивы и их туфы | до 800 |
| 2. Хлорит-карбонатные и хлорит-кварцевые сланцы | 1000 |
| 3. Зеленовато-серые среднезернистые полимиктовые песчаники | 900 |
| 4. Хлорит-кварцевые сланцы | 200 |
| 5. Полосчатые гранат-биотит-кварцевые сланцы | 100 |
| 6. Мусковит-альбит-кварцевые сланцы | 700—800 |

Кислые эффузивы, которые отчетливо выделяются и имеют мощность около 800 м в верховье Хохюрты и Джиды, видимо, выклиниваются, фациально замещаясь сланцами, по р. Биту-Джиде. В верховьях рек Оронгодоя, Цакирки, Хубутя они могли быть превращены в альбитовые бластомилониты, первичная природа которых восстанавливается с трудом.

В верховьях рек Хубутя и Цакирки имеются маломощные единичные прослой и линзы зеленовато-кремоватых известняков мощностью от 1 до 20 м, которые не обнаружены в верховьях Джиды и Биту-Джиды. Характерным для пород биту-джидинской свиты является обилие согласных кварцевых жилок мощностью от нескольких сантиметров до 10—20 см, участвующих в складчатости. Во многих участках, особенно вблизи зоны альбитизации и рассланцевания, наблюдается интенсивная плйчатость и микроплйчатость.

В разных местах состав биту-джидинской свиты то более песчаный, то более сланцевый. Песчаники и сланцы часто чередуются друг с другом, образуя терригенную флишоидного типа толщу. Песчаники мелко- и среднезернистые полимиктовые, первичный состав сланцев был глинистым, реже карбонатно-глинистым. Общая мощность свиты до 4 км.

Восточнее и северо-восточнее бассейна р. Джиды аналоги биту-джидинской свиты развиты широко. В бассейне среднего течения р. Снежной и в верховьях рч. Темника эти отложения объединены в цагатуйскую свиту, а в северо-восточной части Хамар-Дабана — в нижнюю биту-джидинскую свиту. Прослеживая эти свиты по простираию на северо-восток, мы находим их продолжение в колочной и итанцинской, а еще севернее — в суванихинской и мылдылгенской свитах. Более подробно на этих сопоставлениях мы остановимся ниже.

Биту-джидинскую свиту мы условно относим к эопалеозою, хотя верхняя часть ее может быть причленена и к алданскому ярусу нижнего кембрия, так как фауна археоциат хохюртинской свиты, непосредственно залегающей на биту-джидинской, характеризует не самые низы нижнего кембрия.

Нижний кембрий

Хохюртовская свита объединяет литологически весьма многообразную группу пород, что придает ей сложное строение. П. И. Налетов (1961), описывая все разновидности пород хохюртовской свиты, не показал их распределения ни в разрезе свиты, ни в структуре Джидинского синклинория, а также не охарактеризовал их взаимоотношений.

Е. Н. Смолянский (1964), отказавшись от названия «хохюртовская свита», расчленил ее на две свиты: хасуртинскую и долон-модонскую. Первая делится им на две подсвиты. Все это разделение основано главным образом на материалах, собранных в юго-западном крыле Джидинского синклинория. Однако стоит выйти за пределы этого участка на центриклинальное замыкание синклинория (верховье р. Джиды) или его северо-восточное крыло, как нарушается указанная последователь-

ность стратиграфических подразделений. Эффузивы долон-модонской свиты, на что указывает и Е. Н. Смолянский, там совершенно выклиниваются и замещаются на северо-восточном крыле синклинория известняками, которые включены им в нижнюю (булуктаевскую) подсвиту хасуртинской свиты.

Конгломераты и песчаники зун-ойногорской подсвиты также не образуют выдержанного стратиграфического горизонта. Они фациально замещают по известняки, то эффузивы. Фауна археоциат, собранная в эффузивно-карбонатной долон-модонской свите и в известняках булуктаевской подсвиты, одновозрастна. Учитывая этот факт, а также наблюдая фациальные замещения одних пород другими, мы считаем целесообразным объединять все эти отложения в одну свиту, оставив за ней название хохюртовской, которое широко вошло в литературу.

Эффузивно-осадочные свиты, подобные хохюртовской, отличающиеся чрезвычайно сложной фациальной изменчивостью, правильнее подразделять не на подсвиты, которым придается определенный стратиграфический смысл, а на градации в понимании И. В. Хворовой (1963). В составе хохюртовской свиты мы выделяем следующие градации: а) известково-кремнистую, б) эффузивную, в) карбонатно-конгломератовую.

Известково-кремнистая градация наиболее полно представлена по северо-восточному крылу Джидинского синклинория (по р. Хохюрте, в верховьях Оронгодоя, Цакирки, Хубутуя, в низовьях Булуктая и Цеже) и в Зун-Муриной синклинали (верховья Биту-Джиды, Зун-Мурина и по ручьям Ямате, Эхе-Худую). В отдельных пунктах разрезы отличаются в деталях, но тем не менее всегда легко опознаются и сопоставляются в полевых условиях. Породы этой градации очень характерны и в северо-западной и северной частях синклинория могли бы составить маркирующий горизонт. Тем не менее многие исследователи относили их к разновозрастным комплексам. Так, известняки в устьях Хохюрты и Сохюрты относились П. И. Налетовым, В. Л. Тихоновым и другими к нижнему кембрию (хохюртовская свита), эти же породы в верховьях рек Биту-Джиды, Оронгодоя и Цакирки — к верхнему протерозою, а в верховье р. Зун-Мурина — к нижнему протерозою (зун-муриная свита). По-видимому, многие исследователи, изучая в разное время отдельные участки Джидинского синклинория и не зная других разрезов, не имели возможности их сопоставить и увязать. Автор оказался в более выгодных условиях, так как систематически изучая кембрийские отложения Джидинского синклинория, смог «одними глазами» увидеть все разрезы, сопоставить их, проследить их изменения как вкрест, так и по простиранию.

Наиболее типичными представителями градации являются известняки и доломитистые известняки светло-серые, кремовые, серые, розовые, светло-зеленоватые, белые, реже темно-серые, монолитные с характерной буровато-желтой корочкой выветривания и зеленой слюдкой (фукситом). Обычно они содержат много кремнезема. Кремнистое вещество часто образует тонкие прослои, которые на выветрелой поверхности создают ребристость или же неправильной формы стяжения (рис. 4), или тонкие прожилки, придающие породам брекчиевидный облик. Часто кремнистые породы образуют самостоятельные прослои мощностью до 5—6 м. Они окрашены в серый, светло-серый и розоватый цвета.

В строении описываемой градации участвуют также известковистые конгломераты и конгломератовидные породы, эффузивы основного и среднего состава, превращенные в зонах более высокого метаморфизма в зеленые актинолит-хлоритовые ортосланцы и амфиболиты. Последние играют, как правило, подчиненную роль, образуя маломощные прослои и линзы. Количество их возрастает в направлении с север-северо-запада на юг-юго-восток. В нижней части разреза градации выделяются хлорит-

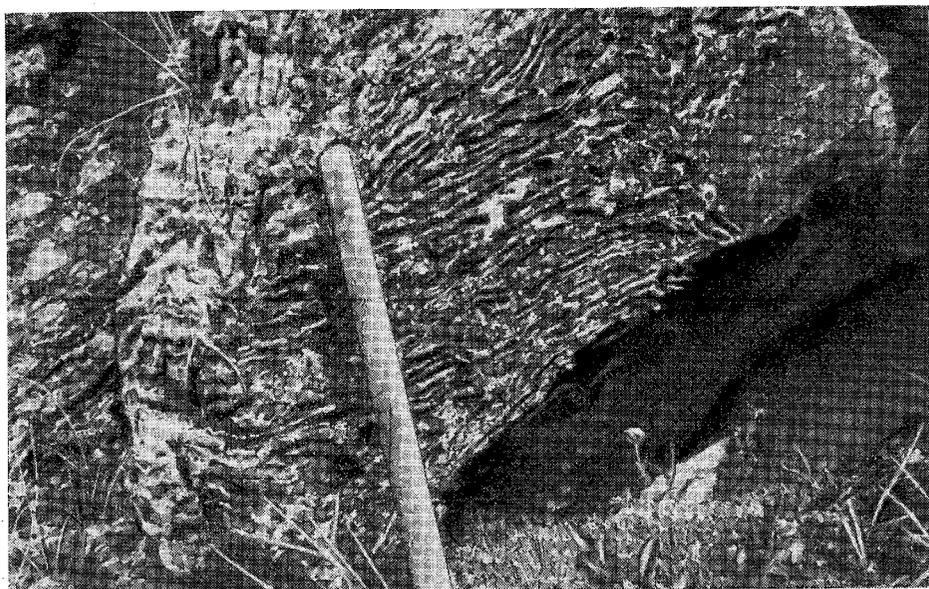


Рис. 4. Ребристые кремнистые известняки хохюртовской свиты

карбонатные и филлитовидные сланцы (в верховье Оронгодоя и по кл. Холодному, в верховьях р. Цакирки), которые по простиранию на расстоянии примерно 10 км замещаются известняками.

Изучение вещественного состава пород этой градации показало, что доломиты и доломитистые известняки играют важную роль в ее составе. Максимальное содержание Ca, $Mg(CO_3)_2$ отмечено в средней и верхней частях разреза.

Наиболее полный разрез известково-кремнистой градации наблюдается по р. Цакирке (см. рис. 2), выше дер. Далахай и по кл. Холодному (снизу):

| | Мощность, м |
|--|-------------|
| 1. Темно-серые брекчиевидные доломитистые известняки, слабокремнистые ($MgO - 9,73\%$, $SiO_2 - 29-30\%$) | 60 |
| 2. Хлорит-карбонатные полосчатые, филлитовидные, песчаные зеленоватые сланцы, часто переслаивающиеся, — около 700 м по кл. Холодному и около 200 м по р. Цакирке | 200—700 |
| 3. Тонкозернистые кремновые, светло-серые, розовые монолитные, брекчиевидные, участками кремнистые известняки и доломиты | 400 |
| 4. Зеленые рассланцованные эффузивы (амфиболовые сланцы с реликтами лейт платиоклаза) с мелкими кристалликами гематита и магнетита, светло-зеленые известковистые конгломератовидные породы и в резко подчиненном количестве кремновые рассланцованные кислые эффузивы типа кварцевых порфиров | 100—150 |
| 5. Серые, белые, кремновые известняки и доломиты, известняки ($MgO - 4,42$, $SiO_2 - 75,34\%$) кремнистые с органогенной (?) текстурой, кремнистые сланцы, линзы известковистых конгломератов | 300 |

Аналогичный разрез имеется восточнее р. Цакирки по рч. Хубутую в верхнем течении. Отличается он значительно меньшей мощностью сланцев по сравнению с цакирским разрезом и отсутствием конгломератовидных пород, увеличением мощности амфиболовых ортосланцев.

Еще восточнее породы этой градации обнажены и доступны для изучения только в верховьях кл. Мылчихен, левого притока р. Дархинтуя, и в устье р. Сангино, северо-восточнее пос. Банн-Гол. Весь промежуток между ними и рч. Хубутуем занят интрузией джидинских гранитов.

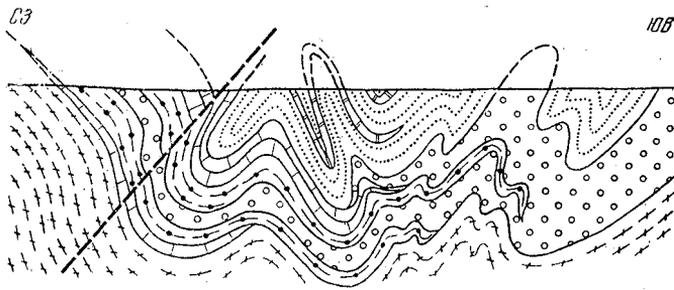


Рис. 5. Разрез по р. Хараганта.
Условные обозначения см. на рис. 41

По рч. Мылчихену в 800 м выше развилка по гребню обнажаются на расстоянии 70—80 м зеленые амфибол-карбонатные конгломератовидные породы, зеленые амфиболиты (рассланцованные эффузивы), которые затем сменяются полосчатыми известняками с линзовидной текстурой и серыми полосчатыми кремнистыми породами, темно-серыми и серыми мраморизованными известняками с прослоями слюдисто-карбонатных сланцев. Разрез продолжается у верхнего развилка рч. Мылчихен, где обнажаются светло-серые, белые, розовые и кремневые мраморизованные известняки, светло-серые кварциты (кремнистые породы) и зеленые основные рассланцованные эффузивы. Эти же породы прослежены в устье р. Сангино, но они еще более метаморфизованы и превращены в мраморы, амфиболиты, кальцифиры.

Юго-восточнее устья р. Сангино породы описываемой градации прослежены по небольшим ксенолитам в гранитах, занимающих громадные площади.

На запад-северо-запад от р. Цакирки известняки несколько уменьшаются в мощности, уступая место сланцам. Так, по рч. Харганта, левому притоку р. Оронгодоя (рис. 5), разрез начинается карбонатными и хлорит-карбонатными сланцами. Их контакт с подстилающими сланцами биту-джиинской свиты проходит по зоне альбитовых бластомилолитов. Выше по разрезу хлорит-карбонатные зеленовато-серые сланцы с прослоями полосчатых карбонатных и кремнистых сланцев сменяются полосчатыми хлорит-карбонатными породами, напоминающими конгломератовидные породы, мощность которых достигает 500 м. Выше эти породы переслаиваются с песчанистыми хлорит-карбонатными сланцами и кремнистыми породами, постепенно замещаясь ими. Верхняя часть разреза сложена кремнистыми темно-серыми и светлыми, почти белыми, кремевыми монолитными известняками, образующими скальные обнажения, известковистыми зеленовато-серыми конгломератами и темно-зелеными рассланцованными основными эффузивами. Последние имеют явно подчиненное значение. Контакт с вышележащими песчаниками джиинской свиты, обнажающимися в устье рч. Харганты, по-видимому, тектонический.

Далее на северо-запад те же породы прослежены в долине р. Тотхолты и наконец в верховьях р. Хохюрты, где они в виде дугообразной в плане полосы (см. рис. 2) образуют центриклинальное замыкание слоев в северной синклинали Джиинского синклинория.

В среднем течении р. Хохюрты, у массива ультраосновных пород, где почти всеми предыдущими исследователями намечалась северная граница распространения кембрийских отложений, наблюдается взаимное фациальное замещение известково-кремнистой градации и градации известковых конгломератов (рис. 6). Здесь обнажаются (снизу):

| | |
|---|-----------|
| 1. Серые толстоплитчатые карбонатные сланцы | около 90 |
| 2. Известковистые конгломераты | около 400 |
| 3. Окремненные известняки | 30 |
| 4. Серые песчаные карбонатные сланцы | 40 |
| 5. Монолитные кремнистые известняки светло-серые, серые, черные | 100 |
| 6. Филлитовидные, песчаные, карбонатные тонкоплитчатые сланцы | 250 |
| 7. Карбонатные оталькованные породы | 200 |
| 8. Серые и темно-серые монолитные кремнистые известняки и доломитистые известняки (MgO — 17,74%) с прослоями (10—40 м) песчаных карбонатных сланцев и амфиболитов ортосланцев | около 450 |

Юго-восточнее кремнистые известняки выклиниваются, замещаясь карбонатными конгломератовидными породами, которые в свою очередь выклиниваются в северо-западном направлении.

Аналогичный переход можно наблюдать и по р. Джиде в небольшой синклинали, параллельной Хохюртовской. В северном и северо-восточном крыле Джидинского синклинория хохюртовская свита представлена лишь известково-кремнистой градацией, в то время как южнее в ее строении принимают участие все три градации.

Поразительно сходными с вышеописанными разрезами являются разрезы по р. Джиде между устьями Биту-Джиды и Сохюры на центри- и периклинальном замыкании складок (рис. 7). Это сходство обнаруживается даже при беглом знакомстве с обнажениями.

На юго-западном крыле небольшой антиклинальной складки, в ядре которой выходят сланцы биту-джидинской свиты, обнажены (снизу):

Мощность, м

| | |
|---|-----------|
| 1. Пятнистые светло-серые, розовые известняки, слабодоломитистые, с зеленой слюдой (фукситом) | 200 |
| 2. Светло-серые известковистые конгломераты | около 70 |
| 3. Амфибол-карбонатные и биотит-хлорит-кварцевые сланцы | около 60 |
| 4. Серые кремнистые брекчиевидные известняки, известковистые конгломераты и биотит-кварцевые сланцы | 150 |
| 5. Амфиболиты (измененные основные эффузивы) с прослоями пятнистых светло-серых и белых известняков и доломитов (MgO — 19,84%) | около 350 |
| 6. Кремнистые светло-серые, кремовые, темно-серые брекчиевидные, серые ребристые известняки с прослоями биотитовых толстоплитчатых плотных сланцев и серых кремнистых пород | около 600 |

На северном крыле этой антиклинальной складки известково-кремнистая градация редуцирована (см. рис. 7). Здесь она представлена светло-серыми, серыми, темно-серыми, кремовыми кремнистыми известняками, содержащими фауну археоциат (Беличенко, 1963), переслаивающимися с темно-серыми карбонатными биотитсодержащими и филлитовидными сланцами, переходящими в кослоистые светло-зеленые известковистые песчаники и гравелиты. Амфиболовые породы здесь выклиниваются, а ведущую роль в строении хохюртовской свиты приобретают известковистые конгломераты, которые замещают породы описываемой градации как вверху по разрезу, так и по простиранию.

Фауна археоциат в верховьях р. Джиды впервые была собрана в 1934 г. П. И. Налетовым. Повторить эти сборы никому не удалось, поэтому в последние годы стали высказываться сомнения в точности определения органических остатков, тем более что литологический тип пород (темно-серые и серые кремнистые известняки) как будто бы исключал возможность нахождения в них археоциат. Тем не менее автору удалось в 1961 г. собрать остатки археоциат в темно-серых и серых известняках в левом склоне долины р. Джиды выше устья Биту-Джиды (место указано П. И. Налетовым) и в этих же породах на правом склоне долины р. Хохюры, в 5,5 и в 7 км от ее устья (новые находки). Из этой коллекции И. Г. Журавлевой определены: *Ajacyathus* sp., *Protopharetra* sp.,

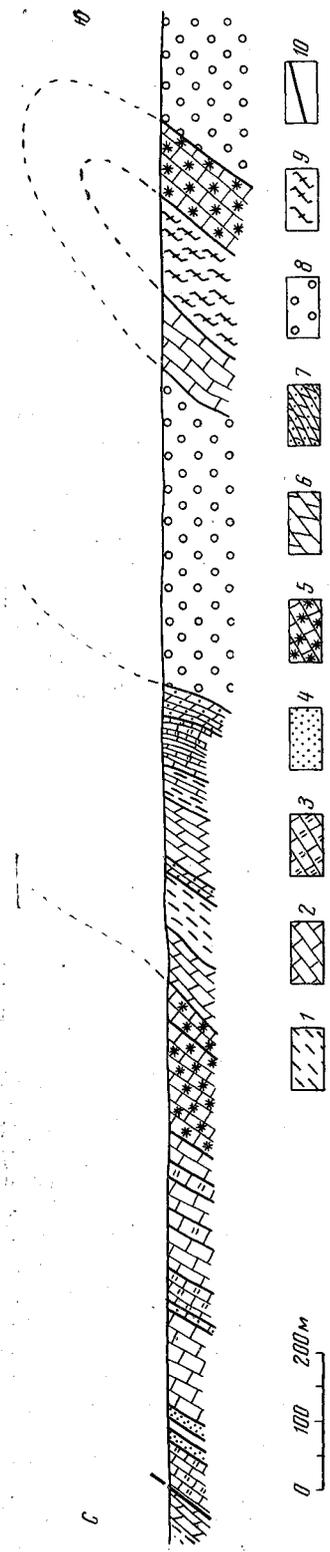


Рис. 6. Разрез хохюртовской свиты по левому борту долины р. Хохюрты в среднем течении, выше массива гипербазитов

1 — филлитовидные сланцы; 2 — известняки и доломитистые известняки; 3 — кремнистые известняки; 4 — песчаники; 5 — тальк-карбонатные породы; 6 — карбонатные сланцы; 7 — известковые конгломераты и известковистые конгломераты; 8 — известковые конгломераты и конгломератовидные породы; 9 — сланцы битуминозные; 10 — разломы

Fransyasaecyathus sp., *Robystocyathus* sp., *Archaeocyathus* sp., *Putapacyathidae* sp., *Ethmophyllum* sp., *Robystocyathus* cf. *polyseptatus* (Vol.). Довольно полно представлена известково-кремнистая градация в низовьях р. Сохюрты, где она включает все характерные разновидности пород, причем роль сланцев заметно падает за счет увеличения эффузивов.

В юго-восточном направлении от устья р. Сохюрты (в среднем течении р. Нарын, правый приток р. Тотхолты) известковистые конгломераты выклиниваются совершенно, измененные основные эффузивы образуют единичные прослои, и хохюртовская свита полностью представлена известково-кремнистой градацией.

Известково-кремнистая градация отчетливо выделяется в нижнем течении р. Хасурты и по р. Уленге (рис. 8), в юго-восточной части Джидинского синклиория, где она была названа Е. Н. Смолянским будуктаевской подсвитой (1964). В левом борту долины р. Хасурты на протяжении 8 км от устья обнажена флишодная джидинская свита (средний кембрий²), которая согласно перекрывает хохюртовскую свиту. Азимут падения контакта 25—30°, угол падения — 70—75°. Далее вверх по реке разрез описывается сверху вниз. Верхняя часть хохюртовской свиты здесь представлена темно-серыми плотными рассланцованными мелкогалечными эпидотизированными туфоконгломератами, переслаивающимися с черными и светло-зелеными кремнистыми породами и серыми мраморизованными известняками (последние образуют три маломощных — до 60 см — прослоя). Ниже обнажаются зеленые плотные туфобрекчи и туфогравелиты, кавернозные на выветрелой поверхности. Далее вверх по течению и вниз по разрезу все чаще появляются известняковые прослои. Известняки в них светло-серые, слегка розоватые, кремнистые, текстура близка к органогенной, хотя явных органических остатков найти не удалось.

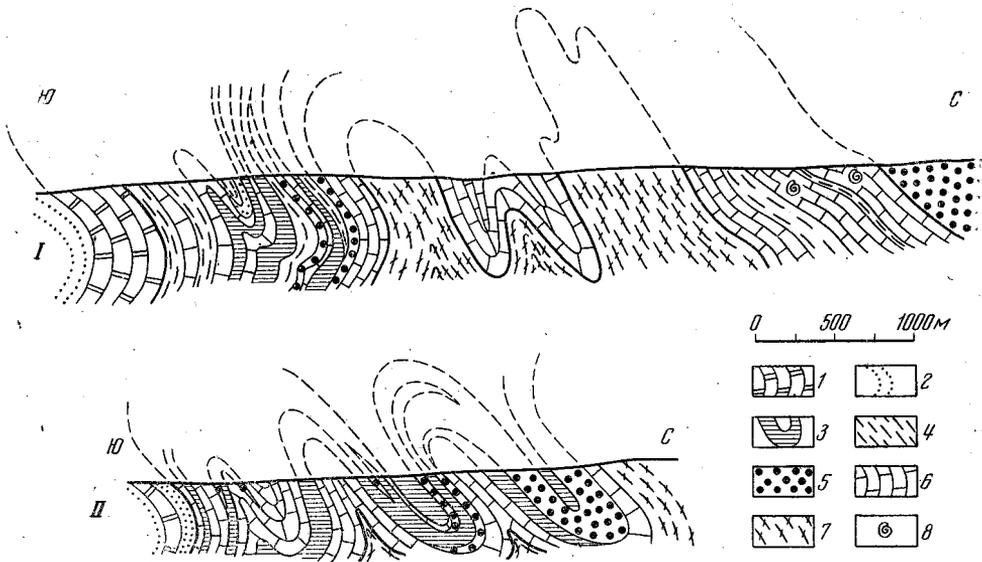


Рис. 7. Разрезы хохюртовской свиты по р. Джиде между устьями рек Биту-Джиды и Сохюрты (I) и по р. Сохюрте (II)

Джидинская свита: 1 — темно-серые, пепельные известняки, 2 — песчаники; хохюртовская свита: 3 — ортоамфиболиты; 4 — хлоритовые, биотит-хлоритовые, карбонатные сланцы, 5 — известковистые конгломераты, 6 — известняки и доломитистые известняки; 7 — сланцы биту-джидинской свиты; 8 — фауна археозоит

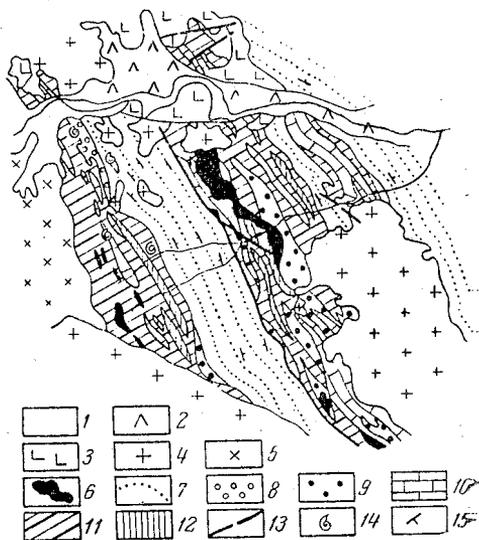
Известняки сменяются зелеными, очень измененными порфиритами, которые переслаиваются с ленточными светло-зелеными, иногда карбонатными туфосланцами и черными кремнистыми породами. Азимут падения полосчатости $50-55^\circ$, угол 75° .

Общая мощность карбонатно-эффузивной пачки около 700 м.

У дер. Улан-Батор (Бурятской АССР) скальные обнажения представлены кремнистыми светло-серыми, почти белыми известняками и доломитами, ребристыми на выветрелой поверхности от кремнистых прослоев. Местами известняки розового цвета. Маломощные прослои сложены то-

Рис. 8. Схематическая геологическая карта бассейнов рек Хасурты и Уленги. Составлена В. Г. Беличенко с использованием материалов Е. Н. Смоленского, А. А. Агаркова

1 — аллювиальные отложения; 2 — кайнозойские базальты; 3 — мезозойские эффузивные породы; 4—5 — джидинский комплекс: 4 — гранитоиды; 5 — диориты; 6 — гипербазиты цакирского комплекса; 7—8 — джидинская свита (См): 7 — песчаники, сланцы, известняки, 8 — полимиктовые конгломераты; хохюртовская свита (См): 9 — известковистые конгломераты, 10 — известняки, доломитистые известняки, 11 — основные эффузивы, 12 — их туфы, туфобрекчи; 13 — разломы; 14 — места находок фауны археозоит; 15 — элементы залегания



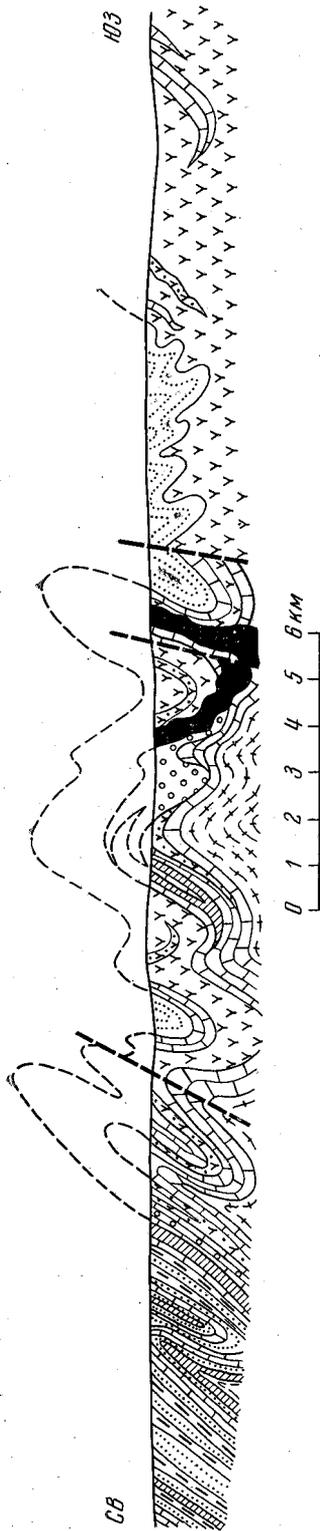


Рис. 9. Разрез по р. Хасурте. Условные обозначения см. на рис. 41

красными яшмовидными, то светло-зелеными слабополосчатыми плотными туфовыми породами. По данным П. И. Налетова и др. (1941), в этих известняках были обнаружены *Rhabdocyathus* sp., повторные же поиски фауны не дали ожидаемых результатов. Описываемые известняки и доломиты составляют ядро небольшой антиклинальной складки, опрокинутой на юго-запад.

Выше по течению р. Хасурты, за дер. Улан-Батор, обнажаются серые известняки, иногда с прослоями гематитсодержащих туфобрекчий и кремнистых пород. Заканчивается разрез черными известняками с ребристой поверхностью выветривания, перекрытыми песчаниками джидинской свиты.

Обнажаясь на протяжении 4 км, отложения известняково-кремнистой градации образуют две антиклинальные складки, сопряженные с синклиналью (рис. 9). Отложения той же градации еще дважды выходят на поверхность по долине р. Хасурты в ядрах антиклинальных складок, но здесь они менее мощны; наблюдается общая их тенденция к выклиниванию на юго-запад.

Значительно распространена известняково-кремнистая градация в юго-восточной части Джидинского синклинория, в бассейне рек Цеже и Булуктая, где ею образована сложная антиклинальная складка. Здесь градация представлена главным образом известняками, переслаивающимися с роговиками и скарнированными сланцами; конгломераты и конгломератовидные породы не встречаются, эффузивные же породы, выделенные впервые в 1963 г. В. Г. Беличенко и Е. Н. Смолянским, играют значительную роль. Наиболее полно изучен юго-западный борт долины р. Булуктай по правым притокам, которые ориентированы вкрест простирания толщи.

В основании склона вдоль долины обнажаются узловые темно- и зеленовато-серые кварц-биотит-роговообманковые, кварц-биотит-хлоритовые сланцы и темно-зеленые монолитные эффузивы (андезиты, диабазы), обычно без видимых вкрапленников, часто переслаивающиеся. Общая их мощность до 1 км. Выше по склону эффузивы сменяются черными полосчаты-

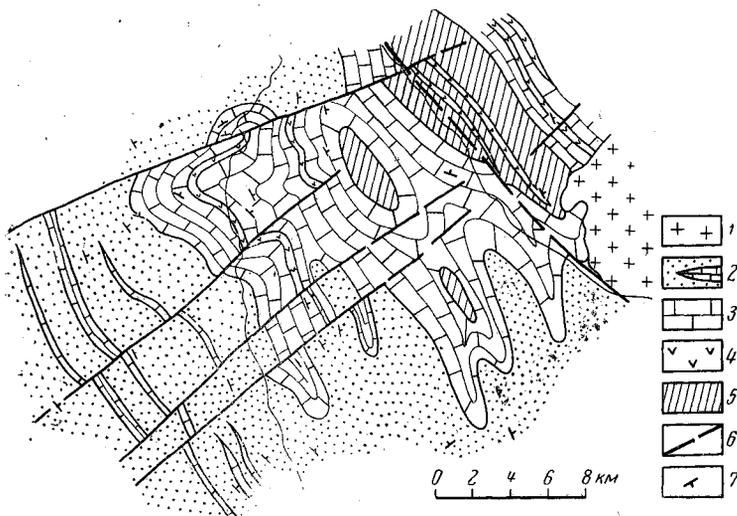


Рис. 10. Схема геологического строения водораздела рек Цеже и Булуктай

1 — гранитоиды джидинского комплекса; 2 — песчаники и сланцы с прослоями известняков (джидинская свита); 3—5 — хохюртовская свита: 3 — известняки, 4 — эффузивные породы, 5 — сланцы различного состава; 6 — сбросы; 7 — элементы залегания

ми и светло-серыми монолитными известняками с тонкими прослоями скарнированных и ороговикованных сланцев, серых кремнистых пород (25—30 м). Еще далее в известняках появляются зеленые монолитные андезито-дацитовые порфириты и диабазы, реже туфобрекчии с обломками известняков, кварца и эффузивов размером до 5 см. Мощность эффузивных прослоев колеблется от 2—3 до 30—40 м. Этот разрез прослежен на 1—1,2 км до контакта с гранитами джидинского комплекса.

Взаимоотношение описанного комплекса с подстилающими и перекрывающими толщами здесь установить не удалось.

По правобережью р. Цеже и в устье рч. Хаптахта, левого притока р. Цеже, наблюдается согласное залегание известняково-эффузивного комплекса с флишовой толщей джидинской свиты (рис. 10). Их контакт нерезкий и намечен условно по исчезновению в разрезе серых и светло-серых известняков, содержащих прослои эффузивных пород.

Трудность выявления этого контакта заключается в том, что известняки хохюртовской свиты здесь менее своеобразны, чем изученные по р. Хасурте и в северной части Джидинского синклинария, и местами напоминают известняки джидинской свиты.

Заканчивая описание известняково-кремнистой грации, остановимся на тех ее аналогах, которые нам удалось выделить за пределами Джидинского синклинария. Собирая дополнительный материал для обоснования нижней границы кембрия и увязки геологических карт бассейна р. Джиды и хр. Хамар-Дабан, автор совместно с А. А. Шафеевым, П. М. Хреновым и Ю. А. Черновым (1966) провел ряд детальных переосечений Зун-Муриной синклинали. Зная разрезы хохюртовской свиты, нельзя было не заметить поразительного ее сходства с нижней частью зун-муринской свиты, образующей крылья синклинали. Вначале это несколько обескуражило, так как зун-муринская свита всеми предыдущими исследователями относилась к нижнему протерозою. Проанализировав материалы прошлых лет, не дающие однозначного ответа на вопрос о стратиграфическом положении зун-муринской свиты, и учитывая новые данные, мы считаем свиту более метаморфизованным аналогом кембрийских отложений Джидинского синклинария. Для убедительности

приведем некоторые разрезы нижней части (подсвиты) зун-муринской свиты. В верховье р. Джиды обнажаются снизу:

| | Мощность, м |
|--|-------------|
| 1. Серые, светло-серые, розовато-серые известняки, брекчиевидные, кремнистые | 50—100 |
| 2. Хлорит-карбонатные зеленовато-серые и серые карбонатные песчанистые сланцы, толосчатые, иногда плитчатые | до 800 |
| 3. Светло-серые монолитные, кремнистые известняки и доломиты, бурые и ребристые на выветрелой поверхности, розовые кремнистые известняки с линзами и прослоями кварцитов | 600 |
| 4. Зеленые рассланцованные ортоамфиболиты с линзами розовых доломитовых известняков, реже известковистых конгломератовидных пород | 200 |
| 5. Амфиболит-сланцевые очковые сланцы с единичными линзами амфиболитов | около 200 |

Выше залегают темно-серые и пепельно-серые известняки, переслаивающиеся с различными сланцами, которые, как выясняется, являются метаморфизованными аналогами джидинской свиты.

Породы описанного разреза непрерывно прослеживаются в верховье р. Биту-Джиды, где образуют узкую синклинальную складку субмеридионального простирания, осложняющую Зун-Муринскую синклиналь, и уходят на территорию Монголии.

По северному крылу названной синклинали, обнажаясь по ручьям Ямате, Ухе-Голу, Эту-Желге, те же отложения составляют непрерывные полосы, соединяются и обрисовывают центриклиналь складки (см. рис. 2).

По рч. Ямате разрез нижней части зун-муринской свиты близок к описанному в верховьях р. Джиды. Он представлен белыми, темно-серыми монолитными, часто кремнистыми мраморизованными известняками, ортоамфиболитами, известковистыми конгломератовидными породами в виде маломощных измененных прослоев, биотит-плагиоклазовыми и биотит-гранат-плагиоклазовыми сланцами.

По р. Эхе-Худую, по данным А. А. Шафеева, обнажаются снизу:

| | Мощность, м |
|--|-------------|
| 1. Кварц-альбит-хлоритовые бластомилониты | больше 500 |
| 2. Серые и темно-серые кристаллические известняки | 350 |
| 3. Амфиболиты с прослойками кристаллических известняков и зеленовато-серых известково-силикатных пород (напоминающих конгломератовидные), кварциты | 400 |
| 4. Серые и темно-серые кристаллические известняки | до 500 |
| 5. Двуслюдяные очковые плагиогнейсы с гранатом, с прослоем (80 м) серых и темно-серых известняков | 500 |

К востоку отложения зун-муринской свиты прослежены до верховьев кл. Хубутуй, они образуют узкую синклиналь.

Мелкие синклинали, в строении которых принимают участие аналоги зун-муринской и хохюртовской свит, выявлены и севернее Зун-Муринской (Утуликская и др.). При движении на север наблюдается тенденция к выклиниванию известково-кремнистой градации и ее замещению песчано-сланцевыми флишоидными отложениями.

Эффузивная градация так же, как и известняково-кремнистая, является составной частью хохюртовской свиты. Е. Н. Смолянский (1964) выделил эту градацию в долон-модонскую свиту. В южной части Джидинского синклинория в верховьях р. Хасурты и в среднем ее течении хохюртовская свита целиком составлена эффузивной градацией. На северо-запад, север и северо-восток она выклинивается фациально, замещаясь другими градациями.

Главную роль в строении описываемой градации играют эффузивы основного состава: диабазы, спилиты, авгитовые, роговообманковые,

плагноклазовые, диабазовые порфиры. Они распространены почти всюду, но особенно широко по речкам Хасурте, Уленге, Шара-Азарге, образуя мощные потоки, чередующиеся с осадочно-вулканогенными образованиями. Кислые разности эффузивов — кварцевые порфиры, альбитофиры — встречаются довольно редко, слагая маломощные прослой и линзы среди основных эффузивов на Тарбагатайском водоразделе, в правом склоне долины р. Цакирки; ниже дер. Санага. Эффузивы среднего и основного состава распространены в верховьях р. Цаган-Бильчир и кл. Харла-Кур в северо-западной части Джидинского синклинория.

Как правило, все эффузивные породы значительно метаморфизованы, амфиболизованы, альбитизированы, карбонатизированы и часто рассланцованы. Менее изменены эффузивы по кл. Юхте и р. Хасурте. В них различается порфировидная и миндалекаменная текстура, но и здесь лейсты плагноклаза замещены почти полностью агрегатом клиноцоизита и карбоната, а пироксен замещен серпентином. В верховьях р. Цаган-Бильчир, правого притока р. Джиды, эффузивы превращены в эпидот-тремолит-кварцевые и хлорит-эпидот-кварцевые ортосланцы.

Значительную роль в строении эффузивной градации играют туфобрекчии, туфоконгломераты, кремнистые яшмовидные породы и известняки, образующие маломощные линзы и прослой. Опорными являются разрезы по р. Хасурте, где эффузивные породы слагают две изолированные полосы, из них северо-восточная находится в срезе антиклинальной складки, осложняющей Джидинский синклинорий, а юго-западная — в крыле последнего. Строение описываемой градации чрезвычайно сложное.

В верховье р. Хасурты обнажаются темно-зеленые монолитные эффузивы, чередующиеся с туфобрекчиями, состоящими из обломков эффузивов, кварцитов, реже известняков и кварц-эпидотового цемента. На контакте с мезозойскими гранитами они содержат гранат и везувиан. Кроме туфобрекчий, здесь встречаются и более тонкозернистые светло-зеленые кристаллокластические туфы. В верхней части разреза на границе с джидинской свитой встречены туфопесчаники и крупноглыбовые туфобрекчии с глыбами известняков белого, розоватого и светло-зеленоватого цвета. Здесь же на крутом левом склоне долины р. Хасурты, в 1,5 км выше пос. Хасурты, автором впервые была собрана обильная фауна археоциат хорошей сохранности в светло-розовых, белых, светло-серых известняках, залегание которых не совсем ясно. По-видимому, известняки образуют небольшие линзы в туфобрекчиях, а может быть небольшие биогермы. И. Т. Журавлева определила следующие формы: *Robustocyathus* sp., *Loculicyathus* sp., *Ajacyathus* sp., *Ethmophyllum?* sp., *Archaeolynthus* sp., *Jakovlevia*. Эта находка приурочена к тому же стратиграфическому уровню, что и находка М. В. Бесовой (1933) по р. Мырген-Шено, ниже устья кл. Гуджирки. Сборы фауны в этом последнем пункте были повторены О. Н. Шанюшкиным, а позже И. Т. Журавлевой, но ее сборы оказались по сравнению с предыдущими более скудными и представлены только археоциатами рода *Archaeolynthus* sp., тогда как в коллекции О. Н. Шанюшкина присутствуют роды *Ajacyathus*, *Coscicyathus*, *Tersicyathus*, *Archaeofungia*, *Uralocyathus*, *Loculicyathus*, *Ethmophyllum* (базаихский комплекс).

В 1962 г. нами была собрана обильная фауна археоциат по кл. Ивановскому, левому притоку р. Мырген-Шено, в 1,5 км от его устья и выше по течению, в левом склоне долины. Стратиграфически новая находка расположена несколько выше той, которая имеется по кл. Гуджирке, у самого контакта с вышележащей джидинской свитой. В устье кл. Ивановского, в левом борту, обнажаются зеленые туфогравелиты, переслаивающиеся со светло-зелеными песчаниками и полосчатыми сланцами. Далее вверх по течению появляются темно-зеленые эффузивы. Последние

чередуются с туфобрекчиями, часто крупноглыбовыми, включающими глыбы (до 30—40 см в диаметре), а местами небольшие линзы (возможно, биогермы) белых и розовых известняков с обильными остатками археоциат.

По определению И. Т. Журавлевой, в коллекции, собранной по кл. Ивановскому, имеются: *Ajacityathus* sp., *Loculicityathus* sp., *Robustocyathus* sp., *Protepharetra* sp., *Ethmophyllum* sp., *Ajacityathus arteintervallum* (Vol.), *Jakovlevia*. Эти формы, так же как и археоциаты из известняково-кремнистой градации по р. Хохюрте, по мнению И. Т. Журавлевой, характерны для нижнего подотдела нижнего кембрия, вероятнее всего, для базальных горизонтов.

Туфобрекчии с обломками известняков с фауной имеются и к юго-востоку от указанных находок. Е. Н. Смолянским в верховье р. Уленги были обнаружены такие же туфобрекчии с остатками *Ajacityathus* sp. в обломке.

Изучая контакт эффузивной градации юго-западной полосы с джидинской свитой по кл. Мырген-Шено, р. Хасурте и кл. Долон-Модону, мы убедились в том, что они залегают согласно (см. рис. 8), не имея четкой границы. Пограничные слои как хохюртовской, так и джидинской свит представлены туфограмелитами, туфопесчаниками, туффитами, с одной стороны, гравелитами и песчаниками с многочисленными обломками эффузивных пород в терригенной части, с другой, что сближает их по составу и внешнему облику и затрудняет разделение.

Северо-восточная полоса отличается более сложным строением по сравнению с юго-западной. Здесь сосредоточены все три градации хохюртовской свиты, тесно переплетающиеся друг с другом. Известняково-кремнистая градация, обнажаясь в устье кл. Долон-Модона, сменяется через 1,5 км эффузивами, которые южнее, у Монгольской границы, почти полностью замещаются породами известково-кремнистой формации (см. рис. 8). Эффузивные породы обнажаются в виде двух мощных полос, разделенных зун-ойногорскими известковистыми конгломератами и песчаниками, соответствующих крыльям антиклинали. По составу эффузивы соответствуют главным образом спилитам и представлены темно-зелеными монолитными породами, иногда миндалекаменными, со значительным содержанием гематита и магнетита. Эффузивы чередуются с туфобрекчиями и туфограмелитами, красноватыми за счет присутствия гематита; они значительно изменены, лейсты плагиоклаза иногда полностью замещены агрегатом вторичных минералов, среди которых преобладают клиноцоизит и карбонат. Вмещает лейсты более или менее тонкозернистая масса, состоящая из амфиболов, лейкоксена, хлорита и карбоната, которые под микроскопом различаются с трудом. Иногда в миндалекаменных разностях ясно видны округлые и эллипсоидные обособления, сложенные серпентино-хлоритовыми минералами светло-зеленого цвета, эпидотом и карбонатом.

В полосе эффузивных пород по кл. Джидот появляются линзы и прослой серых и темно-серых брекчиевидных известняков и кремнистых пород (лидитов), которые далее на северо-восток становятся мощнее и у дер. Улан-Батор почти полностью вытесняют эффузивные породы.

Северо-западнее р. Хасурты породы эффузивно-известняковой градации прослеживаются на левобережье р. Джиды (падь Юхта). На этом хорошо обнаженном и легко доступном участке наиболее ярко выражена взаимосвязь почти всех разновидностей пород хохюртовской свиты, всех ее трех градаций (рис. 11). По гребню правого склона пади Юхта, начиная от р. Джиды обнажаются зеленые монолитные эпидотизированные эффузивы с линзой серых известняков мощностью до 20—25 м. За трактовой дорогой выходят темно-серые известняки, местами кавернозные, с прослоями и линзами черных кремнистых пород (до 1 м мощ-

ностью). Выше они сменяются светло-зелеными оолитоподобными карбонатными породами и светло-серыми тонкозернистыми известняками и черными кремнистыми породами. Здесь встречена глыба красной яшмовидной породы. Мощность известняков и кремнистых пород 120—130 м. Эти породы прослеживаются на юго-восток по простиранию, образуя скальные обнажения вдоль Джиды. В крайнем юго-восточном пункте наблюдается следующее строение горизонта (снизу):

| | Мощность, м |
|---|-------------|
| 1. Темно-серые известняки, лежащие на зеленых эффузивах | 8—10 |
| 2. Эффузивы с линзой известняка (3 м), переходящие по простиранию в кремнистые породы | 5—10 |
| 3. Темно-серые известняки | 15—18 |
| 4. Светло-серые известковистые сланцы | 8—10 |
| 5. Известняки с прослоями кремнистых пород, местами плитчатых и полосчатых | 50 |
| 6. Эффузивы темно-серые, плотные, с прослоями темно-серых известняков | 5—20 |

Общая мощность известняково-кремнистого горизонта здесь заметно уменьшается, и в его строении принимает участие эффузивы в виде маломощных линз.

По правому борту пади Юхта выше известняков и кремнистых пород залегают зеленовато-серые туфогравелиты и черные кремнистые породы, которые переходят в зеленые туфобрекчии с обломками темно-серых известняков и тонкими (до 10 см) линзами водорослевых известняков. Порфириты с крупными светло-серыми порфиробластами слагают ядро антиклинальной складки. Порфиробласты представлены плагиоклазом, интенсивно замещенным буроватым гидрослюдистым агрегатом (стильпно-меланом?) и хлоритом. Основная масса микродолеритовой структуры состоит из вторичных минералов, главным образом хлорита с подчиненной примесью карбоната, боулингита и серпентина, среди которых встречаются остатки мелких зерен моноклинного пироксена и мелкие призмы плагиоклаза. Буровато-зеленый серпентин образует линзовидные и округлые образования, по-видимому, миндалекаменные выделения.

Выше по гребню обнажаются кремнистые породы (4 м) и расланцованные эффузивы и туфогравелиты, аналогичные вышеописанным.

Стратиграфически выше обнажена сложная пачка пород, залегающая в синклинали и представленная по правобережью пади Юхта серыми известняками, в отдельных местах мелкооолитовыми, мощностью 100—150 м, зелеными с красноватым оттенком за счет гематита туфобрекчиями с мелкими обломками известняков (до 50 м мощностью), темно-серыми брекчиевидными известняками мощностью до 80 м с прослоями (7—8 м) светло-серых кремнистых пород, которые сменяются туфобрекчиями с тонкими линзами известняков и прослоем известковистых конгломератов.

Юго-восточнее пади Юхта эффузивные прослои выклиниваются или сохраняются в виде маломощных изолированных линз. Известняки замещаются известковистыми конгломератами с галькой кремнистых и эффузивных пород, которые в свою очередь переходят в ребристые темно-серые и серые известняки. Галька в конгломератах играет часто подчиненную роль, в карбонатном цементе иногда в значительном количестве присутствуют остатки водорослей.

У контакта с эффузивами по правобережью р. Бур-Цакирки в конгломератах увеличивается количество обломков эффузивов, которые становятся крупнее и окатаннее. В самом контакте галька хорошо окатана, размер ее достигает 10 см, содержание ее в породе достигает 60%, в цементе уменьшается количество карбоната, он замещается туфовым материалом. Конгломераты постепенно переходят в туфобрекцию.

За довольно выдержанной полосой эффузивных пород, соответствующей ядру антиклинальной складки (см. рис. 11), в правом борту долины р. Бур-Цакирки обнажаются ребристые коричневато-серые песчанистые известняки, чередующиеся с кавернозными серыми известняками и черными и темно-серыми кремнистыми породами. В песчанистых известняках встречаются единичные обломки эффузивов.

В известняках выделяются маломощные линзы (до 10 м) рассланцованных туфобрекчий и туфогравелитов.

Контакт хохюртовской с вышележащей джидинской свитой постепенный — в верхней части хохюртовской свиты появляются прослой песчаников, характерных для джидинской свиты, которые выше по разрезу вытесняют известняки и кремнистые породы.

Северо-западнее Юхтинского участка эффузивные породы образуют перемычку между двумя полосами, изученными по р. Хасурте, обусловленную ундуляцией шарнира южной синклинали. Затем эти две полосы вновь появляются (см. рис. 3). В северной полосе породы эффузивной грации тянутся лишь до р. Дархинтуя и частично до р. Нуд. Далее они фациально замещаются известковистыми конгломератами. На водоразделе Джиды и Дархинтуя из состава грации почти исчезают известняки, здесь она представлена главным образом туфоконгломератами и туфобрекчиями, в обломочной части которых содержатся эффузивы, кремнистые породы и известняки (максимальный размер гальки 20—30 см).

В левом борту р. Дархинтуя, выше устья р. Бартой, наблюдается контакт эффузивных пород хохюртовской свиты с джидинской свитой, представленной здесь тесно чередующимися песчаниками, сланцами и известняками, образующими опрокинутые складки (азимут падения северо-западных крыльев 270—300°, угол 20—50°). Контакт этот, так же как и по р. Бур-Цакирке, не очень четкий, он проводится по последнему прослою туфоконгломератов с вытянутой карбонатной галькой, ниже которых залегают темно-серые пятнистые породы и темно-зеленые тонкозернистые без вкрапленников эффузивы и туфобрекчии, местами рассланцованные, с линзами светло-серых полосчатых известняков и темно-серых кремнистых пород мощностью до 5—10 м. Выше по течению обнажаются ультраосновные породы (гарцбургиты и серпентиниты).

На северном склоне Дархинтуя-Бартойского водораздела наблюдается непосредственно фациальное замещение туфоконгломератов известковистыми конгломератами и конгломератовидными породами. Еще северо-восточнее, по р. Нуд, хохюртовская свита представлена уже грацией известковистых конгломератов, среди которых в весьма подчиненном количестве встречаются туфоконгломераты и туфобрекчии.

Южная полоса эффузивной грации, более протяженная, прослежена на северо-запад до устья р. Цакирки и далее до устья р. Хурлика. Здесь, кроме описанных уже основных эффузивов, туфобрекчий, а также известняков (оолитовых по Шара-Азарге) и кремнистых пород встречены рассланцованные кислые эффузивы. На их присутствие на Тарбагатайском водоразделе указывал П. И. Налетов (1961). Нами эти породы были встречены в правом борту р. Цакирки ниже дер. Санага, где они образуют маломощный «прослой» (до 2 м) кварцевых порфиров и фельзит-порфиров среди основных эффузивов.

Несколько особняком стоят эффузивы верховьев р. Чаган-Бильчир и кл. Харла-Кур (верховья р. Джиды). Они обнажаются в центриклинали Джидинского синклинория, где наблюдаются взаимные переходы всех трех граций хохюртовской свиты. Эффузивы здесь представлены темно-зелеными, значительно измененными спилитами.

Грация известковистых конгломератов и конгломератовидных пород. Е. Н. Смолянский (1965) выделял

известковистые конгломераты в зун-ойногорскую подсвиту булуктаевской свиты, помещая ее стратиграфически ниже эффузивной долон-модонской свиты и при этом оговариваясь, что местами зун-ойногорская подсвита совершенно выклинивается. П. И. Налетов (1961) включал известковистые конгломераты в хохюртовскую свиту, частью относя их к «тектонитам».

В верховьях р. Джиды В. Л. Тихонов относил известковистые конгломераты к базальному горизонту джидинской свиты. Существует еще одна малообоснованная точка зрения, высказанная Н. П. Михно, о том, что известковистые конгломераты являются базальными для нижнего кембрия. Различие точек зрения на природу и стратиграфическое положение известковистых конгломератов показывает, насколько сложен этот вопрос.

Детально изучая разрезы кембрия Джидинского синклинория, мы убедились в том, что известковистые конгломераты и сопутствующие им известковистые песчаники и гравелиты являются осадочными образованиями внутриформационного типа. Состав их всегда карбонатный, однако подвержен изменениям, всецело зависящим от местных условий. Так, по р. Хасурте конгломераты состоят почти исключительно из известняковой и кремнистой гальки, будучи иногда мономиктовыми, в то время как на участках более резких фациальных переходов по р. Нуд, в устье Тотхолты и по р. Биту-Джиде состав обломочной части более разнообразен; кроме известняков и кремнистых пород в гальках встречаются эффузивные и иногда ультраосновные породы и различные сланцы. Конгломераты почти повсеместно переходят в кремнисто-карбонатные породы, которые являются непременной частью описываемой градации. Цемент конгломератов известково-песчаный или известково-туфовый светлой окраски (светло-серый, светло-зеленоватый). Мощность градации известковистых конгломератов варьирует в широких пределах — от 1500—2000 м до полного выклинивания. В местах максимальной мощности (по рекам Оронгодою, Тотхолте и Биту-Джиде) описываемая градация почти полностью составляет хохюртовскую свиту. Характерно, что даже в этих местах конгломераты нигде не слагают низы разреза кембрия, т. е. непосредственно нигде не контактируют с биту-джидинской свитой, а лежат на породах известняково-кремнистой градации, значительная часть которых вошла в состав гальки конгломератов. Известняки, подстилающие конгломераты, содержат фауну археоциат верхов алданского — низов ленского ярусов, поэтому известковистые конгломераты не могут составлять базальную свиту нижнего кембрия (Беличенко, Шафеев и др., 1966).

Известковистые конгломераты, как указывалось выше, не образуют стратиграфически выдержанного горизонта, а фациально замещаются как вкрест, так и по простиранию кремнисто-карбонатными породами, поэтому их следует не выделять в особую свиту, а объединить в градацию (Хворова, 1963) эффузивно-осадочной хохюртовской свиты.

Наиболее полно разрезы градации известковистых конгломератов обнажены по рекам Биту-Джиде, Джиде и Оронгодою. В левом борту долины р. Биту-Джиды, в 2,5 км от устья, в светло-серых известняках с оолитами появляются прослойки светло-серых карбонатных песчаников и косослоистых гравелитов с трещинами усыхания, заполненными кальцитом. Они сменяются мелко- и среднегалечными конгломератами, состоящими из светло-серой известняковой гальки, довольно хорошо окатанной, и актинолит-карбонатного цемента. Выше по разрезу обнажаются гравелиты, переслаивающиеся со светло-серыми известковистыми песчаниками с прослоями амфиболитов (до 50 см).

Черные карбонатные сланцы с обильным пиритом образуют, по всей видимости, маломощную линзу в конгломератах. Далее вверх по долине

р. Биту-Джиды конгломераты становятся более крупногальчными, галька их размером до 20—25 см представлена белыми, темно-серыми и серыми известняками, песчанистыми сланцами и темно-серыми кварцитами и хорошо окатана. Наблюдаются прослой известковистых зеленоватых гравелитов, реже карбонатных сланцев. Цемент конгломератов светло-зеленый песчано-известковистый.

Наибольшую ширину (около 8 км) полоса конгломератов имеет по р. Хохюрте. Здесь они ложатся на известняки с фауной, образуя сложную синклиналиную складку. Начинается разрез светло-зелеными известковистыми гравелитами, часто косослоистыми с единичной вытянутой по сланцеватости галькой белых известняков, которые постепенно сменяются крупногальчными конгломератами. Галька, максимальной размер которой 20—25 см, хорошо окатана, но плохо отсортирована, представлена известняками различной окраски (белыми, кремовыми, светло-серыми, серыми и темно-серыми), темно-серыми кварцитами, кварцем, филлитовидными сланцами. Цемент известковый или зеленовато-серый хлоритсодержащий, известково-туфовый, рассланцованный. Конгломераты включают прослой известковистых гравелитов и светло-серых песчанистых известняков, в отдельных местах переходят в так называемые конгломератовидные породы, по составу аналогичные конгломератам, но отличающиеся своим строением. Гальки в этих породах теряют четкие очертания и имеют облик сильно вытянутых линз, участвующих в складчатости. Эти породы в свою очередь постепенно переходят в полосчатые карбонатные породы, состоящие из светло-серых, белых, розовых полос кремнисто-карбонатного состава и светло-зеленых хлорит-карбонатного состава. В отдельных участках конгломератовидные породы обогащены гематитом и ярко-зеленой слюдкой (фукситом). У контакта с ультраосновными породами конгломераты и кремнисто-карбонатные породы интенсивно оталькованы. Следует отметить, что нижняя граница толщи конгломератов не резкая, так как в верхней части подстилающие известняки песчанисты, ячеисты на выветрелой поверхности, и в то же время в нижней части градации развиты известковистые гравелиты и песчаники, очень близкие по составу к подстилающим породам.

Юго-восточнее р. Хохюры полоса конгломератов прослеживается по р. Тотхолте и ее правым притокам — Байсе и Урда-Байсе, где имеются скальные обнажения. Те исследователи, которые только здесь изучали конгломераты и конгломератовидные породы, пришли к заключению, что это псевдоконгломераты, тектониты и т. п. Действительно, конгломераты здесь значительно динамометаморфизованы: гальки, как правило, расплющены, «хвостаты», имеют веретенообразную форму и опознаются только в изломах, перпендикулярных сланцеватости, цемент рассланцован и как бы обтекает гальку.

Еще юго-восточнее, по р. Оронгодоу, конгломераты менее развальцованы (рис. 12), но, попав в зону контактового метаморфизма, вызванного гранитами джидинского комплекса, значительно раскристаллизованы.

Контакты конгломератов с известняками, как и на других участках, нерезкие, если не осложнены тектоническими нарушениями.

Перекрываясь кайнозойскими платобазальтами на водоразделе Цакирка—Нуд, конгломераты вновь обнажаются по р. Нуд. Этот участок заслуживает особого внимания, так как именно здесь начинается фациальное замещение известковистых конгломератов туфоконгломератами, которые характерны для эффузивно-известняковой градации.

В верховьях р. Нуд обнажается флишидная толща джидинской свиты, смятая в ряд мелких, опрокинутых на юго-запад складок. Примерно в 3,5 км от устья р. Цаган-Морин песчаники и гравелиты джи-



Рис. 12. Известковистые конгломераты хохюртовской свиты, обнажающиеся по долине р. Оронгодя

динской свиты сменяются туфоконгломератами. Последние состоят из довольно хорошо окатанной, но плохо отсортированной гальки (размером до 15—20 см) зеленых эффузивов, известняков, полосчатых сланцев, роговообманковых пород, сиенитов, гранитов (?), сланцев. Цемент туфовый, в малом объеме, часто почти отсутствует. У обнажений встречены единичные глыбы оталькованной породы с конгломератовидной текстурой.

Описанные конгломераты некоторыми исследователями (П. И. Налетовым, Н. П. Бардахановым) отнесены к мезозою. Наши наблюдения не подтверждают эту точку зрения. Ниже по течению в больших коренных обнажениях, в левом борту долины р. Нуд, наблюдается чередование крупногальечных (до 60 см) туфоконгломератов, аналогичных вышеописанному, с галькой, вытянутой по сланцеватости, и известковистых конгломератов. Мощность прослоев 1,5—5 м (рис. 13). Обнажения тянутся до устья р. Цаган-Морин. Ниже устья туфоконгломераты из разреза исчезают, уступая свое место известковистым конгломератам, галька которых размером до 60 см представлена розовыми, белыми известняками и зеленовато-красными гематитсодержащими породами. В виде маломощных прослоев в конгломератах встречаются бурые мергелистые и зеленые туфовые породы.

Юго-западнее, на водоразделе Нуд—Дархингуй, известковистые конгломераты вновь включают прослой и линзы туфоконгломератов, которые южнее полностью вытесняют первые.

От низовьев р. Биту-Джиды полоса конгломератов, дугообразно изгибаясь, прослеживается в устье р. Тотхолты и кл. Харла-Кур, где они имеют значительно меньшую мощность, а юго-западнее выклиниваются совершенно (см. рис. 3). Конгломераты здесь значительно рассланцованы в зоне разлома, отделяющей их от джидинской свиты. Галька конгломератов плохо отсортирована и неравномерно окатана, размер ее колеблется от 1—2 до 10 см. Составлена она белыми, зеленоватыми, красноватыми известняками, белыми и серыми кремнями, красными

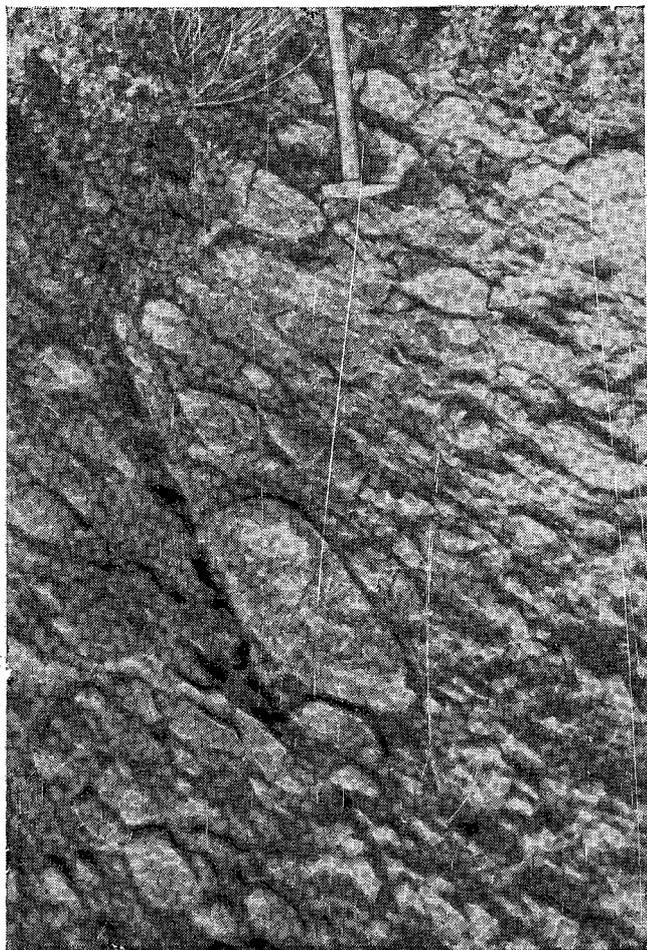


Рис. 13. Конгломераты, обнажающиеся в левом борту р. Нуд

яшмовидными породами, известковистыми песчаниками и зелеными эффузивами (измененными спилитами), аналогичными тем, которые обнажаются западнее по кл. Харла-Кур и Цаган-Бильчир. Цемент рассланцован и имеет вид зеленых карбонатных сланцев с обильной ярко-зеленой слюдкой (фукситом).

В виде маломощных линз известковистые конгломераты встречаются повсеместно в известняково-кремнистой и эффузивной градациях.

В южной части Джидинского синклиория известковистые конгломераты появляются лишь в северной полосе эффузивно-известняковой градации в среднем течении Хасурты и Уленги. Здесь они образуют мощную линзу протяженностью до 15 км, залегающую между известняково-кремнистой и эффузивно-известняковой градацией (см. рис. 8). В устье левого притока р. Хасурта Убур-Инкура обнажаются известковистые конгломераты, состоящие из хорошо- и среднеокатанной гальки (размером до валунов) известняков различной окраски, темно-серых и черных кремнистых пород, реже сланцев. Цемент конгломератов песчано-карбонатный. Отдельные прослои представлены гравелитами с единичными крупными гальками известняков и светло-серыми известковистыми песчаниками. Мощность этих пород по р. Хасурте близка к 1 км. Юго-

западнее, по р. Уленге в устье кл. Зун-Ойногора, обнажаются аналогичные известковистые конгломераты, но прослой в них не песчаниковые, а известняковые. Здесь они сильнее метаморфизованы, а в контакте с джидинскими гранитоидами скарнированы.

К хохюртовской свите условно можно отнести конгломераты и туфо-конгломераты, туфы и кислые эффузивы, сохранившиеся в виде крупного ксенолита в джидинских гранитах по р. Улейгчину, левому притоку р. Джиды. Отсутствие непосредственных наблюдений над взаимоотношением этих пород с другими толщами, а также своеобразный состав (преобладают кислые эффузивы) не позволяют уверенно датировать их.

Заканчивая описание хохюртовской свиты, следует указать, что территорияльно и по времени возникновения с ней связаны ультраосновные породы, образующие различных размеров согласные тела, строго подчиненные структуре Джидинского синклинория. Тела этих пород встречаются во всех трех градациях хохюртовской свиты. По времени образования они совпадают с накоплением отложений хохюртовской свиты, не распространяясь на эпоху отложения джидинской свиты, так как последняя не прорывается ультраосновными породами.

Взаимоотношение выделенных градаций показывает, что накопление отложений хохюртовской свиты происходило в весьма сложной, часто менявшейся обстановке. Излияния эффузивов главным образом основного состава происходили в подводных, часто мелководных условиях. Областью интенсивного проявления вулканизма служила южная часть Джидинского синклинория. Там же, где вулканизм не проявлялся, в это время накапливались карбонатные осадки со значительной примесью кремнезема, появление которого в таком количестве в морском бассейне было связано с вулканическими эманациями. Кремнезем распространялся далеко за пределы площади излияния эффузивов.

В воздымавшихся местах в условиях мелководья шел перемыв уже образовавшихся осадков, что привело к образованию известковистых конгломератов и кремнисто-карбонатных конгломератовидных пород, в составе которых значительную роль играл туфовый материал, формировавшийся совместно с карбонатами цемент конгломератов.

Мощность хохюртовской свиты заметно падает в север-северо-восточном направлении от 2500—3000 до 800—1000 м. Эта свита соответствует алданскому (верхней части) и ленскому ярусам нижнего кембрия.

Средний кембрий (?)

Джидинская свита выделяется в одинаковом объеме всеми исследователями (Налетов, 1961; Смолянский, 1964), но возраст ее оценивается по-разному: то как средний кембрий, то как кембро-ордовик.

Отложения джидинской свиты развиты широко, слагая центральную часть Джидинского синклинория. Эта свита отличается от хохюртовской большим постоянством своего состава, является флишоидной толщей и обладает большей или меньшей карбонатностью осадков на разных участках. Состоит она из разнозернистых песчаников, часто с карбонатным цементом, глинистых филлитовидных и карбонатных сланцев и черных, темно-серых плитчатых, часто песчаных известняков. Песчаники и сланцы окрашены в светло-зеленый, иногда в темно-серый цвет, у контакта с подстилающими эффузивами хохюртовской свиты — в более интенсивный зеленый цвет за счет обилия обломков основных эффузивов. Песчаники по составу полимиктовые. Известняки, образующие выдержанные прослои в северной синклинали, отличаются от нижележащих известняков хохюртовской свиты отсутствием доломитовых и кремнистых разностей, постоянной черной или темно-серой окраской и примесью

терригенного материала. Все породы джидинской свиты интенсивно пиритизированы, кристаллы пирита, часто хорошо ограненные, достигают размера 1—1,5 см.

В нижней части джидинской свиты по юго-восточному борту Джидинского синклиналя имеются конгломераты, прослеживаемые не повсеместно. В большинстве же случаев в основании джидинской свиты залегают песчаники и сланцы. Угловое несогласие между джидинской и хохюртовской свитами отсутствует.

Для более полного представления о джидинской свите приведем описание характерных ее разрезов. В южной синклинали отложения более грубозернисты, чем в северной. Так, по р. Долон-Модону на эффузивных породах хохюртовской свиты согласно залегают светло-зеленые и более темные гравелиты с известковым цементом и с тонкими прослоями полосчатых туфо-сланцев. Примерно в двух километрах от юго-западного контакта с хохюртовской свитой встречен прослой мощностью до 2,5 км конгломератов с мелкой галькой известняков. Ниже дер. Долон-Модон обнажаются толстоплитчатые светло-зеленые известковистые гравелиты, состоящие из плохо отсортированных угловатых обломков кварца, микрокварцита, плагиоклазов, эффузивов, карбоната, с прослоями темно-серых филлитовидных сланцев мощностью от 2—3 мм до 10 см. В отдельных прослоях песчаников имеются трещины усыхания, заполненные кальцитом. Выше по разрезу появляются плитчатые светло-зеленые среднезернистые карбонатные песчаники с тонкими прослоями филлитовидных сланцев, в которых находится прослой мощностью до 3 м серых гравелитов с остроугольными крупными обломками темно-серых сланцев. Далее обнажаются монолитные серые карбонатные сланцы с пиритом с тонкими (до 15 см) прослоями глинистых сланцев.

Северо-восточное крыло этой синклинали, обрезанное разломом, сложено светло-зелеными известковистыми песчаниками, карбонатными и глинистыми сланцами, тесно переслаивающимися, и подчиненными прослоями гравелитов. В верховье р. Хасурты разрез джидинской свиты аналогичен описанному.

Северо-западнее, вдоль юго-западного крыла синклинали, наблюдается погрубение обломочного материала в базальных слоях свиты. По р. Мырген-Шено в нижней части разреза, кроме песчаников и гравелитов, появляются прослой конгломератов с галькой размером до 30 см, вытянутой по сланцеватости и состоящей как из известняков, так и из эффузивов. Мощность конгломератов, как правило, невелика (1—2 м). По приближении к контакту с эффузивными породами песчаники и гравелиты приобретают более интенсивную зеленую окраску за счет увеличения количества обломков эффузивов. Контакт этот очень нечеткий, так как в верхней части хохюртовской свиты имеются туфобрекчии и туфогравелиты, сходные по составу с конгломератами и гравелитами низов джидинской свиты.

На водоразделе кл. Зун-Нарына и Зимки обнажаются конгломераты, которые большинством исследователей считаются базальными для джидинской свиты.

Описываемые отложения очень похожи на конгломераты, обнажающиеся по р. Нуд, которые, по нашим наблюдениям, являются составной частью хохюртовской свиты, залегая в самом верху ее разреза. С северо-востока зун-нарынские конгломераты контактируют со светло-зелеными ороговикованными алевролитами и гравелитами с прослоями карбонатных сланцев и представлены конгломератами с известняковой, вытянутой по сланцеватости галькой, а далее от контакта плотными конгломератами с разнообразной, хорошо окатанной, но не очень хорошо сортированной галькой. Последняя имеет размеры до 15—20 см, представлена эффузивами, зелеными и кремовыми, розовыми, белыми, зеленоватыми,

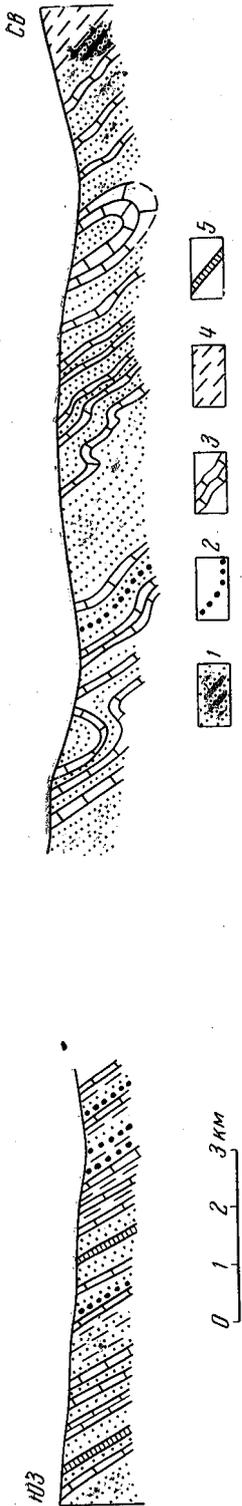


Рис. 14. Разрез джидинской свиты по рекам Хургуте и Хасурге (в нижнем течении)
 1 — песчаники; 2 — известняки; 3 — филлитовидные сланцы; 4 — кремнистые породы

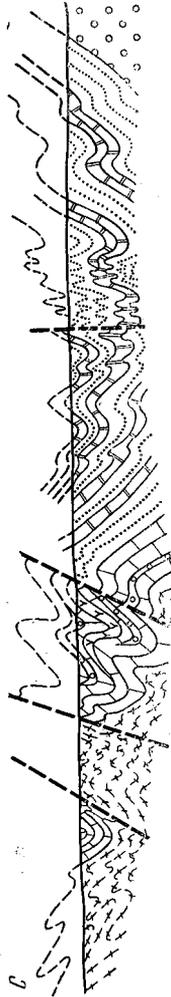


Рис. 15. Разрез по р. Цакирке. Условные обозначения см. на рис. 41

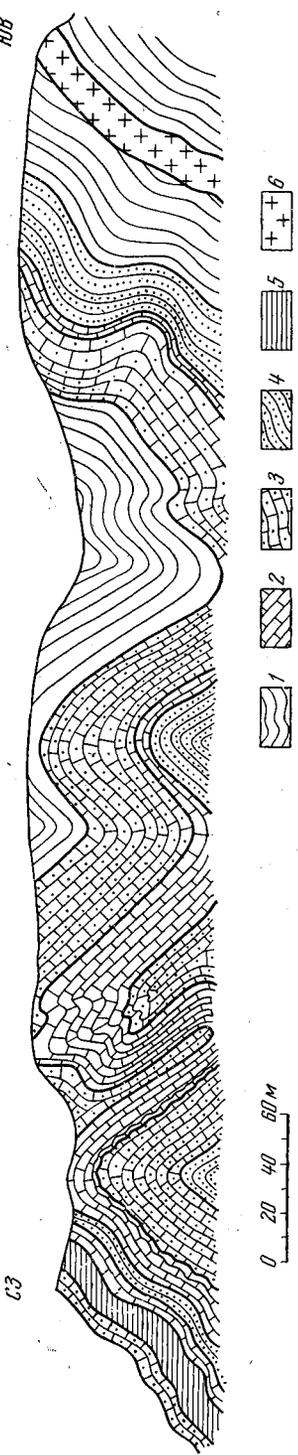


Рис. 16. Разрез джидинской свиты по левому борту р. Дархингуя, ниже устья Бартоя

1—фиолитовидные и карбонатные сланцы; 2—серые известняки; 3—пелельно-серые песчанистые известняки; 4—серые известковистые песчаники и гравелиты; 5—темно-серые кремнистые породы; 6—дайка сленитов

реже роговообманковыми, эпидотизированными гранитами¹, кварцевыми порфирами. Цемент конгломератов светло-зеленый туфовый и песчано-туфовый. Этими конгломератами сложен первый водораздел и юго-западный склон долины кл. Зун-Нарын. На водоразделе конгломераты значительно метаморфизованы, в них появляются пранат, эпидот, везувиан. Ниже по склону, с приближением к подстилающим известнякам, количество известняковой гальки увеличивается. Контакт конгломератов с подстилающими розовыми известняками проходит по склону. Выходы конгломератов тянутся полосой шириной до 1 км, вытянутой на северо-запад.

В известняковой гальке Л. И. Зубакиным в 1962 г. были собраны остатки археоциат, определенные И. Т. Журавлевой как *Proto-pharetra grandicaveata* Vol., *Ajacityathus amplus* (Vol.), *Ethmophyllum* ex gr. *poletavae* Vol., *Archaeolynthus natiokini* (Vol.), *Syringocnema* sp., *Leptosocyathus* sp., *Ajacityathus khemtschikensis* (Vol.), *A. primitivus* (Vol.); *Formosocyathus* sp. n., *Syringocnema* sp. n., *Robustocyathus* Vol., *Uralocyathus?* sp., *Archaeocyathus condensus* (Vol.), *Tumuliolynthus* sp., *Loculicyathus membranivestites* Vol., *Coscinocyathus* sp., *Dokidocyathus* sp.

Конгломераты, подобные описанным выше, но с более однообразной галькой, встречены нами в верховье р. Зимки в правом борту правого отвилка, среди песчаников и сланцев джидинской свиты, где они образуют ряд мелких линз. В известняковой гальке также встречены остатки археоциат, определенные И. Т. Журавлевой как *Ajacityathus* cf. *jenisseicus* (Vol.).

Существующий фактический материал позволяет заключить, что описанные конгломераты лежат стратиграфически выше эффузивно-известняковых образований хохуртовской свиты. Взаимоотношение их с породами джидинской свиты менее отчетливо, но приуроченность к контакту хохуртовской и джидинской свит скорее свидетельствует о согласном залегании конгломератов в основании джидинской свиты.

Северо-западнее в южной синклинали джидинская свита на значительном пространстве сохраняет песчано-сланцевый состав. Конгломераты здесь не встречаются, а гравелиты играют подчиненную роль.

¹ Определить принадлежность гранитов к тому или иному комплексу очень трудно.

В отдельных местах, главным образом на контактах с гранитами, эти породы превращены в биотитовые, биотит-хлоритовые сланцы и роговики.

В северной синклинали Джидинского синклинория в разрезах джидинской свиты появляются прослои черных известняков, которые, как правило, прослеживаются на значительном расстоянии. Мощность известняковых прослоев от 1—2 м в юго-западном крыле увеличивается до 200—300 м в северо-восточном. В нижней части разреза джидинской свиты встречаются маломощные прослои темно-серых кремнистых пород.

Наиболее хорошо обнажена нижняя часть джидинской свиты в правом борту долины р. Бур-Цакирки. Здесь у основания склона обнажаются (сверху):

| | Мощность, м |
|---|-------------|
| 1. Черные тонкоплитчатые известняки | 1,5 |
| 2. Толстоплитчатые серые известковистые среднезернистые песчаники с обломками эффузивов | 2,5 |
| 3. Черные тонкоплитчатые известняки | 2 |
| 4. Толстоплитчатые серые среднезернистые песчаники, переслаивающиеся с черными тонкоплитчатыми известняками | около 13 |
| 5. Черные известняки | 4 |
| 6. Серые известковистые песчаники | 12—13 |
| 7. Черные кремнистые породы | 1,5 |
| 8. Светло-зеленые карбонатные песчаники средне- и крупнозернистые | около 100 |
| 9. Глинистые сланцы | 0,5 |
| 10. Черные плитчатые песчаные известняки | 4,5 |
| 11. Крупнозернистые зеленовато-серые толстоплитчатые песчаники, переслаивающиеся со среднезернистыми | 6,8 |

Подобные разрезы наблюдаются в низовьях рек Хасурты и Шабортая, правых притоков р. Джиды. Более высокие части разреза джидинской свиты наиболее полно обнажены по р. Хуртуге, левому притоку р. Джиды. Здесь, как и в низовьях рек Хасурты и Шабортая, наблюдается выдержанное падение слоев на северо-восток. Отсутствие маркирующих горизонтов при моноклинальном залегании затрудняет выявление складок более высоких порядков, нежели наблюдаемые в отдельных обнажениях (рис. 14) и, следовательно, определение мощности джидинской свиты.

Разрез по р. Хуртуге следующий (снизу):

| | Мощность, м |
|--|-------------|
| 1. Светло-зеленые карбонатные гравелиты и полосчатые песчаники с прослоями алевролитов, с охристыми пятнышками и мергелистых сланцев | около 400 |
| 2. Серые и темно-серые известняки с многочисленными прожилками кальцита, с маломощными прослоями известковистых гравелитов и песчаников | 100—120 |
| 3. Песчаные известняки, тонкоплитчатые мелкозернистые песчаники и известковистые гравелиты | 500 |
| 4. Темно-серые и черные известняки, местами мраморизованные, с прослоями известковистых песчаников и гравелитов, смятых в синклинальную и антиклинальную складки | 100 |
| 5. Серые среднезернистые песчаники карбонатные, черные плитчатые известняки, мелкогалечные конгломераты, часто переслаивающиеся | около 300 |
| 6. Пепельные песчаные известняки, серые мелкозернистые известковистые плотные песчаники и черные известняки | 250 |
| 7. Коричневато-серые известковистые среднезернистые и темно-серые с пиритом песчаники, зеленовато-серые известковистые песчаники и гравелиты с прослоями филлитовидных сланцев и светло-зеленых мергелей | около 900 |
| 8. Черные плитчатые известняки с прослоями темно-серых полосчатых песчаных сланцев и гравелитов, смятые в мелкие складки на фоне общего падения на северо-восток | 200 |

| | |
|---|-----------|
| 9. Часто переслаивающиеся черные известняки, тонкоплитчатые глинистые сланцы и черные песчанистые известняки мощностью от 20—30 см до 2—3 м | 150 |
| 10. Черные монолитные известняки | 45—50 |
| 11. Черные песчанистые плотные сланцы, переслаивающиеся с карбонатными сланцами, гравелитами и черными известняками (мощность прослоев 0,5—1,0 м) | 200 |
| 12. Монолитные известняки | 30—35 |
| 13. Ребристые темно-серые известняки, часто переслаивающиеся с песчанистыми сланцами | 50—80 |
| 14. Черные карбонатные сланцы | около 50 |
| 15. Часто чередующиеся полосчатые, ороговикованные песчаники, черные тонкоплитчатые сланцы и черные плитчатые известняки | 1—3 |
| 16. Черные карбонатные сланцы | 150—200 |
| 17. Полосчатые, ороговикованные песчаники | 200 |
| 18. Черные карбонатные сланцы (100 м) и известняки с прослоями ороговикованных темно-серых песчаников | 500 |
| 19. Черные известняки, монолитные карбонатные сланцы с прослоями кварц-углистых сланцев, смятые в мелкие складки | около 400 |
| 20. Ороговикованные песчаники и черные карбонатные сланцы, тесно переслаивающиеся | около 250 |

Далее обнажаются черные монолитные известняки, которые, по-видимому, являются аналогом слоя 19 и образуют северо-восточное крыло синклиналиной складки. При такой интерпретации все горизонты, обнажающиеся выше по р. Хуртуге, должны считаться аналогами вышеопределенных (см. рис. 14). Появление роговиков по р. Хуртуге связано с контактовым метаморфизмом, вызванным интрузиями гранитоидов джидинского комплекса.

Как видно из приведенных описаний, джидинская свита в своей нижней части более песчана и почти повсеместно включает прослои черных и темно-серых кремнистых пород, которые исчезают выше по разрезу. В верхней части джидинская свита, сохраняя в общем флишеидный облик, становится более карбонатной. Эта закономерность выдерживается почти повсеместно в северной синклинали Джидинского синклинория (по рекам Бур-Цакирке, Цеже, Хамнею и Нуду).

По р. Цакирке и ее притокам Хубутую, Субутую и Оронгодою, Тотхолте и Хохюрте обнажается главным образом нижняя часть джидинской свиты, поэтому значительное место в разрезах занимают кремнистые породы. Породы здесь сильнее метаморфизованы: почти повсеместно цемент песчаников перекристаллизован, рассланцован, содержит новообразование хлорита, серицита, биотита, а иногда и граната.

По р. Цакирке выше дер. Далахай в разрезе джидинской свиты видны (снизу):

| | Мощность, м |
|---|-------------|
| 1. Серые среднезернистые песчаники и филлитовидные сланцы | около 150 |
| 2. Темно-серые филлитовидные сланцы, часто переслаивающиеся с зеленовато-серыми среднезернистыми песчаниками. Мощность прослоев 20—50 см, выше — песчанистые известняки с прослоями серых песчаников и гравелитов | 100 |
| 3. Светло-зеленые известковистые, рассланцованные песчаники с прослоями филлитовидных сланцев и известковистых гравелитов | 200 |
| 4. Черные плитчатые известняки и пепельно-серые известняки с пиритом, смятые в мелкие, опрокинутые на север складки | 250—300 |
| 5. Зеленовато-серые хлорит-карбонатные сланцы с прослоем темно-серых плитчатых известняков мощностью до 30 м и серых филлитовидных сланцев | 150—180 |
| 6. Темно-серые плитчатые известняки с пиритом, кремнистые сланцы и светло-серые, рассланцованные известковистые песчаники | 200 |
| 7. Светло-зеленые среднезернистые известковистые песчаники с прослоями светло-серых кремнистых и карбонатных сланцев | 150 |
| 8. Темно-серые и пепельно-серые известняки с прослоями рассланцованных песчаников с пиритом | 200 |
| 9. Светло-зеленые известковистые песчаники и гравелиты | 300 |

Южное крыло синклинали, обнаженное по р. Цакирке на участке от дер. Утаты до дер. Далахай, сложено более метаморфизованными породами. Разрез джидинской свиты здесь начинается известковистыми гравелитами и биотит-карбонатными полосчатыми сланцами, которые сменяются черными филлитовидными мелкоплойчатыми с пиритом сланцами. Выше обнажаются пепельно-серые биотит-карбонатные сланцы с прослоями известковистых песчаников и черных филлитовидных сланцев; еще выше стратиграфически в метаморфизованных известковистых песчаниках появляются прослой темно-серых мраморизованных известняков и кремнистых пород. У дер. Далахай отложения джидинской свиты интенсивно дислоцированы (рис. 15).

Еще более метаморфизованы породы этой свиты в низовье р. Тотхолты, где они попадают в зону контактового метаморфизма, вызванного гранитоидами Хурликского массива. Здесь обнажаются (снизу):

| | Мощность, м |
|--|-------------|
| 1. Гранат-биотит-кварцевые сланцы с прослоями кварц-биотит-карбонатных и черных углистых сланцев | около 400 |
| 2. Светло-серые плитчатые полосчатые известняки, переслаивающиеся с серицит-углисто-кварцевыми сланцами | 300 |
| 3. Светло-серые полосчатые биотит-карбонатные сланцы, переходящие выше в серые карбонатные слабо полосчатые, пиритизированные сланцы | 350 |
| 4. Монолитные серые и темно-серые известняки с прослоями мощностью до 3—5 м темно-серых, пиритизированных биотит-карбонатных сланцев, зеленовато-серых метаморфизованных песчаников и темно-серых кремнистых пород | 400 |
| 5. Тесно переслаивающиеся полосчатые светло-серые карбонатные сланцы, известняки, биотит-карбонатные сланцы и кремнистые породы | около 100 |

В северо-восточном крыле синклинали в джидинской свите преобладают пепельно-серые известняки с пиритом, с прослоями полосчатых кремнистых пород и гранат-биотит-карбонатных сланцев.

Значительно метаморфизованы также породы в бассейне рек Нуд и Бартой (рис. 16).

Резюмируя данные по джидинской свите, отметим, что она, как правило, имеет флишoidalный характер. При этом наблюдается общая закономерность в изменении ее состава — нижние части разреза более грубозернистые, средние — представлены песчано-сланцевыми и верхние — песчано-сланцево-карбонатными флишoidalными отложениями. Пространственно более грубозернистые отложения тяготеют к юго-западной части Джидинского синклинория, в север-северо-западном направлении увеличивается карбонатность осадков, включая и базальные части свиты.

Известняки джидинской свиты, как правило, кальцитовые, что их отличает от известняков хохюртовской свиты (рис. 17), они часто изобилуют терригенными примесями и обогащены пиритом.

Кремнистые породы, столь характерные для хохюртовской свиты, в джидинской свите встречаются спорадически и главным образом в северо-восточной части Джидинского синклинория, где отсутствует отчетливая граница между названными свитами.

В юго-западной части синклинория, для которой свойственна более резкая смена условий накопления осадков в джидинское время, в отличие от северо-восточной части синклинория наблюдаются стратиграфическое несогласие и отсутствие кремнистых осадков.

Отсутствие данных об угловом и повсеместном стратиграфическом несогласии, а следовательно, о перерыве в осадконакоплении между хохюртовской и джидинской свитами, позволяет относить джидинскую свиту к среднему кембрию, а не к верхнему кембрию — ордовика (Смолянский, 1964). Фаунистически эта свита не охарактеризована, поэтому определение ее возраста базируется только на геологических данных.

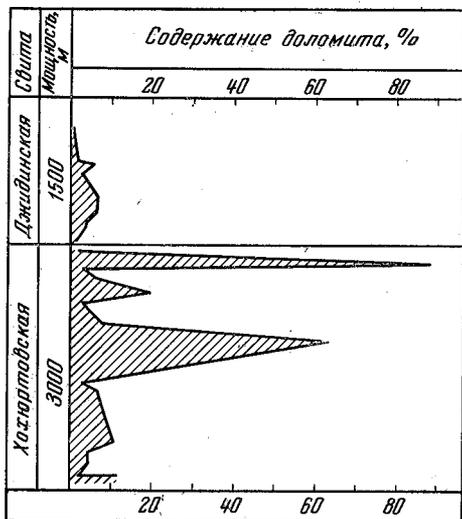


Рис. 17. Диаграмма содержания доломита в хохюртовской и джидинской свитах

Определение истинной мощности джидинской свиты связано с рядом трудностей. Как уже отмечалось, в этой свите, включающей множество мелких ритмов примерно одного и того же состава на фоне сложной моноклиальной складчатости не всюду удается выделить маркирующие горизонты и выявить складки различных порядков, поэтому мощность отложений, как правило, завышалась. Кроме того, на большей площади Джидинского синклинория джидинской свитой завершается разрез кембрия, а условно верхнекембрийские отложения выделяются лишь в одном месте, где они залегают с угловым и стратиграфическим несогласием на хохюртовской и джидинской свитах. Мощность джидинской свиты должна приниматься как видимая. По нашим данным, она колеблется от 1500 до 2500 м.

Аналогом джидинской свиты в Хамар-Дабане является верхняя часть зун-муринской свиты и, по-видимому, шубутуйская свита, выделенная А. А. Шафеевым (1964). Выше указывалось, что мы выделили в верховьях рек Джиды и Зун-Мурина Зун-Муринскую синклиналь, сопряженную с Джидинским синклинорием (Беличенко, Шафеев и др., 1966). Эта и более мелкие синклинали сложены зун-муринской свитой, нижняя часть которой сопоставляется с хохюртовской свитой, а верхняя — с джидинской. Верхняя часть представлена темно-серыми, черными и пепельными известняками с пиритом, с прослоями биотитовых и двуслюдистых сланцев, образовавшихся за счет метаморфизма песчаников и глинистых сланцев. Флишоидность толщи менее отчетлива, так как здесь существенная роль в разрезе принадлежит известнякам, которые, как и известняки джидинской свиты, имеют кальцитовый состав.

Сходство между сопоставляемыми джидинской и зун-муринской свитами значительно затушено метаморфизмом. Зун-Муринская синклиналь находится в зоне очковых альбитовых бластомилонитов. Кроме того, на север в сторону центральной части Хамар-Дабана наблюдается общее повышение регионального метаморфизма. Видимая мощность известняково-сланцевой толщи в зун-муринской свите исчисляется в 1000—1200 м.

А. А. Шафеев сопоставляет с зун-муринской шубутуйскую свиту, лежащую Утуликскую синклиналь. В основании шубутуйской свиты выделяются прослой известняков, мощность и количество которых увеличиваются в западном направлении. Так, суммарная мощность известняков в бассейне рек Хара-Мурина и Солзана 25—30 м, по р. Утулику 180—200 м, а на р. Ангуль известняки преобладают, составляя в сумме 850—900 м. Выше известняков залегает монотонная пачка метаморфизованных песчаников и алевролитов с прослоями черных хлорит-биотитовых сланцев, превращенных в зоне повышенного метаморфизма в биотитовые и тремолит-биотитовые, кордиеритовые сланцы, биотитовые и роговообманково-биотитовые, гранат-биотитовые гнейсы. Мощность шубутуйской свиты 1800—2500 м (Шафеев, 1965).

Карбонатная базальная часть шубутуйской свиты может быть сопоставлена с нижней частью зун-муринской свиты, а следовательно, и с хохюртовской свитой. О тенденции к уменьшению мощности хохюртовской свиты в север-северо-восточном направлении указывалось выше, максимально малой она оказалась по рекам Хара-Мурину и Солзану. Не исключено, что местами известняки выклиниваются совершенно, и в этом случае контакт между корниловской подстилающей и шубутуйской свитами будет скрытым, так как состав этих свит очень близок.

О нижней границе кембрия Джидинского синклиория

Вопрос о нижней границе кембрия Джидинского синклиория издавна является дискуссионным. Как уже указывалось; существуют две точки зрения: 1) в южных отрогах Хамар-Дабана кембрийские образования отделены от подстилающих толщ региональным разломом; 2) отложения кембрия залегают согласно на биту-джидинской свите, возраст которой определялся как верхний протерозой — кембрий.

Как показали наши исследования, при решении этого вопроса нельзя ограничиваться только изучением заведомо кембрийских отложений бассейна р. Джиды, а необходимо привлекать все материалы, касающиеся геологического строения хребта Хамар-Дабана и Южного Прибайкалья, тесно связанных в геологическом развитии.

Выше было показано, что хохюртовская свита нижнего кембрия, фаунистически охарактеризованная, совершенно согласно залегает на терригенно-вулканогенной биту-джидинской свите, которую в связи с этим мы считаем базальной свитой нижнего палеозоя.

Поскольку Зун-Муриную синклираль и более мелкие синклиналильные складки слагают аналоги хохюртовской и джидинской свит, следует считать доказанным более широкое площадное распространение собственно кембрийских отложений, не ограниченное рамками Джидинского синклиория (рис. 18). Аналоги кембрийских отложений установлены за пределами «регионального разлома», отграничивающего кембрий бассейна Джиды от более древних отложений, а сопоставление зун-муринской и шубутуйской свит еще более расширяет возможную площадь распространения кембрийских отложений на севере.

Шубутуйская свита (Шафеев, 1965) совершенно согласно, а местами с постепенными переходами залегает на корниловской, представленной хлорит-серицитовыми, хлорит-биотит-серицитовыми сланцами и уверенно сопоставляющейся с биту-джидинской свитой. Корниловская же в свою очередь согласно перекрывает близкую по составу безымянскую; эти свиты в отдельных местах центрального Хамар-Дабана неотделимы. Безымянская свита, содержащая в основании значительное количество карбонатных прослоев, подстилается терригенно-карбонатной харагольской свитой, сложенной диопсидовыми и роговообманковыми кальцифирами, диопсидовыми и роговообманковыми, биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами и мраморами.

Нижележащая перевальная свита кальцитовых и доломитовых мраморов с прослоями апатит-диопсид-кварцевых пород, роговообманково-пироксеновых сланцев и гнейсов мощностью 400—1200 м и култукская свита гнейсов и сланцев с подчиненными прослоями мраморов (1500 м) также залегают согласно как друг с другом, так и с перекрывающими свитами. Таким образом, в Хамар-Дабане выделяется мощная серия осадочных толщ, согласно залегающих друг на друге. Верхними членами этой серии являются свиты нижнего и среднего кембрия.

Нижние свиты (култукская и перевальная), претерпевшие высокий региональный метаморфизм, издавна считали архейскими и отождеств-

ляли их с заведомо архейскими образованиями Алданского и Анабарского щитов. С такой точки зрения разрез всех вышележащих свит Хамар-Дабана должен был бы включать отложения всех отделов протерозоя. Вместе с тем вышележащие терригенно-сланцевые свиты (часть безымянской и корниловской), как указывалось, почти полностью, за исключением низов безымянской свиты, соответствуют битуджинской свите, которую мы относим к эпохепалеозоя, а шубутуйская — сопоставляется с джиджинским кембрием.

Отсутствие стратиграфического и углового несогласий между слюдянской подсерией и вышележащими толщами отвергает возможность крупной перерыва в осадконакоплении, который по длительности должен был бы соответствовать почти всему протерозою.

Региональные разломы и перерывы в Хамар-Дабане не фиксируются и геофизическими методами, магнитное поле отличается однородностью и весьма слабой дифференцированностью и постепенно сменяется сильно дифференцированными магнитными полями соседних областей (Солоненко, Тресков и др., 1968). Зоны очковых альбитовых blastsомилонитов субширотного простирания, приуроченные к южному крылу Утуликской синклинали и северному крылу Джиджинского синклинория, не являются глубинными образованиями, так как больших смещений по ним не наблюдается, а геофизическими методами они не обнаруживаются. По-видимому, это зоны интенсивного расщепления, состоящие из мелких подвижек, протяженностью до 150 км, шириной до 7—8 км, оконтуривающие с обеих сторон серию куполовидных геоантиклиналей центрального Хамар-Дабана. В их пределах развиты филлитоподобные очковые кварц-альбит-хлоритовые сланцы, в которых альбит образует многочисленные «очки» размером до 3 мм с многочисленными включениями кварца и графита. Альбитовые blastsомилониты образованы главным образом по породам низким и средних ступеней метаморфизма, а в толщах высоких ступеней метаморфизма они сменяются по простиранию серией субпараллельных, сравнительно маломощных зон милонитизации и катаклаза. Последние необходимо относить к более поздним этапам развития раннекаледонской геосинклинали, следовавшим за региональным метаморфизмом.

Как выяснилось, эти зоны не разграничивают разновозрастные комплексы пород, не обнаруживают крупных смещений, локализуясь в разновозрастных толщах.

Основным аргументом при отнесении слюдянской подсерии к архею являлась высокая степень метаморфизма, по традиции считавшаяся характерной только для древнего докембрия.

Исследования последних лет заставляют пересмотреть сложившиеся представления (Шафеев, 1964, 1965). А. А. Шафеевым в Хамар-Дабане и Южном Прибайкалье было показано, что породы, слюдянской и хангарульской подсерий подверглись одноактному региональному метаморфизму, причем степень метаморфизма менялась от зеленосланцевой до гранулитовой фации. Метаморфические зоны, постепенно и закономерно сменяя друг друга, косо, а нередко и поперек секут геологические контуры всех свит хамар-дабанской серии. В Южном Прибайкалье, в области сочленения слюдянской подсерии с более древними образованиями шарыжалгайской серии, метаморфизм достигает начальных стадий гранулитовой фации (субфация роговообманковых гранулитов). Более низкая зона метаморфизма, соответствующая фации альмандиновых амфиболитов и зоне мигматизации, располагается южнее, захватывая все свиты, включая и шубутуйскую. К югу метаморфизм, падая, достигает фации зеленых сланцев, причем слабо метаморфизованными в Центральном и Южном Хамар-Дабане оказались не только верхние члены разреза, но и нижние (харагольская свита). С этим региональ-

ным метаморфизмом, по-видимому, связано и возникновение саянских (хамар-дабанских) гранитоидов (Шафеев, 1965). Эти данные свидетельствуют об однократном метаморфизме, который протекал после накопления осадков шубутуйской свиты, т. е. где-то в среднем кембрии, если принимать приведенное сопоставление свит.

Таким образом, основной довод о древности метаморфизма слюдянской подсерии отвергается новыми исследованиями. Данные абсолютного возраста (Никитина, 1964) также не увязываются с прежними представлениями — соответствующие цифры для образцов пород из свит хамар-дабанской серии колеблются в пределах 306—592 млн. лет.

Непрерывность стратиграфического разреза и одноактность метаморфизма свидетельствуют о сравнительно непродолжительном времени накопления осадков хамар-дабанской серии и их преобразований. Этот интервал мог объединять поздний протерозой, эопалеозой и кембрий (нижний и средний), не более. Верхняя часть разреза (шубутуйская свита) является, как указывалось выше, аналогом кембрийских отложений, средняя (корниловская свита) — эопалеозойской битуджинской свиты, нижняя часть (безмянская, харагольская, перевальная и култукская свиты) должна быть отнесена к позднему протерозою. Сопоставление высокометаморфизованных образований слюдянской подсерии с трехчленным байкальским комплексом Западного Прибайкалья кажется, на первый взгляд, невозможным. Однако, «сняв» метаморфизм, время проявления которого может относиться к ранним каледонидам, мы найдем много общих черт в разрезах слюдянской подсерии и байкальского комплекса Западного Прибайкалья, хотя они и образовывались в разных структурно-фациальных зонах. Култукская свита первично сланцево-карбонатного состава может быть сопоставлена с голоустенской свитой. Перевальная свита известняков и доломитов, в которых были обнаружены проблематичные органические остатки (Елизарьев, 1966), содержащая прослой фосфоритоносных пород (апатит-диопсид-кварцевых), и харагольская, по-видимому, имели мергелистый состав и были близки улунтуйской свите Западного Прибайкалья; безмянская свита и, может быть, нижняя часть корниловской имеют черты сходства с песчано-сланцевой кочергатской свитой. Корниловская свита, являющаяся аналогом битуджинской, может стать стратиграфическим аналогом ушаковской и мотской свит.

Обстановка, сходная с хамар-дабанской, имела место в позднем протерозое в бассейне р. Мамы, где отложения этого возраста подверглись интенсивному региональному метаморфизму, который (Великославинский, Казаков, Соколов, 1963) приурочивается к этапу ранних каледонид. Стратиграфические разрезы метаморфических серий бассейна р. Мамы и хр. Хамар-Дабан также могут быть сопоставлены в общих чертах. Небольшие различия в строении сопоставляемых свит вполне объяснимы различным их положением по отношению к позднепротерозойской геосинклинали. Трехчленный байкальский комплекс накапливался в условиях миогеосинклинали, отложения бассейна р. Мамы и хр. Хамар-Дабан — в краевых зонах эвгеосинклинали.

Предлагаемые сопоставления отложений хр. Хамар-Дабан отражают принципиальную точку зрения автора и требуют дополнительного обоснования. Они приводятся с целью показать несостоятельность и необходимость пересмотра укоренившихся взглядов, положенных в основу всех прежних унифицированных стратиграфических схем Южного и Западного Прибайкалья.

Многие прежние исследователи (П. Е. Луненко, Б. Н. Артемьев, А. И. Агарков и др.) были близки к решению рассматриваемой проблемы, так как обладали фактическим материалом о согласном залегании кембрия на согласно друг с другом залегающих свитах хамар-дабанской

серии и о постепенном снижении метаморфизма с севера, от Байкала, на юг, до р. Джиды. Однако традиционное мнение об архейском возрасте слюдянской подсерии не допускало мысли о столь продолжительном (от архея до кембрия) непрерывном развитии геосинклинали в хр. Хамар-Дабан. Появилось множество вариантов сводных разрезов Хамар-Дабана, в которых, как правило, выделялись все комплексы от архея до кембрия, разделенные региональными разломами. Эти разрезы плохо увязывались с разрезами докембрия соседних районов Саяно-Байкальской горной области и, становясь со временем дискуссионнее, все же продолжали существовать и обсуждаться.

Таким образом, кембрийские отложения (хохюртовская свита и ее аналоги) залегают согласно и образуют единые структуры с подстилающими толщами хамар-дабанской серии, часть из которых соответствует эопалеозою, большая же часть — позднему протерозою. Кембрийские отложения территориально распространены значительно шире, выходя за пределы Джидинского синклиория, в центральные части хр. Хамар-Дабан. Они слагают различных размеров синклинали: Зун-Муринскую, Утуликскую и ряд мелких безымянных. Характерно, что в северном направлении наблюдается замещение известняковых и известняково-эффузивных образований (Джидинского и Зун-Муринского синклиориев) песчано-сланцевыми флишoidalными отложениями (Утуликская синклинали). Отсутствие предкембрийского перерыва в бассейне р. Джиды может быть объяснено «сквозным» развитием Джидинского геосинклинального прогиба от позднего протерозоя (но не архея) до верхнего кембрия. В то время, когда в южной части Джидинского синклиория существовали типично геосинклиальные условия, благоприятные для накопления вулканогенно-карбонатных, кремнисто-карбонатных формаций, в более центральных частях Хамар-Дабана — в краевой части геосинклинали — господствовало стабильное мелководье, где продолжали накапливаться песчано-глинистые осадки, почти неотличимые от подстилающих осадков эопалеозоя. В среднем кембрии условия осадконакопления стали выравниваться на всей территории Западного Забайкалья, что привело к формированию песчано-сланцево-известняковых флишoidalных толщ как в Джидинском синклиории, так и в центральных частях Хамар-Дабана.

Как явствует из всего изложенного, установление нижней границы нижнего палеозоя и, в частности, нижнего кембрия является весьма трудной задачей. Мы предлагаем считать нижней границей кембрия подошву хохюртовской свиты в Джидинском синклиории, подошву зун-муринской свиты в Зун-Муринской синклинали и предположительно подошву шубутуйской свиты в Утуликской синклинали. Биту-джидинскую свиту и ее аналоги следует относить к эопалеозою. Нижняя граница здесь, как правило, не резкая и находится внутри мощной песчано-сланцевой толщ.

Рассматривая вопрос о нижней границе нижнего палеозоя, мы вместе с тем подошли к необходимости пересмотра возраста хамар-дабанской серии, которая не может соответствовать возрастному диапазону от архея до эопалеозоя, как это принято считать, а является верхней частью позднего докембрия.

Удино-Витимская структурно-фациальная зона

Этот район — один из благоприятных для изучения достоверных отложений кембрия. Здесь впервые была обнаружена и определена фауна археоциат из отложений по р. Лево́й Олдынде, а позже по кл. Ульдзуйтую. Тем не менее стратиграфия кембрийских отложений этого района долгое время оставалась неразработанной из-за сравнительно

слабой обнаженности, фрагментарности распространения кембрийских отложений среди обширных полей магматических пород, малочисленности находок фауны и, главное, из-за отсутствия тематических исследований.

Впервые сводный стратиграфический разрез этого района был составлен К. А. Шахварстовой (1948), выделившей в основании высокометаморфизованные породы, представленные различными гнейсами и кристаллическими сланцами, мраморизованными известняками и амфиболитами, которые датируются ею как архей. В кембрии выделяются снизу: 1) конгломераты, 2) хлоритовые сланцы, 3) хлорит-серицитовые сланцы, филлиты с прослоями аркозовых песчаников, 4) белые мелкозернистые известняки с археоциатами, 5) зеленые песчаные сланцы, кварцевые песчаники с пачками известняков. Мощность отложений кембрия оценивается ею до 4000 м.

К верхнему палеозою отнесены бурые аркозовые песчаники и кислые эффузивы.

Позже С. Н. Коровиным, обнаружившим фауну по кл. Ульдзуйтую, нижнепалеозойские отложения подразделялись (снизу):

- а) кварцевые фельзит-порфиры, порфириды и их туфы;
- б) известняки с археоциатами и известковистые сланцы;
- в) красноцветные песчаники.

Более метаморфизованные породы — парагнейсы, амфиболиты, мраморизованные известняки, конгломераты были отнесены им к протерозою.

Более детально отложения кембрия Кыдымит-Заза-Холойского междуречья были изучены сотрудниками Института земной коры (Беличенко и др., 1962). Ими был предложен следующий разрез (снизу):

Мощность, м

Кембрийская система. Кыдымитская серия.
Основание неизвестно.

1. Алданский ярус. Химгильдинская свита:
 - а) нижняя подсвита: полимиктовые и кварцевые песчаники . . . до 1000—1400
 - б) верхняя подсвита: полосчатые светло-зеленые кремнистые и кремнисто-карбонатные, филлитовидные сланцы с линзами известняков, эпидот-кварцевые, эпидот-скаполит-кварцевые роговики, биотит-кварцевые и другие сланцы, альбитофиры, порфиры и их туфы . . . 1000—1300
2. Ленский ярус. Олдындинская свита: известняки с фауной археоциат, губок, с водорослями, переслаивающиеся с диабазовыми порфиридами и их туфами, глинистыми, глинисто-карбонатными сланцами и реже песчаниками . . . до 2900—3100
3. Иташинская свита (Ст₃): красноцветные песчаники, конгломераты и сланцы . . . 1500

В последние годы при проведении поисковых и разведочных работ этот разрез был детализирован и несколько изменен (Дворкин-Самарский, Язмир, 1964; Волколаков, Бутов и др., 1966). Изменения коснулись главным образом терригенных отложений химгильдинской свиты.

Ю. П. Бутов, Б. А. Долматов, Э. Н. Зеленый, В. П. Приходько, М. М. Язмир в олдындинскую свиту включили все вулканогенные образования, относимые нами к химгильдинской свите. Возраст песчано-сланцевых отложений химгильдинской свиты ими пересмотрен. Основываясь на изучении разрезов кембрия по кл. Хулуда и р. Химгильде, они пришли к выводу о согласном залегании химгильдинской свиты на олдындинской.

Появление в Удино-Витимской зоне песчано-сланцевых отложений флишоидного типа, залегающих выше фаунистически охарактеризованных, вполне приемлемо и закономерно, судя по другим районам раннепалеозойской Забайкальской складчатой области (Джидинский, Боксон-Сархойский районы). Однако установленным является и тот факт,

что фаунистически охарактеризованные отложения в Западном Забайкалье подстилаются песчано-сланцевыми отложениями, подобными химгильдинским (бассейн рек Ямбуя и Джиды).

Не оспаривая правоту упомянутых исследователей в решении вопроса о стратиграфическом положении химгильдинской свиты, мы остаемся на прежних позициях до появления дополнительных фактических данных о взаимоотношении олдындинской и химгильдинской свит.

Химгильдинская свита. Ее стратотипический разрез обнажен по кл. Химгильде, левому притоку р. Алянки, и в верховьях р. Лево́й Олдынды. Отложения этой свиты, так же как и других свит кембрия, не имеют широкого распространения. Как правило, они образуют ксенолиты различных размеров среди громадного поля гранитоидов. Химгильдинская свита включает породы, относившиеся прежними исследователями к разновозрастным комплексам: архейскому, протерозойскому и кембрийскому (Шахварстова, 1948; Салоп, 1964). Высокометаморфизованные породы, представленные кварц-биотитовыми, роговообманковыми, роговообманково-пироксеновыми сланцами и гнейсами, как выяснилось, тяготеют к верховьям рек Кыдымита, Оны и Мылдылгена, т. е. к зоне интенсивного метаморфизма, описание которой будет дано ниже. К юго-востоку они постепенно сменяются менее метаморфизованными отложениями кл. Химгильды и Заза-Холойского водораздела.

В нижней части разреза описываемая свита сложена аркозовыми и кварцевыми песчаниками светло-зеленого и светло-серого цвета с редкими прослоями мелкогалечных конгломератов. Обломочная их часть состоит из окатанных зерен кварца, плагиоклаза и калиевого полевого шпата, сцементированных мелкозернистой массой кварца и полевых шпатов. Цемент имеет структуру механического заполнения пор или базальную, местами регенерационную, когда в зависимости от степени метаморфизма присутствуют чешуйки серицита и хлорита или биотита и мусковита. Структура песчаников бласто-псаммитовая, бласто-алеврито-псаммитовая или лепидогранобластовая, порфиrolепидобластовая. Стратиграфически выше в песчаниках появляются прослои светло-зеленых тонкополосчатых сланцев, которые затем становятся господствующими. Среди сланцев выделяются скаполит-биотит-кварцевые, актинолит-эпидот-кварцевые, эпидот-кварцевые, биотит-актинолит-кварцевые. Мощность всей песчано-сланцевой пачки около 300—400 м.

Вышеležащие филлитовидные зеленовато-серые сланцы представлены актинолит-карбонатно-кварцевыми, хлорит-карбонатно-кварцевыми, биотит-карбонатно-кварцевыми, эпидот-хлорит-актинолит-кварцевыми разностями. Структура их гранолепидобластовая, бласто-псаммитовая, очковая гранолепидобластовая, микронематогранобластовая. Среди сланцев имеются прослои известняков.

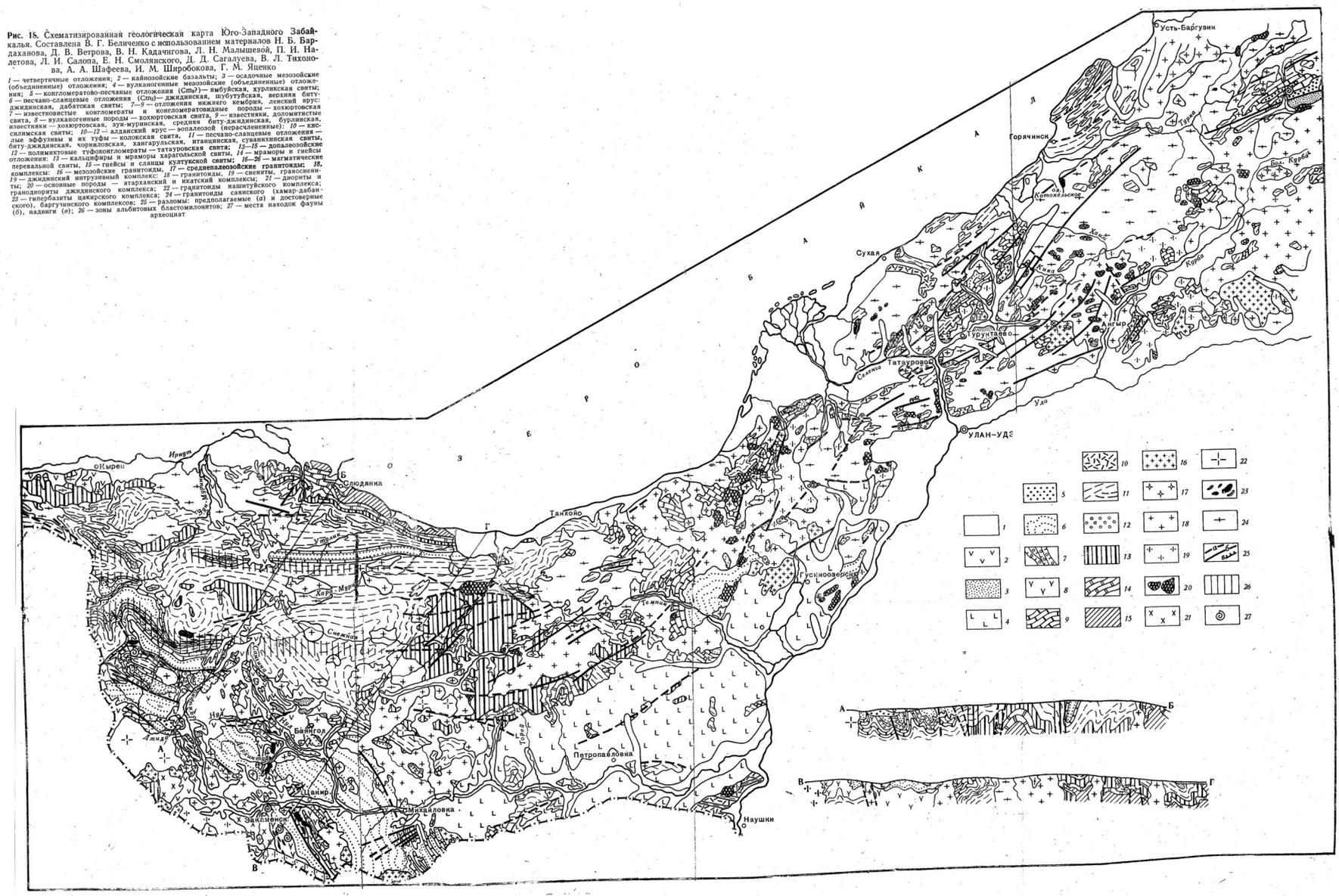
В верхней части свиты встречаются альбитофиры, кварцевые альбитофиры, кварцевые порфиры их туфы. В некоторых разностях наблюдаются таблитчатые вкрадленники альбита, альбитизированного плагиоклаза и кварца.

Литокристаллокластические туфы состоят из остроугольных, иногда несколько окатанных обломков кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, карбоната и эффузивных пород (альбитофиров и кварцевых порфиров). Цемент образован криптозернистым агрегатом кварца, полевого шпата и рудной пыли.

На Субэ-Ульдзуйском водоразделе в свите преобладают эффузивы и их туфы с линзами известняков, в которых обнаружены археоциаты алданского яруса. В ядре антиклинальной складки по кл. Субэ выходят песчаники нижней части свиты. Сланцы играют весьма подчиненную роль и представлены темно-зелеными филлитами и полосчатыми светло-зелеными кремнистыми и кремнисто-карбонатными сланцами.

Рис. 18. Схематизированная геологическая карта Юго-Западного Забайкалья. Составлена В. Г. Беличенко с использованием материалов Н. Б. Бардаханова, Д. В. Ветрова, В. Н. Кадачигова, Л. Н. Малышевой, П. И. Наделова, Л. И. Салова, Е. Н. Смолянского, Д. Д. Салтаева, В. Л. Тахомирова, А. А. Шафеева, И. М. Шарокова, Г. М. Яценко

1 — четвертичные отложения; 2 — кайнозойские базальты; 3 — осадочные мезозойские (объединенные) отложения; 4 — вулканические мезозойские (объединенные) отложения; 5 — конгломерато-песчаные отложения (Спир) — амурская, хуринская свиты; 6 — песчано-глинистые отложения (Спир) — джиданская, шубутуйская, верхняя бату-джиданская, дубатская свиты; 7 — отложения нижнего юрского, лесной и тунгусской свиты; 8 — известняки, доломитистые сланцы, известняки — козюровская, зун-муринская, средняя бату-джиданская, борзинская свиты; 9 — известняки, доломитистые сланцы, известняки — козюровская, зун-муринская, средняя бату-джиданская, борзинская свиты; 10 — известняки, доломитистые сланцы — альпийская, южная, юго-западная (нерасчлененные); 11 — известняки, доломитистые сланцы — альпийская, южная, юго-западная (нерасчлененные); 12 — известняки, доломитистые сланцы — альпийская, южная, юго-западная (нерасчлененные); 13 — известняки, доломитистые сланцы — альпийская, южная, юго-западная (нерасчлененные); 14 — известняки, доломитистые сланцы — альпийская, южная, юго-западная (нерасчлененные); 15 — известняки, доломитистые сланцы — альпийская, южная, юго-западная (нерасчлененные); 16 — известняки, доломитистые сланцы — альпийская, южная, юго-западная (нерасчлененные); 17 — известняки, доломитистые сланцы — альпийская, южная, юго-западная (нерасчлененные); 18 — известняки, доломитистые сланцы — альпийская, южная, юго-западная (нерасчлененные); 19 — известняки, доломитистые сланцы — альпийская, южная, юго-западная (нерасчлененные); 20 — известняки, доломитистые сланцы — альпийская, южная, юго-западная (нерасчлененные); 21 — известняки, доломитистые сланцы — альпийская, южная, юго-западная (нерасчлененные); 22 — известняки, доломитистые сланцы — альпийская, южная, юго-западная (нерасчлененные); 23 — известняки, доломитистые сланцы — альпийская, южная, юго-западная (нерасчлененные); 24 — известняки, доломитистые сланцы — альпийская, южная, юго-западная (нерасчлененные); 25 — известняки, доломитистые сланцы — альпийская, южная, юго-западная (нерасчлененные); 26 — известняки, доломитистые сланцы — альпийская, южная, юго-западная (нерасчлененные); 27 — известняки, доломитистые сланцы — альпийская, южная, юго-западная (нерасчлененные).



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

В верхней части разреза кислые эффузивы сменяются средними, а затем и основными эффузивами. Характерно, что количественно эффузивы подчинены туфам. Как эффузивы, так и туфы сильно изменены вторичными процессами (диагенез и начальная степень метаморфизма) и часто трудно определимы.

Химгильдинская свита отличается непостоянством состава. В направлении к югу от р. Лево́й Олдынды наблюдается увеличение мощности (до 600—800 м) и разнообразия эффузивных пород, тогда как в бассейне р. Оны они играют весьма подчиненную роль или совершенно выклиниваются. Здесь химгильдинская свита сложена биотит-кварц-карбонатными, плагиоклаз-пироксен-карбонатными сланцами и метаморфизованными песчаниками.

Видимая мощность химгильдинской свиты оценивается в 2000—2400 м. Возраст отложений в большинстве случаев фаунистически не охарактеризован, определяется в какой-то мере условно. Нижняя часть свиты, по-видимому, может соответствовать верхам эокембрия, верхняя же — алданскому ярусу нижнего кембрия.

Основание химгильдинской свиты не вскрывается в описываемом районе, а с вышележащей олдындинской свитой, содержащей фауну ленского яруса, она залегает согласно, дислоцирована в том же плане и прорвана интрузиями одних и тех же комплексов. Абсолютный возраст сланцев, определенный калий-аргоновым методом¹, исчисляется в 540—565 млн. лет. Аналогами химгильдинской свиты являются битуджинская, корниловская, хангарульская свиты в хр. Хамар-Дабан, итанцинская свита — в Морском хребте, суванихинская свита — на Витимкан-Кыдымитском водоразделе.

Олдындинская свита, состоящая из известняков и различных эффузивов, распространена по р. Лево́й Олдынде, по кл. Ульдзуйтую, Хулуде, правому притоку р. Витима, ниже устья р. Зазы. Кроме того, к олдындинской свите мы относим известняки верховьев рек Оны и Мылдылгена, хотя остатки кембрийской фауны в них пока не обнаружены.

Одним из опорных разрезов кембрия Байкальской горной области издавна являлся разрез по р. Лево́й Олдынде, где фауна археоциат была найдена еще в 1933 г. А. Ф. Колесовым. Этот участок впоследствии изучался А. К. Гусевой, К. А. Шахварстовой, К. П. Калининой, В. Г. Беличенко, В. В. Скрипкиной, А. Н. Булгатовым, М. М. Язмиром и др.

В трактовке геологического строения этого участка существуют в настоящее время разногласия. Мы (Беличенко и др., 1962) так же, как и К. А. Шахварстова, считаем, что олдындинская свита залегает на терригенно-вулканогенных породах химгильдинской свиты, образуя синклинали субширотного простирания. По данным А. Н. Булгатова, изучавшего олдындинскую свиту в бассейне р. Лево́й Олдынды, под известняками с фауной выделяются серые и темно-серые песчаники, зеленые, зеленовато-серые хлорит-эпидотовые, эпидотовые, хлорит-актинолитовые, хлорит-серицитовые сланцы с прослоями гравелитов, песчаников, известняков, которые выше перекрываются метаморфизованными порфиритами, фельзитами, плагионорфиритами и их туфами.

Другая группа геологов (М. М. Язмир, Б. Н. Долматов, Ю. С. Тарасов и др.), как уже указывалось, относит химгильдинскую свиту к среднему кембрию, считая залегание химгильдинской свиты моноклинальным и отрицая наличие синклинальных складок, сложенных олдындинской свитой. Для ликвидации разногласия нужны дополнительные исследования. Пока же в пользу более высокого стратиграфического положения олдындинской свиты имеется большее или равное количество фактов, поэтому мы придерживаемся прежней точки зрения.

¹ Определение абсолютного возраста производилось в Геологическом институте АН УССР под руководством Н. П. Семененко (Семененко, Котловська, Демиденко, 1961).

По р. Лево́й Олды́нде вскрыта самая нижняя часть олды́ндинской свиты. На рассланцованных альбитофирах и их туфах залегают тонкозернистые светло-серые с розовым и зеленоватым оттенком известняки, которые образуют линзы и прослои мощностью до 100 м. Они содержат обильные остатки археоциат. Из наших сборов в самых верховьях р. Лево́й Олды́нды (Беличенко, Чернов, Журавлева, 1960) определены: *Coscinyathus simplex* Vol., *C. sp. nov.* (с пузыристой тканью), *C. cornucopiae* Born., *Ajacityathus* sp., *A. cf. amplus* (Vol.), *Protopharetra* sp., *P. bipartita* Vol., *P. vesiculosa* Born., *Archaeolythus* sp., *Bacatocyathus* sp., *Tabulacyathus* sp., *Ethmophyllum* sp. nov.

А. Г. Гарифулиным в низовьях р. Лево́й Олды́нды в кремовых мелкозернистых известняках, рассеченных многочисленными прожилками крупнозернистого кальцита, были обнаружены: *Ajacityathus* sp., *Coscinyathus simplex* Vol., *C. ? sp.*, *Loculicyathus membranivestites* Vol., *Protopharetra bipartita* Born.

Севернее этих находок А. Н. Булгатовым были собраны археоциаты, определенные А. Г. Вологдиным как *Ajacityathus proskurjakovi* Toll., *A. multiseptatus* Vol., *Coscinosyathus dianthus* Born. *C. cf. elongatus* Vol., *C. cf. corbicula* Wallcott, *Loculicyathus cf. tolli* Vol., *Archaeocyathus cf. atlanticus* Billings, *Tabulacyathus* sp., *Taylorcyathus* sp., *Rhabdochema* sp., *Hyalites* sp., *Poletaevacyathus* sp.

Известняки перекрываются измененными спилитами, диабазовыми и андезитовыми порфиритами и их туфами. Это темно-зеленые рассланцованные породы с порфиробластами полевых шпатов и темноцветного минерала. Структура их бластопорфировая с бластоофитовой основной массой, реликтовая, порфировая и диабазовая. В диабазовых порфиритах вкрапленники представлены таблитчатыми или несколько округлыми зернами размером до 2,5 мм, альбитизированного, карбонатизированного, серицитизированного плагиоклаза. Двойниковое строение почти полностью затушевано. Темноцветные минералы превращены в агрегат карбоната, хлорита, глинистого вещества. Основная масса сложена зернами плагиоклаза, промежутки между которыми заполнены чешуйками хлорита и гидроокислами железа. Андезитовые порфириты характеризуются криптокристаллической основной массой, в которой выделяются редкие вкрапленники полуразрушенных альбитизированных плагиоклазов, имеющих форму оплавленных табличек. Темноцветные минералы сохраняют первичную удлиненно-призматическую форму. Основная масса сложена криптокристаллическим агрегатом альбита, редко кварца, карбоната, чешуек хлорита, серицита и рудной пылью.

В состав кварцевого диабазового порфирита входят измененный плагиоклаз, замещенный хлоритом и карбонатом, темноцветный минерал образует порфировые вкрапленники таблитчатой формы с округлыми очертаниями, кварц встречается в единичных изометричных зернах в основной массе.

Среди вулканогенно-обломочных пород, часто встречающихся в пачке эффузивов, выделяются измененные литокристаллокластические туфы, туффиты и карбонатизированные туфосланцы. Литокристаллический туф состоит из остроугольных неправильной формы обломков плагиоклаза, реже кварца и порфиритов. Основная связующая масса неполяризующая светло-зеленая (в проходящем свете), иногда замещена хлоритом и карбонатом. Туффиты отличаются полосчатой текстурой, обусловленной чередованием прослоев, обогащенных терригенным материалом, и прослоев, состоящих почти исключительно из тонкозернистого туфа.

Несколько более полный разрез олды́ндинской свиты вскрывается по кл. Хулуде, первому правому притоку р. Витима, ниже устья р. Зазы. Начиная примерно с устьевой части ключа вверх по его долине породы олды́ндинской свиты обнажаются на протяжении примерно 4 км. Разрез

начинается с порфиринов, которые образуют то линзы в известняках, то довольно мощные (до 75—80 м) пластовые тела.

Порфириды андезитовые имеют миндалекаменную текстуру, порфировую структуру с гиалопилитовой основной массой. Миндалины округлой удлиненной и неправильной линзовидной формы выполнены кальцитом и реже цеолитом. Вкрапленники представлены измененным зональным плагиоклазом табличатой формы. Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза, погруженных в разложенный стекловатый мезостазис альбит-хлоритового состава. Микролиты явно преобладают над связующей массой. Темноцветный минерал, вероятно роговая обманка, призматически листоватой формы нацело замещен актинолитом и роговой обманкой. Рудное вещество концентрируется вокруг миндалин.

В контакте известняков с порфиритами имеются маломощные конгломератовидные породы, состоящие из шаровых образований порфирита размером от нескольких миллиметров до 4—5 см и карбонатного цемента.

Известняки на этом участке имеют светло-серый и белый цвет, значительно мраморизованы. В известняках кроме порфиринов имеются маломощные прослойки и линзы светло-зеленых кварц-эпидот-карбонатных сланцев и гематит-карбонат-кварцевой породы. Общая видимая мощность описанной пачки 350—400 м.

Выше по ключу обнажаются различного состава сланцы, взаимоотношение которых с вышеописанными породами не совсем отчетливое, так как контакт между ними тектонический. Мы считаем, что сланцы являются составной частью олдындинской свиты и образуют сланцевый горизонт мощностью 450 м. Однако, по представлениям М. М. Язмира, Ю. П. Бутова и других, эти сланцы входят в состав свиты, перекрывающей олдындинскую свиту и относящейся условно к среднему кембрию. Нижняя граница этой свиты проводится по подошве упомянутых выше конгломератов.

Еще выше по ключу обнажаются монолитные известняки мелко- и среднезернистые, светло-серые и белые, в отдельных участках розовые. В розовых известняках нами были обнаружены многочисленные остатки археоциат хорошей сохранности, водорослей и оолитоподобных железистых образований (Беличенко, Комаров и др., 1962). Мощность известняков 800—850 м. Известняки перекрываются конгломератами иташинской свиты, в гальке которых найдены известняки с археоциатами.

В 1960 г. по этому же ключу были проведены сборы фауны И. Т. Журавлевой и в 1959 г. Б. А. Доломатовым. По заключению И. Т. Журавлевой, собранные археоциаты характеризуют следующие комплексы:

1. Базаихский (нижний) — вблизи устья р. Хулуда и примерно в 2 км выше: *Archaeolynthus* sp., *Ajacyathus khemtschikensis* (Vol.), *A.* sp., *Robustocyathus* sp., *Dictyocyathus?* sp., *Szeczyathus?* sp., *Ethmophyllum* sp.

2. Базаихский (верхний): *Ajacyathus* sp., *Archaeolynthus* sp., *Robustocyathus* sp., *Tumulocyathus pustulatus* Vol., *Ethmophyllum* sp., *Kijacyathus* sp. n., *Carinocyathus* sp. n., *Nochoroicyathus spinosus* (Vol.), *Clathricoscinus* sp., *Protopharetra laqueata* Vol., *Dictyocyathus tvaensis* Vol., обильные водоросли, брахиоподы, трилобиты (сечения в шлифах);

3. Комплекс, близкий санаштыкгольскому: *Archaeolynthus tubexter-nus* (Vol.), *A. nalivkini* (Vol.), *Dokidocyathus* sp., *Ajacyathus khemtschikensis* (Vol.), *A.* sp., *Tumulocyathus pustulatus* Vol., *T.* sp., *Robustocyathus* sp. n., *Leptosocyathus* sp., *Rossoicyathella* sp. n., *Ethmophyllum regulare* Vol., *Ethmophyllum vermiculatum* Vol., *Kijacyathus chomentovskii* Zhur., *K.* sp., *Coscinocyathus dianthus* Born., *Formosocyathus* sp. n., *Nochoroicyathus* sp. n., *N. spinosus* (Vol.), *Geocyathus* sp. n., *Composicyathus* sp. n., *Ethmophyllidae* gen. et. sp. n., *Porocyathus* sp., *P. mirabilis* (Zhur.), *Loculicyathus membranivestites* Vol., *Syringocnematidae* gen. et. sp. n.,

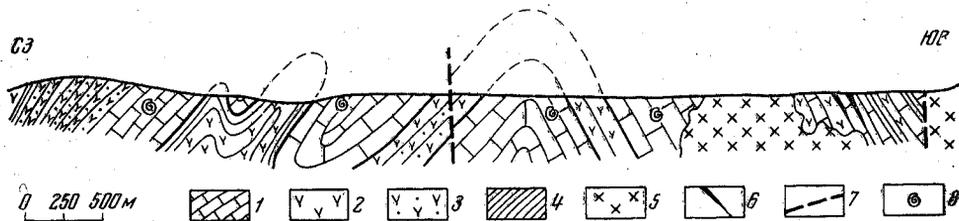


Рис. 19. Разрез олдындинской свиты (Ст₁) по ключу Ульдзуйтую.

1 — известняки; 2 — основные и средние эффузивы; 3 — туфы и туфопесчаники; 4 — туфосланцы, глинистые сланцы; 5 — диориты витимканского комплекса; 6 — линзы гематит-магнетитовых пород; 7 — разломы; 8 — местонахождение фауны археоциат

Paranacyathus sp., *Protopharetra lagueata* Vol., *P. ertaschkense* Vol., *Dicyocyathus* sp., *D. tuvaensis* Vol.

Опорным является разрез по кл. Ульдзуйтую, который начинается известняками, обнажающимися на развилке ключа в ядре антиклиналей и содержащими обильные остатки археоциат, определенные И. Т. Журавлевой как *Ajacyathus* sp., *A. ijizkii* (Toll.), *A. khemtschikensis* (Vol.), *A. salebrosus* (Vol.), *Uralocyathus* sp., *Coscinocyathus cornucopiae* Born., *Leptosocyathus regularis* Vol., *Loculicyathus tolli* Vol., *Protopharetra bipartita* Vol., *P. vesiculosa* Born., *Tumulocyathus* sp., *Archaeolynthus* sp. Кроме того, в известняках обнаружены водоросли *Renalcis*, *Razumovskia*, *Epiphyton* и спикеры губок.

Ниже по ключу (рис. 19), но стратиграфически выше, залегают розовые и белые мелкозернистые известняки с археоциатами хорошей сохранности: *Archaeolynthus solidimurus* (Vol.), *Leptosocyathus regularis* Vol., *Ajacyathus ijizkii* (Toll.), *Ethmophyllum* sp., *Asacyathus* sp., *Archaeofungia* sp.

Известняки сменяются эффузивами, иногда рассланцованными, образующими довольно мощную залежь. Среди эффузивов выделяются диабазовые порфириды и кератофиры. Первые имеют диабазовую структуру. На фоне основной мелкозернистой массы, состоящей из плагиоклаза и ксеноморфных зерен рудного минерала, выполняющего промежутки между лейстами плагиоклаза, располагаются таблитчатые вкрапленники андезина, по которому развиваются альбит, карбонат и хлорит. Редкие миндалины выполнены кварцем и лучистым цеолитом. Кератофиры имеют микросферную текстуру, порфирную структуру с ортофировой основной массой. Шаровые образования размером 0,5—0,7 см состоят из мелкозернистого агрегата кварца и слюдистого минерала. Цементирующая масса состоит из кварца, альбита и калиевого полевого шпата.

Между порфиридами и вышележащими известняками залегают маломощные своеобразные конгломератовидные породы, состоящие из однородной порфиритовой «галки», округлой или несколько сплюсненной до 10—15 см в диаметре, и карбонатного цемента. В этом цементе имеются археоциаты довольно хорошей сохранности. Эти породы аналогичны конгломератовидным породам, встреченным по кл. Хулуде. Их образование было, по-видимому, связано с подводными излияниями лав и образованием шаровой отдельности. Отдельные шаровые обособления, будучи еще мягкими, могли перемещаться (Заварицкий, 1946). Пространство между ними заполнялось карбонатными осадками с археоциатами, жившими в этом морском бассейне. Под тяжестью перекрывающих осадков шаровые образования, часть которых еще не совсем затвердела, сплюсцивались.

Выше конгломератовидных пород лежат розовые известняки с обильной фауной археоциат, перекрываемые в свою очередь пачкой туфослан-

цев, глинисто-карбонатных сланцев, переслаивающихся со средне- и мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками, красными яшмовидными породами, измененными литокристаллокластическими, кристаллокластическими и агломератовыми туфами. Окрашены эти породы в светло-зеленый, а местами в красный и малиново-красный цвет. Агломератовые туфы приурочены к нижней части пачки. Обломочная их часть представлена окатанными и угловатыми обломками известняка, иногда таблитчатой формы, и кристаллокластического туфа. Цементирующая туфовая масса преобразована в крипнокристаллический агрегат карбоната, кварца, полевого шпата и лучистого хлорита.

Литокристаллокластические туфы полевошпатовых порфиритов состоят из обломков серицитизированных и карбонатизированных полевых шпатов, часто таблитчатой формы, кварца и разрушенных эффузивов. Связующая масса представлена мелкими зернами полевых шпатов, карбоната и чешуйками серицита. Карбонатизированные туфосланцы и слабо метаморфизованные песчаники тяготеют к верхней части пачки, породы которой слагают синклинальную складку.

Выше по гребню обнажаются светло-серые, белые, иногда розоватые средне- и мелкозернистые известняки, содержащие в отдельных участках мелкокристаллический флюорит. Эти известняки содержат остатки археоциат: *Loculicyathus membranivestites* Vol., *Archaeolynthus khemtschikensis* (Vol.), *Ethmophyllum* sp., *Uralocyathus* sp. и водорослей *Epiphyton*. Здесь в 1960 г. И. П. Журавлевой дополнительно собраны археоциаты: *Archaeolynthus solidimurus* (Vol.), *A. naliokini* (Vol.), *Uralocyathus irregularis*, *U. callosus* Vol., *Rhabdodynthus* sp., *Leptosocyathus cf. curviseptatus* (Vol.), *Cyclocyathellidae?* sp., *Botomocyathidae?* sp., *Robustocyathus* sp., *Coscinocyathus poliseptatus* sp. n., *C. sp.*, *C. dianthus* Born., *Protopharetra* sp., *Bicyathus* sp., *B. ertaschkensis* Vol., *Dictyocyathus* sp., *D. tuvaensis* (Vol.), *Tabulacyathidae?* sp.

В некоторых образцах встречены редкие сечения трилобитов и брахиопод.

Кроме указанных форм, И. Т. Журавлевой был встречен в двух небольших изолированных выходах брекчированных известняков комплекс археоциат, близкий к санаштыжгольскому: *Rhabdocyathellidae* sp., *Archaeolynthus solidimurus* Vol., *A. tubexternus* (Vol.), *Uralocyathus callosus* (Vol.), *Ajacyathus* sp., *A. khemtschikensis* (Vol.), *Tumulocyathus pustulatus* Vol., *Leptosocyathus* sp., *L. polyseptus* (Latin.), *Ethmophyllum* sp., *Robustocyathus* sp. n., *R. peleducicus* Zhur., *Geocyathus botomaensis* Zhur., *Russocyathus* sp. n., *Ethmophyllum disparvallum* Vol., *Rossocyathella* sp. n., *Kijacyathus chomentovskii* Zhur., *Coscinocyathus spinosus* sp. n., *Porocyathus mirabilis* Zhur., *Nochoroicyathus ex gr. spinosus* (Vol.), *Annulocyathus* sp., *Loculicyathus artus* Vol., *Dictyocyathus tuvaensis* Vol., *D. sp. n.*, *Szeczyathus cylindricus* Vol.

Совместно с археоциатами обнаружены раковины моллюсков рода *Vagenovia*, характерного для санаштыжгольского горизонта, трилобиты и спиккулы губок.

По кл. Ульдзуйтую среди известняков господствуют кальцитовые разности часто со значительным содержанием кремнезема (до 6,86—14,68%). Мощность олдындинской свиты по кл. Ульдзуйтую оценивается в 2900 м¹.

На известняках залегают агломератовые и литокристаллокластические туфы порфиритов с маломощными линзами глинистых и карбонатных сланцев. Для отдельных туфов характерны железистый цемент и вкрапленность гематита. Породы этой пачки широко распространены за пределами кл. Ульдзуйтуй на Субэ-Ульдзуйтуйском водоразделе.

¹ Прежде мы указывали несколько завышенную мощность (Беличенко и др., 1962).

В 1957 г. в левом борту кл. Ульдзуйтуя в эффузивно-туфовой пачке В. В. Скрипкиной были обнаружены гематитово-магнетитовые руды, которые, как выяснено в последующие годы (Д. В. Ветров, Крупский А. А.), имеют широкое распространение в Курба-Еравнинском районе. Генетически эти руды тесно связаны с эффузивно-известняковыми отложениями нижнего кембрия.

В олдындинской свите по кл. Ульдзуйтую, по заключению И. Т. Журавлевой, присутствуют археоциаты базаихского (нижнего и верхнего) комплекса и в меньшем количестве археоциаты, близкие к санаштык-гольскому комплексу. Приведенные разрезы олдындинской свиты очень близки по составу, приурочены они к единой структурно-фациальной зоне, отличающейся интенсивным проявлением подводного вулканизма на протяжении всего нижнего кембрия.

Близкими к описанным являются породы, наблюдаемые по р. Джидотой, правому притоку р. Витима (ниже с. Романовки). Из-за значительного контактового метаморфизма отложения этого участка прежде условно относились к протерозою.

Видимая часть разреза начинается полосчатыми ороговикованными сланцами и светло-зелеными метаморфизованными песчаниками, в отдельных прослоях кварцитовидными, которые сменяются эпидотизированными светло-зелеными гравелитами и конгломератами. Конгломераты состоят из плохо отсортированной и плохо окатанной гальки размером от нескольких миллиметров до 4—5 см, представленной главным образом эффузивами, реже кварцем и гранитами, и туфового цемента. Выше по течению обнажаются сильно измененные эффузивные породы, контактирующие с гранитоидами джидинского комплекса. Далее за гранитами следуют туфобрекчии, полосчатые туфосланцы, полосчатые амфиболовые сланцы, темно-зеленые рассланцованные порфириды и альбитофиры, красные яшмовидные и магнетит-гематитовые породы. На этих породах залегают светло-серые, розовые, темно-серые битуминозные известняки, различно раскристаллизованные.

Таким образом, на этом участке обнажаются аналоги верхней части химгильдинской и самой нижней части олдындинской свит. Иная картина наблюдается при движении на запад-северо-запад от Еравнинских озер. Из состава олдындинской свиты исчезают эффузивные породы. В бассейне рек. Оны, Мылдыгена и Курбы, где обнажены, по-видимому, нижние части олдындинской свиты, она представлена белыми, светло-серыми и серыми, местами мраморизованными известняками с прослоями различных сланцев. Эти разрезы уже более сопоставимы с известняковой свитой бассейна р. Ямбуя, условия образования которой существенно отличались от Удино-Витимской зоны.

Окраинная зона эвгеосинклинали

Эта зона отличается своеобразными чертами, которые возникли в связи с периферическим ее положением в Алтае-Саяно-Забайкальской геосинклинальной системе. Протягивается она вдоль Байкало-Витимской краевой геоантиклинали от Восточного Саяна через Морской хребет, Витимское плоскогорье до Верхне-Ангарской горной страны.

Разрезы нижнего палеозоя окраинной зоны весьма сходны даже на значительном расстоянии, что облегчает их сопоставление. Вместе с тем неравномерное распределение фауны, а также значительный метаморфизм пород на отдельных участках препятствуют выделению синхронных отложений.

В северо-восточной части Хамар-Дабана выделена иройская толща, сопоставляемая с отложениями кембрия Джидинского синклинория (Налетов, 1961). Иройская толща обнажается по р. Иро, Урме и Удунге, правым притокам р. Темник, занимая небольшие участки среди мезозойских эффузивных образований. Она изучалась Н. И. Фоминым, П. М. Клевенским, П. И. Налетовым, а в последние годы Н. Б. Бардахановым, Д. Д. Сагалуевым и др. П. М. Клевенским иройская толща подразделялась на три горизонта (снизу): 1) **кристаллические известняки**, 2) **кристаллические сланцы**, 3) **кварциты и метаморфизованные песчаники** общей мощностью до 2 км. Взаимоотношения толщи с другими осадочными образованиями не были установлены, органические остатки не найдены, поэтому П. М. Клевенский отнес ее условно к нижнему палеозою. Н. И. Фомин, изучая разрезы осадочно-метаморфических пород по р. Темнику, выделял карбонатную свиту протерозоя, в которую включал и иройскую толщу. П. И. Налетов (1961) указывал на ее сходство с джидинской свитой кембрия. Эта двойственность в определении возраста иройской свиты осталась и до настоящего времени. Так, Д. Д. Сагалуев и Н. Б. Бардаханов, проводя геологическую съемку в бассейне р. Темника, отнесли иройскую свиту к кембрию, но в то же время указали на очень большое ее сходство с темникской свитой верхнего протерозоя.

В 1963 г. И. И. Панов и Н. Б. Бардаханов включили породы иройской свиты в темникскую свиту верхнего протерозоя, ликвидировав, как казалось, возникшие неувязки. Ими выделены в бассейне Темника две свиты:

1. **Темникская свита**, которая подразделяется на две подсвиты:

а) нижнюю подсвиту кристаллических известняков, кальцифиров, известняково-кремнистых, пироксеновых, амфибол-пироксеновых сланцев и б) верхнюю подсвиту полосчатых карбонатных сланцев, известковистых песчаников с линзами известняков, кальцифиров, пироксеновых и амфибол-пироксеновых сланцев;

2. **Биту-джидинская свита** серицит-хлоритовых, серицит-биотитовых сланцев, песчаников с прослоями известняков и силлиманит-биотитовых сланцев.

В известняках темникской свиты в бассейне р. Мардетуй (левый приток р. Темника) ими были обнаружены ступковые образования, по мнению М. М. Язмира, напоминающие *Renalcis*, условно названные им *Algae gen. et. sp. nov.*

На составленной Н. Б. Бардахановым схеме (рис. 20) показано, что нарастание степени регионального метаморфизма происходит в северо-западном направлении, причем границы зон секут геологические контуры. Прежде породы высоких ступеней метаморфизма относились к темникской свите, а породы фации зеленых сланцев — к иройской.

Наши исследования подтвердили данные Н. Б. Бардаханова о единстве иройской и темникской свит и в то же время показали, что иройская включает также аналоги биту-джидинской свиты. По нашим данным, нижняя часть иройской свиты сложена серыми биотитовыми полосчатыми сланцами, метаморфизованными серыми и темно-серыми песчаниками, переслаивающимися с биотит-амфибол-карбонатными и черными филлитовидными сланцами, обнаженными в истоках рек Урмы и Иро и прослеживаемыми на северо-запад к долине р. Темника. Эта свита смята в складки северо-западного простирания различных размеров вплоть до плейчатости. Изученные нами разрезы нижней части иройской свиты очень близки по литологическому составу к разрезам биту-джидинской свиты по р. Биту-Джиде. Ниже по течению р. Иро назван-

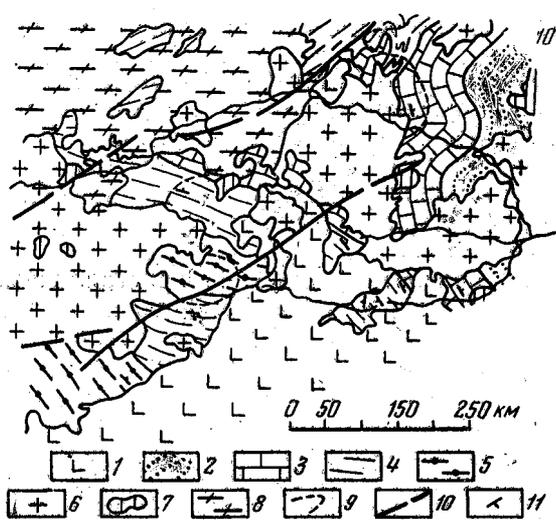


Рис. 20. Схематическая геологическая карта водораздела рек Темника и Иро. Составлена Н. Б. Бардахановым с дополнениями автора

1 — мезозойские эффузивы; 2 — песчано-сланцевые отложения джидинской свиты (верхней битуджидинской свиты); 3 — известняки, доломиты и полосчатые ребристые карбонатные сланцы темникской свиты; 4 — биотитовые, мусковит-биотитовые сланцы и инъекционные гнейсы хайгарульской свиты, песчаники и сланцы иройской свиты; 5 — амфибол-карбонатные сланцы с прослоями и линзами известняков харагольской свиты; 6 — гранитоиды джидинского комплекса; 7 — диориты бирямьинского комплекса; 8 — гранитоиды хамар-дабанского комплекса; 9 — граница амфиболитовой фации метаморфизма; 10 — разломы; 11 — элементы залегания

ные отложения сменяются светло-серыми, местами розовыми известняками, иногда полосчатыми и ребристыми за счет тонких силикатных темно-зеленых прослоев. Известняки переслаиваются с тонкополосчатыми зеленовато-серыми карбонатными сланцами, зелеными роговиками (возможно, сильно измененными эффузивными породами), светло-зелеными полосчатыми и реже серыми известковистыми гравелитами. Известняковая часть иройской свиты весьма сходна с хохюртовской свитой Джидинского синклинория. Эти карбонатные породы иройской свиты прослеживаются широкой полосой на северо-запад до р. Темник, где они включаются в темникскую свиту. Последняя, по данным Д. Д. Сагалуева, П. П. Ламатханова, Ю. М. Янова, состоит из массивных слоистых, иногда плоччатых мраморизованных известняков, серых, темно-серых, зеленовато-серых и белых. Отдельные прослои и линзы сложены доломитами. Известняки значительно окварцованы (кремнисты) и содержат прослой характерных полосчатых ребристых карбонатных сланцев (рис. 21), отдельные полосы которых состоят из кварца — карбоната и биотита — карбоната — кварца. Значительную роль в строении темникской свиты, особенно верхней ее части, играют серые, темно-серые и зеленовато-серые сланцы, состоящие из кварца, полевых шпатов, биотита, мусковита, кальцита.

В верхней части иройской свиты преобладают метаморфизованные полимиктовые песчаники, обнажающиеся по рекам Удунге и Убукану. Песчаники серые, зеленовато-серые и светло-серые, мелко- и среднезернистые, переслаиваются с кварц-хлоритовыми, кварц-серицитовыми, а иногда и глинистыми сланцами, темно-серыми и черными карбонатными сланцами и известняками (мощностью от 2 до 100 м). Большая часть пород слабо метаморфизована (фашия зеленых сланцев) и сохраняет поразительное сходство с флишовой джидинской свитой среднего кембрия.

Таким образом, иройская свита включает аналоги всех трех свит (биту-джидинской, хохюртовской и джидинской) раннего палеозоя, вы-



Рис. 21. Ребристые карбонатные сланцы иройской свиты
(левый борт долины р. Иро).

деляемых в бассейне р. Джиды. Наибольшее сходство обнаруживается при сопоставлении их с разрезами северной окраины Джидинского синклинория, для которой характерны известняково-кремнистая градация хохюртовской свиты и нарастание степени регионального метаморфизма.

Отсутствие определенных органических остатков вносит, конечно, известную условность в датировку иройской свиты, несмотря на полную литологическую сопоставимость ее с достоверными кембрийскими отложениями. Вместе с тем изучение закономерностей распространения раннепалеозойских отложений, их фациальных изменений и превращений в процессе регионального метаморфизма сводит эту условность до минимума.

Двигаясь на северо-восток от бассейна р. Темник, мы прослеживаем изученные отложения в бассейне р. Большой Речки и далее в бассейне р. Итанцы, правого притока Селенги.

Группа геологов под руководством Н. Б. Бардаханова расчленила осадочно-метаморфический комплекс северо-восточных отрогов Хамар-Дабана на три свиты: 1) нижняя битуджидинская свита амфиболовых, амфибол-пироксеновых, биотит-амфиболовых, двуслюдяных, кварц-силлиманит-биотитовых сланцев и гнейсов; 2) средняя битуджидинская

свита (пестрого состава) биотит-амфиболовых, амфиболовых, кварц-пироксеновых, хлорит-эпидот-кварцевых сланцев, кристаллических известняков, известково-кремнистых пород, метаморфизованных песчаников и конгломератов; 3) верхняя биту-джидинская свита известковистых песчаников, кварц-серицитовых, кварц-хлоритовых сланцев и известняков.

Кроме этих свит, относимых к верхнему протерозою, были выделены условно кембрийские татауровская и поперечнинская свиты. К первой отнесены метаморфизованные конгломераты, ко второй — кварц-карбонатные, биотит-кварцевые, роговообманково-кварцевые сланцы, амфиболиты и кристаллические известняки. Позже, когда было обнаружено прорывание указанных пород саянскими (хамар-дабанскими) гранитоидами, эти две свиты были отнесены также к верхнему протерозою.

Собранные автором материалы согласуются с трехчленным делением осадочно-метаморфического комплекса по Н. Б. Бардаханову, но трудно согласиться с характеристикой комплекса, так как биту-джидинская свита в стратотипических разрезах с ним совершенно несопоставима.

Мы очень внимательно изучили среднюю карбонатную свиту, так как, обладая рядом характерных черт, она может служить эталоном при стратиграфических сопоставлениях. По Большой Речке в строении свиты участвуют зеленовато-серые полосчатые ороговикованные сланцы, сильно эпидотизированные, светло-зеленые кислые и средние эффузивы и их туфы, белые, кремовые, розовые и зеленоватые известняки, реже доломиты в разной степени раскристаллизованные, с прослоями (до 30 м мощностью) известковистых конгломератов, состоящих из известняковой слабоокатанной гальки и зеленого амфибол-карбонатного цемента, амфибол-карбонатные полосчатые сланцы.

На участке от р. Большой Речки до кл. Мостового обнажены монолитные темно-зеленые диабазы и их туфы и в меньшем количестве кислые эффузивы (фельзиты). В карьерах, в устье кл. Мостового, вскрыты белые сахаровидные слабополосчатые тонкозернистые, розовые, серые и темно-серые известняки, иногда с арагонитом.

Степень метаморфизма пород усиливается в западном направлении: в низовье р. Большой Речки фация метаморфизма может быть определена как биотит-амфиболитовая (самое начало), в то время как по р. Мантурихе появляются кварц-пироксен-скаполитовые, диопсид- и силлиманитсодержащие породы.

Из приведенного описания средней известняковой свиты большереченского разреза видно поразительное сходство ее с хохуртовской свитой. Обе они обладают сложным строением и осадочно-вулканогенным составом. В их строении участвуют различно окрашенные известняки и в меньшем количестве доломиты, кремнисто-карбонатные породы, очень характерные известковистые конгломераты и наконец эффузивы, о которых писал еще Н. С. Шатский (1932). Фауна в этом районе пока не обнаружена, ее просто не искали в «заведомо докембрийских» известняках, а геологическая обстановка для этого очень благоприятна.

Мы не можем согласиться и с мнением Н. Б. Бардаханова по поводу стратиграфического положения поперечнинской свиты. По р. Поперечной и Вилюйке обнажаются значительно метаморфизованные кислые эффузивы и их туфы (полосчатые тонкозернистые породы светлой окраски), с линзами темно-зеленых амфиболитов, с обильной вкрапленностью сульфидов, и метаморфизованные песчаники. Метаморфизм пород нарастает довольно быстро к верховью р. Поперечной, где имеют место биотитовые, иногда инъекционные и очковые гнейсы с крупными вкрапленниками розового полевого шпата, напоминающие бластомилониты по кислым вулканогенным породам. В низовьях р. Вилюйки обна-

жаются аналогичные породы: серые гнейсы, зеленые амфиболиты и светлые метаморфизованные кислые эффузивы и туфы. Все эти породы весьма похожи на метаморфизованные кислые эффузивы битуджидинской свиты верховьев р. Джиды.

В среднем течении р. Вилюйки на метаморфизованных эффузивах и песчаниках поперечнинской свиты залегают карбонатные светло-зеленые конгломератовидные породы, известковистые полосчатые песчаники и полосчатые амфибол-карбонатные сланцы, смятые в мелкие крутые симметричные складки субширотного простирания.

Выше по течению встречены полимиктовые конгломераты с галькой гранитов, вытянутой по гнейсовидности, и гнейсовидным цементом. Взаимоотношение этих конгломератов с окружающими породами не выяснено; с белыми мраморизованными известняками, обнажающимися выше по ключу, они соприкасаются по разлому.

Высокометаморфизованные породы верховьев рек Вилюйки и Поперечной прослеживаются северо-восточнее в обрывах долины р. Селенги (гора Мандрик). Многими исследователями (Л. И. Салоп, П. И. Налетов, А. М. Бильтаев и др.) эти отложения относились к архею, но исследования последних лет (Яценко, 1965) позволяют сопоставить их с итанцинской свитой, о возрасте которой будет сказано ниже.

По данным Г. М. Яценко (1965), по долине р. Селенги обнажаются (снизу):

| | Мощность, м |
|---|-------------|
| 1. Биотитово-роговообманковые гнейсы | 250 |
| 2. Биотитовые гнейсы с прослоями амфиболитов | 250 |
| 3. Скаполитово-пироксеновые кристаллические сланцы | 100 |
| 4. Роговообманковые, биотитовые, роговообманково-биотитовые гнейсы с прослоями доломитов и доломитизированных известняков | 150 |
| 5. Роговообманково-биотитовые и биотитовые гнейсы | 150 |
| 6. Доломиты и доломитизированные известняки с прослоями биотитовых и роговообманково-биотитовых гнейсов | 150 |
| 7. Биотит-роговообманковые и биотитовые гнейсы | 200 |

Эти породы образуют опрокинутую на юг антиклинальную складку с мраморизованными известняками в ядре. Приведенный разрез очень близок к безьяннской свите хр. Хамар-Дабан как по степени метаморфизма, так и по составу пород. В то же время этот разрез хорошо сопоставляется и с итанцинской свитой, выделяемой севернее и северо-восточнее (Яценко, 1966).

Морской хребет

В бассейне рек Итанцы и Кики Л. И. Салоп в 1939 г. выделил три свиты, которые позже были названы итанцинской, бурлинской, дабатской и объединены в селенгинскую серию верхнего протерозоя. Возраст селенгинской серии основывался на допущении нижнекембрийского возраста татауровских конгломератов. О стратиграфическом же положении последних в настоящее время существует несколько мнений. Л. И. Салоп, как указывалось, относит их к базальным конгломератам нижнего кембрия, Г. М. Яценко (1966) — к верхнему кембрию. Ю. А. Чернов, С. П. Кориковский, Е. В. Павловский (1966), В. Г. Беличенко, П. М. Хренов и Ю. А. Чернов (1966) начинают татауровскими конгломератами разрез селенгинской серии. Находки остатков археоциат по р. Ямбуу, правому притоку р. Турки, в аналогах бурлинской свиты, а также данные о положении татауровских конгломератов послужили основанием для условного отнесения селенгинской серии к нижнему палеозою.

Мы предлагаем следующий сводный разрез условного кембрия для бассейна р. Итанцы и низовьев р. Селенги (снизу):

- | | |
|--|-----------|
| 1. Татауровская свита: конгломераты, кислые эффузивы и песчаники | 1200—1300 |
| 2. Қолоқоқая свита: кислые и средние эффузивы, серицитовые, серицит-мусковитовые, мусковит-гранатовые, биотитовые, актинолитовые и другие сланцы | 800—1000 |

Нижний кембрий

- | | |
|--|-----------|
| 3. Итанцинская свита: биотитовые, биотит-роговообманковые, диопсид-скаполитовые, кварц-мусковитовые, кварц-силлиманитовые сланцы и гнейсы, метаморфизованные песчаники, гравелиты и конгломераты | 1250—1800 |
| 4. Бурлинская свита: доломиты, известняки, основные эффузивы | 2000 |

Средний кембрий

- | | |
|---|----------|
| 5. Дабатская свита переслаивающихся зеленых сланцев, песчаников и известняков | 600—1500 |
|---|----------|

Татауровские конгломераты обнажаются на небольших площадях близ ст. Татаурово в бортах долины р. Селенги и в долине р. Иволги (западнее г. Улан-Удэ). Эти конгломераты известны с прошлого столетия и изучались многими исследователями, тем не менее их стратиграфическое положение и генезис до сих пор не выяснены. Дело в том, что породы татауровской свиты почти всюду тектонически соприкасаются с окружающими толщами. Изучение вещественного состава галек конгломератов затруднено тем, что эти породы, как правило, значительно динамометаморфизованы. Одни авторы (Л. И. Салоп, Г. М. Яценко и др.) считают, что в гальке конгломератов присутствуют породы селенгинской серии (кроме известняков) и гранитоиды джидинского комплекса (Яценко, 1966). Другая группа (Павловский, Чернов, Кориковский, 1966 г.) не обнаружила этих пород среди галек даже при тщательных исследованиях.

Взаимоотношение татауровской свиты с итанцинской свитой можно наблюдать в скальных обнажениях, по правобережью р. Селенги, ниже устья р. Итанца. Приведенный Л. И. Салопом (1964) разрез может быть истолкован иначе. Толща конгломератов образует не синклинальную складку, а опрокинутую антиклинальную и, таким образом, не перекрывает, а подстилает итанцинскую свиту. Это положение, кроме элементов залегания, которые в обеих свитах подчеркивают единство образованной ими структуры¹, может быть подтверждено появлением по склону известняков и метаморфизованных песчаников, которые залегают стратиграфически выше конгломератов, а по составу могут быть сопоставлены с итанцинскими. Юго-восточный контакт татауровской свиты с гранитоидами баргузинского комплекса осложнен надвигом (рис. 22).

Конгломераты, слагающие большую часть татауровской свиты, представлены зеленовато-серыми, сильно рассланцованными плотными породами. Рассланцованы они повсеместно, крупные гальки раздавлены и имеют вид линз, параллельных сланцеватости, отмечаются хвостатые гальки и вдавленные одна в другую. Нарастание степени рассланцевания наблюдается при приближении к надвигу, где гальки различаются с трудом и порода имеет облик своеобразных сланцев — тектонитов. Обломочный материал плохо отсортирован. Валуны (до 70 см) и гальки (от 5 до 20 см) хорошо окатаны. В составе галек, особенно крупных, преобладают различные гранитоиды: микроклиновые, лейко-

¹ Приведенные Л. И. Салопом (1964) элементы залегания пород (азим. пад. сланцев $260^\circ \angle 20^\circ$ и азим. пад. конгломератов $130^\circ \angle 30^\circ$) у контакта, который скорее всего осложнен разрывным нарушением, параллельным установленному выше по течению надвигу, вряд ли доказывают наличие углового несогласия между итанцинской и татауровской свитами.

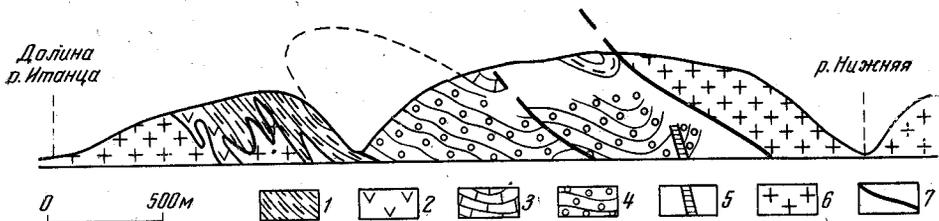


Рис. 22. Разрез татауровской свиты по правому борту долины р. Селенги выше устья р. Итанца. Интерпретирован по материалам Л. И. Салопы с дополнением автора и Ю. А. Чернова

1—3 — итанцинская свита: 1 — сланцы, 2 — метабазиты, 3 — известняки; 4 — конгломераты татауровской свиты; 5 — дайка аплиты; 6 — гранитоиды баргузинского комплекса; 7 — надвиг

кратовые, порфириовидные биотитовые, аплиты, граносиениты. Более мелкая галька, хуже окатанная, представлена главным образом кислыми эффузивами (фельзит-порфирами, сиенит-порфирами), аналогичными тем, которые образуют прослой в конгломератах или их цемент. В небольшом количестве присутствуют гальки биотитовых, биотит-роговообманковых гнейсов и кварцитов. Цемент представлен чаще всего туфами фельзитового порфира, кварцевого трахита и порфирита, в разной степени измененными, реже грубыми граувакковыми песчаниками. Соотношение галек и цемента различное, но чаще преобладает цемент. Иногда можно заметить слабую ритмичность в строении татауровской свиты. Эффузивы и туфы того же состава, что и цемент конгломератов, иногда образуют маломощные линзы. Конгломераты прорваны кварцевыми жилками.

Как видно из описания, татауровская свита представляет собой вулканогенно-осадочную толщу. Судя по размеру, сортировке обломочного материала, питающие области должны были находиться совсем близко, однако породы, преобладающие в гальке конгломератов, вблизи не обнажаются. Осадочно-метаморфические породы трехчленной селенгинской серии, которые, по мнению многих исследователей (Салоп, 1964; Яценко, 1966, и др.), непосредственно подстилают татауровскую свиту, в гальках отсутствуют, если не считать единичные гальки гнейсов, которые могут принадлежать и к другим более древним комплексам. Если при этом учесть, что татауровские конгломераты контактируют с самой нижней свитой разреза селенгинской серии — итанцинской, то в гальке должны были бы находиться различные известняки и доломиты бурлинской и породы флишеидной дабатской свит, размытые в предтатауровское время. Как показало изучение вещественного состава галек, эти породы в конгломератах отсутствуют. Тождество гранитов из галек с гранитами баргузинского комплекса в настоящее время ставится под сомнение, так как в этот комплекс стали включать гранитоиды различного состава, генезиса и, видимо, возраста.

Все эти неувязки наводят на мысль о возможности иных взаимоотношений татауровской свиты с трехчленной селенгинской серией, а также с гранитоидами баргузинского комплекса, нежели те, какие принимаются Л. И. Салопом (1964), Г. М. Яценко (1966) и др. Учитывая состав гальки, тождество состава цемента конгломератов и эффузивных пород колокской свиты, которая будет описана ниже, а также отсутствие структурного несогласия между татауровской свитой и селенгинской серией, мы считаем возможным допустить залегание татауровских конгломератов в основании селенгинской серии, т. е. под итанцинской свитой. Колокская свита, по-видимому, является стратиграфическим аналогом татауровской свиты (всей или ее верхней части), лишенным грубого обломочного материала.

Аналогом отложений татауровской свиты являются конгломераты, обнажающиеся по р. Ангир, правому притоку р. Курбы, изученные Л. Н. Малышевой, Б. Н. Одокием и П. М. Хреновым. В основании этой свиты залегают валунно-галечные конгломераты (350—400 м), перекрывающиеся рассланцованными светло-серыми конгломератами, песчаниками, кислыми эффузивами, кварцевыми порфирами и их туфами, которые выше по разрезу переходят в сравнительно однородные гравелиты. Валуны и галька размером до 25 см хорошо окатаны. В наиболее высокометаморфизованных и рассланцованных разностях гальки имеют уплощенную линзовидную форму и нерезкие очертания. В состав валунов и галек входят различные по составу гранитоиды плохой сохранности, эффузивы, кристаллические сланцы, диориты. Цемент, песчаный или туфогенный, в участках повышенного метаморфизма превращен в биотит-кварц-альбитовые сланцы с лепидогранобластовой структурой.

Кварцевые порфиры светло-серые, рассланцованные, включают невыдержанные по простиранию прослойки мелкогалечных туфоконгломератов. Смена конгломератов эффузивами происходит постепенно, путем замены терригенного цемента конгломератов эффузивным. Кварцевые порфиры часто имеют флюидальную текстуру. На фоне тонкозернистой фельзитовой основной массы с чешуйками биотита и хлорита видны вкрапленники кварца изометричной и гексагональной формы.

Песчаники мелко-, средне- и крупнозернистые, серой, зеленовато-серой и буровато-серой окраски, переслаиваются с кварцевыми порфирами. Обломочный материал отличается средней окатанностью и сортировкой, представлен кварцем и полевыми шпатами. Цемент контактовый, поровый с новообразованиями хлорита и серицита.

В виде редких и маломощных прослоев в песчаниках встречаются мелкозернистые плотные полосчатые темно-зеленые амфиболиты, состоящие из роговой обманки, измененного кислого плагиоклаза и кварца и имеющие нематогранобластовую структуру (реликты первичной структуры отсутствуют).

Мощность татауровской свиты оценивается в 1200—1300 м. Она прорвана гранитоидами джидинского комплекса, на экзоконтакте с которыми наблюдаются эпидотизация, трейзенизация, окварцевание.

Взаимоотношение описанных осадочно-вулканогенных пород с другими свитами в бассейне р. Курбы выясняется с трудом, они образуют небольшие разобщенные ксенолиты среди гранитоидов. В верхней части разреза толщи появляются породы, характерные для нижней части химгильдинской свиты нижнего кембрия, что позволяет отнести осадочно-вулканогенные отложения к конгломератами к основанию химгильдинской свиты. В гальке конгломератов отсутствуют породы кембрия, что также может быть одним из косвенных показателей стратиграфического положения конгломератов.

Колокская свита впервые была выделена Г. М. Яценко (1966), вначале сопоставившим ее с нижней частью суванихинской свиты верховьев р. Витимкана, а позже при сопоставлении с эффузивными образованиями аkitканской серии Северного Прибайкалья отнесшим ее к среднему протерозою. Подобный возраст колокских эффузивов можно было бы допустить, если бы не наблюдались их переходы к итанцинской свите и сходство с эффузивно-туфовыми образованиями татауровской свиты, с которыми колокская свита образует единый структурный комплекс. В состав колокской свиты входят вулканогенные образования, развитые по р. Большой Сухой и в районе оз. Колок, метаморфизованные фельзит-порфиры, кварцевые порфиры, ортофиры, реже андезитовые порфириты и их туфы с прослоями известняков, а также серицит-хлоритовых и других сланцев.

Контакт колоковской свиты с высокометаморфизованными породами, обнаженными по самому побережью оз. Байкал и относимыми то к архею (Салоп, 1964), то к нижнему протерозою (Яценко, 1966), по мнению большинства исследователей, тектонический. Судя по новым данным Ю. А. Чернова, С. П. Кориковского и Е. В. Павловского (1966), разлом не разграничивает разновозрастные толщи, так как от эффузивов колоковской свиты, обнаженных в бассейне р. Б. Сухой, в сторону оз. Байкал наблюдается нормальное нарастание разреза, а степень метаморфизма пород увеличивается в этом же направлении, достигая альмандин-амфиболитовой фации и ультраметаморфизма. Линия проводившегося здесь разлома примерно совпадает с границей распространения амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма (Чернов, Кориковский, Павловский, 1966). Разрез колоковской свиты по р. Большой Сухой, по данным Г. М. Яценко, состоит из трех частей (снизу):

| | Мощность, м |
|--|-------------|
| 1. Эффузивы с прослоями туфов | 400 |
| 2. Кристаллические известняки | 100 |
| 3. Переслаивание эффузивов, карбонатных пород, сланцев и кварцитов | 300 |

В районе оз. Колок одноименная свита состоит главным образом из кислых эффузивов, среди которых выделяются фельзит-порфиры, кварцевые порфиры и ортофиры, а также в виде единичных прослоев андезитовые порфириты с подчиненными туфами. В метаморфизованных разностях сохраняются реликты порфировой структуры в виде разлинзованных зерен кварца, заключенных в тонкозернистой основной массе лепидогранобластовой структуры с новообразованиями мусковита и биотита. Сланцы серые, зеленовато-серые, серицит-хлоритовые, мусковитовые, актинолитовые переслаиваются с белыми и серыми мелкозернистыми известняками мощностью не более 30 м, кварцитами (5 м) и кислыми эффузивами. Верхняя пачка является переходной к итанцинской свите.

Отложения переходной пачки обнажаются по левобережью р. Селенги в верховьях рек Мостовки и Таловки, а также по р. Поперечной и Вилуйке, где они относятся к описанной выше поперечнинской свите.

Итанцинская свита обнажается на небольших участках в виде ксенолитов среди обширного поля гранитоидов. Она состоит главным образом из биотит-кварцевых, пироксеновых сланцев, переслаивающихся с метаморфизованными песчаниками и гравелитами, а в верхней части свиты — с известняками.

Одним из опорных разрезов селенгинской серии является разрез по р. Кике. Здесь наиболее полно представлена итанцинская свита. Первое детальное описание этого разреза принадлежит Л. И. Салопу (1964). Серые гнейсы и зеленокаменные породы, образующие ксенолиты в зеленовато-серых милонитизированных гранитах в устье р. Горевой, отнесены им к нижнему протерозою. Остальная часть разреза, представленная биотитовыми, иногда с гранатом и силлиманитом, диопсид-скаполитовыми сланцами, слюдистыми кварцитами и метаморфизованными песчаниками, перекрываемыми белыми и серыми кристаллическими известняками, относится к селенгинской серии верхнего протерозоя (итанцинской и бурлинской свитам). Л. И. Салоп указывает на угловое несогласие и крупный перерыв между нижним протерозоем и селенгинской серией.

Л. Н. Малышева, изучая разрез по р. Кике, пришла к выводу о непрерывном согласном залегании высокометаморфизованных пород устья р. Горевой и вышележащих пород итанцинской и бурлинской свит,

которые подвергались одноактному метаморфизму, постепенно нарастающему с юга на север и достигающему максимума в устье р. Горевой. Основным аргумент Л. И. Салопа о присутствии в обломочной части гравелитов ранее метаморфизованных пород нижнего протерозоя, принятый как доказательство крупного перерыва в осадконакоплении, ею отвергается. В обнаруженных Л. Н. Малышевой среди пород итанцинской свиты мелкогалечных конгломератах, которые имеют характер внутрiformационных, цемент и гальки метаморфизованы в равной мере. Г. М. Яценко, также изучавший этот разрез, отнес породы устья р. Горевой (гнейсы и зеленокаменные породы) к колоковской свите среднего протерозоя, отделив их по разлому от итанцинской свиты.

Столь противоречивые мнения о разрезе по р. Кике побудили нас повторить этот маршрут. Мы пришли к выводам, близким к выводам Л. Н. Малышевой. Гнейсы устья р. Горевой залегают совершенно согласно с породами итанцинской и вышележащей бурлинской свитами, образуя с ними единый седиментационный комплекс, подвергшийся одноактному метаморфизму, степень которого повышается в сторону оз. Байкал. Ниже устья р. Горевой проходит широкая зона милонитизации, в которой гранитоиды, прорывающие породы описанной толщи, превращены в бластомилониты.

В нижней части разреза по р. Кике серые биотитовые гнейсы с прослоями зеленокаменных пород (амфиболитов), которые, как указано Г. М. Яценко, вполне могут соответствовать колоковской свите, по последним данным также согласно подстилают итанцинскую свиту, представленную биотитовыми, биотит-роговообманковыми, диопсид-скаполитовыми сланцами и кварцитовидными песчаниками, гравелитами и конгломератами с прослоями карбонатных сланцев. В отдельных участках эти породы инъецированы аплитами и пегматитами. Отложения итанцинской свиты прослеживаются также в низовьях правых притоков р. Итанца, слагая юго-восточное крыло Итанцинского (бурлинского) синклинория.

Самыми распространенными породами описываемой свиты являются биотит-кварцевые и пироксеновые сланцы. Первые представляют собой темно-серые и серые слоистые породы в которых, кроме кварца и биотита, присутствуют полевые шпаты, гранат, амфиболы, иногда силлиманит. Структура лепидогранобластовая, реже бластоалевритовая, бластосаммитовая. Пироксеновые сланцы слагают мощные прослои. Среди них выделяются диопсид-скаполитовые, диопсид-плагноклазовые, диопсид-микроклин-кварцевые сланцы. Структура их гранобластовая, реже гелцитинговая.

Подчиненное значение имеют кварциты и кварцитовидные песчаники. Также подчиненную роль в строении итанцинской свиты играют конгломераты, встреченные только лишь по р. Кике, где они приурочены к верхней трети свиты и имеют внутрiformационное значение. Они здесь значительно метаморфизованы. В сером и темно-сером биотит-кварцевом цементе заключена чаще мелкая и редкая галька кварца, метаморфизованных песчаников, зеленовато-серых пироксеновых пород и единичная, более крупная галька сильно разрушенных гранитов. Карбонатные и амфибол-карбонатные сланцы приурочены к верхней части свиты. Мощность свиты оценивается в 1200—1300 м.

Бурлинская свита представлена карбонатными породами, которые довольно широко распространены по юго-восточному склону Морского хребта, слагая центральную часть синклинория.

Наиболее полно представлен разрез бурлинской свиты по р. Бурле, где обнажаются и подстилающая — итанцинская и перекрывающая — дабатская свиты (рис. 23). Непосредственно контакт бурлинской свиты с итанцинской свитой не наблюдается, так как они разъединены выхо-

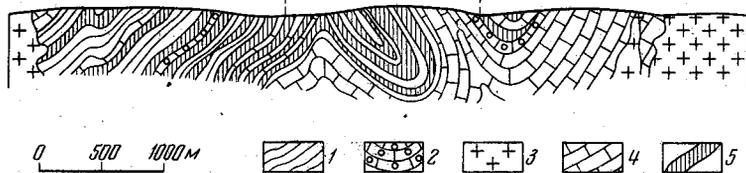


Рис. 23. Разрез бурлинской свиты по р. Бурле

1 — сланцы дабатской свиты; 2 — водорослевые известняки; 3 — нижнепалеозойские гранитоиды; 4 — известняки, доломиты, местами кремнистые; 5 — амфиболиты, диабазы

дами гранитоидов. Отложения итанцинской свиты в виде ксенолитов обнажаются в низовье р. Бурли.

Выше по течению от контакта с гранитоидами в левом борту долины обнажаются светло-серые и кремовые слабополосчатые известняки, которые сменяются белыми мраморизованными известняками с прослоем кальцифиров (см. рис. 23). Стратиграфически выше залегают серые известняки с остатками трудно определимых водорослей и известняки со значительной примесью терригенных зерен кварца (известковистые гравелиты), сменяющиеся темно-зелеными рассланцованными андезитами с прослоями красных гематитсодержащих конгломератовидных известняков и амфибол-карбонатных пород.

По-видимому, эффузивно-карбонатная пачка соответствует верхней части бурлинской свиты, так как обнажается в ядре синклинали, северо-западное крыло которой сложено водорослевыми известняками, аналогичными обнажающимся ниже по течению (в юго-восточном крыле), серыми монолитными, участками брекчиевидными и темно-серыми кремнистыми, ребристыми известняками, очень похожими на известняки хохюртовской свиты. Вверх по течению и стратиграфически выше известняки сменяются светло-зелеными амфибол-карбонатными и филлитовидными сланцами и крупнокристаллическими амфиболитами, падающими на юго-восток. Эти породы следует считать аналогами вышеописанных эффузивно-карбонатных пород, образующих ядро небольшой синклинали (см. рис. 23).

Далее наблюдается частое переслаивание темно-зеленых амфиболитов, светло-серых, белых, пепельных известняков и светло-зеленых полосчатых плотных туфосланцев, падающих на северо-запад. В одном из прослоев плотного известняка встречены единичные остатки водорослей (трудно определимых). Описанная пачка постепенно переходит в вышележащую дабатскую свиту.

Разрез бурлинской свиты, близкий к приведенному, вскрыт по кл. Бутун, правому притоку р. Бурли. Его особенностью является присутствие рассланцованных светло-серых и кремовых кварцевых порфиоров и известково-кремнистых конгломератов.

Как видно из описания, ведущую роль в строении бурлинской свиты играют карбонатные породы, чистые кальцитовые известняки встречаются редко, чаще это доломитистые известняки, а иногда и доломиты (MgO от 3,5 до 22,0%). Для этих пород характерна кремнистость. Кремнистое вещество образует тонкие прослои и линзы, создающие ребристость выветрелой поверхности пород. В некоторых местах наблюдаются причудливые стяжения и прожилки — результат перераспределения кремнистого вещества, присутствовавшего в карбонатном осадке, при эпигенезе, а затем и при метаморфизме. В виде линз и единичных прослоев встречены известковистые конгломераты с галькой известняков и кремнистых пород размером до 20 см, гравелиты и водорослевые известняки. В верхней части бурлинской свиты имеются эффузивы

основного, среднего и кислого состава, которые, переслаиваясь с карбонатными породами, образуют переходную пачку к дабатской свите. Преобладают эффузивы среднего состава (андезиты). Отдельные прослои этой пачки содержат значительное количество гематита. Мощность бурлинской свиты достигает 2000 м.

Дабатская свита имеет менее широкое распространение, чем бурлинская, обнажаясь в верховьях правых притоков р. Итанцы и слагая ядро Итанцинского синклинория. Стратотипическим является разрез по кл. Дабатый, левому притоку р. Бурли. Контакт дабатской и бурлинской свит постепенный, выделяется переходная пачка, которая включает породы, характерные и для дабатской и для бурлинской свит.

На моноклиновых кремнистых известняках бурлинской свиты залегают зеленовато-серые филлитовидные и хлорит-кремнисто-карбонатные сланцы, которые сменяются крупнокристаллическими амфиболитами с прослоями тонкоплитчатыми и тонкополосчатыми сланцев (возможно, туфосланцев) и белых известняков. В северо-западном крыле антиклинали (см. рис. 23) обнажен разрез переходной пачки (снизу): темно-серые известняки с прослоем мощностью до 1,5 м амфиболитов; пепельно-серые и светло-серые известняки с прослоем (6 м) амфиболитов; светло-зеленые полосчатые известняки и амфиболиты.

Выше разрез наращивается еще более тонко переслаивающимися породами, обнажающимися вдоль дороги. В одном из обнажений на протяжении 10 м видны (снизу):

1. Зеленые амфиболиты с прослоем (1,5 м) белых с зеленоватым оттенком тонкозернистых известняков;
2. Пепельные рыхлые полосчатые известняки;
3. Полосчатые светло-зеленые кремнисто-карбонатные сланцы;
4. Зеленые актинолит-карбонатные сланцы.

Далее по левому склону вверх по течению р. Бурли обнажаются зеленые амфиболиты с прослоем мощностью около 12 м белых и светло-серых известняков с единичными остатками водорослей, которые сменяются зеленовато-серыми, песчанистыми, хлорит-карбонатными плитчатыми и филлитовидными сланцами, тесно переслаивающимися друг с другом. Выше в сланцах опять появляются амфиболиты более мелкозернистого сложения, образующие прослои до 30 м мощностью, известняки пепельные, светло-серые, полосчатые и моноклиновые, слагающие более мощные прослои, и светло-серые и розовые полосчатые кварциты.

Эта толща смята в довольно крупные симметричные и опрокинутые складки северо-восточного простирания, осложненные мелкими, хорошо наблюдаемыми в обнажениях, и прорвана гранитоидами джидинского комплекса. Дабатская свита, судя по описанию опорного разреза и другим разрезам, сложена кремнисто-карбонатными, хлоритовыми и серицитовыми сланцами с прослоями известняков и зеленокаменных пород.

Характерна для рассматриваемой свиты очень ясно выраженная слоистость, обусловленная чередованием филлитовидных, карбонатных и песчанистых сланцев. Мощность отдельных прослоев колеблется от нескольких миллиметров до первых десятков сантиметров. Этими породами, которые можно назвать ритмитами (Ботвинкина, 1966), сложена верхняя часть свиты. В нижней ее части, как указывалось, значительную роль играют полосчатые известняки и кремнисто-карбонатные сланцы, а также зеленокаменные породы. На своеобразии зеленокаменных пород, приуроченных к дабатской свите, указывал Л. И. Салоп. По составу они соответствуют основным породам. Форма их залегания — согласные тела — может свидетельствовать как об интрузивной, так и эффузивной природе. Судя по реликтам структур, часть пород с крупнокристаллической габбро-диабазовой структурой может иметь интрузив-

ное происхождение, другая же часть, включающая мелкозернистые эпидотовые ортосланцы,—эффузивное. Мощность этих тел колеблется от нескольких метров до десятков и реже сотен метров.

Аналогичные породы наблюдались и в верховьях р. Джиды, где наряду с эффузивными в хохюртовской свите имеются крупнокристаллические габброподобные амфиболиты.

Породы бурлинской свиты метаморфизованы в общем довольно слабо в пределах фации зеленых сланцев. Среди них встречаются глинистые сланцы, претерпевшие самые начальные стадии изменения, и в то же время — породы, содержащие новообразования биотита, эпидота, тремолита, иногда граната.

Видимая мощность дабатской свиты оценивается в 1500 м.

Свиты Морского хребта хорошо сопоставляются как с условно кембрийскими свитами северо-восточных отрогов хр. Хамар-Дабан, так и с достоверно кембрийскими — бассейна р. Джиды.

Татауровская, колоковская и итанцинская свиты, сложенные терригенно-вулканогенными осадками, аналогичны битуджидинской свите. Бурлинская свита известняков, доломитов, кремнисто-карбонатных пород с прослоями и линзами эффузивных пород основного, реже кислого состава и известковистых конгломератов, содержащая микропроблематику, сопоставляется с хохюртовской свитой нижнего кембрия. Верхняя часть дабатской свиты, сложенная флишеидными образованиями песчано-сланцево-карбонатного состава, аналогична джидинской свите условного среднего кембрия.

Все свиты Морского хребта залегают без явных признаков углового и стратиграфического несогласия, образуя серию не очень сложных линейных складок северо-восточного простирания, иногда опрокинутых.

О нижней границе селенгинской серии существует несколько точек зрения. Л. И. Салоп считает, основываясь на наблюдениях по р. Кике, что селенгинская серия залегают с угловым и стратиграфическим несогласием на образованиях муйского комплекса нижнего протерозоя, хотя контакт этот, по его данным, осложнен разломом.

По р. Большой Сухой селенгинская серия, по представлениям многих геологов, контактирует с таланчанской и святоносской толщами, относимыми то к архею (Салоп, 1964), то к нижнему протерозою (Яценко, 1965, 1966), которые слагают Байкальскую глыбу, выделенную Л. И. Салопом. Считается, что с юго-востока глыба ограничена надвигом, по поверхности которого древние складчатые комплексы Байкальской глыбы надвинуты на отложения колоковской свиты, относимые Г. М. Яценко к среднему протерозою (1966).

По наблюдениям Е. В. Павловского и Ю. А. Чернова, в районе р. Большой Сухой контакт между колоковской свитой и метаморфическими породами «Байкальской глыбы» не тектонический. Здесь они наблюдали довольно быструю смену фаций регионального метаморфизма в пределах одной и той же толщи пород, граница между которыми совпадает с контурами проводившегося здесь ранее надвига. Собранный этими авторами материал позволяет им сделать вывод о стратиграфическом единстве колоковской свиты, таланчанской и святоносской толщ в пределах восточного побережья оз. Байкал от долины р. Большой Сухой до низовьев р. Кики. Колоковская свита, как уже указывалось выше, по наблюдениям Л. Н. Малышевой, Г. М. Яценко и автора, согласно подстилает итанцинскую свиту селенгинской серии.

Таким образом, в пределах Морского хребта все осадочно-вулканогенные отложения, судя по новым данным, залегают согласно, без явных перерывов, образуя единый стратиграфический комплекс, разрез которого отвечает селенгинской серии. Отложения эти подверглись региональному изофациальному метаморфизму, соответствующему

ное происхождение, другая же часть, включающая мелкозернистые эпидотовые ортосланцы, — эффузивное. Мощность этих тел колеблется от нескольких метров до десятков и реже сотен метров.

Аналогичные породы наблюдались и в верховьях р. Джиды, где наряду с эффузивными в хохюртовской свите имеются крупнокристаллические габброподобные амфиболиты.

Породы бурлинской свиты метаморфизованы в общем довольно слабо в пределах фации зеленых сланцев. Среди них встречаются глинистые сланцы, претерпевшие самые начальные стадии изменения, и в то же время — породы, содержащие новообразования биотита, эпидота, тремолита, иногда граната.

Видимая мощность дабатской свиты оценивается в 1500 м.

Свиты Морского хребта хорошо сопоставляются как с условно кембрийскими свитами северо-восточных отрогов хр. Хамар-Дабан, так и с достоверно кембрийскими — бассейна р. Джиды.

Татауровская, колоковская и итанцинская свиты, сложенные терригенно-вулканогенными осадками, аналогичны биту-джидинской свите. Бурлинская свита известняков, доломитов, кремнисто-карбонатных пород с прослоями и линзами эффузивных пород основного, реже кислого состава и известковистых конгломератов, содержащая микропроблематику, сопоставляется с хохюртовской свитой нижнего кембрия. Верхняя часть дабатской свиты, сложенная флишеидными образованиями песчано-сланцево-карбонатного состава, аналогична джидинской свите условного среднего кембрия.

Все свиты Морского хребта залегают без явных признаков углового и стратиграфического несогласия, образуя серию не очень сложных линейных окладок северо-восточного простирания, иногда опрокинутых.

О нижней границе селенгинской серии существует несколько точек зрения. Л. И. Салоп считает, основываясь на наблюдениях по р. Кике, что селенгинская серия залегает с угловым и стратиграфическим несогласием на образованиях муйского комплекса нижнего протерозоя, хотя контакт этот, по его данным, осложнен разломом.

По р. Большой Сухой селенгинская серия, по представлениям многих геологов, контактирует с таланчанской и святоносской толщами, относимыми то к архею (Салоп, 1964), то к нижнему протерозою (Яценко, 1965, 1966), которые слагают Байкальскую глыбу, выделенную Л. И. Салопом. Считается, что с юго-востока глыба ограничена надвигом, по поверхности которого древние складчатые комплексы Байкальской глыбы надвинуты на отложения колоковской свиты, относимые Г. М. Яценко к среднему протерозою (1966).

По наблюдениям Е. В. Павловского и Ю. А. Чернова, в районе р. Большой Сухой контакт между колоковской свитой и метаморфическими породами «Байкальской глыбы» не тектонический. Здесь они наблюдали довольно быструю смену фаций регионального метаморфизма в пределах одной и той же толщи пород, граница между которыми совпадает с контурами проводившегося здесь ранее надвига. Собранный этими авторами материал позволяет им сделать вывод о стратиграфическом единстве колоковской свиты, таланчанской и святоносской толщ в пределах восточного побережья оз. Байкал от долины р. Большой Сухой до низовьев р. Кики. Колоковская свита, как уже указывалось выше, по наблюдениям Л. Н. Малышевой, Г. М. Яценко и автора, согласно подстилает итанцинскую свиту селенгинской серии.

Таким образом, в пределах Морского хребта все осадочно-вулканогенные отложения, судя по новым данным, залегают согласно, без явных перерывов, образуя единый стратиграфический комплекс, разрез которого отвечает селенгинской серии. Отложения эти подверглись региональному изофациальному метаморфизму, соответствующему

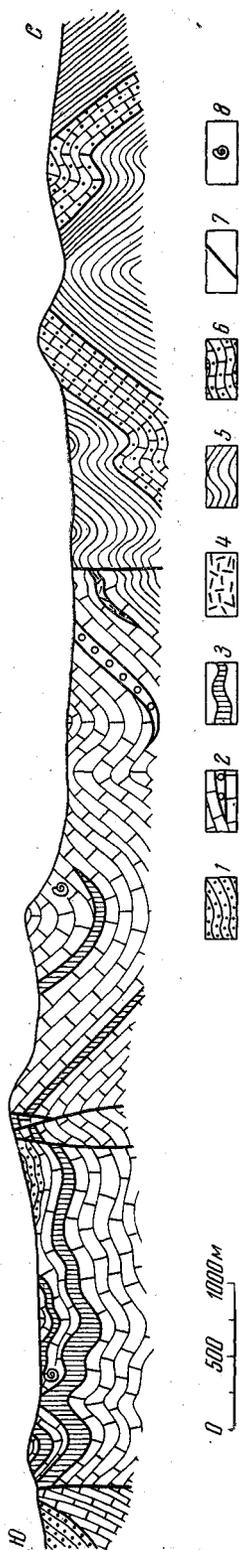


Рис. 24. Разрез кембрия по р. Ямбуя

1 — гравелиты и песчанки ямбульской свиты; 2 — известняки и доломитистые известняки с линзами известковистых конгломератов; 3 — глинистые филлитовидные и карбонатные сланцы; 4 — кварцевые порфиры; суванихинская свита; 5 — полосчатые хлорит-биотит-кварцевые филлитовидные и карбонатные сланцы; 6 — карбонатные сланцы; 7 — разломы; 8 — фауна археоциат

зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациям. Более древние отложения, которые являлись фундаментом для селенгинской серии в соответствии с новыми представлениями, в пределах Морского хребта отсутствуют (Чернов, Корииковский, Павловский, 1966).

Бассейн р. Ямбуя

В бассейне р. Ямбуя, правого притока р. Турки, давно известны слабо метаморфизованные породы, возраст которых определялся различно. В зависимости от того, как датировались эти отложения, находились их аналоги на соседних протерозое. Долгое время они оставались фаунистически неохарактеризованными и поэтому сопоставлялись с суванихинской и тилимской свитами верховьев р. Витимкана или итанцинской и бурлинской свитами Морского хребта (Салоп, 1967). Эти аналоги казались бесспорными до тех пор, пока в известняках по р. Ямбую не была найдена в 1963 г. Ю. С. Тарасовым фауна археоциат. С этого момента отложения бассейна р. Ямбуя были отнесены к кембрию, а их аналоги продолжали считаться верхнепротерозойскими только потому, что в них еще не обнаружены остатки археоциат.

Отложения по р. Ямбую задолго до находок в них фауны К. А. Шахварстовой (1948) относились к кембрию и отождествлялись с фаунистически охарактеризованными породами бассейна р. Кыдымит. Позже к этому же выводу пришли В. Г. Беличенко, Ю. А. Чернов, П. М. Хренов (Беличенко и др., 1962), выделившие здесь по аналогии с более южными районами химгильдинскую и олдындинскую свиты. находка фауны подтвердила эту точку зрения.

После находок фауны по р. Ямбую появились новые противоречия. Фаунистически охарактеризованные отложения кембрия по р. Ямбую по литологическим особенностям не вполне сопоставимы с кембрийскими осадочно-вулканогенными образованиями Кыдымит-Зазинского водораздела, в то же время они вполне сопоставимы с осадочно-метаморфическими гольцами Морского хребта и бассейна р. Витимкана, которые продолжают относиться к верхнему протерозою (Салоп, 1964; Булгатов, 1966, и др.).

Собранный нами материал позволяет устранить эти противоречия следующим образом. Описанные выше отложения Морского хребта, сходные не только с отложениями по р. Ямбуя, но и с достоверными кембрийскими отложениями р. Джиды, следует относить также к кембрию, несмотря на то, что фаунистически они пока не охарактеризованы. Сказанное относится к суванихинской и тилимской свитам бассейна р. Витимкан, которые будут описаны ниже. Некоторая несопоставимость разрезов кембрия бассейна р. Ямбуя и Кыдымит-Зазинского водораздела объясняется различным их положением в структуре раннепалеозойской Забайкальской складчатой области.

Отложения бассейна р. Ямбуя изучались К. А. Шахварстовой (1948), позже Д. В. Ветровым, Ю. С. Тарасовым, А. А. Крупским, Э. П. Периновой и В. Г. Беличенко.

Разрез начинается **сланцевой свитой**, которая сопоставляется с химгильдинской, итандинской и суванихинской свитами. В последнее время большинство геологов стали называть ее химгильдинской, хотя употребляются и другие названия.

Характерными в этой свите являются полосчатые хлорит-карбонатные, биотитовые, роговообманково-биотитовые, филлитовидные сланцы. Они обнажаются в верховье р. Ямбуя, образуя симметричную антиклиналь (рис. 24). В ядре антиклинали выходят зеленовато-серые полосчатые, ороговикованные сланцы, полосчатость которых обусловлена чередованием темно-зеленых хлорит-биотит-кварцевых и светло-зеленых карбонатных прослоев мощностью 5—7 м. Полосчатые сланцы переслаиваются с темно-серыми тонкозернистыми биотитовыми и филлитовидными сланцами, образующими более мощные (до 10 м) прослои. Примерно в средней части свиты имеются темно-серые карбонатные сланцы, обнажающиеся на крыльях антиклинали.

В верхней части свиты преобладают слабополосчатые зеленовато-серые биотитовые, светло-зеленые полосчатые, ребристые хлорит-карбонатные сланцы с прослоем розоватых карбонатных сланцев мощностью до 20 м.

Перечисленные породы, как правило, метаморфизованы слабо (фация зеленых сланцев). В них имеются новообразования хлорита, мелкие чешуйки биотита, эпидота, редко тремолита, структура их микрогранобластовая, роговиковая. В контакте с гранитоидами джидинского комплекса в этих породах появляются скаполит, кордиерит, пироксен. В самой верхней части свиты встречен прослой рассланцованных и метаморфизованных фельзит-порфиоров. Видимая мощность свиты оценивается в 1500—1600 м.

На сланцах согласно залегает свита известняков, которая раньше именовалась курбинской, а после находок фауны переименована в **олдындинскую**. Сложена она монолитными, обычно тонкозернистыми, реже мраморизованными известняками белого, кремового, серого и темно-серого цвета. Иногда встречаются полосчатые и брекчиевидные разности. Доломитистые известняки (содержащие MgO до 20,73%) играют весьма подчиненную роль и встречаются обычно у контакта с терригенными прослоями. Отдельные прослои сложены известковистыми конгломератами мощностью 20—30 м. Последние состоят из плохо окатанной гальки размером до 3—5 см известняков разной окраски, единичной гальки филлитовидных сланцев и карбонатного цемента. По простирацию конгломераты невыдержаны.

В верхах свиты известняки загрязнены терригенным материалом, превращаясь в песчанистые известняки и карбонатные сланцы, содержат многочисленные прослои филлитовидных сланцев и реже известковистых песчаников. Особенности этой части свиты хорошо видны в низовьях р. Ямбуя (снизу):

| | |
|--|----------|
| 1. Светло-серые полосчатые плитчатые известняки | 20 |
| 2. Светло-зеленые карбонатные сланцы и светло-желтые среднезернистые известковистые песчаники | 230 |
| 3. Плитчатые полосчатые светло-серые известняки с прослоями светло-серых песчаников | 250 |
| 4. Серые полосчатые карбонатные сланцы, подстилающиеся белыми известняками | 50 |
| 5. Глинистые сланцы | 20 |
| 6. Белые известняки | около 80 |
| 7. Плойчатые хлоритовые, зеленые хлорит-карбонатные сланцы | 40 |
| 8. Светло-серые и серые полосчатые водорослевые (онколитовые) известняки, в которых И. К. Королюк обнаружила обломок трилобита | 10 |
| 9. Светло-зеленые глинистые сланцы | 10—15 |
| 10. Рассланцованные светло-серые известняки, переслаивающиеся с глинистыми сланцами мощностью от 2 до 5 м | 250 |
| 11. Серые и розовые известняки и среднезернистые известковистые песчаники | 200 |
| 12. Глинисто-карбонатные сланцы | 25 |

Песчано-сланцевая пачка смята в ряд небольших синклинальных и антиклинальных складок. Перекрывается она, видимо, с небольшим угловым несогласием конгломерато-песчаной ямбуйской свитой. Примерно в средней части свиты по левому борту долины р. Ямбуя, ниже кл. Малая Пановка, в 1963 г. Ю. С. Тарасовым были обнаружены археоциаты, определенные М. М. Язмиром как *Annulocyathus* cf. *pulcher* Vol., *Ajacyathus* sp., *A.* aff. *khemtschikensis* (Vol.), *Archaeolynthus* sp., *Leptoscyathus* cf. *crassimularis* Vol., *Coscinocyathus dianthus* Born., *Archaeolynthus* sp., *Coscinocyathus* sp. nov., *C.* sp., *Ajacyathus* cf. *acutus* (Born.), *A. proskurjakovi* (Toll.), *A.* cf. *salebrosus* (Vol.), *Uralocyathus* cf. *kidrjassoviensis* (Vol.), *Ajacyathus* cf. *tenuimurus* (Vol.), *Bicyathus* sp.

В нижней части свиты встречены рассланцованные кварцевые порфиры и их туфы, образующие единичные маломощные прослои. Мощность описываемой свиты около 2000 м.

Аналогичные отложения протягиваются на юго-запад в бассейн р. Курбы, где они выделялись в мылдылгенскую терригенно-вулканогенную и курбинскую известняковую свиты. В составе нижней свиты значительную роль играют кислые и средние эффузивы и их туфы.

Интересным и совсем не изученным является повышение степени метаморфизма в юго-восточном направлении. Высокометаморфизованные породы образуют широкую зону северо-восточного простирания, протягивающуюся по р. Курбе к верховьям и далее по кл. Зумбуруки, правому притоку р. Турки, выше устья р. Ямбуя, и далее в верховья р. Кыдымит. Породы в этой зоне превращены в орто- и парагнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты и мраморы с форстеритом. Высокий метаморфизм этих пород служит основанием для выделения здесь верхнепротерозойских отложений (по р. Абаге, правому притоку р. Курбы, по кл. Зумбуруки) (Шахварстова, 1948; Салоп, 1964).

Как было установлено нами, по кл. Зумбуруки, правому притоку р. Турки выше устья р. Ямбуя, высокому метаморфизму подверглись кембрийские породы. Нарастание метаморфизма происходит довольно быстро на расстоянии 1,5—2 км по простиранию толщ. Здесь обнажаются биотитовые, иногда очковые гнейсы и кристаллические сланцы, гранат-амфиболовые сланцы, светло-серые крупнокристаллические мраморы, кварциты, скарнированные породы с вкрапленностью магнетита. Гнейсы инъецированы крупнозернистыми гранитами, иногда с пегматоидной структурой, и более мелкозернистыми разгнейсованными гранитами, аналогичными гранитам баргузинского комплекса.

Подобная же картина наблюдается в бассейне р. Балбагара, где известняки курбинской свиты подстилаются биотитовыми, биотит-рогово-

обманковыми плагиогнейсами, пироксеновыми, пироксен-роговообманковыми и биотитовыми сланцами, амфиболитами, кварцитами с прослоями кристаллических известняков, с форстеритом и фукситом. Контакты эти породы с гранитоидами баргузинского комплекса.

Высокотемпературные породы курбинской свиты с признаками калиевого метасоматоза наблюдаются в правом борту долины р. Хохолун, левого притока р. Курбы, где встречены биотит-диопсидовые, гранато-диопсидовые породы с крупными пластинками флогопита. Замещению подверглись, по-видимому, известняки с органическими остатками, напоминающими кубки археоциат (определению не поддаются), пространство между которыми заполнено крупными кристаллами кальцита, диопсида и флогопитом (Беличенко и др., 1962). Эти породы прорваны сиенитами баргузинского комплекса. По-видимому, здесь продолжается зона высокого метаморфизма, отмеченная по рекам Вилъюке и Поперечной, правым притокам р. Селенги, и в районе горы Мандрик, где наблюдается нарастание метаморфизма до альмандин-амфиболитовой фации и ультраметаморфизма, приведшего к возникновению гранитоидов баргузинского комплекса (Яценко, 1966).

Бассейн р. Витимкана

До последнего времени витимканский разрез считался одним из эталонных для позднего докембрия Байкальской эвгеосинклинали (Павловский, Беличенко, 1963; Салоп, 1964). Здесь выделялись (снизу):

Мощность, м

Верхний протерозой

| | | |
|---|-------|-----------|
| 1. Суванихинская свита биотитовых сланцев | около | 1500 |
| 2. Ивановская свита карбонатных сланцев | | 1000 |
| 3. Нижняя свита мраморов | | 1000—1200 |
| 4. Верхняя свита известняково-сланцевая с остатками водоросли <i>Newlandia schorica</i> Краспор., с линзами марганцевых пород | | 2000—2200 |
| 5. Тактыканская свита метаморфизованных кварцевых и аркозовых песчаников | | 1000—1200 |
| 6. Сурумакитская свита разнообразных парасланцев | | 1500—1600 |

Нижний кембрий

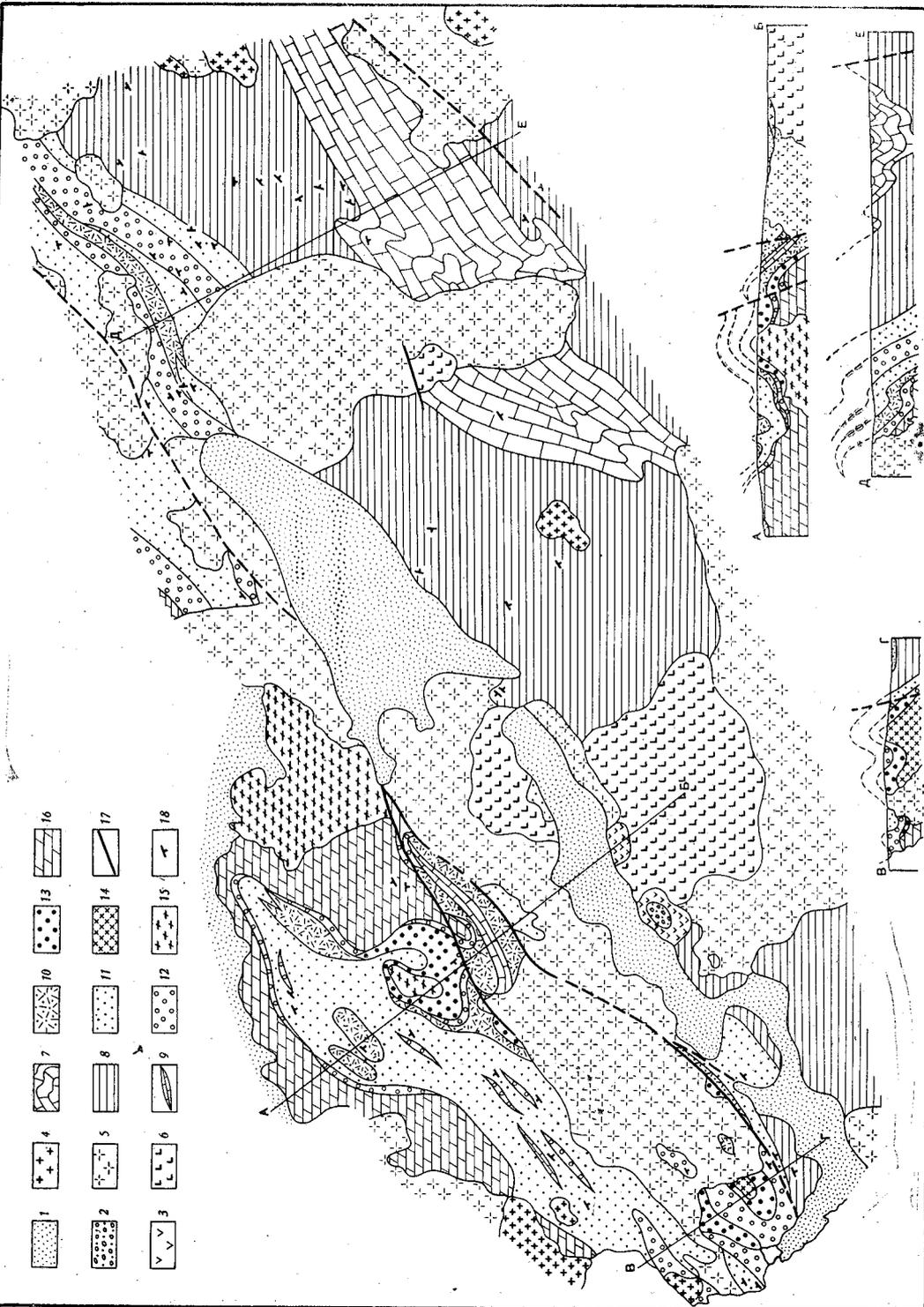
| | | |
|---|--|------|
| 7. Бурундинская свита конгломератов, песчаников и сланцев | | 1300 |
|---|--|------|

Эта колонка в последующем претерпела некоторые изменения (Руднев, 1957): тактыканская и сурумакитская свиты были отнесены к нижнему протерозою, ивановская — объединена с суванихинской, нижняя свита мраморов названа тилимской, а верхняя — икатской.

Исследования последних лет, проведенные автором совместно с П. М. Хреновым и Ю. А. Черновым (Беличенко, Хренов и Чернов, 1966), показали, что в одну серию ошибочно объединялись разновозрастные породы икатского и витимканского разрезов. Отложения икатского разреза (нижняя и верхняя свиты), содержащие *Newlandia schorica* Краспор. и подстилающие бурундинские конгломераты, должны относиться к верхнему протерозою. Витимканская серия, включающая бурундинскую свиту и свиты (суванихинскую, тилимскую и яжшинскую), наращающие разрез вверх, развитые в бассейне р. Витимкана и южнее в верховье р. Турокчи, в бассейне р. Муясына и восточнее, по р. Чине, соответствует нижнему палеозою.

Ошибка, допущенная в стратиграфических построениях прежних лет, была вызвана тем, что в отложениях витимканского комплекса не были обнаружены определяемые органические остатки. Найденные в известняках тилимской свиты органические остатки — кораллы (?) из коллекции М. Ф. Кузнецова и ежи (?) из коллекции Н. П. Михно — не были определены специалистами, а повторные поиски не увенчались успехом.

- | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|
| | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|



Кроме того, ошибочным стратиграфическим построениям способствовали нечеткость контакта между бурундинской и суванихинской свитами, а также внешнее сходство икатских и тилимских известняков.

Предлагаемая нами стратиграфическая колонка в какой-то мере созвучна колонке С. Д. Шера (1957), который выделил по р. Витимкану карафтитскую свиту с бурундинскими конгломератами в основании, и представляется в следующем виде (снизу):

Нижний палеозой

1. Бурундинская свита конгломератов, песчаников, кислых эффузивов.
2. Суванихинская свита метаморфизованных песчаников, сланцев, мергелей, кислых эффузивов с линзами известняков, мелкогалечных конгломератов и гравелитов.
3. Тилимская свита известняков, доломитовых известняков, с подчиненными прослоями сланцев.
4. Якшинская свита различных сланцев, амфиболитов и известняков.

Бурундинская свита. Для уточнения стратиграфического положения бурундинской свиты был детально исследован водораздел рек Иката и Витимкана (рис. 25). Вдоль северного склона горы Давыкши, на водоразделе ключей Давыкши и Левого Талокона на контакте бурундинской свиты с подстилающими известняками икатской свиты верхнего протерозоя, почти повсеместно имеются маломощные известковые конгломераты, состоящие из гальки, иногда плохо окатанной, известняков и известкового и песчано-карбонатного цемента. Размер гальки колеблется от 1—3 до 7—8 см. Выше по разрезу конгломераты становятся полимиктовыми с большим содержанием крупной гальки (иногда валунов размером до 30 см), состоящей из различных гранитов, известняков, гнейсов и сланцев. Эти конгломераты сменяются зеленовато-серыми карбонатными гравелитами, песчаниками и сланцами с пиритом, а местами кислыми рассланцованными эффузивами (кварцевые порфиры, фельзит-порфиры) и их туфами.

В районе Джилиндинских озер и в верховье кл. Калдараскан бурундинские конгломераты лежат на биотитовых лейкократовых гранитах и известняках икатской свиты. Там, где конгломераты залегают на гранитах, в гальке преобладают граниты и кварц. Гальки плохо отсортированы, размер их от 1—2 до 30—40 см. Цемент кварц-биотитовый и кварц-биотит-карбонатный. Выше по разрезу полимиктовые конгломераты сменяются известковыми. Общая мощность конгломератов по кл. Калдараскан достигает 800 м. В верховьях р. Правой Буруды с известняками верхнего протерозоя контактируют известковые конгломераты. Таким образом, состав конгломератов зависит от состава подстилающих пород. Следует отметить значительный контактовый метаморфизм, преобразовавший известковые конгломераты в гранат-эпидот-карбонатную породу, цемент полимиктовых конгломератов — в биотитовые сланцы, аналогичные биотитовым сланцам суванихинской свиты.

Выше по разрезу конгломераты сменяются биотитовыми, серицит-хлоритовыми сланцами с прослоями песчаников, конгломератов и известняков, относящимися уже к суванихинской свите.

Значительную роль в строении бурундинской свиты играют кварцевые порфиры, фельзиты и их туфы. Наибольшее распространение они

Рис. 25. Схематическая геологическая карта бассейна р. Витимкана.

Составлена В. Г. Беличенко, П. М. Хреновым, Ю. А. Черновым

1 — аллювиальные отложения (Q); 2 — конгломераты, песчаники, мергели (J—Cr); 3 — базальты (J—Cr); 4 — мелко- и среднезернистые лейкократовые и амазонитовые граниты (Mz); раннепалеозойские интрузии; 5 — гранитоиды, 6 — диориты, гранодиориты; нижнекембрийские отложения; 7 — известняки тилимской свиты, 8 — суванихинская свита сланцев, переслаивающихся с песчаниками; бурундинская свита; 9 — известняки, 10 — кислые и средние эффузивы и их туфы, 11 — песчаники, 12 — известковые конгломераты, 13 — полимиктовые конгломераты; верхнепротерозойские образования; 14 — лейкократовые и биотитовые порфировидные граниты и гранит-порфиры, 15 — биотит-дрогообманковые граниты и гранодиориты, 16 — икатская свита мраморизованных известняков; 17 — линии разломов; 18 — элементы залегания

имеют в верховьях Левого и Правого Талоконов. Здесь они тяготеют к полимиктовым конгломератам, сменяя их как по стратиграфической вертикали, так и по простиранию. В эффузивах имеются линзы и прослой тонкозернистых кремневых и зеленовато-серых известняков. Эффузивные породы очень не выдержаны по мощности (максимальная до 1000 м). Распределение их в разрезе также не постоянно. Они встречаются то в нижней, то в средней части свиты среди песчаников и сланцев. Восточнее эффузивные породы обнажаются по Которокану и на Чина-Горбылокском водоразделе.

К бурундинской свите следует еще относить так называемые боровские конгломераты, о стратиграфическом положении которых имеются разные мнения. Одни исследователи (Е. В. Павловский, В. П. Руднев и др.), основываясь на литологическом составе и территориальной близости, считали их аналогами бурундинских конгломератов. Другие (М. М. Тамбовцев, И. Р. Коробенко и др.) считали их внутрiformационными конгломератами тилимской свиты, относившейся к верхнему протерозою, на том основании, что эти конгломераты согласно подстилают около прииска Боровского известняково-сланцево-песчаную толщу, которая выше по разрезу постепенно сменяется известняками тилимской свиты. В данном случае одни исследователи принимали за основу одни факты (аналогию литологического состава свит), отбрасывая прочие (согласное залегание свит) как недостоверные; другие, основываясь на последних фактах, приходят к совершенно противоположным выводам.

Собранный нами материал подтверждает наблюдения предыдущих исследователей и приводит к выводу о том, что боровские конгломераты составляют часть бурундинской свиты, которая подстилает суванихинскую (известняково-сланцево-песчаную) и тилимскую свиты, образуя с ними единую систему линейных складок северо-восточного простирания.

Бурундинская свита, являясь базальной в витимканской серии, отличается пестротой и невыдержанностью состава даже на незначительном расстоянии. Так, наблюдается увеличение роли карбонатных пород при движении от р. Бурунды на восток к приску Боровскому. Эти изменения обусловлены зависимостью литологии базальных слоев от состава размывающих пород. Характерны резкие фациальные изменения: переходы конгломератов в туфобрекчии и песчаники, песчаников в сланцы и т. п. Эти особенности не позволяют выделять из общего ряда фациальных переходов только конгломераты, как это делают некоторые исследователи, и относить их к бурундинской свите, включая все остальные породы в суванихинскую свиту.

В бурундинскую свиту должны быть объединены конгломераты (полимиктовые и известковистые), гравелиты и песчаники, кислые эффузивы и их туфы. Мощность бурундинской свиты, по нашим представлениям, колеблется от 1000 до 1800 м.

В верховьях рек Аргоды и Богунды, а также Турокчи к бурундинской свите следует относить нижние пачки суванихинской свиты, изученные А. Н. Булгатовым. Приводим разрез по р. Турокче (снизу):

| | Мощность, м |
|--|-------------|
| 1. Карбонатные конгломераты с галькой размером до 30 см | 15—400 |
| 2. Биотитовые сланцы | 40—60 |
| 3. Конгломераты, галька которых представлена кристаллическими известняками и биотитовыми сланцами до | 60—70 |
| 4. Биотитовые сланцы | 20—25 |
| 5. Метаморфизованные рассланцованные темные порфириды | 15—16 |
| 6. Конгломераты, аналогичные третьему слою до | 15—30 |
| 7. Метаморфизованные порфириды, плагиопорфиры и фельзит-порфиры с прослоями биотитовых сланцев | 200—250 |
| 8. Биотитовые, биотит-роговообманковые сланцы и метаморфизованные песчаники | 500—550 |

В верховьях р. Аргоды, кроме указанных пород, в разрезе присутствуют кристаллические белые и голубоватые доломитовые известняки, образующие прослой мощностью 40—60 м; конгломераты встречаются в заметно меньшем количестве. Мощность отложений равна 1500—1600 м.

Бурундинская свита прорвана раннепалеозойскими биотитовыми порфиroidными гранитоидами, которые образуют в ней широкие ореолы контактового метаморфизма.

Разрезы **суванихинской свиты** изучались нами по долине Витимкана (развита же она значительно шире — на Чина-Горбылокском водоразделе, в бассейне рек Аргоды, Турокчи, Муясына). Контакт между бурундинской и суванихинской свитами можно наметить лишь условно, четкой границы между ними нет из-за постепенных взаимных переходов. В верхней части бурундинской свиты все меньшую роль играют конгломераты и гравелиты, уступающие место песчаникам и сланцам. Мы условно принимаем за подошву суванихинской свиты прослой известняков в устье р. Суванихи.

Суванихинская свита представлена кварц-биотитовыми, кварцево-карбонатно-биотитовыми, амфибол-биотит-кварцевыми сланцами, эпидиодитами, алевrolитами, песчаниками, иногда кварцитовидными. Эти породы тесно переслаиваются, образуя местами флишеидные пачки. На различных стратиграфических уровнях имеются внутрiformационные конгломераты (полимиктовые и известковые) и кислые, реже основные эффузивы и их туфы. Местами в составе суванихинской свиты значительную роль начинают играть карбонатные сланцы и известняки (у прииска Боровского). Для свиты характерны темно-серая, зеленовато-серая и серая окраски пород и насыщенность их пиритом и пирротинном. Мощность суванихинской свиты в разных участках различна: по Витимкану — около 2000 м, на Чина-Горбылокском водоразделе — 1900—2000 м (М. А. Гладышев), на Витимкан-Кыдымитском водоразделе — 1200—1300 м (А. Н. Булгатов).

Терригенные и вулканогенные породы бурундинской и суванихинской свит метаморфизованы до степени роговообманковых, пироксеновых инъекционных, двуслюдистых гнейсов и кристаллических сланцев. Среди инъекционных гнейсов на водоразделе рек Муясына и Витима и в бассейне р. Турокчи встречаются очковые гнейсы с порфиروبластовой структурой и лепидогранобластовой основной массой.

А. Н. Булгатов (1965, 1966) связывает высокий метаморфизм пород с воздействием гранитоидов баргузинского комплекса, отмечая широкое развитие этих процессов в бассейне рек Муясына, Верхней Маректы и по Витиму, объясняя это явление пологим контактом гранитоидов, в юго-восточном направлении. В северо-западном направлении метаморфизм слабеет. А. Н. Булгатов подчеркивает, что высокометаморфизованные породы часто встречаются и на значительном удалении от выходов гранитоидов. Интересны данные о строении массива гранитоидов баргузинского комплекса, среди которых выделяются так называемые метасоматические порфиروبластовые гранитоиды. Состав их меняется в зависимости от литологии первичных пород. Встречаются диориты, гранодиориты и граниты с порфиробластами микроклина серого, бледно-розового цвета размером до 4 см (по длинной оси). В порфиробластах видны включения биотита и кварца (Булгатов, 1966).

Эти данные свидетельствуют о мощном проявлении регионального метаморфизма, достигающего уровня ультраметаморфизма. Отсутствие специальных исследований не позволяет глубже понять распределение разных фаций метаморфизма и причин их возникновения, но по геологическим данным этот участок является северо-восточным продолжением зоны высокого метаморфизма, тянущейся от северных отрогов хр. Ха-

мар-Дабан в верховьях рек Курбы и Турки. Ширина этой зоны здесь достигает 40—45 км.

К тилимской свите относят лишь известняки, обнажающиеся южнее р. Витимкана, исключая известняки бассейна р. Иката, которые датируются верхним протерозоем. Стратиграфическое положение тилимской свиты достоверно устанавливается в верховьях ключей Паренги и Тилима, а также (буровыми скважинами) на Амольском месторождении (Хренов, 1954). Она совершенно согласно залегает на сланцах суванихинской свиты.

Главной составной частью тилимской свиты являются известняки светло-серые, серые, темно-серые, кремовые, в различной степени мраморизованные. Подчиненную роль играют доломитовые известняки и доломиты, а также карбонатные сланцы. Характерными являются также амфиболиты, образующие единичные линзы и прослои мощностью 5—10 м. Остатков фауны в этой свите пока не обнаружено, хотя имеются указания (В. Л. Андрущук, Н. П. Михно) на находки органических остатков в известняках у присска Боровского¹, очень похожих на археоциаты, но оставшихся неопределенными. Мощность тилимской свиты различна в разных участках: 1800 м — по Витимкану и около 3000 м в верховьях Витима (А. Н. Булгатов).

Сопоставление и отождествление известняков Иката и Витимкана, территориально разобщенных, основывалось на их литологическом сходстве. В настоящее время становится очевидным, что имеются две разновозрастные толщи карбонатных пород: икатская, подстилающая бурундинские конгломераты, и витимканская, включающая тилимские известняки, залегающие выше бурундинских конгломератов.

Следует обратить особое внимание на необходимость разделения этих двух толщ, так как при геологосъемочных работах в южной и центральной частях Байкальской горной области все известняково-доломитовые толщи, с нашей точки зрения, ошибочно сопоставляются с тилимской свитой, а вышележащие сланцы, песчаники и другие породы — с икатской свитой.

Якшинская свита. На водоразделе Муясына и Витима и в низовьях р.левой Олдынды А. Н. Булгатовым выделена якшинская свита, залегающая выше тилимских известняков. Сложена она роговообманково-биотитовыми, роговообманково-карбонатными, хлорит-карбонатными, биотит-карбонатными, эпидот-карбонатными сланцами, амфиболитами и кристаллическими известняками. Эти породы часто переслаиваются, образуя слои мощностью от 4—5 до 150—200 м. Редко встречаются метаморфизованные полимиктовые песчаники и конгломераты. В зоне высокого метаморфизма отложения якшинской свиты превращены в различные гнейсы. Мощность свиты оценивается в 1800—2000 м.

Якшинская свита и по составу, и по стратиграфическому положению является несомненным аналогом дабатской свиты Морского хребта.

Как видно из описания, разрез витимканской серии очень близок к разрезам бассейна р. Ямбуя² и Морского хребта, а следовательно, может быть их аналогом.

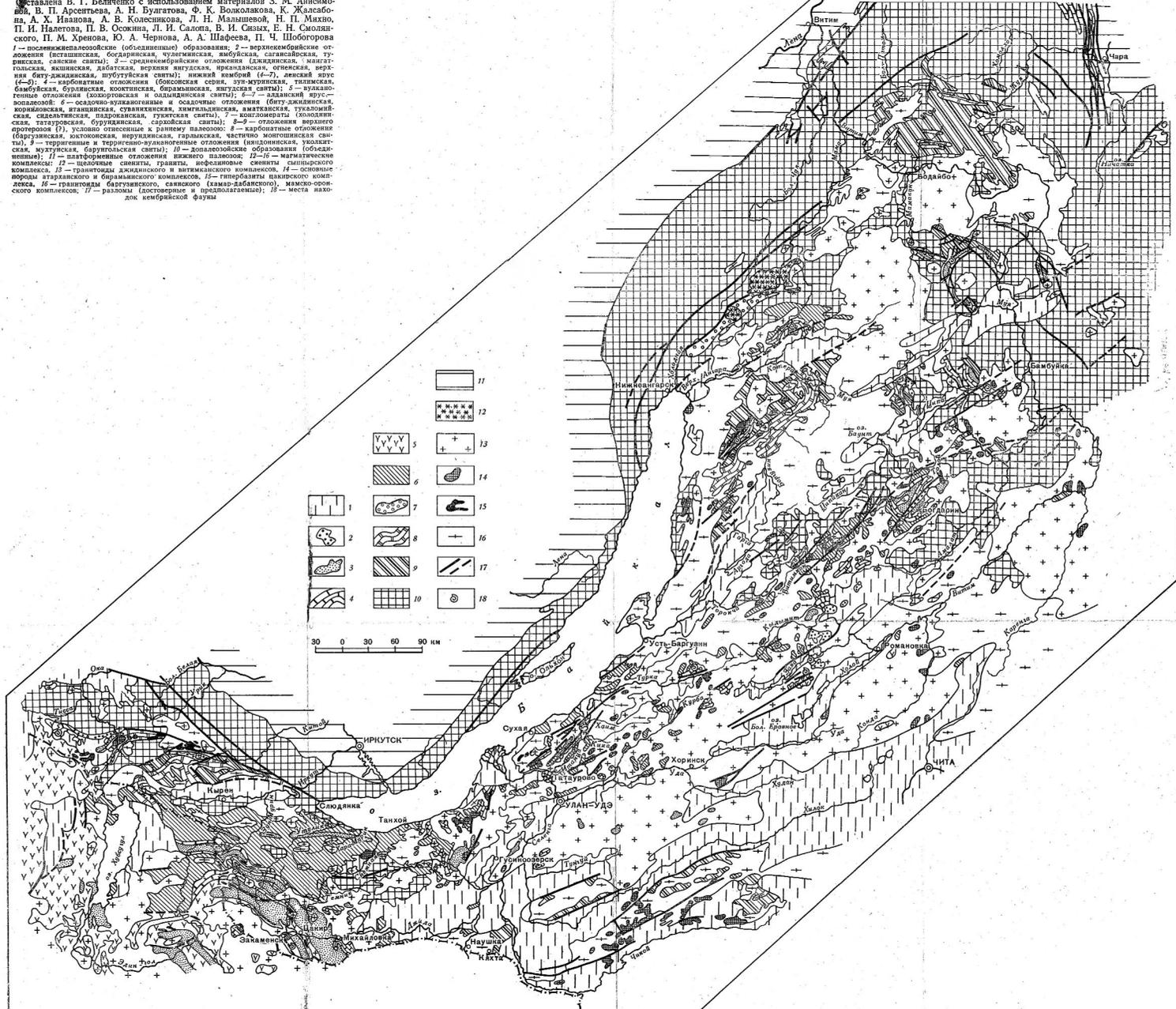
На взаимоотношения витимканской серии с фаунистически охарактеризованными отложениями бассейна р. Кыдымит существуют две точки зрения. По мнению А. Н. Булгатова (1966), это разновозрастные толщи, разделенные «глубинным» олдындинским разломом. Для подтверждения этой точки зрения указывается на более высокий метаморфизм пород северного блока по сравнению с отложениями верховьев р.левой Олдынды. Фактический материал позволяет считать разновозрастными от-

¹ В коллекции А. Д. Колесова, собранной в 1934 г. в известняках тилимской свиты у присска Каменского, А. Г. Вологдин (1962) определил археоциаты.

² В бассейне р. Ямбуя не вскрыта базальная часть разреза.

186. Схематизированная геологическая карта Западного Забайкалья. Составлена В. Г. Беличенко с использованием материалов Э. М. Анисимова, В. П. Арсентьева, А. Н. Булгакова, Ф. К. Волжолова, К. Жалсабана, А. Х. Иванова, А. В. Колесникова, Л. Н. Малышевой, Н. П. Мажко, П. И. Налетова, П. В. Осипова, Л. И. Салова, В. И. Сизых, Е. Н. Смолянского, П. М. Хренова, Ю. А. Чернова, А. А. Шафеева, П. Ч. Шобогорова

1 — поземинепалеозойские (объединенные) образования; 2 — верхнекембрийские отложения (песташинская, бодариновская, чумовицкая, амбульская, саганайская, туринская, саянская свиты); 3 — среднекембрийские отложения (джидинская, магистральская, ханжирская, дубовская, верхняя нинутская, ирландская, отенская, верхняя батуджинская, шубутуйская свиты); нижний кембрий (4—7), лесной ярус (4—9); 4 — карбонатные отложения (обосская серия, зун-муринская, тельмекская, бамбульская, буринская, кооктинская, бирамынская, нинутская свиты); 5 — вулканогенные отложения (болзоринская и ольданская свиты); 6—7 — алмазский ярус-вопьянской; 6 — осадочно-вулканогенные и осадочные отложения (батуджинская, корийловская, итанинская, стравинская, хангильдинская, амгальская, туваловская, саякветинская, павловская, туркская свиты); 7 — конгломераты (монгольская, татаровская, буринская, сарайская свиты); 8—9 — отложения верхнего ордовика (1); условно отнесенные к раннему палеозою; 8 — карбонатные отложения (барзунская, кооктинская, нерудинская, гаральская, частично монгольская свиты); 9 — терригенные и терригенно-вулканогенные отложения (вандолинская, ухалтинская, мухутуйская, барзунская свиты); 10 — допалеозойские образования (объединенные); 11 — платформенные отложения нижнего палеозоя; 12—16 — магматический комплекс; 12 — щелочные сиениты, граниты, нефелиновые сиениты сибирского комплекса; 13 — гранитоид джидинского и хангайского комплексов; 14 — основные горные астаровского и бирамынского комплексов; 15 — гипербазиты цавирского комплекса; 16 — гранитоид батунинского, саянского (камар-дабасского), мамско-донского комплексов; 17 — разломы (дисторсионные и префлиагаемные); 18 — места находок кембрийской фауны



ложения витимканской серии и кембрийские отложения верховьев р. Левой Олдынды, которые, находясь в разных структурно-фациальных зонах (см. рис. 1), отличаются по литологическому составу, степени метаморфизма и набору магматических пород, прорывающих их.

В южной Удино-Витимской структурно-фациальной зоне ведущую роль играют вулканогенные образования, а в окраинной северной — известняково-терригенные отложения. Различие состава этих толщ в данном случае не может служить препятствием для отнесения их к одному стратиграфическому уровню, что подтверждается находками нижнекембрийской фауны как в вулканогенно-карбонатных отложениях Курба-Витимской зоны, так и в известняках окраинной зоны в бассейне р. Ямбуя (рис. 26). Последние развиты севернее олдындинского разлома, т. е. в зоне верхнепротерозойских образований (Булгатов, 1966). Таким образом, олдындинский разлом разделяет не разновозрастные толщи, как считает А. Н. Булгатов (1966), а синхронные отложения разных структурно-фациальных зон. К границе последних приурочена своеобразная зона высокой проницаемости, с которой связаны проявления метаморфизма и метасоматоза, приведшие к возникновению метаморфической зональности и ультраметаморфических гранитоидов.

Амалат-Талойский водораздел

На Амалат-Талойском водоразделе до сих пор не найдены фаунистически охарактеризованные отложения. От участков, где подобные отложения содержат фауну, Амалат-Талойский синклинорий отделен частью обширными гранитными интрузиями, частью полями кайнозойских базальтов. Возраст широко здесь развитых осадочно-вулканогенных образований большинством исследователей (Салоп, 1964; Беличенко, 1960) считался верхнепротерозойским. К кембрию относились лишь пестроцветные отложения богдаринской свиты.

Разрез осадочно-эффузивных образований Богдарино-Талойского междуречья близок к разрезу витимканской серии, но обладает сходством и с разрезом кыдымитской серии. Так, наряду с бурундинскими конгломератами и породами суванихинской свиты здесь выделяются эффузивно-карбонатные породы, родственные олдындинской свите. Давно существовало мнение о сходстве отложений Амалат-Талойского водораздела с фаунистически охарактеризованными отложениями бассейна р. Олдынды (А. К. Гусева, К. П. Калинина, С. Н. Коровин и др.).

По данным П. В. Осокина, детально изучавшего описываемый район, самыми древними отложениями здесь являются различные гнейсы, распространённые в бассейне рек М. и Б. Амалата и отнесенные к гаргинской серии нижнего протерозоя. Гнейсы перекрываются с угловым и стратиграфическим несогласием породами хойготской свиты, которая прежде сопоставлялась с икатской свитой верхнего протерозоя¹.

Разрез условного раннего палеозоя начинается, по аналогии с витимканской серией, конгломератами **бурундинской свиты**. П. В. Осокиным наблюдалось залегание их в верховье р. Б. Амалата и по Иннокану на известняках и сланцах, которые он отождествил с тилимской свитой, тогда как они, более вероятно, относятся к верхнепротерозойским.

В верховье р. Б. Амалата бурундинская свита начинается средне- и мелкогалечными конгломератами, которые переходят в крупногалечные, состоящие из разнообразной гальки (мраморизованных известняков, амфиболитов, кварцитов, кварца, гранитов, диоритов). Мощность

¹ В. И. Лисицкий и Е. Е. Зеленский обнаружили в 1965 г. в основании хойготской свиты базальные конгломераты мощностью до 1100 м.

их 75 м. Выше залегают измененные кислые эффузивы и их туфы, переслаивающиеся со сланцами, песчаниками и алевролитами мощностью 300 м.

В других местах в составе бурундинской свиты отмечаются известковистые конгломераты, зеленые и зеленовато-серые известковистые песчаники. Общая мощность свиты оценивается в 700 м.

Стратиграфически выше нами выделяется суванихинская свита полимиктовых песчаников, сланцев и эффузивов кислого и среднего состава с прослоями известняков. Цвет пород темно-серый, зеленовато-серый. Породы суванихинской свиты распространены в юго-западной части Богдарино-Талойского синклиниория по ключам Березовому и Точеро, на водоразделе между ключами Сивокон и Огари, тяготея к местам распространения конгломератов бурундинской свиты.

По кл. Сивокон П. В. Осокиным составлен следующий разрез (снизу):

| | Мощность, м |
|---|-------------|
| 1. Розовые кварциты и кварцитовидные песчаники, зеленовато-серые и серые тонкополосчатые и тонкозернистые кварцево-слюдистые песчанистые сланцы | около 400 |
| 2. Рассланцованные кислые эффузивы | 200 |
| 3. Черные тонкоплитчатые пирротинсодержащие сланцы, зеленовато-серые тонкозернистые песчаники с прослоями мраморизованных известняков | 600 |
| 4. Зеленые, зеленовато-серые и серые кварц-биотитовые, биотитово-амфиболовые сланцы и амфиболиты | 60 |
| 5. Темно-серые с зеленоватым оттенком биотит-хлоритовые сланцы | 30 |
| 6. Светло-серые, почти белые тальк-хлорит-серпичитовые сланцы (измененные кислые эффузивы) | 10 |
| 7. Серые, розовые и черные тонкоплитчатые карбонатные сланцы | 5—6 |

По кл. Березовому обнажаются (снизу):

| | Мощность, м |
|--|-------------|
| 1. Амфиболовые, биотит-амфиболовые, карбонатные сланцы | 150 |
| 2. Рассланцованные кислые эффузивы (фельзит-порфиры, кварцевые порфиры, фельзиты), туфопесчаники с прослоями тонкоплитчатых биотит-хлоритовых, кварц-биотитовых сланцев и темно-зеленых основных эффузивов | 800 |
| 3. Амфиболовые сланцы (измененные основные эффузивы) | до 200 |
| 4. Черные плотные скрытокристаллические, сильно пиритизированные и темно-серые филлитовидные сланцы, с прослоями (мощность до 20 м) серых, мраморизованных известняков | около 350 |
| 5. Темно-серые плотные тонкоплитчатые кварц-биотитовые сланцы | 100 |
| 6. Темно-серые тонкозернистые известковистые песчаники | 120 |
| 7. Темно-серые тонкоплитчатые филлитовидные, сильно обохренные и карбонатные сланцы | 20 |

Отложения суванихинской свиты фациально весьма изменчивы. Значительную роль играют эффузивные породы, среди которых преобладают рассланцованные фельзиты и фельзит-порфиры с микролепидогранобластовой структурой. Порфировые выделения в них представлены платиоклазами и калиевыми полевыми шпатами.

В весьма незначительном количестве имеются плагиопорфириты, темно-серые породы с порфировой структурой и пилотакситовой основной массой, в которой видны вкрапленники призматической формы, состоящие из андезина.

В обломочной части туфогравелитов, кроме эффузивных пород, присутствуют граниты и сланцы. Цемент представлен туфами кварцевых порфиров. Невысокий метаморфизм пород суванихинской свиты выразился в незначительной перекристаллизации цемента песчаников, глинистого материала сланцев и основной массы эффузивов, в появлении

бластических структур и новообразований биотита, мусковита и хлорита. В контакте с гранитоидами возникли роговики и узловатые сланцы.

Аналогичные описанным, но значительно сильнее метаморфизованные отложения распространены по правобережью р. Чины и по р. Каменке. Здесь встречены гранат-биотит-кварцевые, биотит-кварцевые, кварц-амфиболовые, полевошпат-амфиболовые, хлорит-амфибол-карбонатные сланцы, метаморфизованные кислые эффузивы и их туфы с прослоями в верхней части разреза белых мраморизованных известняков мощностью от 20—30 до 60—100 м.

Высокий метаморфизм этой толщи служил поводом для ее отнесения к нижнему протерозою. Общая мощность суванихинской свиты определяется в 1700 м.

Суванихинская свита согласно перекрывается тилимской, сложенной, так же как и в бассейне р. Витимкана и Витима, белыми и серыми известняками, серыми, кремновыми доломитовыми известняками и доломитами с прослоями актинолитовых сланцев, тонкозернистых песчаников и кислых эффузивов.

Тилимская свита в Богдаринском районе детально изучена Ф. К. Волколаковым, Ю. П. Бутовым и другими, которым удалось расчленить ее на три подсвиты и выявить в основании верхней подсвиты переотложенные продукты коры выветривания с повышенным содержанием Al_2O_3 (19,87%).

Нижняя подсвита начинается белыми массивными или грубополосчатыми скрытокристаллическими известняками, иногда с примесью терригенного материала. Юго-западнее р. Усоя в известняках обнаружен прослой (20 м) глинистых и глинисто-карбонатных сланцев, в которых Al_2O_3 —21,54%, Fe_2O_3 —2,57%. Выше залегают серые, темно-серые тонкослойные известняки с прослоями доломитов, с линзами конгломератов (1—2 м) и кварцевых песчаников. В верхней части подсвиты известняки замещаются доломитами.

Средняя подсвита представлена белыми и светло-серыми массивными доломитами, которые сменяются выше темно-серыми, почти черными брекчиевидными. В них имеется прослой углисто-карбонатно-кремнистых и углисто-глинистых сланцев, залегающих иногда на неровной закарстованной поверхности. Сланцы содержат P_2O_5 от 1,1 до 5,8%. Верхняя часть подсвиты сложена светло-серыми массивными доломитами с карбонатно-кремнистыми стяжениями по кл. Полютовскому и водорослевыми (строматолитовыми) доломитами — по р. Усою. Доломиты часто кремнисты. Мощность средней подсвиты 1080 м.

Верхняя подсвита начинается глинисто-терригенной пачкой (до 120 м мощностью), залегающей на сильно закарстованной поверхности доломитов средней подсвиты. В состав этой пачки входят валунно-галечные конгломераты, состоящие из гальки доломитов, кремнистых пород, глинистых песчаников и буровато-зеленоватого песчаного цемента с содержанием Al_2O_3 до 19,87%. Мощности конгломератов до 15 м. Кроме того, в этой пачке выделяются песчаники и алевролиты, розовые доломиты. Выше этой пачки залегают белые, светло-серые, изредка темно-серые доломиты с обильными строматолитами. Мощность верхней подсвиты от 100 до 150 м.

К низам тилимской свиты мы относим эффузивно-карбонатные марганценозные и железосодержащие отложения, развитые на Талой-Усойском водоразделе. Здесь в карбонатных породах имеются прослой и линзы пестроокрашенных кислых эффузивов (фельзит-порфиоров) и их туфов, туфобрекчий, туфогравелитов. Кроме того, здесь же, а также у прииска Троицкого на водоразделе Сиво-Сивокон развиты гематит-магнетитовые и марганцево-гематитовые породы. Последние представляют значительный интерес и концентрируются на Васильевском (Талойском)

месторождении (Беличенко, 1959). В карбонатных породах, кроме железа и марганца, широко распространен P_2O_5 , содержание которого местами достигает 2,74—5,78%. Рудопоявления железа и марганца относятся к осадочно-эксгальционным и могут сопоставляться с Сосново-Озерской группой месторождений железа, приуроченных к олдындинской свите. По кл. Самогдыкан был установлен горизонт водорослевых известняков, в которых найден *Conophyton* (?).

Мощность тилимской свиты оценивается в 2000—2200 м. Она перекрывается тонкообломочными терригенными породами якшинской свиты и более грубозернистыми терригенно-вулканогенными отложениями точерской свиты.

Якшинская свита распространена на Богдарин-Усойском водоразделе и представлена черными и зеленовато-серыми углисто-карбонатными, хлорит-серицитовыми филлитовидными сланцами, песчаниками с подчиненными прослоями черных известняков.

По кл. Средней Якше разрез якшинской свиты, по данным Ю. П. Бутова, следующий (снизу):

| | Мощность, м |
|--|-------------|
| 1. Известняки тилимской свиты постепенно сменяются темно-серыми и черными полосчатыми известняками и карбонатными сланцами | 17 |
| 2. Зеленовато-серые тонкоплитчатые филлитовидные глинистые сланцы | 18 |
| 3. Зеленовато-серые полимиктовые тонкозернистые песчаники | 14 |
| 4. Зеленовато-серые до черных тонкополосчатые и зеленовато-серые филлитовидные глинистые сланцы | 58 |
| 5. Тонкопереслаивающиеся песчаники и глинистые сланцы | 30 |
| 6. Зеленовато-серые тонкозернистые песчаники, алевролиты, сланцы с прослоем (20 м) битуминозного известняка | 100 |
| 7. Серные, черные, зеленовато-серые, филлитовидные и слюдисто-карбонатные сланцы | около 75 |
| 8. Серые и зеленовато-серые полимиктовые песчаники | 25 |

Северо-восточнее по р. Усою в якшинской свите появляются песчаники и гравелиты.

Якшинская свита залегает на неровной, закарстованной поверхности известняков тилимской свиты. В строении первой намечается цикличность со следующей характерной последовательностью пород: песчаники, алевролиты, углисто-кремнистые сланцы и известняки. В базальной части свиты отмечены углисто-кремнисто-карбонатные желваки с повышенным содержанием P_2O_5 .

В верхней части якшинская свита представлена мощными полимиктовыми песчаниками, гравелитами и конгломератами. К верхам размер обломочного материала увеличивается, что характерно для регрессивной толщи. Мощность якшинской свиты по новым данным исчисляется в 2000 м.

Точерская свита выделяется в центральной части Чина-Амалатского водораздела. В ее составе преобладают глинистые сланцы, полимиктовые и кварцево-карбонатные песчаники, гравелиты. Подчиненное значение имеют известняки и крупногалечные конгломераты. Характерно наличие сидеритовых песчаников, сланцев и эффузивных пород.

По данным П. В. Осокина, точерская свита ложится на подстилающие породы со стратиграфическим несогласием. Базальный горизонт не выдержан по составу и представлен то конгломератами, то гравелитами, то песчаниками, то филлитовидными сланцами.

Крупногалечные конгломераты состоят из хорошо окатанной гальки размером от 3 до 10—15 см известняков, доломитов, гранитов, метаморфизованных песчаников, серых кварцитов, кварца, кварцевых порфиров, фельзит-порфиров, гранит-порфиров. Цемент зеленовато-серый, полимиктовый, песчаный с темно-серыми зернами кварца, рассланцованный.

Конгломераты переходят в гравелиты и полимиктовые песчаники. Последние довольно резко сменяются тонкоплитчатыми слоистыми зеленовато-серыми глинистыми сланцами, среди которых отмечается прослой (30—50 м) серых полосчатых мелкозернистых известняков. Стратиграфически выше вновь появляются полимитовые и карбонатные среднезернистые песчаники с прослоями филлитовидных и кварцбиотитовых сланцев. В песчаниках и сланцах содержатся мелкие кубики сидерита, при выветривании образующие мелкие ржавые точки.

Эффузивные породы представлены фельзитами, фельзит-порфирами, диабазами и плагиопорфиритами. Это — светло-серые, зеленовато-серые, тонко рассланцованные породы. Фельзит-порфиры обладают порфировой структурой с фельзитовой и сферолитовой основной массой. Вкрапленники — кварц и полевые шпаты. По кварц-полевошпатовой основной массе развиваются эпидот, слюды и гидрокислы железа.

Известняки имеют, как правило, темно-серую окраску, плотное сложение, микрогранобластовую структуру. Они соответствуют кальцитовым разностям и содержат незначительную примесь терригенного материала. Общая мощность свиты 1800—2000 м.

По представлениям геологов, работавших в последние годы на Амалат-Талойском водоразделе, точерская свита является собирательной. И. Я. Кузьмин считает, что в нее включались отложения и суванихинской, и якшинской свит. Это мнение подтверждается и наблюдениями В. П. Приходько о непосредственном залегании тилимских известняков на эффузивно-терригенных отложениях, которые относятся к точерской свите. В соответствие с новыми данными эффузивно-терригенную часть отложений точерской свиты, подстилающих тилимскую, следует отнести к суванихинской, а остальную песчано-сланцево-карбонатную часть точерской свиты отождествить с якшинской.

Известковые конгломераты и гравелиты, которые как будто залегают выше якшинской свиты, следует, наверное, выделить в самостоятельную свиту.

В новом варианте стратиграфическая колонка Амалат-Талойского междуречья более сопоставима с разрезами соседних участков. Несмотря на детальные исследования отдельных участков, стратиграфия нижнего палеозоя на Амалат-Талойском междуречье остается, таким образом, все еще слабо изученной. Фаунистически описываемый разрез не охарактеризован. Ближайшими точками находок археоциат, собранных А. Ф. Колесовым в 1934 г. и определенных А. Г. Вологдиным (1962а), является бассейн р. Каменки и р. Чина (точнее места не указаны). Повторить эти сборы фауны до сих пор не удалось.

Бассейн р. Уакита-Горбылокского

На юго-восточном склоне Южно-Муйского хребта, в бассейне р. Уакита, левого притока р. Цины, выделяется уакитская серия, изученная Л. И. Салопом (1964) и Д. Жалсабомом. Этими исследователями уакитская серия относится к верхнему протерозою, так как залегает она на отложениях нижнего протерозоя, а перекрывается санской серией, относимой теми же исследователями к нижнему кембрию. В последние годы после сбора новых материалов по соседним районам (Беличенко, Хренов, Чернов, 1966), а также непосредственно в описываемом районе (Язмир, 1966) появилось сомнение в правильности датировки выделенных серий. Санская серия, как выясняется, очень похожа на ирканданскую свиту (Салоп, 1964) Баргузинского хребта и в то же время она сопоставляется М. М. Язмиром (1966) с бурундинской свитой нижнего кембрия и богдаринской и исташинской свитами, которые относятся

условно к верхнему кембрию. При такой интерпретации уакитская серия могла бы сопоставляться с нижнекембрийскими отложениями.

Разрез уакитской серии начинается **мухтунной свитой** метаморфизованных песчаников, туфопесчаников, конгломератов и туфоконгломератов с прослоями филлитов и известняков, а также измененных кислых эффузивов и их туфов. Начинается разрез зеленовато-серыми полимиктовыми, реже туфогенными конгломератами с многочисленными прослоями зеленовато-серых песчаников и углистых сланцев. Эти отложения перекрываются мощной толщей (более 1500 м) зеленовато-серых полимиктовых и туфогенных песчаников с редкими покровами альбитизированных порфиоров и кератофиоров с прослоями туфов. Верхняя часть свиты характеризуется частым чередованием песчаников и темно-серых известняков, в которых на отдельных участках имеются полимиктовые и известняковые конгломераты, состоящие из гальки местных пород.

Конгломераты базальных горизонтов отличаются разнообразием состава. Гальки, различно окатанные и плохо сортированные, состоят из разнообразных измененных эффузивов и гранитоидов. Цемент песчанниковый или туфогенный.

В зонах повышенного метаморфизма образуются различные роговики, кристаллические биотитовые и гранат-биотитовые сланцы и гнейсы. Мощность свиты 2500—3000 м.

Мухтунная свита, как видно из описания, может быть сопоставлена с бурундинской и суванихинской.

Нерундинская свита сложена в основном черными и темно-серыми известняками, доломитами, филлитами, в меньшей мере песчаниками и известняковыми конгломератами. В нижней части разреза наблюдается тонкое чередование известняков и сланцев, выше известняки становятся преобладающими, а сланцы и песчаники образуют единичные прослой. Верхняя часть свиты сложена известняками, часто песчанистыми, иногда конгломератовидными с прослоями углистых и филлитовидных известняковистых сланцев. Известняки часто оолитовые и онколитовые. Доломиты образуют выклинивающиеся линзы мощностью до 80 м. Своеобразными являются черные песчанистые известняки, содержащие большое количество остроугольных обломков кварца и фельзитов размером от долей миллиметра до 2 см. Мощность свиты 1500—2000 м.

Юктоконская свита сложена слоистыми и массивными светло-серыми, почти белыми, кремовыми и розовыми, реже темно-серыми доломитами. Изредка встречаются известняки, песчанистые, глинистые и кремнистые доломиты. Последние содержат оолиты, онколиты и строматолиты. Видимая мощность определяется в 1500 м.

Нерундинская и юктоконская свиты могут сопоставляться с тилимской.

Вышележащие отложения объединены в санскую серию, которая расчленяется на следующие свиты (снизу):

- 1) нижняя дулешминская полимиктовых и карбонатных конгломератов с прослоями песчаников;
- 2) верхняя дулешминская кварцитовидных и известковистых песчаников;
- 3) нижняя санская свита карбонатных конгломератов с прослоями карбонатных песчаников.

Нижняя дулешминская свита залегает трансгрессивно на породах уакитской свиты. Наиболее распространены в ее разрезе полимиктовые и карбонатные конгломераты серого, светло-серого и буровато-серого цвета. Степень отсортированности обломочного материала слабая, степень окатанности различная. Размер галек колеблется от нескольких миллиметров до 20—30 см. Полимиктовые и карбонатные конгломераты связаны друг с другом взаимопереходами. В полимиктовых конгломе-

ратах гальки представлены измененными эффузивами, метаморфизованными песчаниками, филлитами, доломитами и известняками оолитовыми и водорослевыми, различными гранитоидами, кварцем.

Карбонатные конгломераты состоят главным образом из галек и валунов доломитов и известняков и песчанисто-доломитового или известковисто-песчаникового цемента.

Песчаники, переслаивающиеся с конгломератами, соответствуют по составу цементу последних. Мощность свиты 250—500 м.

Верхняя дулешминская свита в нижней части представлена однообразными светло-серыми и серыми, реже розовато-серыми кварцитовидными песчаниками, в которых наблюдается слабо выраженная слоистость, иногда косая бассейнового типа.

В верхней части преобладают светло-серые, кремовые и буровато-серые, сильно известковые среднезернистые песчаники кварцевые, олигомиктовые и аркозовые. Цемент карбонатный. Мощность свиты 540—620 м.

Нижняя санская свита сложена карбонатными конгломератами светло-серого, реже темно-серого или розоватого цвета. Галька представлена доломитами и известняками, цемент — песчанистым доломитом и карбонатным песчаником. В обломочной части цемента присутствуют кварц, плагиоклаз. Количественные соотношения гальки и цемента различны. Редкие прослои мощностью до 25 м сложены сильно карбонатными песчаниками. Мощность свиты 300—320 м.

Верхняя санская свита представлена тонкослоистыми зеленовато-серыми, реже буроватыми или розоватыми, сильно известковистыми песчаниками. Наиболее обогащенные карбонатом песчаники превращены в песчанистые известняки. Мощность, 800 м.

Приведенный разрез Уакит-Горбылокского района не охарактеризован фаунистически, отнесение его отложений к кембрию основано главным образом на литологическом сходстве, а также на сходной последовательности свит с кембрийскими отложениями соседних районов и на общих геологических предпосылках.

Бассейн р. Бамбуйки

В бассейне р. Бамбуйки, левого притока р. Витима, условно кембрийские отложения выделялись некоторыми исследователями и прежде, но достоверно кембрийскими они стали недавно, после первых находок фауны В. И. Давыдовым и Г. А. Кибановым. Позже эти отложения детально изучались группой геологов Бурятского геологического управления (Волколаков и др., 1964; Язмир, 1966). В 1962 г. Ф. К. Волколаковым и М. М. Язмиром были впервые собраны остатки трилобитов среднего кембрия (Волколаков, Давыдов и др., 1964). Теперь для этого района имеется хорошо палеонтологически обоснованный разрез.

В основании разреза (Язмир, 1966; Волколаков, Бутов и др., 1966) выделяется **аматканская свита**, сложенная базальными конгломератами, песчаниками с прослоями карбонатных пород в верхней части свиты. Распространены эти породы в бассейне рек Жанок, Голубе, по левому борту рч. Агатканского.

Базальные конгломераты, лежащие с разрывом на эффузивах и гранитоидах нижнего протерозоя, крупногалечные и валунные, состоят из гальки различных гранитоидов, кварцевых порфиров, фельзитов, кварца и песчаникового кварц-полевошпатового цемента. Переслаиваются они с серыми и розовато-серыми аркозовыми песчаниками, образующими маломощные прослои (0,2—1,5 м). В отдельных участках прослои представлены туфопесчаниками и туфами. Мощность базальной пачки колеблется от 40—50 до 180—190 м.

Выше залегают серые, иногда с зеленоватым оттенком полимиктовые и аркозовые гравелиты и крупнозернистые песчаники мощностью до 250 м, которые сменяются более мелкозернистыми песчаниками того же состава, содержащими редкие прослои углистых сланцев, черных песчаных доломитов и аргиллитов. Мощность этих отложений 230—250 м. Верхняя часть свиты представлена темно-серыми пиритсодержащими глинистыми и серицит-кварцевыми сланцами, глинистыми доломитами и буровато-серыми кварцитовидными и косослоистыми полимиктовыми песчаниками. Общая мощность свиты 1600 м.

Бамбуйская свита согласно залегает на аматканской и имеет исключительно карбонатный состав, обнажаясь по р. Бамбуйке, Чулегме, Огне и Аматкану. Она делится на две подсвиты. Нижняя сложена желтовато-серыми, розовато-вишневыми, серыми, светло-серыми до белых, темно-серыми, полосчатыми и массивными доломитами, переслаивающимися с доломитовыми известняками и известняками. Часто встречаются грубополосчатые кремнистые доломиты и доломитовые известняки. Для нижней подсвиты характерно присутствие водорослей (строматолиты *Stratifera*). Мощность 1700 м.

Верхняя подсвита представлена темно-серыми до черных доломитовыми известняками с археоциатово-водорослевыми микробиогермами, светло-серыми и серыми доломитами с желваками и линзами кремнистого вещества, темно-серыми и черными пелитоморфными известняками. Мощность подсвиты 1400 м.

По палеонтологическим данным, бамбуйская свита соответствует ленскому ярусу. Археоциаты представлены *Ajacicyathus* sp. n., водоросли — *Renalcis* sp. n. (Волколаков, Давыдов и др., 1964).

Огненная свита включает монотонную пачку глинистых известняков, известняков и карбонатных сланцев. Выделена эта свита в районе слияния р. Огне и Бамбуйки. В этой свите впервые обнаружены трилобиты: *Oryctocephalus walcotti* Ress., *O.* sp., *Oryctocara* cf. *lata* N. Tehern, *Tonkinella* cf. *sibirica* N. Tehern., *T.* sp., *Anamacarella* aff. *sinensis* Wall., *Anamacaroides* sp., *Granularia* sp., характерные для амгинского яруса (Язмир, 1966; Волколаков, Язмир, 1966).

В верховьях р. Бамбуйки в состав огненной свиты входят карбонатные песчаники с прослоями черных углистых, кварц-серицитовых, кварц-серицит-хлоритовых, кварц-карбонатных, серицит-карбонатных сланцев и карбонатных песчаников. Мощность свиты 400—500 м.

Впервые в этом районе выделяются отложения **чулегминской свиты**, относящиеся условно к среднему-верхнему кембрию (Волколаков и др., 1964; Язмир, 1966). Свита залегает со стратиграфическим несогласием на подстилающих породах. Базальные конгломераты состоят исключительно из известняковой гальки и песчано-карбонатного и мергелистого цемента, чередуются с мергелистыми и песчаными доломитами. Мощность базального горизонта колеблется от 40 до 300 м. Выше залегают серые доломитистые мергели и песчаники, перекрываемые монотонной толщей тонкослоистых алевролитов и глинистых хлорит-карбонатных сланцев с прослоями буровато-серых известковистых песчаников. Общая мощность чулегминской свиты оценивается в 1000 м. Сопоставляется она с ниже- и верхнесанской свитами (Язмир, 1966; Бутов и др., 1966).

Баргузинский хребет

Основы стратиграфии осадочно-метаморфических отложений Баргузинского хребта были заложены В. В. Домбровским (1940), выделившим здесь архейские, протерозойские и кембрийские образования. Возраст выделенных комплексов определяется условно. В кембрии выделяются три свиты (снизу): 1) уколкитская — терригенная, 2) катерская —

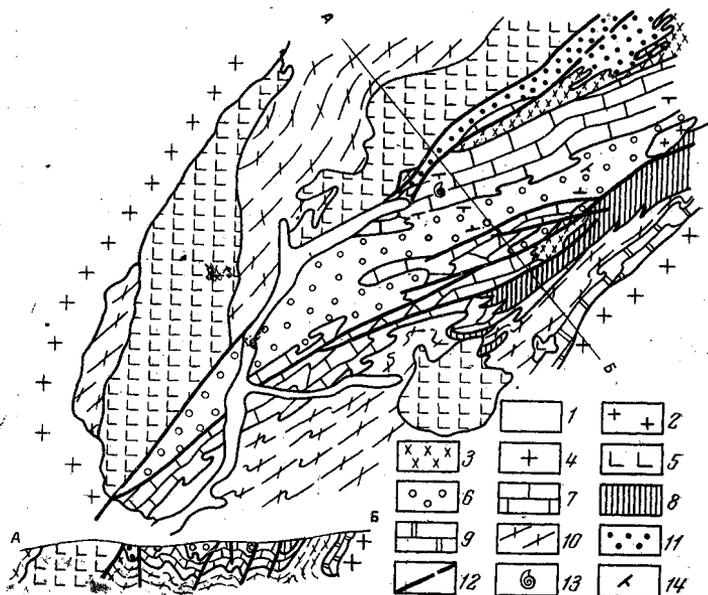


Рис. 28. Схематизированная геологическая карта бассейна р. Бирамы. Составлена В. Г. Беличенко и А. С. Ескиным с использованием материалов П. Ч. Шобогорова, А. В. Колесникова

1 — аллювиальные отложения; 2 — гранитоиды витимканского комплекса; 3 — основные породы бирамынского комплекса; 4 — гранитоиды баргузинского комплекса; 5 — основные породы иркутского комплекса; 6 — известкостые конгломераты и песчаники иркутской свиты; 7 — известняки и доломитистые известняки бирамынской свиты; 8 — средние эффузивы и их туфы няндонинской свиты (уколкитской); 9 — известняки баргузинской свиты; 10 — различные сланцы няндонинской свиты; 11 — полимиктовые красноцветные конгломераты турической свиты; 12 — разломы; 13 — места находок фауны; 14 — элементы залегания

то из этих случаев имеет место опрокинутое залегание. Детальных наблюдений для решения этого вопроса нет, и положение няндонинской и согласно с ней залегающей баргузинской свит остается дискуссионным. В рассматриваемой колонке не обосновано отнесение к нижнему протерозою намаминской свиты, литологически и по положению в структуре Баргузинского синклинория очень сходной с няндонинской.

В разрезе, составленном Ю. С. Тарасовым (1964), сомнительным является положение няндонинской свиты между бирамынской и иркутской свитами (см. рис. 27). Иркутская свита известняковых конгломератов контактирует с бирамынской и содержит гальку главным образом известняков последней. Породы же няндонинской свиты, которая в данном варианте разреза должна быть полностью размыта, в гальке не встречаются. Кроме того, как было установлено прежде (Домбровский, 1940; Салоп, 1964; Беличенко и др., 1959), на няндонинской свите согласно залегают известняки баргузинской свиты.

Совершенно по-новому в той же колонке трактуется положение турической свиты полимиктовых конгломератов и песчаников. Возраст турической свиты по аналогии с иташинской свитой Витимского плоскогорья определяется условно верхнекембрийским. При такой трактовке возраста турической свиты становится понятным отсутствие ее пород в юго-восточном крыле Бирамынского синклинория (рис. 28), которые в соответствии с третьим вариантом стратиграфической колонки должны выходить по контакту няндонинской и бирамынской свит. Данные Ю. С. Тарасова о согласном залегании бирамынской свиты на намаминской свите в левом борту долины р. Правой Намамы, в северо-западном крыле синклинория, согласуются с нашими данными о взаимоотношении бирамынской и няндонинской свит в юго-восточном крыле. В слу-

чае отождествления намаминской и няндонинской свит Бирамьинский синклиний имел бы симметричное строение. Нелогична во втором варианте нижняя граница кембрия: ее следовало бы проводить ниже намаминской свиты, так как фауна бирамьинской свиты соответствует верхам ленского яруса (обручевский горизонт).

Второй вариант колонки (см. рис. 27) противоречит имеющимся в настоящее время стратиграфическим колонкам соседних участков (Верхне-Ангарского и Средне-Витимского), где базальные свиты кембрия сложены красноцветными конгломерато-песчаными отложениями типа туриксских, поэтому, несмотря на новизну и привлекательность, этот вариант требует дальнейшей разработки основных положений.

Третий вариант колонки (см. рис. 27) является наиболее стройным и принят большинством геологов, но и он имеет ряд слабых сторон. В соответствии с этим вариантом турикская свита должна залегать на баргузинской свите или там, где она полностью смыта, на подстилающей ее няндонинской со значительным стратиграфическим и угловым несогласием.

В северо-западном крыле Бирамьинского синклинория турикская свита лежит на няндонинской свите, отложения же полностью смытой баргузинской свиты почему-то отсутствуют или присутствуют в виде единичных галек. В юго-восточном же крыле синклинория конгломераты туриксской свиты отсутствуют, и между бирамьинской и няндонинской свитами нет признаков несогласия, хотя из разреза выпадает вся баргузинская свита. Л. И. Салоп (1964) объясняет отсутствие здесь базальных конгломератов большой амплитудой сброса, прослеженного в верховьях р. Лево́й Бирамьи А. В. Колесниковым. Но этот сброс (см. рис. 28) не всюду проходит по контакту няндонинской и бирамьинской свит, а конгломераты отсутствуют всюду.

Перечисленные свиты образуют серию параллельных складок северо-восточного простирания, которое в бассейне р. Котеры меняется на север-северо-западное. Находка фауны нижнего кембрия в отложениях Верхне-Ангарского хребта, которые прежде всеми исследователями относились к баргузинской свите, заставляет еще раз проверить рассматриваемые построения. Фактический материал не исключает возможности сопоставления баргузинской свиты с бирамьинской и кооктинской свитами нижнего кембрия. Высокий метаморфизм первой не может сам по себе служить тому препятствием.

Толщи Баргузинского хребта очень близки по условиям метаморфизма к толщам хр. Хамар-Дабан, где долгое время не удавалось распознать в значительно метаморфизованных отложениях аналогов джидинского кембрия. В Баргузинском хребте наблюдается такое же постепенное нарастание метаморфизма до самых высоких его степеней (Гурулев, 1960; Шобогоров, 1960; Беличенко, Ескин, Анисимова, 1959). Судя по фактическому материалу, собранному сторонниками различных точек зрения, а также основываясь на личных наблюдениях, мы предлагаем четвертый вариант стратиграфического разреза нижнего палеозоя Баргузинского хребта (см. рис. 27), также дискуссионный, но полнее отражающий фактические данные.

В основании нижнего палеозоя выделяется **няндонинская свита**, представленная песчано-сланцевыми и вулканогенно-терригенными отложениями и очень невыдержанная по составу. В северной части Баргузинского хребта (в верховьях р. Няндони) она состоит главным образом из осадочно-вулканогенных отложений, выделяющихся в уколкитскую свиту¹. П. Ч. Шобогоров указывает, что ее разрез начинается однообраз-

¹ Выделение этих отложений в самостоятельную свиту вряд ли целесообразно, так как они очень не выдержанны по простиранию и переходят в песчано-сланцевые отложения няндонинской свиты.

ными туфовыми песчаниками и сланцами, в которых появляются иногда довольно мощные тела метаморфизованных эффузивов основного и среднего состава. В отдельных местах эффузивы количественно преобладают над туфами. Максимальная мощность эффузивно-осадочной толщи не менее 3 км; юго-западнее она падает до 400—500 м в бассейне р.левой Бирамьи и затем до нуля по р. Томпуде, в устье р. Даверен. Эффузивные породы представлены диабазовыми порфиритами, диабазами, спилитами, амфиболитами.

Среди туфогенных пород выделяются туфы, туфопесчаники, туфосланцы, туфобрекчии, природа которых обнаруживается с трудом, так как они повсеместно метаморфизованы.

По простиранию и вкрест простирания эта толща замещается серицит-хлоритовыми, кварц-биотит-серицитовыми, кварц-карбонатными, кварц-углистыми сланцами, которые в зонах более высокого метаморфизма превращены в кварц-биотит-амфиболовые, кварц-амфибол-широксеновые, гранат-биотитовые, эпидот-роговообманково-биотитовые сланцы и гнейсы. В верхней части разреза появляются прослойки темно-серых и серых известняков и, по данным П. Ч. Шобогорова, маломощные прослойки кварцевых и бескварцевых кератофиров (альбитофиров), превращенных в альбит-кварцево-мусковитовые ортосланцы.

Детально разрезы няндонинской свиты изучались нами по левым притокам р.левой Бирамьи, где она обнажается на расстоянии около 2 км между выходами бирамьинской и баргузинской свит. С северо-запада от контакта с бирамьинскими известняками обнажаются зеленые эффузивные породы с прослоем черных тонкозернистых кварц-углистых сланцев с пиритом. Непосредственно контакт наблюдался на гребне междулевой и Сухой Бирамьей. Известняки светло-серого цвета, местами слоистые, значительно раскристаллизованы и слегка рассланцованы. Эффузивы, подстилающие известняки, пересечены многочисленными прожилками кальцита, а несколько юго-западнее обнажаются туфобрекчии, состоящие из обломков размером до 10 см мелкозернистых зеленых эффузивов и темно-зеленого измененного туфового цемента, в отдельных местах рассланцованного. Стратиграфически выше цемент становится карбонатным, зеленовато-серым, а затем этот цемент преобладает в составе пород, которые имеют облик раскристаллизованного, рассланцованного известняка с единичными неправильной формы обломками эффузивов размером от 1 до 7—8 см.

Юго-западнее на протяжении примерно 700 м обнажаются зеленые и светло-зеленые тонкозернистые монолитные эффузивы. В левом борту долины р.левой Бирамьи залегают зеленовато-серые серицит-хлоритовые, кремнистые черные кварц-углистые сланцы с пиритом, кварцевыми линзочками и прослоем (до 60 см) фельзита. Юго-восточнее в филлитовидных сланцах появляются темно-серые карбонатные сланцы и известняки, образующие прослойки мощностью 25—30 м, еще далее — флишоподобная пачка, состоящая из темно-серых карбонатных, черных кварц-углистых и филлитовидных сланцев, часто переслаивающихся. Разрез венчается светло-серыми полосчатыми кристаллическими известняками с прослоями зеленовато-серых амфиболовых сланцев, часто будинированными. Для няндонинской свиты характерна интенсивная притизация пород. На этом участке падение слоев выдержанное северо-западное, т. е. под известняки бирамьинской свиты, причем угол падения увеличивается в юго-восточном направлении, что позволяет предполагать здесь антиклинальную складку, сложенную вышеописанными породами, опрокинутую на юго-восток. Мощность няндонинской свиты 2500—3000 м.

По стратиграфическому положению и составу няндонинская свита соответствует суванихинской, битуджидинской и туколамийской свитам.

На няндонинской свите залегают в одних местах (в центральной части Баргузинского хребта) известняки баргузинской, а в других — в верховьях р. Левой Бирамьи — отложения бирамьинской свиты. Учитывая это, а также то, что в породах баргузинской свиты в Верхне-Ангарском хребте была обнаружена фауна нижнего кембрия, мы считаем возможным допустить одновозрастность баргузинской и бирамьинской свит.

Бирамьинская свита впервые выделена в бассейне р. Бирамьи В. В. Домбровским (1940), который включал в нее известняки и доломиты. Некоторые исследователи отрицали самостоятельное значение этой свиты, но находка фауны определила ее значение и стратиграфическое положение. С. А. Гурулев (1964) отнес карбонатные породы с фауной к уколкитской свите, а бирамьинской назвал ирланданскую свиту известковистых конгломератов.

Бирамьинская свита представлена в нижней части темно-серыми и серыми массивными и слабослоистыми доломитами и доломитовыми известняками, иногда с брекчиевидной текстурой. Выше по разрезу выделяются песчанистые известковые доломиты мощностью 60 м и розовато-серые среднезернистые кварцевые известковистые песчаники мощностью 20 м, которые перекрываются водорослевыми доломитами (50 м) (рис. 29).

Верхняя часть свиты сложена светло-серыми, кремовыми, розоватыми и серыми массивными, иногда сетчатыми, средне- и крупнозернистыми доломитами и реже известняками. В них П. Ч. Шобогоровым (1956) обнаружена фауна археоциат, трилобитов и брахиопод (рис. 30). Эти сборы были повторены в 1956 г.

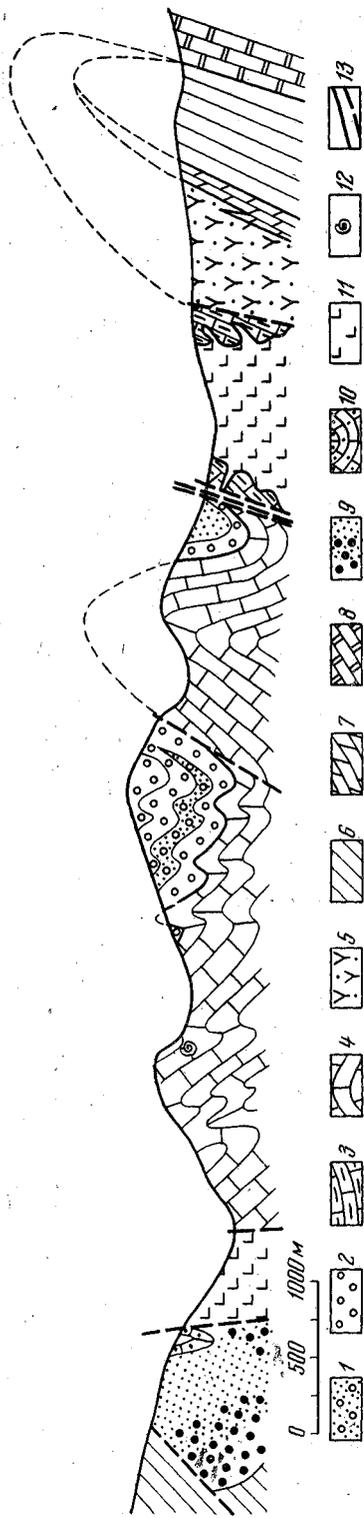


Рис. 29. Разрез по р. Бирамье

Ирланданская свита: 1 — известковистые конгломераты, песчаники и гравелиты, 2 — известковистые конгломераты; бирамьинская свита: 3 — розовые и кремовые известняки с бурой корочкой выветривания, 4 — светло-серые, белые и кремовые известняки и доломитистые известняки; няндонинская свита: 5 — средние эффузивы и их туфы, 6 — серциит-хлоритовые, кварц-углистые пиритизированные сланцы, 7 — темно-серые карбонатные сланцы, 8 — светло-серые полостчатые битуминозные известняки; туркская свита: 9 — полимиктовые красноцветные конгломераты и песчаники, 10 — мергели, 11 — диориты бирамьинского комплекса; 12 — фауна археоциат и трилобитов; 13 — разломы



Рис. 30. Вид на устьевую часть долины р. Правой Бирамьи с юго-запада. В правой части виден каньон кл. Трилобитового (крестиком обозначено место находки фауны); на правом склоне долины р. Правой Бирамьи обнажается турицкая свита, выше по склону и на водораздельном гребне — основные породы икатского комплекса. Фото А. С. Ескина

А. В. Колесниковым, В. А. Навиль, В. Г. Беличенко, А. С. Ескиным. Определение фауны проводилось Л. В. Огиенко, Л. Н. Репиной, а поздних сборов — Н. П. Суворовой и М. М. Язмиром. По заключению Л. В. Огиенко, Н. П. Суворовой, комплекс форм относится к еланскому и торгашинскому горизонтам, по мнению Л. Н. Репиной и М. М. Язмира, — к обручевскому горизонту Саяно-Байкальской горной области.

В юго-восточной части Бирамьинского синклинория доломиты желтовато-серые, розовато-серые, розовые, белые сахаровидные пелитоморфные, иногда пятнистые. Отдельные прослои песчанисты и железисты (гематитсодержащие). Местами в бирамьинской свите наблюдаются прослойки, линзы и неправильные стяжения кремня. Мощность свиты не менее 1000 м.

Условный аналог бирамьинской свиты — **баргузинская свита** — выделяется главным образом в центральной части Баргузинского хребта, в зонах высокого метаморфизма. Впервые она была выделена В. В. Домбровским (1940), включившим в нее преимущественно кристаллические известняки с подчиненными прослоями кристаллических сланцев и гнейсов. Впоследствии при картировании складчатых структур (прослеживание свит по простиранию) и изучении метаморфизма (Салоп, 1964; Шобогоров, 1960; Беличенко, Ескин, Анисимова, 1958; Гурулев, 1960) было установлено, что кристаллические мраморы баргузинской свиты в зонах пониженного метаморфизма переходят в слабо перекристаллизованные известняки. Баргузинская свита слагает ряд крупных синклинальных складок. Отложения этой и подстилающей ее няндонинской свит в виде остатков кровли баргузинских гранитоидов вскрыты в осевой части Баргузинского хребта и частично в глубоко врезаемых долинах на

его склонах. Баргузинские гранитоиды, как и хамар-дабанские, в главной своей массе являются, по-видимому, ультраметаморфическими. Сам же Баргузинский хребет является уникальным районом для изучения явлений регионального метаморфизма.

В зонах высокого метаморфизма баргузинская свита представлена кристаллическими известняками с чешуйками графита, кристаллами пирротина и магнетита. П. Ескола отмечал в них фуксит, а В. И. Навиль — хондродит. В подчиненном количестве встречаются кальцифиры форстерит-пироксенового состава, кварциты, биотит-роговообманковые, биотит-пироксеновые гнейсы и кристаллические сланцы, которые образуют более или менее мощные прослои в мраморах. В контакте с баргузинскими гранитоидами распространены инъекционные гнейсы.

Низкометаморфизованные известняки баргузинской свиты, среди которых отмечаются и доломиты, представлены тонкозернистыми, иногда рассланцованными светло- и темно-серыми породами. Баргузинская свита постепенно переходит в подстилающую ее няндонинскую свиту. В основании первой выделяется пачка темно-серых мелкозернистых известняков, часто перемежающихся со сланцами и углистыми микрокварцитами. Нередко в известняках видны оолитовидные образования, часть которых является, вероятно, остатками водорослей. Для известняков баргузинской свиты характерно значительное содержание черного органического вещества, которое в слабо метаморфизованных разностях равномерно распределено в виде мельчайших частиц и пирита. Мощность баргузинской свиты до 2000 м.

На породах бирамьинской свиты в бассейне р. Лево́й Бирамьи залегают со стратиграфическим несогласием карбонатные конгломераты и песчаники, выделенные А. В. Колесниковым в *ирканданскую свиту*, условно датированную как нижний-средний кембрий. Эти породы слагают синклиналь, прослеживающуюся от долины р. Томпуды в северо-восточном направлении до водораздела рек Бирамьи и Намамы, где они обрываются интрузией гранитоидов. Наиболее детально разрезы описываемой свиты изучены в бассейне р. Лево́й Бирамьи. Северо-восточный контакт конгломератов с подстилающими доломитами бирамьинской свиты проходит по левому борту долины кл. Трилобитового. Здесь обнажаются снизу:

| | Мощность, м |
|--|-------------|
| 1. Серые полосчатые доломитистые известняки (азим. пад. 165°, угол 70°) | 25 |
| 2. Плитчатые песчанистые доломиты буровато-желтые на выветрелой поверхности | 50 |
| 3. Конгломератовидные (участками брекчиевидные) кремовые карбонатные породы | 40 |
| 4. Плитчатые буровато-желтые, кремовые и светло-серые доломиты и известковистые доломиты | 80 |
| 5. Брекчиевидные кремовые карбонатные породы | 10 |
| 6. Конгломераты, состоящие из гальки, часто плохо окатанной, даже угловатой, белых, серых и светло-серых известняков и доломитов размером до 10 см и карбонатного цемента; выше они становятся валунными (50×20 см) с незначительным количеством цемента | 70 |
| 7. Среднегалечные конгломераты аналогичного состава | 80 |
| 8. Розовато-желтые среднезернистые известковистые песчаники с единичной галькой известняков | 30 |

Далее наблюдается тесное чередование песчаников и мелкогалечных конгломератов. Центральная часть синклинали сложена пепельно-серыми с зеленоватым оттенком среднезернистыми карбонатными песчаниками, местами сильно рассланцованными.

В юго-восточном крыле синклинали контакт между бирамьинской и ирканданской свитами менее резкий, несмотря на то что он осложнен разломом. Здесь отсутствуют те крупногалечные конгломераты, которые прослеживаются по северо-западному контакту. В правом борту долины

р. Левой Бирамы на светло-серых тонкозернистых монолитных доломитистых известняках с остатками водорослей, переслаивающихся с розовыми полосчатыми гематитсодержащими известняками, залегают светло-серые песчанистые доломиты с линзами мелкогалечных конгломератов, которые сменяются известковистыми среднезернистыми песчаниками зеленовато-серого цвета с маломощными линзами мелкогалечных конгломератов. Стратиграфически выше лежат крупногалечные конгломераты, галька которых размером до 5—6 см, преобладающая над цементом, состоит из розового, кремового, светло-серого доломита и доломитистого известняка. Далее наблюдается чередование известковистых конгломератов, песчаников, песчанистых белых известняков. Единичные маломощные прослои сложены розовыми известняками.

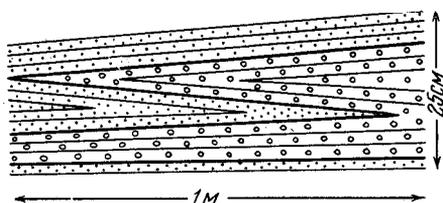


Рис. 31. Характер выклинивания известковистых конгломератов ирканданской свиты

В отдельных местах песчаники мелкозернисты и тонко рассланцованы. Вдоль разломов известковые конгломераты интенсивно рассланцованы. Гальки в них расплющены и вытянуты по сланцеватости, цемент превращен в хлорит-карбонатную шелковистую массу, обтекающую гальки. В отдельных обнажениях видны фациальное выклинивание песчаников и конгломератов и несовпадение слоистости и кливажа (рис. 31).

Из описания отдельных частей разреза ирканданской свиты следует, что она представлена мелководной терригенно-карбонатной толщей, состоящей исключительно из продуктов размыва бирамынской свиты. Отсутствие структурного несогласия между ирканданской и бирамынской свитами, а также мономиктовый состав обломочных пород ирканданской свиты свидетельствуют о незначительном перерыве в осадконакоплении между ними. Возраст ирканданской свиты определяется как средний кембрий на том основании, что она залегают стратиграфически выше бирамынской (рис. 32), содержащей фауну обручевского горизонта. Отсутствие крупного стратиграфического перерыва между этими свитами не позволяет относить ирканданскую свиту к верхнему кембрию.

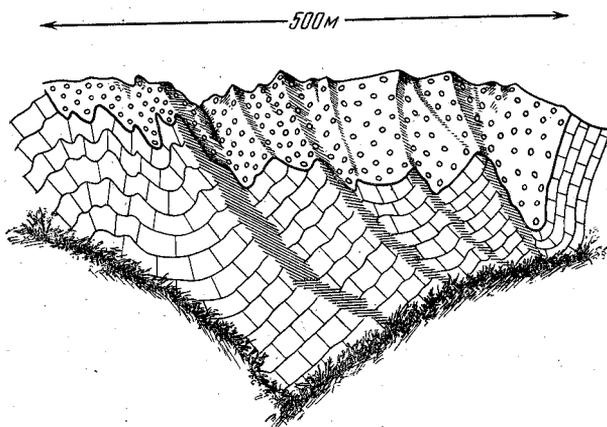


Рис. 32. Залегание конгломератов ирканданской свиты на известняках бирамынской свиты в правом борту р. Левой Бирамы (вид с юго-запада)

Отложения, сходные с ирландскими, распространены в низовьях р. Катеры, где они слагают небольшие площади. По данным некоторых исследователей (Салоп, 1964), эти отложения относятся к турикской и бирамьинской свитам. Здесь базальные конгломераты ложатся на черные иногда оолитовые известняки баргузинской свиты и состоят главным образом из известняков, филлитов, туфогенных песчаников, туфов и эффузивов, характерных для няндонинской и уколкитской свит. Кроме перечисленных пород, в гальках содержатся диориты, габбро-диабазы, гнейсовидные граниты. Цементом конгломератов служит разнозернистый существенно карбонатный песчаник. Размер галек достигает 20—30 см, обычный их размер 5—10 см. Отдельные прослои сложены мелкогалечным материалом. Мощность конгломератов 200—300 м. На них залегают светло-серые интенсивно кремнистые доломиты с линзами карбонатных конгломератов. В верхней части встречаются прослои мергелистых и глинистых сланцев и доломитовых песчаников. Мощность доломитов 900—1000 м.

Залегание конгломератов на породах баргузинской свиты, которая может быть аналогом бирамьинской свиты, а также существенно карбонатный их состав позволяют сопоставить их с ирландской свитой и отнести к среднему кембрию. Мощность ирландской свиты в бассейне р. Бирамьи до 700—800 м.

Терригенные полимиктовые отложения **турикской свиты** бассейна р. Бирамьи, впервые выделенные В. В. Домбровским (1940) в уколкитскую свиту, Л. И. Салопом, а впоследствии А. В. Колесниковым и П. Ч. Шобогоровым, переименованы в турикскую и отнесены к низам нижнего кембрия. Взаимоотношения свиты с контактирующими породами в бассейне р. Бирамьи неотчетливы и в большинстве случаев осложнены разломами. Непосредственное залегание базальных конгломератов этой свиты на отложениях баргузинской и няндонинской свит наблюдалось в бассейне р. Катеры. Но, как указывалось, эти конгломераты вряд ли аналогичны турикским.

Изучая карбонатные отложения бассейна р. Бирамьи, Ю. С. Тарасов (1964) собрал дополнительный материал о стратиграфическом положении турикской свиты. В 2 км выше устья Правой Бирамьи толща песчаников моноклинально падает на северо-запад под углом 45° (см. рис. 28, 29). В то же время по левобережью р. Правой Бирамьи доломиты нижнего горизонта бирамьинской свиты, как и согласно их подстилающие порфириты намаминской (няндонинской), падают на юго-восток под углом 65°. В русле этой же реки обнажаются конгломераты с галькой карбонатных пород бирамьинской свиты. Эти факты позволяют автору сделать вывод о залегании пород турикской свиты не только на намаминской, но и на бирамьинской свите со стратиграфическим и угловым несогласием.

В правом борту долины р. Правой Бирамьи за выходами габбро-диоритов, которые слагают вытянутое в северо-восточном направлении тело и выступают в нижней части склона, обнажаются темно-серые битуминозные известняки с многочисленными кальцитовыми жилками, которые сменяются мергелистыми тонкозернистыми пятнистыми и малиново-красными породами. Они обрезаются зоной катаклазированных пород шириной 80—120 м. За ней обнажаются (снизу): 1) зеленые граувакковые среднезернистые слабополосчатые песчаники; 2) желтовато-розовые тонкозернистые мергелистые породы со знаками ряби; 3) средне- и крупнозернистые песчаники красновато-серого цвета с косою слоистостью, с прослоями мелкогалечного конгломерата с преобладающей кварцевой галькой. Слои падают на северо-запад под углом 25°.

На контакте с зелеными сланцами намаминской свиты, проходящем по юго-восточному склону у водораздельной гряды между р. Бирамьей

и кл. Ожидания, обнажены мелкогалечные полимиктовые зеленовато-фиолетовые катаклазированные конгломераты. Непосредственно на контакте наблюдаются сильно перетертые с зеркалами скольжения зеленые сланцы мощностью 0,5 м. Азим. пад. контакта $305^{\circ} \angle 45^{\circ}$. Юго-восточнее мелкогалечные конгломераты сменяются крупногалечными, обломки которых (максимальный размер их 30—40 см) хорошо окатаны и представлены гранитами, зелеными сланцами, диоритами, красными яшмовидными гематитовыми породами, темно-серыми сланцами, кварцем. Цемент — полимиктовый, крупнозернистый, местами рассланцованный. Мощность крупногалечных конгломератов не превышает 100 м. Выше залегают пестроцветные полимиктовые песчаники с прослоями светлых крупно- и среднезернистых кварцевых песчаников, розовых мелкозернистых известняков мощностью от 0,5 до 3 м, глинистых и мергелистых пород. В песчаниках наблюдается косая слоистость. Их цемент образован глинистым и карбонатным материалом с гидроокислами железа. Полосчатость обусловлена чередованием слоев различного состава и окраски (лиловой, красной, зеленой, бурой, кремевой, серой). Мощность туриксской свиты 450—500 м.

В определении возраста туриксской свиты мы присоединяемся к мнению Ю. С. Тарасова, сопоставляющего ее с условно верхнекембрийскими исташинской и богдаринской свитами, которые являются поздней молассой ранних фаз каледонид.

Заканчивая описание разрезов раннего палеозоя района Баргузинского хребта, в которых остается еще много дискуссионного, отметим сходство их отложений с отложениями Морского хребта, верховьев р. Витимкана, бассейна р. Богдарина. Здесь в основании разреза также выделяются терригенные и терригенно-вулканогенные породы, относящиеся к эопалеозою и низам нижнего кембрия (алданский ярус). Ленский ярус представлен доломитами и известняками бирамьинской и условно баргузинской свит. Верхней части разреза соответствуют грубозернистые карбонатные (ирканданская свита) и полимиктовые (турикская свита) отложения, которые относятся соответственно к среднему и верхнему кембрию.

Отложения центральной части Баргузинского хребта метаморфизованы до амфиболитовой фации и палингенеза, продуктом которого является, вероятно, значительная часть гранитоидов баргузинского комплекса.

Северо-Байкальское нагорье

Терригенные и карбонатные толщи кембрия, близкие по составу, с одной стороны, к описанным отложениям Баргузинского хребта, а с другой — к отложениям Средне-Витимской горной страны, распространены также в Северо-Байкальском нагорье — в Верхне-Ангарском хребте, в верховьях рек Холодной, Чаи,левой и Правой Мамы. О присутствии в Северо-Байкальском нагорье слабо метаморфизованных пород было известно давно. Еще И. Д. Черский указывал на конгломераты по р. Кичере, которые лежат на размытой поверхности основных пород. Долгое время геологическое место этих конгломератов в Северо-Байкальском нагорье оставалось загадкой. В 1952 г. А. А. Малышевым и Л. В. Окуневым аналогичные конгломераты были обнаружены в верховьях рек Холодной и Чаи. Было установлено, что они залегают в основании мощной песчаниковой толщи несогласно на глубоко метаморфизованных породах нижнего протерозоя. Возраст конгломератов считался верхнепротерозойским. Позже Л. И. Салоном (1964) была выделена холоднинская свита, отождествлявшаяся с кембрийскими отложениями Средне-Витимской горной страны. А. Я. Жидковым, А. Н. Ка-

заковым и Ю. М. Соколовым холоднинская свита была прослежена в бассейне реклевой и Правой Мамы.

В Верхне-Ангарском хребте кембрийские отложения были обнаружены совсем недавно Л. М. Бабуриным, А. И. Залуцким, а также Д. Ц. Цыреновым и В. И. Дубченко (1962). Ими найдена фауна археоциат в известняках, относимых прежде к баргузинской свите и согласна подстилаемых терригенной толщей, которая отождествлялась с няндонинской свитой.

Находки фауны окончательно решили вопрос о возрасте терригенно-карбонатных толщ, широко распространенных в Верхне-Ангарском хребте. Они были отделены от своих аналогов в Баргузинском хребте, которые остались в верхнем протерозое, и отнесены к кембрию.

Кембрийские отложения Северо-Байкальского нагорья делятся на три свиты: холоднинскую, тукаломийскую и кооктинскую (Цыренов, Дубченко, 1962; Салоп, 1964).

Холоднинская свита распространена довольно широко и ее стратотипические разрезы приурочены к крупной Верхнечайской синклинали, протягивающейся от верховьев р. Холодной на северо-восток в бассейн р.левой Мамы. В Верхне-Ангарском хребте свита развита в осевой его части, слагая основание северо-западного крыла Верхне-Ангарского синклинория. Эта свита может быть разделена на две части: нижнюю сравнительно маломощную — конгломератовую и верхнюю мощную — песчано-алевролитовую. Базальные конгломераты всюду залегают с угловым несогласием на различных отложениях протерозоя.

В Верхне-Ангарском хребте наиболее полный разрез холоднинской свиты описан Д. Ц. Цыреновым по р. Анамакиту (Ангарскому). Здесь свита подразделяется на две подсвиты: нижнюю — конгломератовую и верхнюю — песчано-сланцевую. Базальные конгломераты нижней подсвиты залегают на поверхности размыта муйской серии с резким угловым несогласием. Валунно-галечный материал состоит из амфиболитов, хлорит-актинолитовых сланцев, кислых эффузивов, гипербазитов (вероятно, довыренского комплекса), гранитов и гранито-гнейсов. Цемент конгломератов кварц-полевошпатовый. Максимальная мощность 350 м (?).

Верхняя подсвита связана постепенным переходом с нижней. Сложена она мелко- и среднезернистыми зеленовато-серыми или темно-серыми песчаниками с редкими маломощными прослоями углисто-глинистых сланцев и алевролитов мощностью до 1,0—1,5 м. В верхах разреза подсвиты появляются темно-серые известняки, углисто-карбонатные и углисто-глинистые сланцы. Мощность верхней подсвиты оценивается в 4000—4200 м.

Холоднинская свита фаунистически не охарактеризована, по стратиграфическому положению и составу она может считаться аналогом ушаковской на Сибирской платформе, которая в принятой в настоящее время стратиграфической схеме отнесена к зопалеозою. Холоднинская свита постепенно переходит в вышележащую тукаломийскую.

Тукаломийская свита выделяется только в пределах Верхне-Ангарского хребта, где она изучалась Л. М. Бабуриным, Д. Ц. Цыреновым, В. В. Балхановым, частично Ф. К. Волколаковым, М. М. Язмиром и др. Наиболее полный ее разрез вскрыт по р. Анамакиту (Ангарскому). Начинается он песчаниками с прослоями известняков, которые перекрываются темно-серыми известняками, углисто-карбонатными, углисто-глинисто-карбонатными сланцами, песчаниками и алевролитами, переслаивающимися друг с другом. Мощность отдельных слоев колеблется в широких пределах — от нескольких сантиметров до сотен метров.

Верхняя часть свиты, обнажаясь по р. Туколами, сложена ритмично и тонко переслаивающимися алевролитами и алевролитистыми сланцами

с черными плитчатыми известняками. Эти отложения часто пиритизированы. Мощность слоев колеблется от нескольких миллиметров до 20—30 м. Общая мощность этой пачки около 1000 м. Самый западный выход пород туколомийской свиты изучен В. В. Балхановым в верховьях рч. Шегнанды, где обнажаются песчаники и полимиктовые гравелиты мощностью 20 м, перекрывающиеся кремнистыми, глинистыми и мергелистыми сланцами, мергелистыми и глинистыми известняками, редко доломитами, общей мощностью 380 м. А. М. Бабурин наблюдал в отложениях верхней части свиты знаки ряби, которые, судя по ориентировке и форме, указывают на расположение береговой линии севернее описываемых мест, что подтверждается и сменой фаций от мелководных до более глубоководных в направлении с севера на юг. Этим автором в известковистых алевролитах были обнаружены следы ползания червей, а в карбонатно-углистых сланцах — проблематичные сферические образования, замещенные мельниквит-пиритом и пиритом. А. М. Бабурин обращает внимание на то, что существенным признаком туколомийской свиты является интенсивная пиритизация углистых и алевролитистых сланцев. Мощность свиты определяется в 5000 м. Переход в вышележащую кооктинскую свиту постепенный, неотчетливый.

Возраст туколомийской свиты определяется как алданский век на основании находок в ее отложениях следов ползания червей, а также согласного залегания с вышележащей свитой, содержащей фауну ленского яруса.

Туколомийская свита, как видно из описания, очень близка по составу к няндонинской в тех местах, где последняя не содержит эффузивных пород. Поэтому, нам кажется, правы были те исследователи, которые прежде объединяли эти отложения в одну няндонинскую свиту.

Кооктинская свита распространена исключительно по южным склонам Верхне-Ангарского хребта, по правому борту долины р. Верхней Ангары, слагающая ядро синклинория, южное крыло которого неизвестно. Сложена свита толстослоистыми, иногда массивными тонкозернистыми известняками серого, светло-серого, почти белого, реже темно-серого цвета. В отдельных местах встречаются линзы внутрiformационных известняковых конгломератов и брекчий.

Кооктинская свита делится на две части: нижнюю — преимущественно доломитовую и верхнюю — известняковую. По данным Ф. К. Волколакова, П. А. Хлыстова, Д. Ц. Цыренова, разрез нижней части подсвиты по рекам Туколами и Иномакитам следующий (снизу):

| | Мощность, м |
|---|-------------|
| 1. Доломиты серые и светло-серые массивные, реже грубослоистые | 600 |
| 2. Доломиты, реже известковые доломиты, темно- и светло-серые, окремненные, полосчатые | 1400 |
| 3. Доломитовые известняки, известковые доломиты, серые и розовые, строматолитовые | 100 |
| Верхняя подсвита подразделяется (снизу): | |
| 1. Серые мелкозернистые массивные, местами окремненные известняки | около 50 |
| 2. Темно-серые и серые мелкозернистые до афанитовых грубослоистые известняки | 50 |
| 3. Темно-серые, серые и светло-серые известняки с желвакоподобными образованиями и онколитами | 313 |
| 4. Серые, светло-серые, реже темно-серые известняки, грубослоистые, с обильной фауной | 400 |

В верховье р. Коокты в светло-серых известняках средней части свиты Д. Ц. Цыреновым и В. И. Дубченко (1962) найдены остатки трилобитов и археоциат, относящиеся, по заключению Н. Е. Чернышевой и И. Т. Журавлевой, к верхней половине ленского яруса нижнего кембрия. М. М. Язмир и Б. А. Долматов, изучавшие эти отложения, обна-

ружили в них представителей родов еланского (обручевского) горизонта *Erbocyathus*, *Vologdinocyathus*, *Robustocyathus*. Мощность кооктинской свиты не менее 2800 м.

Кембрийские отложения Северо-Байкальской горной страны очень близки к разновозрастным образованиям Баргузинского хребта. Некоторые различия легко объяснимы неодинаковым положением сравниваемых разрезов в структуре раннекаледонской геосинклинали, хотя они приурочены к единой структурно-фациальной зоне. В районе Баргузинского хребта, занимавшем более центральное место по отношению к району Верхне-Ангарского хребта, отсутствуют аналоги мощной базальной холоднинской свиты. Базальные конгломераты окаймляют северный край раннекаледонской геосинклинали. Тукаломийская же свита вполне сопоставляется с няндсонинской свитой.

Вулканогенные породы, соответствующие уколкитской свите, имеют локальное распространение и в районе Верхне-Ангарского хребта неизвестны. Кооктинская свита как по составу, так и по фауне является полным аналогом бирамьинской. Отсутствие в окраинной части геосинклинали более молодых свит может быть объяснено двояко: или они уничтожены денудацией, или в этот поздний период территория Верхне-Ангарского хребта не входила в область осадконакопления.

Восточная часть Восточного Саяна

Этот район является одним из эталонных в изучении кембрийских отложений. Первые находки кембрийской фауны Д. В. Титовым в 1946 г. послужили началом выделения достоверного кембрия, который детально изучался в связи с открытием Боксонского месторождения бокситов. Кембрийские отложения Восточного Саяна изучались Н. С. Ильиной, Н. И. Фоминым, Е. П. Бессолициным, Ф. К. Волколаковым, В. П. Арсентьевым, А. Л. Додиним, И. Т. Журавлевой и др. В итоге были изучены литологические типы, фациальные изменения и фаунистические остатки кембрийских отложений в различных частях Восточного Саяна.

Отложения кембрия обнажаются в трех разрозненных синклиналях — Боксон-Сархойской, Уха-Гольской и Саган-Сайрской. Описание этих отложений приводится по материалам Ф. К. Волколакова и В. П. Арсентьева (1964, 1965).

В разрезе кембрия Восточного Саяна выделяются (снизу): сархойская свита (эокембрий), боксонская серия (нижний кембрий), мантатгольская свита (средний кембрий) и яматинская свита (верхний кембрий).

Сархойская свита в Боксон-Сархойском синклинории слагает западное, южное и восточное крылья, в Уха-Гольском также крылья синклинории. Эта свита отличается довольно пестрым составом. В нее входят наряду с терригенными вулканогенные породы пестрой окраски (красной, зеленой, реже серой). Кварцевые порфиры, кератофиры, плагиопорфиры, порфириты и их туфы находятся в различных количественных соотношениях с песчаниками, сланцами и конгломератами, часто переслаиваются, образуя маломощные линзовидные, быстро выклинивающиеся тела.

В бассейне рек Хоре и Боксона в составе сархойской свиты большую роль играют кварцевые порфиры, кератофиры, плагиопорфириты, туфы. Количество их постепенно увеличивается с востока на запад.

Ф. К. Волколаков относит к аналогам сархойской свиты в Саган-Сайрском синклинории барунгольскую свиту, которую В. П. Арсентьев и другие относят к верхнему протерозою. Эта свита с размывом лежит на ильчирской свите. Развита она в верховьях левых притоков р. Китоя

и узкой полосой протягивается к востоку, к устью р. Шумака. Свита сложена конгломератами, песчаниками и сланцами с прослойками известняков.

Конгломераты, залегающие в основании свиты, образуют один или несколько прослоев общей мощностью 50—70 м. Галька размером 3—4 см (иногда до 20 см) представлена известняками, реже песчаниками, филлитами, кварцитами, порфиридами, спилитами, гранит-порфирами, гранодиоритами, гранитами. Цемент интенсивно рассланцован. В его составе имеются железо-магнезиальные карбонаты, обуславливающие бурю корку выветривания конгломератов, кальцит, кварц, хлорит, серицит, биотит, в значительном количестве — фуксит.

Стратиграфически выше залегают серые и зеленовато-серые кварцевые песчаники средне- и крупнозернистого сложения. В верхней части преобладают зеленовато-серые и зеленые альбит-серицит-кварц-карбонатные сланцы, переслаивающиеся с песчаниками. Эта часть разреза имеет флишеидный характер. Известняки, слагающие маломощные прослои в верхах свиты, представлены доломитистыми разностями с примесью глинистого материала. Мощность свиты в Саган-Сайрском синклинории около 2000 м.

Сархойская свита залегает на подстилающих породах с угловым и стратиграфическим несогласием, как это установлено на водоразделе рек Хоре и Монгоши и в верхнем течении рек Горлыжа и Уха-Гола, где в основании ее выделяются базальные конгломераты мощностью 120—300 м. Состав гальки размером от 1 до 30—40 см весьма разнообразен. Она представлена известняками, кварцитами, фельзит-порфирами, кварцем, гранитами и пегматитами. Цемент песчаный, замещенный серицитом, хлоритом и окрашенный окислами железа. Мощность свиты в Боксон-Сархойском и Уха-Гольском синклинориях колеблется от 1300 до 1500 м.

Сархойская свита является стратиграфическим аналогом битуджинской, татауровской и колоковской, химгильдинской, бурундинской и суванихинской, холоднинской и аматканской свит.

Боксонская серия расчленяется в Боксон-Сархойском и Уха-Гольском синклинориях на четыре свиты: забитскую, харагантинскую, билютинскую и хужиртайскую (Волколаков, 1965).

Забитская свита представлена главным образом доломитами. На подстилающих породах сархойской свиты она залегает в большинстве случаев согласно (бассейн р. Сархоя), местами трансгрессивно (р. Хойто-Боксон) или с незначительным угловым несогласием (правобережье р. Боксон), перекрывая сархойскую свиту или габбро-диабазы.

В основании свиты находится невыдержанный горизонт конгломератов и конгло-брекчий, которые по простиранию замещаются песчаниками и глинистыми сланцами. Гальки и неокатанные обломки сложены кварцевыми порфирами, кератофирами, ортофирами, туфогенными и полимиктовыми песчаниками и изредка габбро-диабазами. Цемент песчано-глинистый и карбонатный. Мощность конгломератов 100—110 м.

Выше залегают серые, иногда брекчиевидные доломиты с «инкрустациями», которые обусловлены причудливо извивающимися прожилками кварца. Мощность их 350—375 м. Стратиграфически выше лежат «сетчатые» серые доломиты, в которых наблюдается тонкая сетка кальцитовых прожилков. В отдельных прослоях доломитов имеются мелкие округлые образования, напоминающие оолиты, выполненные кремнием. Мощность этого горизонта 250—270 м.

Верхняя часть забитской свиты сложена пятнистыми брекчиевидными доломитами. К этой части свиты приурочены рифогенные водорослевые образования. И. К. Корольюк определены водоросли *Planocollina serrata*, *Conophyton lituus* var. *circularis*, *C. triangulatus*, *Sacculia ovata*.

и др. Мощность верхнего горизонта от 45 до 120 м. Суммарная мощность свиты 400—750 м.

Встречаются
Харагантинская свита представлена доломитами, бокситами, глинистыми сланцами и конгло-брекчиями. В бассейне р. Сархоя она со стратиграфическим несогласием залегает на забитской свите и сложена преимущественно терригенными породами (100 м). По р. Забит наблюдается постепенный переход между забитской и харагантинской свитами, мощность последней здесь достигает 500 м. В бассейне р. Боксона четко выражен перерыв в осадконакоплении двух свит. Здесь в нижней части харагантинской свиты залегают бокситы, которые перекрываются глинистыми сланцами серой, черной и темно-серой окраски мощностью 2—3 м.

На сланцах, а местами на бокситах залегают светло-серые доломиты с характерными желтыми и розовыми пятнами с брекчиевидной, реже слоистой и массивной текстурой.

Билютинская свита сложена доломитами с прослоями и линзами кремней, залегает она на харагантинской свите трансгрессивно и несогласно, имея в основании кварцевые фосфатизированные песчаники (р. Боксон) или конгло-брекчии (р. Сархой), а местами лежит на харагантинской свите согласно, без четкой нижней границы.

Выше базального горизонта, который развит повсеместно, залегают мощные серые монотонные, изредка розовые массивные или слоистые доломиты с кремнями, которые тонко послойно чередуются с доломитами или образуют линзовидные караваеобразные включения и стяжения с яшмовидной текстурой. Спорадически встречаются прослои мергелей и брекчий.

В бассейне р. Сархоя в описываемой свите встречены водоросли *Voxonia gracilis*, *Colleniella hemisphaerica* (определения И. К. Корюлюк). Мощность свиты 900—1500 м.

Хужиртайская свита сложена известняками, содержащими фауну археоциат. С подстилающей билютинской она связана постепенными переходами. Среди монотонных серых, белых, розовых известняков выделяются гнезда и линзы красно-бурых брекчий, состоящих из обломков известняков и железисто-мергелистого цемента. Верхняя часть представлена химически чистыми известняками. В нижней трети разреза свиты на водоразделе рек Сархоя и Хужиртай-Горхона в 1946 г. Д. В. Титовым и в 1955 г. Г. В. Махиным были обнаружены археоциаты. В 1960 г. И. Т. Журавлевой и А. Л. Додиним были произведены сборы фауны на обширной территории распространения известняков по всему разрезу свиты (Додин, Журавлева, 1963). Археоциаты, собранные в нижней части свиты, по заключению И. Т. Журавлевой, относятся к базаихскому и близкому к санаштыкгольскому комплексам. В верхней пачке белых известняков найдены остатки археоциат камешковско-санаштыкгольского горизонта. Археоциат более молодых комплексов (солонцовского и обручевского) здесь не встречено. Мощность хужиртайской свиты 700—1000 м.

В пределах Саган-Сайрского синклинория (верховье р. Китоя) выделяется нерасчлененная боксонская серия, соответствующая гарлыкской свите. Эта свита была выделена на левобережье р. Китоя М. Ф. Шестопаловым и А. С. Ивановым и отнесена ими к среднему кембрию. В 1939 г. М. Ф. Шестопалов высказал предположение о тождестве гарлыкской свиты с карбонатными толщами бассейнов рек Онгоя и Шумака. Позже их тождество было подтверждено, и сравниваемые толщи были сопоставлены с монгошинской свитой верхнего протерозоя (Арсентьев, Волколаков, 1964). Ф. К. Волколаков в последние годы (1965) выделил карбонатные отложения верховьев р. Китоя из состава верхнего протерозоя, считая их аналогом боксонской серии. Фауна в этих

отложениях не найдена. Анализ геологических карт восточной части Восточного Саяна и материалов по стратиграфии позднего докембрия и кембрия позволяет присоединиться к мнению Ф. К. Волколакова с той оговоркой, что отложения, аналогичные гарлыкской свите, сопоставляемые с боксонской серией, развиты здесь, по-видимому, значительно шире. Они протягиваются как на северо-запад от верховьев р. Китоа до стыка с боксонской серией, где контакт между ними проходит по небольшому поперечному разлому, так и на юго-восток к Тункинской впадине. Взаимоотношения гарлыкской, монгошинской свит и боксонской серии, приуроченных к единой структуре, не совсем отчетливы. Имея очень сходный литологический состав и располагаясь на простирании друг друга, они могли бы составить единую серию. Вероятно, эти карбонатные породы не следует отождествлять с отложениями собственно монгошинской свиты, развитой на водоразделе рек Хоре и Монгоши и подстилающей сархойскую.

Решение этого важного вопроса стратиграфии восточной части Восточного Саяна является неотложной задачей.

В основании гарлыкской свиты А. С. Волков выделяет горизонт конгломератов мощностью в несколько десятков метров, состоящих из слабо окатанной гальки сланцев, песчаников и известняков и карбонатного цемента. Выше по разрезу они сменяются плотными и мелкозернистыми светло- и темно-серыми, иногда черными и желтовато-розовыми известняками. Для гарлыкской свиты характерны линзы и прослойки микрокварцитов (кремней) молочно-белого, иногда розового цвета и плотного тонкозернистого сложения. Состоят они из мельчайших зерен кварца, среди которых нередки зерна кальцита.

В известняках обнаружены водоросли *Collunacollenia* и *Sajania* (определение И. К. Королюк). Мощность гарлыкской свиты 600—700 м.

Мангатгольская свита прерывистой полосой протягивается вдоль северной границы Боксон-Сархойского синклинория. В ее состав входят серые глинистые сланцы, песчаники, малиново-красные и зеленые алевролиты с редкими прослоями черных битуминозных известняков. С подстилающими породами боксонской серии свита залегает согласно, с постепенным переходом.

Нижняя часть свиты сложена серыми глинистыми сланцами и песчаниками, верхняя — пестроцветными алевролитами, между ними иногда встречаются прослойки черных известняков. Наиболее полный разрез вскрыт на левом берегу рч. Хужиртай-Гола (Арсентьев, Волколаков, 1964), где снизу обнажаются:

Мощность, м

- | | |
|--|---------|
| 1. Серые, иногда буроватые глинистые и глинисто-карбонатные сланцы, в нижней части тонко переслаивающиеся с известняками (толщина прослоев не превышает 1 см) | 300 |
| 2. Серые, кварц-полевошпатовые среднезернистые массивные и сланцеватые песчаники, местами с прослоями гравелитов и конгломератов, обломочная часть которых образована известняками, микросланцами, кварцем и полевыми шпатами, а цемент — кремнисто-карбонатным материалом | 100—120 |
| 3. Серые глинисто-карбонатные тонколистовые сланцы | 200—250 |
| 4. Темно-серые, почти черные битуминозные известняки | 315 |
| 5. Тонко переслаивающиеся фиолетовые и зеленые листоватые алевролитовые сланцы | 300 |

Этот разрез несколько изменяется как в западном, так и в восточном направлениях. Не всюду присутствуют известняки и пестроцветные сланцы. Возраст мангатгольской свиты считается среднекембрийским. Мощность мангатгольской свиты более 980 м.

Как видно из приведенного разреза восточной части Восточного Саяна, фаунистически охарактеризована лишь хужиртайская свита боксон-

ской серии. Обнаруженные в ней археоциаты, по заключению А. Г. Вологодина и И. Т. Журавлевой, относятся к базаихскому и камешковско-санаштыкгольскому комплексам. Нижние три четверти разреза боксонской серии охарактеризованы лишь водорослями. В сархойской свите органические остатки отсутствуют.

Учитывая, что перечисленные свиты образуют единый структурно-формационный комплекс и залегают с угловым и стратиграфическим несогласием на отложениях верхнего протерозоя, охарактеризованных строматолитами, Ф. К. Волколаков (1965) относит все эти свиты к нижнему палеозою. Абсолютный возраст боксита (основание харагантинской свиты) определен свинцовым методом в 540 млн. лет.

Разрез нижнего палеозоя восточной части Восточного Саяна хорошо сопоставляется с разрезом соседнего района — северо-западной части Джидинского синклинория и Зун-Муриной синклинали. Аналогом сархойской свиты является битуджидинская свита, боксонская серия хорошо сопоставляется с безэффузивными известняково-доломитово-кремнистыми отложениями хохюртовской свиты. Мангатгольская свита среднего кембрия аналогична джидинской.

В будущих исследованиях особого внимания заслуживает тункинская толща, выделенная П. И. Налетовым (1962) по северному борту Тункинской впадины и весьма близкая по составу к кембрийским отложениям Джидинского синклинория. Территориально эта толща тяготеет к восточно-саянским площадям развития кембрия.

По материалам А. А. Шафеева и В. Г. Беличенко, собранным в маршруте по кл. Цаган-Угуну, тункинская толща сложена светло-серыми слюдистыми кварц-карбонатными сланцами, известковистыми зеленовато-серыми правелитами, в отдельных местах с фукситом, известковистыми песчаниками, мелкогалечными известковыми конгломератами, основными эффузивами и их туфами, розовыми и светло-серыми, почти белыми известняками, филлитовидными и кремнисто-карбонатными сланцами. Здесь наблюдается быстрое нарастание степени метаморфизма в северо-западном направлении в сторону гольцовой зоны. Слабоизученные отложения по Цаган-Угуну могут стать связующим звеном между Восточным Саяном и южными отрогами хр. Хамар-Дабан.

БАЙКАЛО-ВИТИМСКОЕ КРАЕВОЕ ПОДНЯТИЕ

Байкало-Витимское краевое поднятие выделяется как своеобразная крупная пограничная структура Забайкальской складчатой области с раннекаледонской платформой. Разрезы раннего палеозоя здесь утрачивают свои некоторые геосинклинальные черты. Сохранились раннепалеозойские отложения в изолированных синклинориях, которые в начальные этапы раннепалеозойского осадконакопления (эопалеозой, алданский век), по-видимому, соответствовали седиментационным впадинам. Позже (в ленский век) они утратили свое значение.

В среднем кембрии краевое поднятие опять обнаружило своеобразное развитие, выразившееся в том, что среднекембрийская инверсия, отчетливо проявившаяся в эвгеосинклинали, здесь совершенно не отразилась на осадконакоплении. В пределах Байкало-Витимского краевого поднятия выделяются Холоднинская (Верхнечайская) синклинали, Средне-Витимский и Бодайбинский синклинории.

Холоднинская (Верхнечайская) синклинали

Синклинали образована лишь терригенной **холоднинской свитой** (эопалеозой — алданский ярус). Более молодые отложения кембрия отсутствуют, будучи, видимо, уничтожены последующей денудацией,

наиболее интенсивной в заключительные этапы развития ранних каледонид, а может быть, и позже — в орогенный этап их развития.

В верховьях рек Холодной и Чаи холоднинская свита начинается неяснослойными валунно-галечными или крупногалечными конгломератами зеленовато-серой и пестрой окраски. Обломочный материал совершенно не отсортирован и различно окатан. В составе гальки присутствуют различные породы докембрия, преобладают осадочные и вулканогенные породы нижнего протерозоя (гнейсы, кварциты, эпидозиты, габброиды и др.). Реже встречаются гальки акитканской и сыннырской серий среднего и верхнего протерозоя (порфириды, гранит-порфиры, туфы и туфолавы), еще реже — гальки осадочных пород верхнего протерозоя (филлиты и др.). Цементом конгломератов служит зеленовато-серый, реже лиловато-серый гравелит или крупнозернистый полимиктовый песчаник. Крупногалечные конгломераты выше по разрезу сменяются средне- и мелкогалечными конгломератами, которые отличаются лучшей сортировкой и окатанностью обломочного материала и некоторой известковистостью цемента. В верхней части толщи наблюдается переслаивание с зеленовато-серыми полимиктовыми песчаниками и алевролитами.

Мощность базальных конгломератов сильно колеблется даже на небольшом расстоянии от 5 до 250 м. Песчаники и алевролиты, составляющие большую часть холоднинской свиты, имеют зеленовато-серую, зеленую, серую, бурую, реже лиловую окраску. В основании песчано-алевролитовой толщи выделяется пачка крупнозернистых полимиктовых и аркозовых песчаников с мощными (до 80—100 м) слоями алевролитов, глинистых сланцев и аргиллитов. Мощность нижней пачки около 500 м. Наиболее же мощной (до 1500 м) является средняя, сложенная зеленовато-серыми, бурыми и буровато-розовыми мелко- и среднезернистыми полимиктовыми песчаниками с многочисленными прослоями зеленовато-серых алевролитов. Верхняя пачка отличается значительно большим количеством алевролитов. Мощность ее 800 м.

Отложения холоднинской свиты Холоднинской (Верхнечайской) синклинали аналогичны таковым в Северо-Байкальском нагорье, которые накапливались на противоположном склоне геоантиклинального поднятия, разделявшего Холоднинскую и Верхне-Ангарскую впадины, образуя базальные слои мощной нижнекембрийской толщи.

Средне-Витимская горная страна

Кембрийские отложения Средне-Витимской горной страны изучены наиболее детально по сравнению с одновозрастными отложениями других районов. В течение ряда лет они изучались Н. П. Михно, которым впервые в 1944 г. обнаружена кембрийская фауна, Л. И. Салопом, В. Л. Тихоновым и др. Мы приведем весьма краткую характеристику этих отложений, так как в литературе имеется подробное их описание (Салоп, 1964; Тихонов, 1957, 1959).

Кембрийские отложения Средне-Витимской страны делятся на две толщи: нижнюю — мамаканскую (гукитокая, нижняя падроканская, верхняя падроканская и сидельтинская свиты) и верхнюю — янгудскую (нижняя, средняя и верхняя янгудская свиты) (Салоп, 1964).

Мамаканская толща. Терригенные отложения этой толщи отличаются большой фациальной изменчивостью и значительными колебаниями мощности. Они делятся на два типа: 1) отложения глубоких прогибов большой мощности и 2) отложения склонов Северо-Муйской глыбы сокращенной мощности.

Наибольшим распространением пользуются отложения первого типа. Они известны в бассейне рек Янгуды, Правого и Среднего Мамакана, на правобережье р. Витима, в верховьях р. Талой и Челолека.

Гукитская свита развита неповсеместно. Она встречена на левобережье р. Правого Мамакана, на южном склоне Делюн-Уранского хребта у внешних бортов прогибов. Там, где она отсутствует, базальной является нижняя падроканская свита. Гукитская свита сложена по р. Правому Мамакану главным образом зеленовато-серыми грубозернистыми граувакковыми песчаниками, гравелитами и конгломератами. Мощность ее колеблется от 80 до 700 м.

В Делюн-Уранском хребте свита представлена зелеными, реже лилово-зелеными конгломератами с подчиненными прослоями граувакковых песчаников. Мощность от 30 до 180 м.

Конгломераты состоят из плохо сортированной, но хорошо окатанной гальки размером от 0,5 до 35 см. В составе обломочного материала присутствуют различные эффузивные породы, гранитоиды, серпентиниты, кристаллические известняки, метаморфизованные песчаники. Цементом служит грубозернистый граувакковый песчаник.

На подстилающих породах гукитская свита лежит с угловым и стратиграфическим несогласием и лишь в бассейне р. Малого Гукита гукитские конгломераты залегают на песчаниках верхнего протерозоя без углового несогласия (Салоп, 1964).

Нижняя падроканская свита представлена малиново-красными, зеленовато-бурыми и пестрыми конгломератами с прослоями гравелитов и крупнозернистых песчаников. Состав обломочного материала часто зависит от состава подстилающих пород. Галька конгломератов хорошо окатана, размер ее достигает 20 см, чаще же колеблется в пределах 4—6 см. Форма галек преимущественно уплощенная. В их состав входят почти все породы докембрия. Цемент, играющий подчиненную роль, образован плотным красноцветным полимиктовым песчаником.

Песчаники имеют второстепенное значение и приурочены к верхней части свиты. Иногда в чередовании песчаников и конгломератов наблюдается ритмичность. Мощность свиты колеблется в широких пределах — от 45 до 1100 м.

Верхняя падроканская свита сложена главным образом красными, малиново-красными, бурыми, зеленовато-серыми песчаниками с прослоями гравелитов, конгломератов, алевролитов и глинистых сланцев. Нижняя часть свиты (3200—3500 м) сложена песчаниками, частично алевролитами и глинистыми сланцами, верхняя — песчаниками с горизонты (до 200 м) карбонатных конгломератов, состоящих из гальки розовых и серых известняков и песчано-карбонатного цемента. В песчаниках наблюдается косая слоистость потокового и бассейнового типа. Наиболее распространены полимиктовые песчаники, олигомиктовые, а чисто кварцевые песчаники не характерны и встречаются в виде единичных прослоев. Свита залегают согласно на подстилающих конгломератах нижней падроканской свиты. Мощность ее колеблется от 600 до 5100 м.

Сидельтинская свита отличается более карбонатным составом. Главными составными частями ее являются пестроцветные песчаные доломиты, доломитовые песчаники, мергели, глинистые сланцы и песчаники. Состав свиты изменчив. В одних случаях в разрезах преобладают карбонатные, в других — песчаные, в третьих — глинистые породы.

Карбонатные породы представлены доломитами, иногда известковистыми с примесью кластического материала, доломитовыми песчаниками и мергелями. Для них характерна светло-кремовая, буровато-желтая и светло-серая окраска. В доломитах иногда видна ступковая, органогенная (водорослевая) и оолитовая структуры.

Песчаники представлены кварцевыми и полимиктовыми разностями. Более распространены кварцевые песчаники светло-серого, зеленовато-серого, желтовато-серого и розового цвета.

Глинистые сланцы зеленого и лилового цвета обычно образуют тонкие прослои среди других пород, иногда переходят в мергели. Мощность сидельтинской свиты около 600 м.

Мамаканская толща на склонах Северо-Муйской глыбы, сохраняя тот же характер и последовательность отложений, что во внутренних прогибах, имеет весьма сокращенную мощность — 40 м. Л. И. Салоп (1964) относит эту толщу к алданскому ярусу, мы же считаем, что нижняя часть ее может отождествляться с эопалеозойскими отложениями.

Нижняя янгудская свита широко распространена в Средне-Витимской горной стране. Сложена она доломитами и известняками и целой серией переходных пород. В нижней части свиты преобладают доломиты, а в верхней — известняки. Иногда в основании свиты залегают песчанистые, брекчиевидные оолитовые и стустковые разности доломитов.

Нижняя янгудская свита отличается выдержанным литологическим составом и большой мощностью. В единичных случаях в доломитах встречены псевдоморфозы кальцита по гипсу и слабое сингенетичное окремнение.

В нижней части свиты обнаружены трилобиты, археоциаты, брахиоподы, гиолиты и водоросли (Салоп, 1964), характерные для толбачинского и олекминского горизонтов, выше — комплексы фауны еланского горизонта.

Внутри свиты (на уровне 1100—1700 м) проходит биостратиграфическая граница между нижним и средним кембрием. В верхней части в известняках обнаружена фауна амгинского яруса среднего кембрия. Общая мощность свиты 3000 м.

Средняя янгудская свита имеет ограниченное распространение. Для нее характерны темно-серые слоистые и листоватые, загрязненные глинистым материалом известняки. Остатки трилобитов соответствуют середине среднего кембрия. Мощность около 500 м.

Верхняя янгудская свита согласно залегает на средней янгудской свите. Выделяется она на ограниченной площади в ядре синклинали складки на левобережье р. Янгуд. Сложена кремовыми, лилово-серыми и зеленовато-серыми мергелями, песчанистыми известняками. Видимая мощность не превышает 300 м. Органические остатки в этой свите не обнаружены, но в связи с тем, что она согласно перекрывает среднюю янгудскую свиту, в которой всего в нескольких метрах от кровли находится фауна нижней половины среднего кембрия, она относится к среднему кембрию (Салоп, 1964), а не к верхнему, как предполагал Н. П. Михно.

Бодайбинский синклинорий

Условно к раннему палеозою мы относим отложения бодайбинской подсерии, которые не имеют аналогов в верхнем протерозое Приленской зоны, что объясняется «крупной паузой (диаstemой) в осадконакоплении, обусловленной заполнением краевого прогиба осадками и прекращением дальнейшего погружения бассейна» (Салоп, 1964, стр. 304), и относятся к самому верхнему подразделению рифея. Т. П. Жаднова (1961), детально изучавшая стратиграфию Бодайбинского синклинория, сопоставляет две верхние свиты бодайбинской подсерии с жербинской и тиновской свитами нижнего кембрия, развитыми на окраине Сибирской платформы. Анализируя материал по седиментационным впадинам краевого геосинклинального поднятия раннекаледонской геосинклинали, мы также считаем возможным сопоставить отложения бодайбинской подсерии с раннепалеозойскими отложениями холоднинской свиты и мамаканской толщи. Бодайбинская подсерия имеет то же структурное положение, что и холоднинская свита, а также нижнекембрийские отложе-

ния Средне-Витимской горной страны. Отсутствие углового и стратиграфического несогласия между бодайбинской и кадаликанской подсериями может быть объяснено унаследованностью бодайбинского синклинория от предыдущего верхнепротерозойского этапа.

Высокая степень метаморфизма, характерная для отдельных участков развития бодайбинской серии, как считают Д. А. Великославинский, А. Н. Казаков, Ю. М. Соколов (1963), связана с раннекаледонским этапом.

Бодайбинская подсерия изучалась в разное время многими геологами (А. Р. Бурачком, С. Г. Мирчинк, О. А. Глико, Ю. П. Казакович, Т. П. Жадновой, А. К. Кондратенко, Т. М. Дембо и др.). Она разделена на четыре свиты (снизу)¹: аунакитскую, вачскую, анангарскую и илигирскую.

Аунакитская свита сложена серыми существенно кварцевыми, метаморфизованными песчаниками с прослоями алевролитов и кварц-серицитовых сланцев. В северной части Бодайбинского синклинория и в Жуинской зоне преобладают светло-серые, почти белые слюдястые кварцевые песчаники с пачками углистых алевролитов и сланцев. В южной части господствуют серые биотит-кварцевые алевролиты и биотитовые песчаники. Для отложений свиты характерно высокое содержание кварца (60—90%). Они перекристаллизованы, реликтовые структуры наблюдаются редко. Мощность свиты 200—1200 м, причем наибольшая отмечена в верховьях р. Жуи, к северу и западу она заметно снижается.

Вачская свита включает черные углистые алевролиты и сланцы с прослоями углистых кварцевых песчаников и кварцитов. Алевролиты и сланцы тонкосланцеваты и микрослоисты. Они состоят исключительно из кварца и углистого вещества (до 30%), а в зонах высокого метаморфизма превращаются в графит-мусковит-кварцевые сланцы с порфиробластами дистена. Мощность свиты колеблется от 750 до 50 м.

Анангарская свита сложена серыми, зеленовато-серыми и зелеными метаморфизованными аркозовыми и полимиктовыми песчаниками с линзами зеленых гравелитов и прослоями серых алевролитов и углистых филлитовидных сланцев. Песчаники очень грубослоисты или массивны, часто в нижней части разреза преобладают аркозовые, а в верхней — полимиктовые разности. Первые состоят из обломков кварца, кислого плагиоклаза, сцементированных более мелкозернистым материалом того же состава с новообразованиями серицита и мусковита. В обломочной части гравелитов отмечены плагиограниты, роговики и кварциты. В большом количестве в песчаниках присутствуют порфиробласты анкерита и сидерита.

Полимиктовые (граувакковые) песчаники зеленого цвета включают обломки кварца, кислого плагиоклаза, эпидота, амфиболов и измененных эффузивов. В гравелитах и мелкообломочных конгломератах, образующих маломощные (до 3 м) линзы и прослои, встречаются обломки плагиогранитов, гранит-порфиров, кератофиров, спилитов, диабазов, амфиболитов и метаморфических сланцев. Большинство перечисленных магматических пород принадлежит муйскому вулканоплутоническому комплексу. Мощность свиты 1800—2500 м во внутренней части синклинория, на севере — 800—1000 м.

Илигирская свита характеризуется переслаиванием известковистых песчаников, филитов и доломитов. Песчаники серые и зеленовато-серые, мелкозернистые. Обломочная часть их представлена кварцем и кислым плагиоклазом, цемент — кварц-серицит-хлорит-карбонатной массой. Сланцы — кварц-серицит-карбонатные, имеют серый и темно-серый цвет.

¹ Описание разреза дается по материалам Т. М. Дембо (1954), Т. П. Жадновой (1961), Л. И. Салопа (1964).

Доломиты белые, светло-серые, темно-серые содержат часто зерна кварца и строматолиты. Видимая мощность 800—1000 м. Абсолютный возраст (по данным Н. П. Семененко, 1961) пород бодайбинской подсерии 540 млн. лет.

ВЕРХНИЙ КЕМБРИЙ

О красноцветных отложениях, объединяемых в настоящее время в верхнекембрийский комплекс, писали еще П. Н. Кропоткин, И. А. Лопатин, А. К. Мейстер и Ю. И. Половинкина, отождествлявшие их с ленскими песчаниками Сибирской платформы. Позже большинство исследователей относило их к нижнему кембрию (Шер, 1957; Салоп, 1957; Булгатов, 1966), иногда их считали верхнепалеозойскими (Шахварстова, 1948) и даже мезозойскими (Осокин, 1959).

Изученные в настоящее время стратиграфическое положение и структурно-формационные особенности этих отложений позволяют относить их к верхнему кембрию (Беличенко, Хренов, Чернов, 1961).

Вначале пестроцветные отложения выделялись в пределах Витимского плоскогорья (бассейн рек Джилинды, Аталанги, Богдарина, Исташи, Ямбуя), позже они стали выявляться и в других районах — в бассейнах рек Бамбуйки, Уакита, Бирамы, Джиды и в восточной части Саяна (см. рис. 26).

Наиболее определенное положение пестроцветные отложения занимают в тех местах, где они подстилаются фаунистически охарактеризованными осадками. Одним из таких участков является Витим-Холойский водораздел, где пестроцветные породы объединены в исташинскую свиту (Беличенко и др., 1962). Для свиты особенно характерны красноцветные гравелиты, песчаники и сланцы.

В основании исташинской свиты выделяются конгломераты, которые по кл. Хулуде, правому притоку р. Витима, ниже устья Зазы, с угловым и стратиграфическим несогласием залегают на известняках ольдындинской свиты, содержащих археоциаты. Галька конгломератов плохо окатана, размеры ее не превышают 7—8 см; состоит она из известняков, в отдельных случаях с археоциатами. Цемент конгломератов известково-песчаный. Мощность на описываемом участке небольшая (2—4 м), невыдержанная.

Конгломераты встречены не только в основании, но и выше по разрезу пестроцветных песчаников, где они образуют прослой и линзы различной мощности. Состав гальки в них более разнообразен, они представлены кварцем, кварцитовидными песчаниками, кварцитами, сланцами, разрушенными эффузивами (единичные находки).

По правому борту кл. Хулуды виден такой разрез нижней части исташинской свиты (снизу):

| | Мощность, м |
|--|-------------|
| 1. Конгломераты с известняковой галькой | 2—4 |
| 2. Малиновые средне- и мелкозернистые песчаники | около 50 |
| 3. Малиновые и светло-зеленые карбонатные сланцы, переслаивающиеся между собой | 45—50 |
| 4. Желтые и зеленые глинисто-карбонатные сланцы | около 30 |
| 5. Красноцветные средне- и крупнозернистые песчаники | 25—30 |
| 6. Малиновые и зеленые карбонатные сланцы | 40 |
| 7. Малиновые среднезернистые песчаники | 50 |
| 8. Светло-зеленые карбонатные сланцы | 25 |
| 9. Зеленовато-серые глинистые и глинисто-карбонатные сланцы | 150 |
| 10. Малиново-серые глинисто-карбонатные сланцы | 20 |
| 11. Красные и коричневые глинистые сланцы | 60 |
| 12. Красные среднезернистые песчаники, иногда с косою слоистостью | 200 |

Выше по разрезу роль сланцев постепенно падает и господствующими становятся красноцветные песчаники, которые по составу цемен-

та делятся на две группы — с карбонатным и с полимиктовым железистым цементом.

Песчаники с карбонатным цементом приурочены, как правило, к нижней части свиты, но встречаются и в ее верхах, образуя маломощные прослои и линзы. Обломочная часть песчаников представлена окатанными и угловатыми зернами кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, микрокварцита и единичными зернами циркона. Цемент составляет 10—15% объема породы. В песчаниках с карбонатным цементом выделяются прослои с кварцево-железистым цементом. Песчаники с полимиктовым цементом состоят из окатанных (в псаммито-псефитовых разностях) и угловатых (в алевролитовых разностях) зерен кварца, полевых шпатов, кварцитов, сланцев, разрушенных эффузивов. В цементе различаются мелкие зерна кварца, полевых шпатов и окислы железа; из новообразований отмечены серицит, хлорит и биотит. В связи с неравномерным распределением окислов железа, а также обломочного материала различной крупности и состава, в песчаниках появляются полосчатость и косая слоистость прибрежно-морского типа.

Среди песчаников имеются разности, отличающиеся преобладанием кварца в обломочной части. Кварцевая галька преобладает также в отдельных прослоях гравелитов и внутрiformационных конгломератов. На водоразделе кл. Исташи и Холинка встречены тонкозернистые слабополосчатые кремнистые и кварцево-хлоритовые сланцы, а также песчаные известняки, образующие прослои и линзы в песчаниках.

У контакта с прорывающими их гранитоидами красноцветные песчаники осветляются, превращаясь в светло-розовые и светло-серые кварцитовидные песчаники. В их цементе появляются мелкие зерна эпидота и цоизита, образующие кучные скопления, листочки серицита, хлорита и биотита. Структура этих песчаников бластоалевритовая, бластопсаммитовая, бластопсефитовая. В самом контакте песчаники подверглись еще большей перекристаллизации, выразившейся в образовании гранобластовой структуры. Зерна эпидота становятся крупнее и приобретают призматическую форму, цоизит, заполняя пространство между зернами, образует скелетную структуру. Появляются зерна скаполита и более крупные листочки биотита. Мощность исташинской свиты на Заза-Холойском водоразделе достигает 1500 м.

Отложения исташинской свиты широко распространены север-северо-восточнее описанного района по левобережью р. Витима (от устья р. Кыдымита до устья р. Джилинды), где они ошибочно были приняты А. Н. Булгатовым (1966) за базальные отложения нижнего кембрия и отнесены к бурундинской свите. Исследованиями автора и В. Н. Гусева было доказано тождество этих отложений с исташинской свитой.

Красноцветные отложения, выступающие на небольших площадях среди обширного поля кайнозойских базальтов, прослеживаются вплоть до бассейна р. Богдарина.

В нижнем течении р. Джилинды исташинская свита залегает с угловым и стратиграфическим несогласием на известняках тилимской свиты. Здесь она начинается массивными и слоистыми серыми, зеленовато-серыми, желтовато- и розовато-серыми и серыми с фиолетовым оттенком песчаниками мощностью 270—320 м. Обломочная часть песчаников представлена окатанными и полукатанными зернами кварца, реже плагиоклаза, микроклина. Цемент обычно карбонатный, реже полимиктовый.

Стратиграфически выше выделяется пачка часто переслаивающихся песчаников и конгломератов. Последние состоят из гальки размером до 2—4 см (редко до 20 см) кварца, серых и светло-серых известняков и карбонатных сланцев и гранитоидов. Цемент кварцево-карбонатный. Мощность пачки 250—300 м.

Песчано-конгломератовая толща сменяется валунно-галечными конгломератами с размером валунов до 50 см, с преобладанием гальки размером до 15 см. В гальке — темно-серые и серые известняки и карбонатные сланцы. Цемент карбонатный. Мощность конгломератов 350—400 м. Разрез по р. Джилинде заканчивается слоистыми и массивными серыми, розовато-серыми полимиктовыми песчаниками с карбонатным и полимиктовым цементом. Песчаники включают редкие тонкие линзы мелкогалечных конгломератов. Мощность 550—600 м.

Довольно полный разрез исташинской свиты вскрыт по кл. Аяну, левому притоку р. Витима, где обнажаются красные, розовые, бурые, реже зеленовато-серые конгломераты, гравелиты, песчаники, иногда косослоистые. Конгломераты состоят из хорошо окатанной гальки кварца, в меньшем количестве кварцитов, песчаников, сланцев, известняков, гранитов и гнейсов размером от 1 до 10 см. Цемент песчаный. Песчаники — полимиктовые с карбонатным, реже серицитово-полевошпатовым и железистым цементом.

В составе исташинской свиты в хр. Бейсыхан отмечаются кислые эффузивы.

По-видимому, к исташинской же свите следует относить конгломераты и песчаники, обнаженные в устье р. Кыдымита. К. А. Шахварстова (1948) и А. Н. Булгатов (1966) относят их к базальным нижнего кембрия, хотя взаимоотношения их с заведомо кембрийскими отложениями не наблюдались. По данным В. Г. Беличенко и Ю. А. Чернова, эти конгломераты постепенно переходят в серые, розовые и красные полимиктовые песчаники, характерные для исташинской свиты; кроме того, в составе гальки конгломератов, кроме известняков и кремнисто-карбонатных сланцев, встречены основные эффузивы (единичные гальки), аналогичные таковым олдындинской свиты.

Приведенные разрезы исташинской свиты очень близки к разрезам **богдаринской свиты** пестроцветных отложений, распространенных в бассейне р. Богдарина и протягивающихся в северо-восточном направлении до Усой-Талойского водораздела, где они с угловым и стратиграфическим несогласием перекрывают подстилающие отложения условного нижнего и среднего кембрия. Отличительными признаками богдаринской свиты являются пестрая окраска и терригенный состав отложений. Среди них широко распространены лиловые, красные, коричневые, зеленовато-серые гравелиты, песчаники, глинистые сланцы, серые и черные туфо-песчаники. Наблюдается косая слоистость, волноприбойные знаки и знаки ряби.

Наиболее полный разрез богдаринской свиты изучен П. В. Осокиным по водоразделу ключей Ауник и Полютровский (снизу):

Мощность, м

| | | |
|---|----|-----------|
| 1. Мелкогалечные зеленовато-серые, розовые, коричневые гравелиты с галькой кварца и кислых эффузивов, переходящие по простиранию в красные и коричневые грубо- и мелкозернистые песчаники | от | 2—5 до 15 |
| 2. Лиловые, красные среднезернистые песчаники и алевролиты | | 250 |
| 3. Кремневые, розовые, серые известняки | | 20 |
| 4. Зеленые, лиловые песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, тонко переслаивающиеся между собой | | 450 |
| 5. Серые и темно-серые тонкозернистые песчаники, карбонатные алевролиты с прослоями темно-серых известняков | | 30 |
| 6. Зеленые глинистые сланцы | | 70 |
| 7. Лиловые, красные алевролиты, глинистые сланцы, песчаники с мало-мощными линзами гравелитов | | 900 |

По простиранию на северо-восток отложения богдаринской свиты становятся более грубозернистыми. На Талой-Усойском водоразделе гравелиты переходят в конгломераты. В составе свиты отмечаются также

туфоконгломераты, туфопесчаники, туфы, фельзит-порфиры, кварцевые порфиры.

Песчаники по составу делятся на аркозовые, полимиктовые и кварцевые. Обломочный материал в них плохо отсортирован и в большинстве случаев преобладает над глинисто-железисто-карбонатным цементом.

В составе гальки конгломератов имеются песчанистые известняки, кварциты, микросланцы, лейкократовые граниты, фельзиты, риолитовые порфиры, граниты с пегматоидной структурой. Цемент полимиктовый с новообразованиями серицита, хлорита и мусковита. Мощность свиты 1700—1800 м.

Аналоги богдаринской и иташинской свит стали выделяться в последнее время северо-восточнее описанных участков в бассейнах рек Бамбуйки и Уакита.

После находок среднекембрийской фауны в огненной свите в бассейне р. Бамбуйки (Волколаков, Давыдов и др., 1964) вышележащие слои, выделенные в чулегминскую свиту, стали относиться к среднему — верхнему кембрию. В основании этой свиты залегают базальные серые и темно-серые конгломераты, состоящие из гальки карбонатного состава и карбонатно-песчаного и мергелистого цемента. Чередуются конгломераты с мергелистыми и песчаными доломитами. Мощность конгломератов в левом борту р. Огне 300 м, по р. Бамбуйке — 40 м.

Выше залегают серые мелкозернистые доломитовые мергели с прослоями карбонатных сланцев, а по р. Бамбуйке — серые и зеленовато-серые карбонатные гравелиты мощностью до 60 м.

Верхняя часть свиты сложена зеленовато-серыми глинисто-карбонатными сланцами с прослоями карбонатных буровато-серых песчаников. Мощность чулегминской свиты более 1000 м.

Условно к верхнему кембрию в последнее время стали относить отложения санской серии, развитые на небольшом участке в бассейнах рек Уакита и Горбылка Ципиканского, где они приурочены к сложному синклинорию.

Самой северной точкой, где выделяются условно отложения верхнего кембрия, является бассейн р. Бирамы.

В западном направлении от стратотипического разреза иташинской свиты песчано-конгломератовые отложения прослеживаются в виде небольших изолированных пятен в бассейне р. Ямбуя, правого притока р. Турки, в устье р. Хурлика, левого притока р. Джиды, и в Восточном Саяне (бассейн р. Забит, верховья р. Мангат-Гола).

Ямбуйская свита залегают на известняках олдындинской свиты с небольшим угловым и стратиграфическим несогласием, образуя две синклинальные складки северо-восточного простирания. В основании свиты местами залегают конгломераты, состоящие из слабоокатанной и плохо-сортированной гальки известняков различной окраски, филлитов, метаморфизованных песчаников, кварца, гранитов, размером 5—7 см. Цемент конгломератов то песчаный кварц-полевошпатовый, то карбонатно-железистый, местами метаморфизован и содержит пироксен, амфиболы и скаполит. Преобладают в ямбуйской свите песчаники мелко- и среднезернистые, зеленовато-серые, серые с лиловым и фиолетовым оттенком, аркозовые, полимиктовые и кварцевые. Обломочные зерна хорошо окатаны. Цемент кварцево-карбонатный, слюдисто-карбонатный, а в полимиктовых песчаниках — железистый контактово-поровый и соприкосновения. В метаморфизованных разностях в цементе и обломкам развиваются пироксен, альбит, гранат.

В виде маломощных прослоев в песчаниках встречаются мелкогалечные конгломераты с преобладающей кварцевой галькой, сцементированной карбонатным цементом.

Несколько маломощных прослоев сложено кварц-серицитовыми сланцами и светло-серыми известняками. Видимая мощность свиты до 500 м.

В бассейне р. Джиды аналоги иташинской и богдаринской свиты до сих пор не выделялись, хотя, казалось бы, здесь имеются для этого все геологические предпосылки. В составе кембрийских толщ издавна известны красноцветные отложения (Налетов, 1936), обнажающиеся в устье р. Хурлика. Недавно их стали относить к мезозою (Налетов, 1961; Тайсаев, 1965). Мы выделяем эти отложения, представленные красноцветными конгломератами и песчаниками, в хурликскую свиту.

Хурликская свита с угловым и стратиграфическим несогласием перекрывает хохюртовскую и джидинскую свиты кембрия. Непосредственно этот контакт наблюдается в левом борту р. Джиды, примерно в 1 км выше устья р. Хурлика. Здесь на сильно раздробленных известняках и зеленых сланцах (измененные эффузивы) залегают красноцветные конгломераты. Галька конгломератов плохо отсортирована, окатанность ее различная. Представлена она мелкозернистыми биотитовыми, розовыми среднезернистыми гранитами, биотит-роговообманковыми сиенитами, диоритами, зелеными порфиридами, фиолетово-серыми кислыми эффузивами, кварцевыми порфирами, рассланцованными зелеными эффузивами, андезит-дацитами, трахитоидными порфиридами, сиенит-порфирами и их туфами, светло-серыми и красновато-серыми известняками с археоциатами (крупные, часто плохо окатанные гальки), граувакковыми и полимиктовыми песчаниками. Цемент конгломератов красный, песчано-карбонатно-железистый. Видимая мощность их достигает 100 м.

Выше залегают красноцветные песчаники, гравелиты и яшмовидные породы. Красная окраска пород обусловлена присутствием окислов железа в песчано-карбонатном цементе. Последовательность залегания этих слоев не установлена из-за плохой обнаженности. Отнесение красноцветных отложений к верхнему кембрию, конечно, весьма условно, так как верхняя возрастная граница их не известна, а петрографическое изучение галечного материала не привело к определенному выводу о составе размытых пород.

Красноцветные отложения описанного типа развиты, возможно, значительно шире в бассейне р. Джиды. Они причисляются к мезозойским отложениям (Тайсаев, 1965), хотя для забайкальского мезозоя красноцветные фации нетипичны и встречаются в нем лишь в виде исключения (Флоренсов, 1960). Появление же в бассейне р. Джиды красноцветных молассовых отложений, приуроченных к заключительным этапам развития ранних каледонид, вполне закономерно.

В восточной части Восточного Саяна верхнекембрийские отложения также стали выделяться в последние годы (Волколаков, 1965). Прежде одна их часть (саган-сайрская свита) относилась к сархойской свите, другая же — к мангатгольской (Арсентьев, Волколаков, 1964). Ф. К. Волколаков объединяет их в **яматинскую свиту** верхнего кембрия. В верховьях р. Китоя к яматинской свите отнесены пестроцветные конгломераты, песчаники и сланцы. Их базальные конгломераты мощностью до 300 м, с угловым и стратиграфическим несогласием перекрывают подстилающие породы. Конгломераты окрашены в красно-бурый цвет. Обломки в них преобладают над цементом. Гальки размером от 1 до 30—40 см, плохо отсортированные и неравномерно окатанные, состоят из известняков, кварцитов, фельзит-порфиров, кварца, биотитовых гранитов и розовых пегматитов. Цемент песчаный, замещенный серицитом, хлоритом и окрашенный окислами железа. Верхняя часть свиты состоит из тонко переслаивающихся песчаников, конгломератов и алевритов.

В Боксон-Сархойском синклинии к яматинской свите (Волколаков, 1965) относятся пестроцветные отложения верхней части мангат-

гольской свиты: фиолетовые и зеленые листоватые алевролиты, переходящие в полимиктовые красно-бурые песчаники. Мощность яматинской свиты, по данным Ф. К. Волколакова, более 800 м.

Верхнекембрийский возраст описываемой свиты принят с учетом ее стратиграфического положения, структурно-формационных особенностей и сходства с отложениями соседних районов Забайкалья.

Приведенный материал по стратиграфии кембрия Западного Забайкалья показывает, что наряду с чертами сходства, обусловленными общей направленностью развития Забайкальской раннекаледонской складчатой области, стратиграфические разрезы отдельных районов имеют свои особенности, зависящие от их структурно-формационной принадлежности. Разрезы с ярко выраженными специфическими особенностями, но относящиеся к одному и тому же стратиграфическому уровню, порой трудно сопоставимы. Отсюда различные точки зрения на стратиграфию отдельных изолированных площадей.

Все приведенные стратиграфические разрезы из различных структурно-формационных зон отчетливо делятся на четыре части (снизу):

1) терригенную и терригенно-вулканогенную, соответствующую эпоху эопалеозоя и алданскому ярусу нижнего кембрия;

2) карбонатную и карбонатно-вулканогенную — ленский ярус нижнего кембрия;

3) карбонатно-терригенную — средний кембрий;

4) терригенную грубозернистую — верхний кембрий.

Фаунистически охарактеризованными являются отложения ленского яруса, в меньшей мере амгинского и алданского ярусов. Совершенно лишены фаунистических остатков терригенные отложения нижних и верхних свит кембрия. Отнесение их к нижнему палеозою основывается на следующих фактах:

1. Нижние свиты то с угловым и стратиграфическим несогласием (Северо-Байкальское нагорье, Средне-Витимская горная страна, Восточный Саян), то согласно (Джидинский и Бодайбинский синклиналии) перекрывают докембрийские образования и совершенно согласно перекрываются фаунистически охарактеризованными отложениями кембрия, образуя с ними единые складчатые структуры.

2. Абсолютный возраст терригенных отложений даже там, где они значительно метаморфизованы, исчисляется в 540—565 млн. лет.

3. Флишеидные толщи, перекрывающие фаунистически охарактеризованные отложения ленского яруса, залегают без углового и регионального стратиграфического несогласия и образуют с ними единые складчатые структуры. В отдельных местах окраинной зоны геосинклинали (бассейн р. Бамбуьки, Средне-Витимская горная страна) среднекембрийский возраст отложений подтвержден палеонтологически.

4. Самые верхние свиты пестроцветных терригенных пород, залегающих с угловым и стратиграфическим несогласием на подстилающих толщах, относятся к верхнему кембрию на основании их более высокого стратиграфического положения и структурно-формационных особенностей.

Фактический материал по стратиграфии Западного Забайкалья свидетельствует о большей близости эопалеозоя к кембрийскому, нежели к протерозойскому этапу развития. Эопалеозойские отложения вместе с кембрийскими образуют единый седиментационный цикл.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

Развивая учение Н. С. Шатского о формациях, Н. В. Хворова (1963) суммировала в определении понятия «формация» три главных фактора — исходное вещество, физико-географические условия и тектонику. Ведущее значение среди этих факторов принадлежит тектоническому (Шатский, 1964), так как тектоника влияет на образование формаций как прямо, так и косвенно, создавая определенные физико-географические условия и петрофонд — потенциальный запас исходных материалов (Хворова, 1963). Тектонические условия определяют размеры, мощность и основные черты строения формаций.

Палеотектоническая обстановка нижнего палеозоя Байкальской горной области разными исследователями трактовалась в зависимости от того, какую роль они отводили этому отрезку геологической истории. Мы вслед за Дэ Лоне, М. М. Тетяевым, А. А. Борисяком (1927), Е. В. Павловским (1948, 1956)) выделяем самостоятельный раннекаледонский (салаирский) этап развития Забайкальской складчатой области (Беличенко и др., 1962; Беличенко, Хренов, 1965).

Четкость границы нижнепалеозойской геосинклинали и платформы не всюду одинакова. Она тянется по внешней границе Байкало-Витимского краевого геантиклинального поднятия (см. рис. 39), которая совпадает в Западном Прибайкалье с краевым швом Сибирской платформы.

В единой структуре раннекаледонской Забайкальской геосинклинали выделяются два крупных тектонических элемента: Байкало-Витимская крайняя геантиклиналь и эвгеосинклинали (рис. 33), отличающиеся набором осадочных и магматических формаций, типом складчатых структур и, следовательно, геологической историей.

ОСАДОЧНЫЕ И ВУЛКАНОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ

Байкало-Витимская крайняя геантиклиналь, являясь пограничной структурой с платформой, обладает рядом своеобразных черт. Развивалась она на гетерогенном докембрийском складчатом основании. Различные ее части в течение нижнего палеозоя испытывали дифференцированные движения отрицательного и положительного знака. В эопалеозое и в самом начале нижнего кембрия (алданский ярус) шло накопление главным образом терригенных осадков в изолированных впадинах Верхне-Чайской (Холоднинской), Средне-Витимской и Бодайбинской. Темп формирования и заполнения этих впадин был различным, что отразилось на характере соответствующих формаций. Холоднинская и Средне-Витимская впадины были образованы в сходных тектонических условиях, благоприятных для образования красноцветных моласс, в то время как

Бодайбинская впадина имела унаследованный от верхнего протерозоя характер развития, способствовавший непрерывному накоплению осадков песчано-глинистых флишoidalного типа. В ленское время краевая геосинклинали испытывала опускание, которое захватило всю Забайкальскую геосинклиналию. Инверсия в среднем кембрии привела к общему поднятию, на фоне которого в немногих изолированных впадинах шло накопление флишoidalной формации. Верхнекембрийская моласса в пределах краевой геосинклинали не обнаружена.

Геологическое развитие краевой геосинклинали и развитие эвгеосинклинали тесно связаны. Отложения первой смяты в складки, простирающиеся параллельно границе с платформой и прорваны различными интрузиями. Ширина краевой геосинклинали минимальна в южном Прибайкалье, в области резкой смены простираения с северо-западного на северо-восточное, и максимальна в Байкало-Патомском нагорье (входящий угол геосинклинали в платформу).

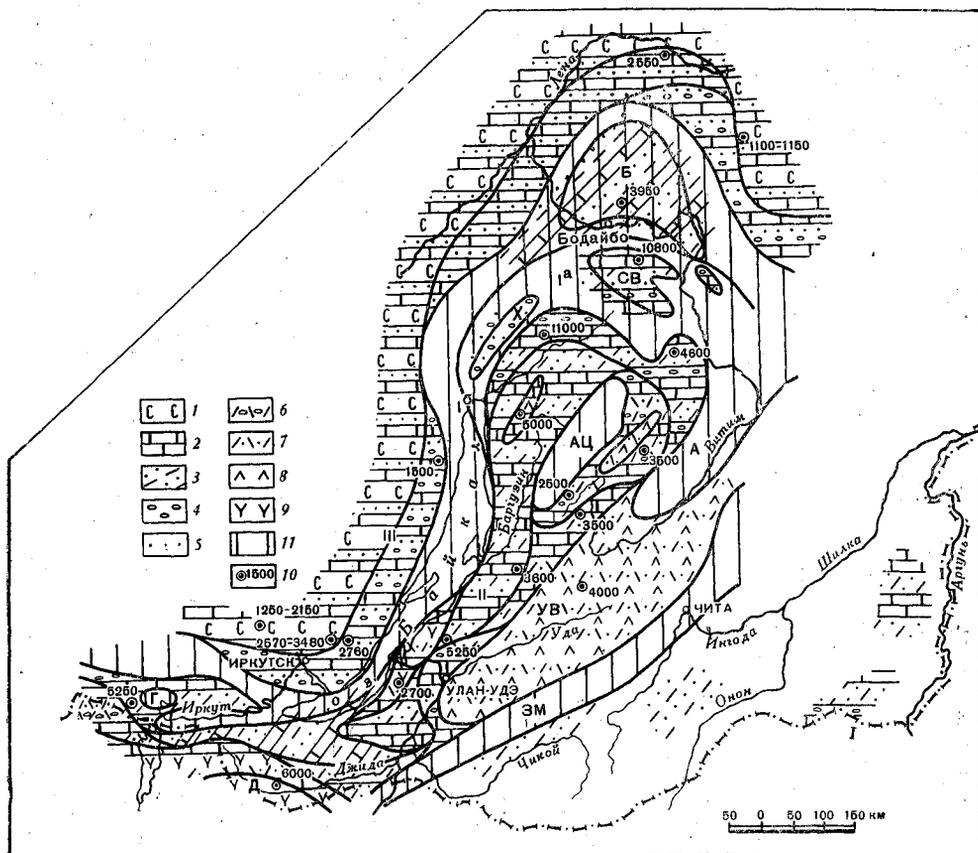


Рис. 33. Схема распространения осадочных и вулканогенных формаций нижнего палеозоя (без поздней молассы) Западного Забайкалья

1 — галогенная формация; 2 — известняково-доломитовая формация; 3 — песчано-сланцевая флишoidalная; 4 — конгломератово-песчаная градация нижней молассы; 5 — песчаная пестроцветная формация платформ; 6 — конгломератово-вулканогенная градация нижней молассы; 7 — песчано-вулканогенная формация; 8 — кварц-кератофировая формация; 9 — спилито-диабазовая формация; 10 — мощности по обнажениям; 11 — допалеозойские образования. Геосинклиналиальное поднятие: I^в — внутренняя зона краевого геосинклиналиального поднятия, I^в — внешняя его зона; II — эвгеосинклинали; III — платформа. Внутрисинклиналиальные впадины (буквы на схеме): X — Холоднинская, Б — Бодайбинская, СВ — Средне-Витимская. Поднятия: АЦ — Аргода-Циннинское, А — Амалатское, ЗМ — Заган-Малханское, Г — Гарганское. Структурно-фациальные зоны центральной части эвгеосинклинали: Д — Дзиджинская, УВ — Удино-Витимская

Граница краевой геоантиклинали и эвгеосинклинали нечеткая и проводится исследователями по-разному. Новые данные по нижнему палеозою Западного Забайкалья способствуют уточнению этой границы. Так, в связи с отнесением отложений катерской серии в Баргузинском хребте к нижнему палеозою эта граница в настоящее время отодвинута на север и проводится по северной окраине Верхне-Ангарского синклинали. Западная граница эвгеосинклинали в соответствии с новыми данными о распространении селенгинской серии до береговой части оз. Байкал также сдвинулась на запад (Чернов, Кориковский, Павловский, 1966). Для краевой геоантиклинали характерен своеобразный метаморфизм, который местами захватывал и пограничные зоны эвгеосинклинали. Ширина зоны этого метаморфизма максимальна в южном Прибайкалье (Шафеев, 1965), где она значительно превышает ширину краевой геоантиклинали. Максимальный метаморфизм отложений отмечен во внешней зоне краевой геоантиклинали, откуда он постепенно уменьшается к внутренней зоне. По данным абсолютного возраста, 376—362 млн. лет в Мамском синклинали (Великославинский, Казаков, Соколов, 1963) и 606—324 млн. лет в Хамар-Дабане (Никитина, 1964), метаморфизм проявился в каледонское время. По-видимому, внешняя часть краевой геоантиклинали в то время вела себя как зона высокой проницаемости (Хоментовский, 1960), что было вызвано очередной активизацией краевого шва.

ФОРМАЦИИ БАЙКАЛО-ВИТИМСКОГО КРАЕВОГО ГЕОАНТИКЛИНАЛЬНОГО ПОДНЯТИЯ

В пределах Байкало-Витимской геоантиклинали выделяется следующий вертикальный ряд осадочных формаций: нижняя молассовая песчано-конгломератовая, песчано-сланцевая (аспидная), известняково-доломитовая, флишоидная.

Нижняя молассовая формация

Эта формация составлена главным образом пестроцветными крупногалечными базальными конгломератами, песчаниками и сланцами межгорных впадин [холоднинская свита Холоднинской (Верхне-Чайской) впадины и мамаканская толща Средне-Витимской впадины].

Нижняя моласса залегает на подстилающих протерозойских отложениях с угловым и стратиграфическим несогласием и наиболее полно выражена в прогнутых частях Средне-Витимской впадины.

Характерным для этой формации является исключительно резкая фациальная изменчивость и значительные колебания мощности. В основании залегают конгломераты, состоящие из плохо сортированной, но хорошо окатанной гальки разнообразного состава и грубозернистого полимиктового или грауваккового песчаного цемента. Стратиграфически выше конгломераты переслаиваются с песчаниками, образуя иногда слабо выраженные ритмы.

В верхней части формации преобладают красные, малиновые, бурые, зеленовато-серые песчаники с прослоями гравелитов, алевролитов, глинистых сланцев. Отдельные прослои сложены карбонатными конгломератами. В песчаниках наблюдается косая слоистость потокового и бассейнового типов.

В Холоднинской (Верхне-Чайской) впадине сохранилась как будто только нижняя половина формации, представленная валунно-галечными и крупногалечными конгломератами, песчаниками и алевролитами. Мощность молассовой формации колеблется в весьма широких пределах от 40 до 6380 м.

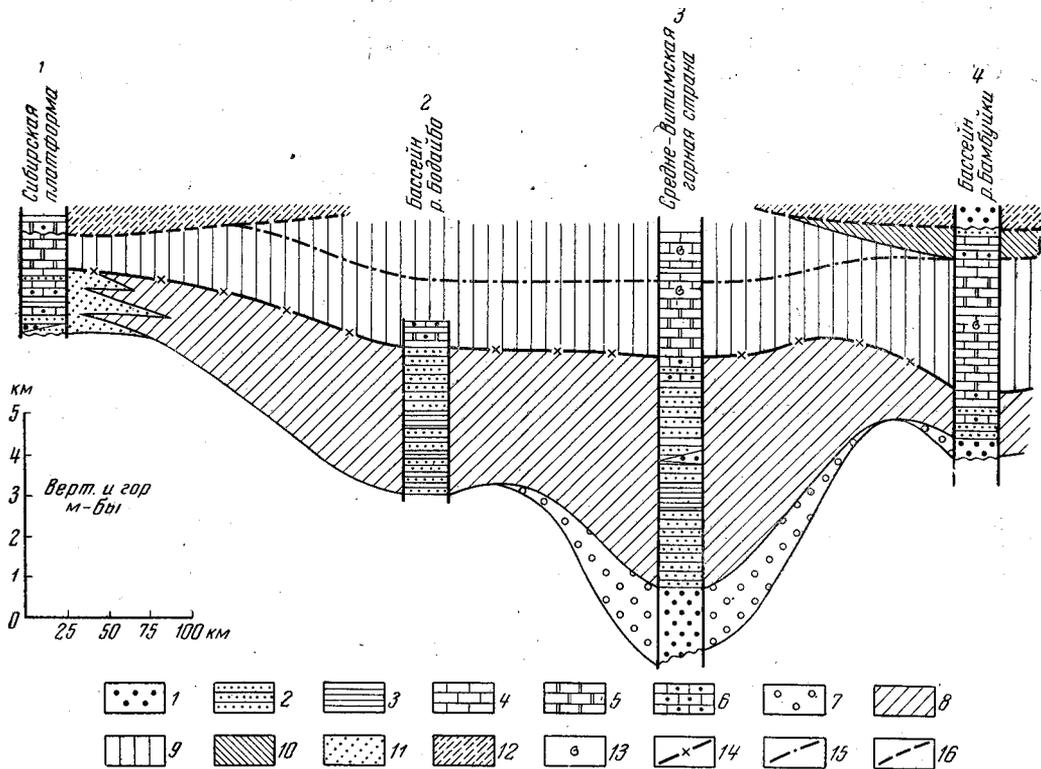


Рис. 34. Схема соотношения формаций в периферической части геосинклинали

1 — полимиктовые конгломераты; 2 — песчаники; 3 — сланцы; 4 — известняки; 5 — доломиты; 6 — песчанистые известняки; формации: 7 — нижняя моласса, 8 — песчано-сланцевая, 9 — известняково-доломитовая, 10 — флишoidная (известняково-сланцевая градация), 11 — песчано-сланцевая красноцветная (платформенная), 12 — поздняя моласса в геосинклинали и красноцветная формация на платформе; 13 — фауна археоциат и трилобитов; условные границы: 14 — алданского и ленского ярусов нижнего кембрия, 15 — нижнего и среднего кембрия, 16 — среднего и верхнего кембрия

Та же формация слагает Саган-Сайрскую впадину в восточной части Восточного Саяна, но здесь она менее пестроцветна, чем в северной части Байкало-Витимского геантиклинального поднятия, и более карбонатна (рис. 34).

Песчано-сланцевая формация

Эта формация распространена в Бодайбинском синклинии, унаследованном от верхнего протерозоя, и в Средне-Витимском синклинии.

В этой формации выделяются две породные ассоциации, бодайбинская сероцветная и средневитимская пестроцветная. Первая приурочена к Бодайбинскому синклинию и состоит из серых, светло-серых, кварцевых песчаников, темно-серых углистых алевролитов и сланцев, зеленовато-серых аркозовых и полимиктовых песчаников, алевролитов, гравелитов и филлитовидных сланцев.

Отложения сероцветной ассоциации согласно залегают на кадаликанской подсерии верхнего протерозоя.

Кварцевые песчаники приурочены к нижней части формации. В алевролитах и сланцах хорошо выражена микрослоистость. Состоят они из кварца и углистого вещества, а в зонах высокого метаморфизма в них появляются порфиробласты дистена.

Обломочная часть аркозовых песчаников состоит из зерен кварца, кислого плагиоклаза и мусковита, сцементированных более мелким

песчаным материалом того же состава. Они содержат большое количество порфириобласт анкерита и сидерита.

Зеленые полимиктовые песчаники относятся к типу граувакковых. Обломочный материал их представлен кварцем, полевым шпатом, эпидотом (?), эффузивными породами. Гравелиты и конгломераты состоят из обломков плагиогранитов, гранит-порфириов, кварцевых и бескварцевых кератофириов, спилитов, диабазов, амфиболитов, роговиков и различных сланцев (Салоп, 1964а).

В средневитимскую пестроцветную породную ассоциацию входят отложения сидельтинской свиты, приуроченные к Средне-Витимскому синклинирию. В ассоциацию входят пестроокрашенные доломитистые песчаники, кварцевые песчаники, мергели и глинистые сланцы. Эти породы, различно окрашенные, часто перемежаются, образуя ярко выраженную слоистость с толщиной слоев от долей сантиметров до 2—3 м (Салоп, 1964а).

Самыми распространенными в описываемой ассоциации являются существенно кварцевые песчаники светло-серого, зеленовато-серого, желтовато-серого и розового цвета. Среди песчаников преобладают мелко- и среднезернистые разновидности. В состав обломочной части, помимо кварца, входят полевые шпаты и микрофельзит, а иногда микроклин. Цемент кварцево-карбонатный с новообразованиями серицита, хлорита и турмалина.

Полимиктовые песчаники красноцветные, в обломочной части содержат кварц и эффузивные породы, а в цементе — значительное количество карбоната.

Зеленые или лиловые глинистые сланцы состоят из пелитовых частиц серицита, карбоната, кварца, хлорита.

Карбонатные породы, входящие в состав описываемой породной ассоциации, представлены светло-серыми, буровато-желтыми, светло-кремовыми доломитовыми песчаниками и мергелями.

Мощность песчано-сланцевой формации колеблется от 600 до 3500 м.

Известняково-доломитовая формация

Рассматриваемая формация имела, по-видимому, повсеместное распространение на Байкало-Витимском геоантиклинальном поднятии, но сохранилась лишь в Средне-Витимском синклинирии. Представлена известняково-доломитовая формация преимущественно серыми хемогенными доломитами и известняками и целой гаммой переходных пород. В нижней части формации преобладают доломиты, в верхней — известняки. Эти породы мелкозернисты, состоят из кальцита и доломита в различных соотношениях. Среди них встречаются песчаные, водорослевые, оолитовые, брекчиевидные, конгломератоподобные разновидности. В некоторых карбонатных породах наблюдается слабая сингенетическая кремнистость. В единичных случаях в доломитах отмечены мелкие псевдоморфозы кальцита по гипсу (Салоп, 1964а). Известняки содержат обильную фауну археоциат и трилобитов ленского и амгинского ярусов.

В верхней части известняково-доломитовая формация состоит из темно-серых, лилово-серых и зеленовато-серых слоистых, часто тонкоплитчатых и листоватых известняков, содержащих глинистый и песчаный материал.

Известняково-доломитовая формация сохранилась в Саган-Сайрском синклинирии в Восточном Саяне, где она очень близка к одноименной формации Боксон-Сархойского синклинирия, т. е. краевой зоны эвгеосинклинали.

ФОРМАЦИИ ЗАБАЙКАЛЬСКОЙ ЭВГЕОСИНКЛИНАЛИ

Эти формации занимают обширную территорию, включающую южные склоны Верхне-Ангарского хребта, Баргузинский хребет, Витимское плоскогорье, Юго-Восточное Прибайкалье, южную часть Восточного Саяна. В пределах описываемой территории выделяются Джидинский и Удино-Витимский прогибы, занимающие более центральное положение и отличающиеся наиболее полно выраженными чертами эвгеосинклинального развития. По классификации В. Е. Хаина и Ю. И. Шейнманна (1960), они могут быть отнесены к типу «зеленокаменных» геосинклинальных прогибов. Развивались эти синклиории, по-видимому, обособленно, так как отличаются качественно различным проявлением вулканизма и магматизма. Ближе к классическим эвгеосинклинальным зонам стоит Джидинский прогиб, являющийся непосредственным северо-восточным продолжением Монгольской эвгеосинклинали. Удино-Витимский прогиб занимает более крайнее положение и лишен ряда существенно эвгеосинклинальных черт.

Остальная площадь эвгеосинклинали, окружающая указанные прогибы, может рассматриваться как крайняя зона эвгеосинклинали (см. рис. 1).

В центральных зонах последней выделяются спилито-диабазовая, кварц-кератофировая, флишоидная и молассовая формации, причем характерными являются лишь первые две. Остальные формации распространены по всей площади эвгеосинклинали и будут рассмотрены далее.

Спилито-диабазовая формация

Формация представлена породами хохюртовской свиты, развитыми в пределах Джидинского синклиория. Формировалась она в наиболее прогнутой части эвгеосинклинали на ранее образованной терригенно-вулканогенной формации.

Спилито-диабазовая формация отличается сложным строением. Ее можно подразделить, как уже указывалось, на три градации: известняково-кремнистую, эффузивную и карбонатно-конгломератовую. Ведущей градацией является эффузивная, распространенная главным образом в южном крыле Джидинского синклиория. В северном и северо-западном направлениях мощность эффузивных толщ уменьшается и в северо-восточном крыле они выклиниваются совершенно (рис. 35).

Породная ассоциация описываемой градации представлена диабазами, спилитами, авгитовыми, роговообманковыми, плагиоклазовыми порфиритами. Кислые разности эффузивов — кварцевые порфиры и альбитофиры — играют весьма подчиненную роль, образуя единичные маломощные прослои и линзы среди основных эффузивов.

Эффузивные породы, как правило, эпидотизированы, альбитизированы и карбонатизированы. В менее измененных разностях различаются порфировидные и миндалекаменные структуры. Залегание эффузивов покровное при мощности отдельных тел до десятков метров. Такие покровы группируются в пакки мощностью в несколько сотен метров.

Непрерывной составной частью спилито-диабазовой формации являются туфобрекчии, туфоконгломераты и туфы, чередующиеся с эффузивами. В отдельных местах туфобрекчии играют ведущую роль. Кроме того, с эффузивными породами постоянно ассоциируют кремнистые породы серой и темно-серой, почти черной окраски и красные яшмовидные породы, а также светло-серые, белые и розовые известняки с фауной археоциат. Последние при господстве эффузивов образуют маломощные линзы (биогермы), в других случаях при переходах к другим градациям — мощные (в сотни метров) пласты хемогенного происхождения.

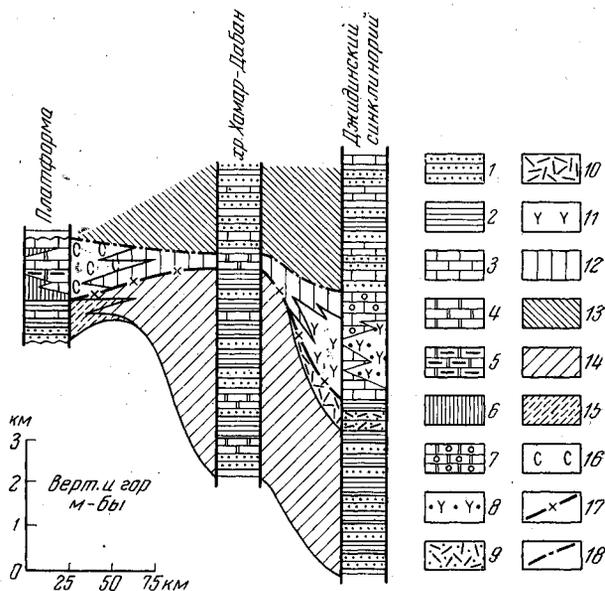


Рис. 35. Схема соотношения формаций в Южном Забайкалье

1 — полимиктовые песчаники; 2 — сланцы; 3 — известняки; 4 — доломиты; 5 — мергели; 6 — галогенные отложения; 7 — известковистые конгломераты; 8 — основные эффузивы и их туфы; 9 — кислые эффузивы и их туфы. Формации: 10 — эффузивно-терригенные, 11 — спилито-диабазовая, 12 — известняково-доломитовая; 13 — флишеидная, 14 — песчано-сланцевая, 15 — песчано-сланцевая красноцветная (платформенная), 16 — галогенная; условные границы: 17 — между алданским и ленским ярусами, 18 — между нижним и средним кембрием

Градация известковистых конгломератов и конгломератовидных пород играет более подчиненную роль в строении спилито-диабазовой формации. Представлена она известковистыми конгломератами, известковистыми песчаниками и кремнисто-карбонатными конгломератовидными породами. Аллофильными членами градации являются эффузивные породы и кремнистые известняки, образующие линзы и более протяженные и мощные горизонты в конгломератах.

Мощность описываемой градации варьирует в широких пределах — от 1500—2000 м до полного выклинивания. В местах максимальной мощности (по рекам Оронгодою, Тотхолте и Биту-Джиде) известковистые конгломераты почти полностью замещают эффузивную градацию. Переход между этими градациями постепенный. В зоне перехода наблюдается чередование известковистых конгломератов с туфоконгломератами, которые далее становятся господствующими. В виде единичных прослоев и линз конгломератовидные породы встречаются в эффузивной градации.

Известковистые конгломераты состоят главным образом из гальки различно окрашенных известняков, доломитистых известняков, кремнистых пород и редко эффузивов. Цемент конгломератов туфо-известковый. Размер гальки и окатанность ее весьма непостоянны. Имеются валуны размером до 60 см, но преобладают гальки размером 10—15 см. Сортированность обломочного материала, как правило, плохая. По-видимому, конгломераты образовались вблизи небольших островных сооружений, возникших в виде цепочки северо-западного простирания в ходе дифференцированных движений дна бассейна. Разрушению подвергались уже диагенетизированные кембрийские осадки. Конгломераты часто переходят в известково-кремнистые конгломератовидные породы. Гальки в них теряют четкие очертания и имеют форму вытянутых линз. В составе их, так же как и в цементе конгломератов, значитель-

ную роль играет туфовый материал. В свою очередь конгломератовидные породы фациально замещаются полосчатыми карбонатными породами, состоящими из светло-серых, белых и розовых полос кремнисто-карбонатного состава и светло-зеленых хлорит-карбонатного (туфо-карбонатного) состава:

В отдельных участках конгломератовидные породы содержат гематит и ярко-зеленую слюдку (фуксит).

Конгломераты содержат прослой и линзы известковистых песчаников и песчаных известняков, а также эффузивных пород. В южной части Джидинского синклинория известковистые конгломераты образуют мощную линзу протяженностью до 15 км в эффузивной градации. Состоят они из гальки разноокрашенных известняков и темно-серых и черных кремнистых пород, реже сланцев; цемент песчано-карбонатный. Отдельные прослой сложены гравелитами и известковистыми песчаниками, иногда с косой слоистостью.

В спилито-диабазовую формацию включается также известково-кремнистая градация, распространенная очень широко по периферии Джидинского синклинория (рис. 36).

Патрическими членами градации являются светло-серые, кремновые, серые, розовые, светло-зеленые, белые, реже темно-серые известняки и доломитистые известняки. Как правило, они в значительной степени кремнисты. Кремнистые породы образуют и самостоятельные прослой.

В строении описываемой градации принимают участие также известковистые конгломераты и конгломератовидные породы, эффузивы основного и среднего состава — аллофильные члены градации. Эти породы встречаются повсеместно, образуя маломощные прослой и линзы. В нижней части градации содержатся хлорит-карбонатные и филлитовидные сланцы, которые по простиранию замещаются известняками.

Наиболее полный разрез известково-кремнистой формации наблюдается по р. Цакирке, выше дер. Далахай, по р. Джиде, ниже устья р. Биту-Джиды. По простиранию известково-кремнистая градация замещается градацией известковистых конгломератов (среднее течение р. Хохюрты и правобережье р. Джиды, выше устья р. Тотхолты). Та же градация выделяется и в юго-восточной части Джидинского синклинория (низовья р. Хасурты), где она тесно связана с эффузивной. В известняках и доломитистых известняках наблюдаются прослой и линзы мелкогалечных туфоконгломератов, туфогравелитов, туфов, красных яшмовидных пород. Как по простиранию, так и вкrest простирания известково-кремнистая градация выклинивается и замещается эффузивной.

Как видим, спилито-диабазовая формация отличается сложным строением, что обусловлено напряженным тектоническим режимом, существовавшим в нижнем кембрии на территории Джидинского синклинория. Излияния эффузивов были приурочены к глубинным разломам, носили трещинный характер и происходили в подводных условиях. Одновременно с излияниями эффузивов в других местах Джидинского морского бассейна шло накопление известняково-кремнистых осадков, а в более приподнятых местах — известковистых конгломератов. Территориально да и по времени образования в Джидинском синклинории к спилито-диабазовой формации тяготеет гипербазитовая формация, объединяющая породы цакирского интрузивного комплекса. Внедрение их происходило, вероятно, по тем же разломам, которые служили подводными путями для излияний спилитов и диабазов. Породы гипербазитовой формации слагают в большинстве случаев согласные тела небольших размеров, участвующих в складчатости.

За пределами Джидинского синклинория развита по существу только известняково-кремнистая градация спилито-диабазовой формации.

которая вдали от эффузивной градации может составить самостоятельную известняково-кремнистую (отдаленную известняково-кремнистую) формацию.

В Зун-Муринском синклинии к известково-кремнистой градации относятся отложения нижней части зун-муринской свиты, представленные серыми, светло-серыми, розовато-серыми, кремнистыми известняками и доломитами с линзами и прослоями кремнистых пород, амфиболитов (метаморфизованные основные и средние эффузивы) и реже известковистых конгломератовидных пород. Мощность описываемой градации здесь 1200—1500 м. При движении на север известково-кремнистая градация уменьшается в мощности, а затем совершенно выклинивается.

Несколько обособленное положение занимает спилито-диабазовая формация в бассейне р. Большой Речки (северо-восточные отроги хр. Хамар-Дабан) и в бассейне р. Итанцы (Морской хребет). Большереченско-Итанцинский синклиний представлял собой, по всей видимости, небольшой «зеленокаменный» прогиб с условиями накопления, близкими таковым в Джидинском. Здесь в несколько уменьшенном масштабе, чем в Джидинском синклинии, развиты все три градации: эффузивная, известково-кремнистая и известковистых конгломератов.

Первая градация не имеет широкого распространения. Породы слагают отдельные горизонты мощностью 50—150 м. Несколько большую роль, чем в Джидинском прогибе, играют средние эффузивы и их туфы наряду с основными.

В отдельных случаях отмечается значительное содержание гематита и магнетита в известковистых туфобрекчиях. В незначительном количестве встречаются и кислые эффузивы (кварцевые порфиры, фельзит-порфиры).

Ведущая роль в Большереченско-Итанцинском синклинии принадлежит известняково-кремнистой градации, здесь почти ничем не отличающейся от таковой в Джидинском синклинии. Она сложена светло-серыми, кремновыми, розовыми, белыми известняками и доломитовыми известняками, в большинстве своем кремнистыми. Кремнистое вещество иногда обособляется в прослой и линзы. В известняках встречаются оолитоподобные водорослевые остатки.

Градация известковистых конгломератов и конгломератовидных пород, так же как и эффузивная, имеет подчиненное значение. Она распространена главным образом в южной части Большереченско-Итанцинского прогиба, образуя различной мощности прослой и линзы в известняках. Состоят конгломераты главным образом из известняковой и кремнистой гальки и зеленовато-серого туфово-карбонатного цемента. В отдельных прослоях имеются карбонатно-кремнистые конгломератовидные породы, совершенно аналогичные тем, которые известны в Джидинском синклинии, и песчанистые известняки. Следует отметить высокий метаморфизм пород описываемой формации.

К Большереченско-Итанцинскому прогибу приурочена формация габбро-диабазовых пород, образующих многочисленные пластовые, участвующие в складчатости тела в верхней части разреза известняково-кремнистой градации.

Кварц-кератофировая формация

Эта формация распространена в Удино-Витимской структурно-фациальной зоне, объединяя отложения олдындинской и частично химгильдинской свит. Эта формация образована разнообразными породами, принадлежащими преимущественно к группе эффузивных и вулканокластических, тогда как собственно осадочные отложения имеют в ее составе подчиненное значение.

Среди эффузивных пород широкое распространение имеют диабазовые и андезитовые порфириты, кварцевые андезитовые порфириты, кератофиры, кварцевые порфиры, фельзит-порфиры, фельзиты. Все они претерпели значительные вторичные изменения в процессе диагенеза и (позже) метаморфизма, обнаруживая лишь реликты первичных структур. Плагиоклазы альбитизированы, карбонатизированы, серицитизированы и каолинизированы.

Темноцветные минералы превращены в агрегат карбоната, хлорита и глинистого вещества. Вместе с тем эти породы часто имеют миндалекаменную текстуру и шаровую отдельность.

Вулканокластические породы представлены различными туфами двух групп: более основных, связанных с порфиритами, и более кислых, связанных с кератофирами и кварцевыми порфирами.

Среди туфов первой группы выделяются измененные литокристаллокластические туфы, туффиты и карбонатизированные туфосланцы. Первые состоят из остроугольных, иногда оплавленных обломков кристаллов плагиоклаза, в меньшем количестве кварца и порфиритов, и замещенной хлоритизированной и карбонатизированной туфовой связывающей массы. Туффиты отличаются полосчатой текстурой, обусловленной чередованием прослоев, обогащенных терригенным материалом, и прослоев, состоящих почти исключительно из тонкозернистого туфа. Обломки неправильной формы представлены в них карбонатом, карбонатизированными и серицитизированными полевыми шпатами, кварцем.

В группе более кислых туфов выделяются литокристаллокластические и агломератовые туфы, туффиты и туфовые сланцы. Агломератовые туфы состоят из угловатых и окатанных обломков известняков, кварцитов, кварца, кварцевого порфира, фельзита и разрушенных полевых шпатов и кристаллокластического туфа. Цементирующая туфовая масса преобразована в криптокристаллический агрегат, состоящий из зерен карбоната, кварца, полевого шпата и лучистого хлорита. Литокристаллокластические туфы состоят из остроугольных, иногда округлых обломков кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, карбоната и альбитофиров или кварцевых порфиров. Неизмененные участки цемента представлены туфовым материалом. Туфосланцы имеют альбит-серицит-хлоритовый состав и несовершенную полосчатую текстуру. Структура сланцев порфиробластовая, а связывающей массы — криптозернистая и лепидогранобластовая. Порфиробласты — обломки плагиоклаза, превращенные в серицит-карбонатный агрегат, редкие зерна кварца и обломки туфа, погруженные в альбит-серицитовую крипто- и микрокристаллическую массу.

К собственно осадочным породам относятся известняки и яшмовидные породы. Ведущую роль играют известняки, образующие то маломощные линзы среди эффузивных пород, то очень мощные пачки (до 800 м). Они содержат обильную фауну археоциат, реже трилобитов и многочисленные остатки водорослей. Мелкие линзы органогенных известняков соответствовали биогермам, в то время как более мощные прослои образовывались при участии хемогенных известняков, иногда с примесью доломитистых известняков. Отдельные линзы среди эффузивных пород сложены сидеритом.

Яшмовидные гематитсодержащие красные породы встречаются редко в виде маломощных линз в туфах.

К кварц-кератофировой формации приурочены гематит-магнетитовое и колчедан-полиметаллическое оруденения (Беличенко и др., 1962; Коновалов, 1966; Кормилицин, 1965).

Петрофонд кварц-кератофировой формации состоит из двух групп компонентов. Первая представлена продуктами излияний, эксплозий и эксгалций, вторая — продуктами биогенной и хемогенной садки.

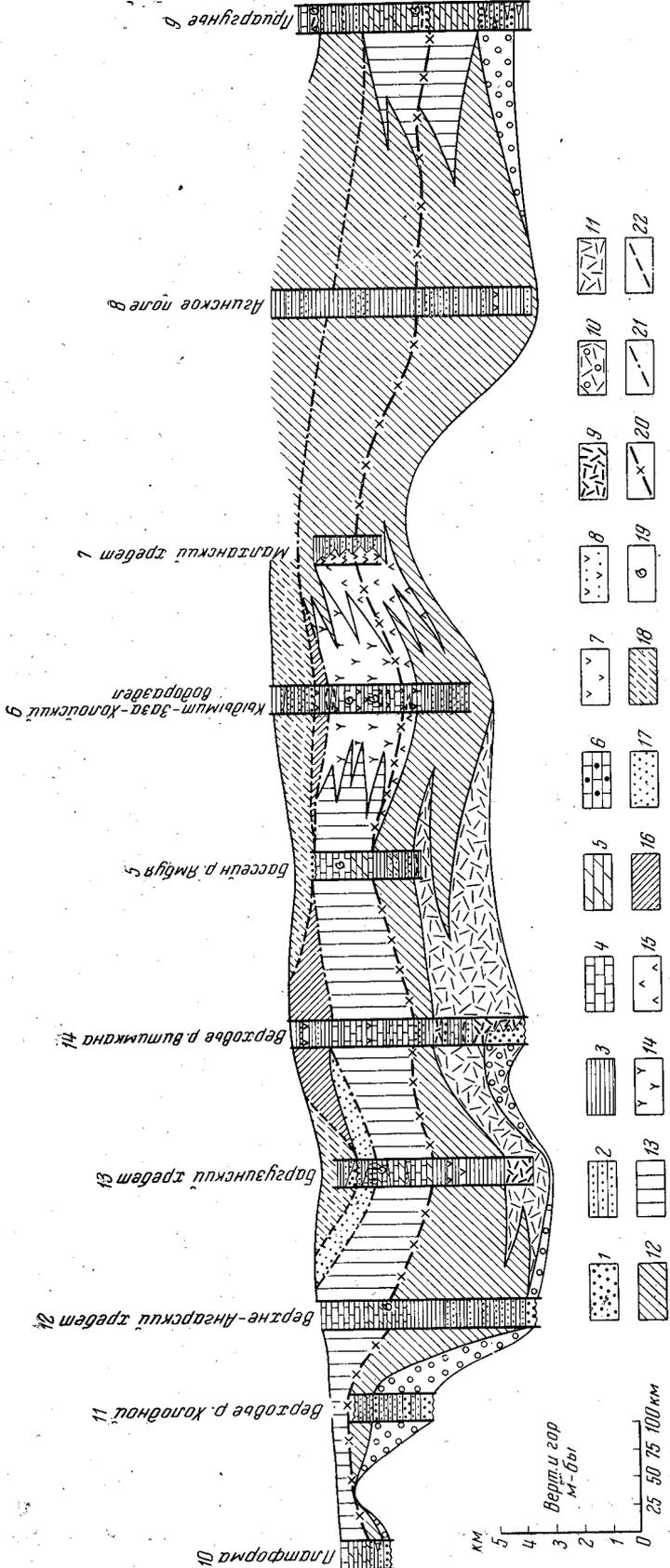


Рис. 37. Соотношение формаций нижнего палеозоя Западного Забайкалья вкрест простирания главных складчатых структур (направление север — юг)

1 — полимиктовые конгломераты; 2 — песчаники; 3 — сланцы; 4 — известняки; 5 — доломитские известняки и доломиты; 6 — известковистые песчаники и конгломераты; 7 — средние и основные эффузивы; 8 — их туфы; 9 — кислые эффузивы и их туфы. Формации: 10 — нижняя моласса (конгломератово-песчаная и конгломератово-вулканотенная градации); 11 — терригенно-вулканогенная; 12 — песчано-сланцевая; 13 — известково-доломитовая; 14—15 — кварц-кератофировая; 14 — эффузивы с рифолитом; 15 — эффузивы без известняков; 16 — флишодная; 17 — формация известковистых конгломератов; 18 — поздне моласса; 19 — фауна архоциат. Основные границы: 20 — между алданским и ленским ярусами нижнего кембрия; 21 — между нижним и средним кембрием; 22 — между средним и верхним кембрием. Условные границы: 20 — между алданским и ленским ярусами нижнего кембрия; 21 — между нижним и средним кембрием; 22 — между средним и верхним кембрием. Цифры — номера разрезов (см. рис. 1)

Кварц-кератофировая формация распространена на значительной площади от с. Романовки на востоке до устья р. Курбы на западе, где она имеет довольно выдержанный состав. Почти повсеместно с этой формацией связаны гематит-магнетитовые и слабомарганцевосные породы, площадь распространения которых составляет перспективную рудоносную провинцию. В этом смысле особенно богат Сосновоозерский район.

В Удино-Витимской зоне совершенно отсутствуют представители формации гипербазитов, характерной для типичных эвгеосинклинальных зеленокаменных прогибов. С эффузивной формацией ассоциирует в пространстве и во времени формация основных пород.

Кварц-кератофировая формация в миниатюре проявлена в Талойском прогибе, тектонически сходном с Удино-Витимской зоной (рис. 38). Вулканиды здесь представлены кварцевыми порфирами, фельзитами, диабазами, фельзит-порфирами и плагиопорфиритами, туфобрекчиями, туфогравелитами и туфами. Известняки и доломитовые известняки, иногда кремнистые, образуют довольно мощную пачку. В этом районе с кварц-кератофировой формацией связано Талойское (Васильевское) месторождение железа и марганца осадочно-эксгальационного типа (Беличенко, 1959). Излияния эффузивов были подводными. Подводящим каналом служил, по-видимому, разлом, проходящий по Талой-Усойскому водоразделу. В юго-западной части Талой-Витимканского прогиба количество эффузивных пород, которые становятся более основными, постепенно уменьшается и в конце концов сходит на нет.

Нижняя молассовая формация

Формация объединяет базальные отложения эопалеозоя, т. е. сархойскую, татауровскую, бурундинскую, мухтунную, аматканскую и холоднинскую свиты. Ее отложения распространены у самой границы эвгеосинклинальной области с краевым геоантиклинальным поднятием, а также у краев внутригеосинклинальных поднятий. Эта формация может быть разделена на две градации: конгломератово-вулканогенную и конгломератово-песчаную.

Конгломератово-вулканогенная градация приурочена, как правило, к контакту с внутригеосинклинальными поднятиями Сархой-Богдаринской подзоны. Характерным как для этой градации, так и для всей формации в целом является резкая фациальная изменчивость и пестрая окраска пород. Формационный облик градации определяется ассоциацией трех литологических комплексов: эффузивного, вулканокластического и терригенно-осадочного, которые в разных местах образуют различные сочетания. Ведущую роль играют полимиктовые конгломераты, состоящие из разнообразной гальки размером до 30—40 см, различно окатанной и отсортированной. Цемент конгломератов в одних случаях песчаный, замещенный серицитом, хлоритом и окрашенный гидроксидами железа, и песчано-карбонатный, в других — эффузивный, микрофельзитовый, местами карбонатизированный с новообразованиями эпидота, серицита, хлорита и биотита. Наблюдаются случаи постепенного вытеснения песчаного цемента эффузивным.

Непрерывными членами описываемой градации являются кварцевые порфиры, кератофиры, плагиопорфиры и их туфы, которые образуют различной мощности прослои или же, как это имеет место в бассейне р. Сархоя, составляют большую часть разреза сархойской свиты.

В верхней части градации преобладают мелкогалечные конгломераты, песчаники, переслаивающиеся с эффузивами, а чаще с туфами. Контакты нормально-осадочных и вулканогенных пород постепенные. В отдельных участках, особенно это характерно для Витимкан-Амалат-

ского района, встречаются известковистые конгломераты, тесно связанные с полимиктовыми (бурундинская свита). Появление известковистых конгломератов, по-видимому, связано с размывом известняковых толщ икатской серии, входящих в состав близлежащего геантиклинального поднятия.

Петрофонд конгломератово-вулканогенной градации составляют вулканогенные породы — продукты излияния и эксплозий главным образом кислой магмы и терригенные породы — продукты разрушения окружающей суши.

Базальные конгломераты конгломератово-вулканогенной градации всюду залегают с угловым и стратиграфическим несогласием на подстилающих породах. Мощность их 1100—1300 м.

Конгломерато-песчаная градация развита исключительно вдоль краевого геантиклинального поднятия (Баргузино-Бамбуйская подзона), где вулканическая деятельность отсутствовала. К этой градации относятся нижняя подсвита холоднинской свиты, аматканская и нижняя дулешминская свиты, лежащие с угловым и стратиграфическим несогласием на подстилающих породах.

В основании градации выделяются валунные и крупногалечные конгломераты, состоящие из плохо окатанной и слабо отсортированной гальки, представленной почти всеми породами подстилающих комплексов, и песчаного кварц-полевошпатового цемента.

Выше по разрезу появляются мелкогалечные конгломераты, гравелиты и песчаники, которые вначале переслаиваются с конгломератами, а затем становятся преобладающими. Обломочный материал в них лучше скатан и сортирован. В вышележащую формацию описываемая градация переходит постепенно. Петрофонд конгломерато-песчаной градации более однообразен, чем конгломератово-вулканогенной градации, и представлен только лишь осадочными породами, образовавшимися из материала окружающей суши. Мощность колеблется от нескольких метров до 350 м.

Терригенно-вулканогенная формация

Формация отличается широким распространением в Сархой-Богдаринской подзоне. Она тяготеет к местам распространения конгломератово-вулканогенной градации, где накопления вулканогенных толщ наряду с нормальноосадочными, начавшиеся в эопалеозое, продолжались и позже — в алданское время. К терригенно-вулканогенной формации относятся отложения верхней части сархойской свиты, биту-джидинской, колоковской, суванихинской и уколкитской свит.

Описываемая формация является непосредственным продолжением конгломератово-вулканогенной градации как в вертикальном, так и в лаггеральном рядах.

В ее состав входят главным образом кислые эффузивы, фельзит-порфиры, кварцевые порфиры, ортофиры, реже андезитовые порфириты и их туфы, а также полимиктовые песчаники и глинистые сланцы. Распределены вулканогенные породы неравномерно. В Боксон-Сархойском синклинории их роль увеличивается в западном направлении, достигая в самой западной точке синклинория максимума. В составе биту-джидинской свиты эффузивные породы, представленные главным образом туфами кислых эффузивов, играют подчиненную роль, образуют прослои в верхней части свиты. В составе колоковской свиты, распространенной в районе Морского хребта, преобладают эффузивы, образующие мощные толщи с прослоями известняков и филлитовидных сланцев.

Особенно обширная площадь занята эффузивными породами в Удино-Витимской зоне. Здесь распространены альбитофиры, кварцевые

порфиры и кварцевые альбитофиры и их туфы (кристаллокластические) с мелкими линзами известняков, редко — сланцев и песчаников. Эти толщи накапливались в мелководных условиях, соответствовавших приподнятой части морского ложа на продолжении Амалатского геантиклинального поднятия.

Вдоль Аргода-Ципинского поднятия терригенно-вулканогенная формация образована в большей мере осадочными породами — полимиктовыми и аркозовыми песчаниками, алевролитами внутриформационными мелкогалечными конгломератами. Фельзиты, фельзит-порфиры, кварцевые порфиры и их туфы образуют прослой и линзы различной мощности среди песчаников. В отдельных местах (в бассейне р. Точеро, левого притока р. Малого Амалата) вулканогенные породы занимают половину разреза и их суммарная мощность равна 800 м. В виде единичных прослоев встречаются известняки.

Севернее терригенно-вулканогенная формация выделяется в северных отрогах Баргузинского хребта по рекам Уколкиту и Амнунде, по левобережью среднего течения р. Няндони. Ее представляет здесь уколкитская свита, сложенная туфами, туфопесчаниками и сланцами, зеленокаменными, средними, реже — основными эффузивами и их туфами. Эффузивы — диабазовые порфириты, диабазы и спилиты — тяготеют к низам градации, обладают миндалекаменной структурой и шаровой текстурой. Общая максимальная мощность уколкитской свиты достигает 4000 м, однако наблюдаются замещения (часто полные) в латеральном направлении эффузивных пород типично терригенными. Уколкитский прогиб, судя по составу и мощности выполнивших его толщ, ближе стоит к «зеленокаменным» прогибам, максимальное развитие которых связано в Забайкальской эвгеосинклинали с более поздним этапом развития (ленский ярус). В данном случае прогиб стал развиваться раньше и сформировался в доленское время. В ленское время эффузивная деятельность здесь прекратилась и шло накопление известняков и доломитов в более спокойной тектонической обстановке. Исходными источниками материала (петрофондом) для терригенно-вулканогенной формации являлись как продукты подводного вулканизма (излияний и эксплозий кислой и средней магмы), так и в большей мере терригенные продукты, возникшие из материала разрушаемых берегов.

Песчано-сланцевая (нижняя флишoidная) формация

Формация имеет значительное распространение. В нее включены песчано-сланцевые отложения хр. Хамар-Дабана (корниловская, хангарульская свиты), итанцинская свита, песчано-сланцевые отложения бассейна р. Ямбуя (химгильденская свита), верхняя часть аматканской свиты, верхняя дулешминская, няндонинская, тукаломийская и верхняя часть холоднинской. Эта формация сложена песчаниками главным образом полимиктовыми и различными сланцами глинистого и карбонатного состава. Эти породы часто переслаиваются, образуя мощные толщи флишoidного типа. В Хамар-Дабане формация включает в себя хлорит-серицитовые, хлорит-биотит-серицитовые сланцы, которые в зонах высокого метаморфизма превращены в андалузит-ставролитовые, силлиманитовые с биотитом и мусковитовые плагигнейсы, биотитовые и биотит-силлиманитовые гнейсы. В северной части Хамар-Дабана в ней имеются маломощные прослой известняков, выклинивающиеся в центральной части хребта.

В Морском хребте описываемая формация состоит из биотит-кварцевых, пироксеновых сланцев, переслаивающихся с метаморфизованными песчаниками и гравелитами, а в верхней части и с известняками. Песчаники в большинстве своем полимиктовые, редко кварцевые.

В бассейне р. Ямбуя песчано-сланцевая формация становится более карбонатной. В ее составе значительную роль играют карбонатные сланцы, переслаивающиеся с биотитовыми, роговообманково-биотитовыми и филлитовидными сланцами. Отдельные пачки состоят из тонких прослоев мощностью 1—2 см, в то же время в нижней части разреза встречаются прослои карбонатных сланцев в десятки метров мощностью.

В Баргузинском хребте к песчано-сланцевой формации относятся безэффузивные разрезы няндонинской свиты, которые представлены метаморфизованными алевролитами, песчаниками, переслаивающимися с известковистыми и углистыми филлитовидными сланцами. Часто наблюдается тонкая ритмичность. В верхней части разреза встречаются прослои известняков.

В Верхне-Ангарском хребте описываемая формация представлена песчано-алевролитовыми отложениями верхней части холоднинской свиты. Среди алевролитов встречаются пачки, состоящие из тонкопереслаивающихся (ленточных) известняков и алевролитов.

К этой же формации относятся отложения тукаломийской свиты, согласно залегающие на холоднинской. Для нее характерна тонкая, почти ленточная, слоистость, обусловленная чередованием прослоев известняков и алевролитов мощностью, не превышающей 1,5 см. Встречаются и более мощные прослои, мощностью 5—80 м. Мощность песчано-сланцевой формации исчисляется в 1200—5000 м. Петрофондом песчано-сланцевой формации служили исключительно продукты осадочного происхождения, по преимуществу терригенные и в весьма малой степени хемогенные.

Известняково-доломитовая формация

Формация имеет широкое распространение, объединяя все карбонатные отложения ленского яруса, которые накапливались в спокойной тектонической обстановке на дне обширного морского бассейна. Эта формация состоит из собственно известняково-доломитовой и известняково-сланцевой градаций.

Известняково-доломитовая градация является господствующей. Представлена она известняками, доломитовыми известняками и доломитами, монолитными, реже полосчатыми, окрашенными чаще в светлые цвета.

Известняковые прослои содержат остатки археоциат и трилобитов и водоросли. Поблизости от вулканогенных формаций отмечается значительная кремнистость пород известняково-доломитовой формации. Соотношение кальцитовых и доломитовых разностей в градации различно.

Опорными разрезами известняково-доломитовой градации следует считать разрезы тилимской свиты (в бассейне р. Богдарина), бамбуьской, бирамьинской, кооктинской свит и боксонской серии.

Наиболее детально изучена известняково-доломитовая градация в Восточном Саяне и в бассейне р. Богдарина.

Нижняя половина градации представлена, как правило, доломитами и доломитистыми известняками. В Сархой-Боксонском синклинии, в бассейнах рек Ямбуя и Богдарина карбонатные породы кремнисты. Кремнистое вещество образует прослои, линзы, иногда неправильной причудливой формы тела. По-видимому, источниками кремнезема являлись подводные излияния эффузивов на соседних участках единого морского геосинклинального бассейна. В нижней части градации обильны водоросли.

В тех местах, где в ленском морском бассейне временами возникали

острова (Гарганская и Амалатская «глыбы»), известняково-доломитовая градация включает продукты размыва этих островов, в том числе кор выветривания (химического и физического), представленные конглобрекциями, глинистыми сланцами, алевролитами и бокситами (в бассейне р. Боксон), а также фосфатизированные терригенные осадки. Следует отметить неполную синхронность глиноземистых и фосфатизированных отложений близ Гарганского и Амалатского поднятий.

В других местах также имеются признаки кратковременных внутриформационных перерывов: известковистые конглобрекции, песчанистые известняки и известковистые песчаники. В большинстве случаев они приурочены к границе между нижней доломитовой и верхней известняковой частями градации.

Известняки, слагающие верхнюю часть известняково-доломитовой градации, обычно также окрашены в светлые тона, местами значительно кремнисты. К ним приурочено большинство находок фауны. Мощность градации равна 2000—3750 м.

Петрофонд известняково-доломитовой градации состоял исключительно из хемогенных карбонатных и кремнисто-карбонатных осадков, в меньшей мере из продуктов переотложения кор выветривания.

Известняково-сланцевая градация играет весьма подчиненную роль в строении известняково-доломитовой формации. Она оконтуривает Удаино-Витимскую зону распространения кварц-кератофировой формации и, кроме того, слагает изолированный участок в Баргузинском хребте. Это были, вероятно, более мелководные и более подвижные участки морского бассейна.

Описываемая градация сложена по преимуществу известняками, доломиты играют весьма подчиненную роль. В нижней части градации известняки часто переслаиваются со сланцами и углистыми микрокварцитами. Для известняков характерно значительное содержание черного органического вещества и пирита. С подстилающими породами терригенно-вулканогенной формации известняково-сланцевая градация связана постепенным переходом.

На Витимкан-Кыдымитском водоразделе в разрезе градации кроме известняков и сланцев имеются прослои амфиболитов (метаморфизованных порфиринов). Мощность этой градации достигает 2000 м.

Флишоидная формация

Формация была образована в среднекембрийское время. Она объединяет породы мангатгольской, джидинской, дабатской, якшинской, огненной и чулегминской свит.

Характерны сероцветная окраска пород, преобладание мелкозернистых терригенных пород, известковистость их и нечетко выраженная ритмичность флишоидного типа. В этой формации сочетаются два генетических типа пород — терригенный (песчаники, аргиллиты и конгломераты) и хемогенный (известняки).

Наиболее полно флишоидная формация представлена в Джидинском синклинии, где она подразделяется на две градации: песчано-сланцевую и песчано-сланцево-известняковую. Это подразделение может быть распространено на всю рассматриваемую эвгеосинклиналиную область.

Песчано-сланцевая градация, как правило, приурочена к краевым частям среднекембрийского морского бассейна, тогда как песчано-сланцево-известняковая — к центральным его частям.

Песчано-сланцевая флишоидная градация обладает двухчленным строением. Ее составные части — разнозернистые песча-

ники, часто с карбонатным цементом, и глинистые сланцы. Опорными разрезами следует считать разрезы джидинской свиты в южной синклинали (по рекам Хасурте, Долон-Модону и Мырген-Шено). На шодстиляющих формациях песчано-сланцевая градация залегает часто с размывом, но без углового несогласия, с конгломератами в основании, которые местами выклиниваются.

Значительную роль играют известковистые гравелиты зеленовато-серого цвета, переслаивающиеся с глинистыми (филлитовидными) сланцами. Мощность прослоев колеблется от 2—3 мм до 10 см. Наибольшим распространением пользуются средне- и мелкозернистые известковистые, полимиктовые зеленовато-серые песчаники, в которых иногда заметны трещины усыхания, выполненные кальцитом. Песчаники переслаиваются с глинистыми, а иногда и карбонатными сланцами.

Песчано-сланцево-известняковая градация отличается от песчано-сланцевой значительностью содержанием известняков, для которых характерны темно-серая, пепельная и черная окраска, исключительно кальцитовый состав и присутствие иногда в значительном количестве терригенной примеси. Мощность известняков колеблется от 1—2 до 200—300 м.

В нижней части градации имеются прослой серых и темно-серых кремнистых пород, которые, так же как и известняки, переслаиваются с песчаниками и сланцами.

Полное представление о строении песчано-известняковой градации дают разрезы северной синклинали Джидинского синклинория, разрезы дабатской и якшинской свит (см. главу II). Кремнистые породы, являющиеся аллофильным членом формации, встречаются лишь в Джидинском синклинории, где для их накопления были наиболее благоприятные условия, унаследованные от предшествующего этапа подводных вулканических извержений. Полимиктовые песчаники с карбонатным цементом, чаще среднезернистые, составляют основной «фон» градации. Постоянным ее членом являются глинистые (филлитовидные) и черные и темно-серые карбонатные углистые сланцы. Характерным для пород описываемой градации в Джидинском синклинории является обильная насыщенность пиритом. Перечисленные породы в отдельных пачках часто переслаиваются, образуя трехчленный ритм, в котором мощность прослоев исчисляется несколькими сантиметрами. В то же время наблюдаются более мощные прослой монопородного состава, которые, переслаиваясь, образуют более мощные ритмы. В отдельных местах (Зун-Муринская синклинали) ведущую роль в строении градации играют карбонатные породы.

В Морском хребте (дабатская свита) флишоидность песчано-сланцево-карбонатной градации выражена еще более ярко. Здесь чередуются филлитовидные, песчанистые и карбонатные сланцы. Кроме того, наблюдаются многочисленные согласные тела различно раскристаллизованных основных пород неясного генезиса.

В бассейне р. Богдарина (якшинская свита) песчано-сланцево-известняковая градация представлена ритмично переслаивающимися песчаниками, алевролитами, углисто-кремнистыми сланцами и известняками. В верхней части градации появляются более прубозернистые осадки и менее выражена ритмичность, что свидетельствует о регрессивных условиях морского бассейна.

В крайней северо-восточной части эвгеосинклинали в бассейне р. Бамбуyki (огненная свита) ведущую роль в строении градации играют карбонатные породы. Здесь переслаиваются темно-серые и черные полосчатые известняки, черные кварц-карбонатные, серицит-карбонатные и кварц-серицит-хлоритовые сланцы и карбонатные песчаники. Породы значительно пиритизированы. В известняках содержится обиль-

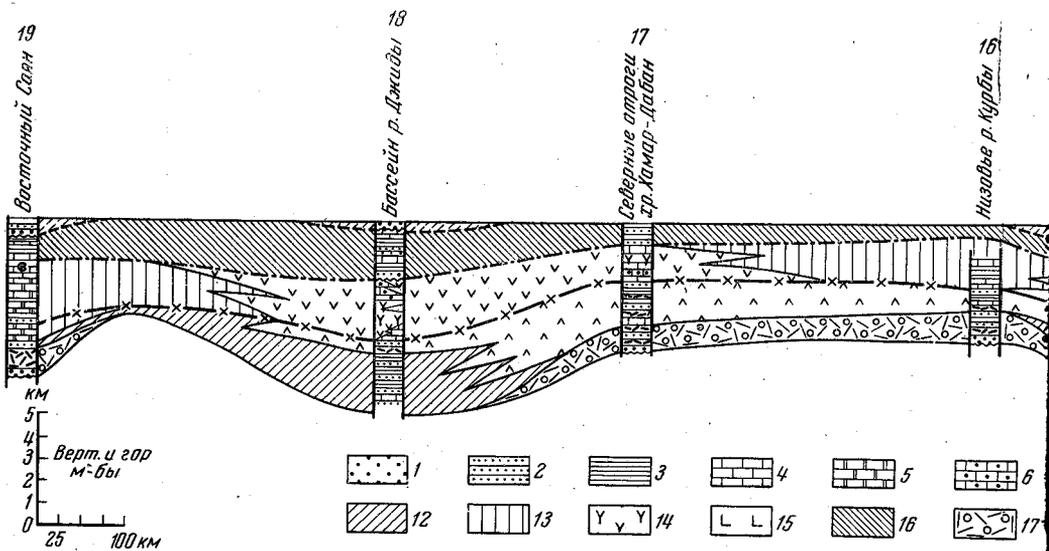


Рис. 38. Схема соотношения формаций нижнего палеозоя

1 — полимиктовые конгломераты; 2 — песчаники; 3 — сланцы различного состава; 4 — известники; 5 — эффузивы; 6 — туфопесчаники, туфобрекчии; 7 — кислые эффузивы и их туфы. Формации: 8 — сланцевая, 9 — известняково-доломитовая, 10 — спилито-диабазовая, 11 — кварц-кератофировая, 12 — 19 — фауна археоциат и трилобитов; условные границы: 20 — нижнего и среднего кембрия, 21 — разрезов

ная фауна трилобитов амгинского яруса. Мощность песчано-сланцево-известняковой градации до 2000 м.

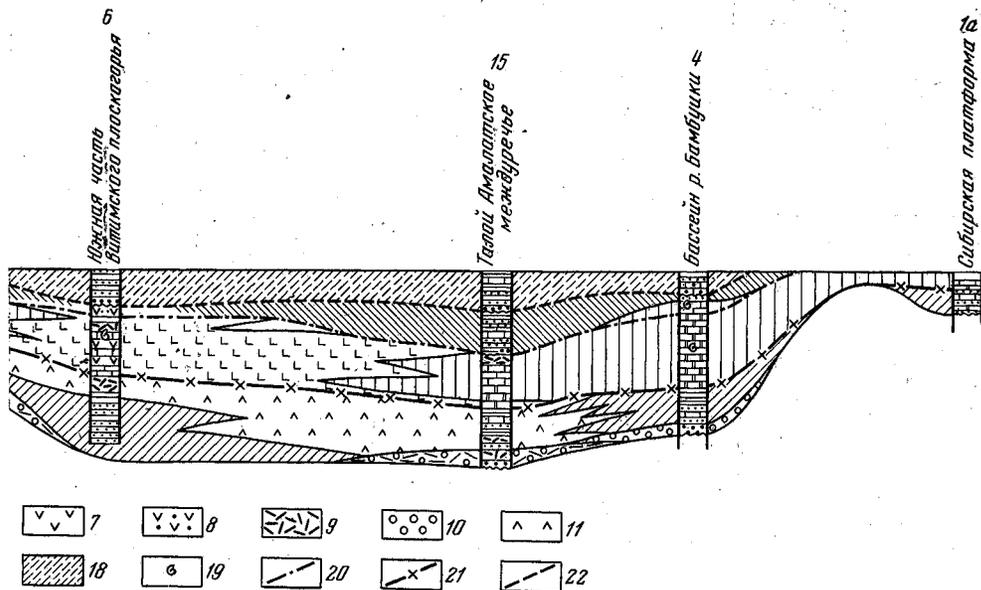
Петрофонд флишеидной формации составляют осадочные терригенные мелкозернистые породы и в меньшей мере хемогенные карбонатные отложения.

Формация известковистых конгломератов и песчаников

В наиболее мелководной северной части (Баргузино-Бамбуйская подзона) среднекембрийского моря, представлявшей собой своего рода залив, шло накопление известковых конгломератов и песчаников (ирканданская свита и санская серия).

В Баргузинском хребте, где имеются наиболее достоверные данные о стратиграфическом положении описываемой формации, слои залегают на известняково-доломитовой формации с размывом, но без углового несогласия. Нижняя часть градации представлена крупногалечными (размер гальки до 50 см) конгломератами, состоящими из плохо окатанной гальки различно окрашенных известняков и песчано-карбонатного цемента. Выше они становятся более мелкогалечными и переслаиваются со светло-зеленовато-серыми карбонатными песчаниками. Верхняя часть градации сложена переслаивающимися друг с другом известковистыми песчаниками, мелкогалечными конгломератами и песчанистыми белыми и розовыми известняками. Песчаники часто косослоисты. Терригенный материал образован исключительно местными породами, поэтому описываемая формация может быть отнесена к группе автохтонных (Шатский, 1964).

К формации известковистых конгломератов и песчаников относятся отложения двух нижних свит санской серии, развитой в Южно-Муйском



Западного Забайкалья по простиранию главных складчатых структур

5 — доломитистые известняки и доломиты; 6 — известковистые конгломераты; 7 — основные и сред-песчано-конгломератовая градация нижней молассы, 11 — терригенно-вулканогенная, 12 — песчано-флишoidная, 17 — конгломератово-вулканогенная градация нижней молассы; 18 — поздние молассы; алданского и ленского ярусов нижнего кембрия, 22 — среднего и верхнего кембрия. Цифры — номера (см. рис. 1)

хребте (бассейн р. Уакита). Здесь кроме известковистых конгломератов и песчаников имеются и полимиктовые разности. На изменении состава обломочного материала сказался состав подстилающего субстрата. Мощность формации 800—1150 м (рис. 38).

Верхняя молассовая формация

Формация относится к классу орогенных (Херасков, 1952). Отложения ее накапливались в изолированных межгорных впадинах на фоне интенсивных тектонических движений.

Молассовая формация включает своеобразный комплекс пестроцветных и красноцветных терригенных пород (исташинская, яматинская, сагансайрская, ямбуйская, хурликская, богдаринская, чулэгминская и санские свиты). Главными породами формации являются конгломераты, песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, тесно связанные друг с другом в вертикальном и латеральном направлениях. Молассовая градация всюду ложится на подстилающие породы с угловым и стратиграфическим несогласием. В основании выделяются крупногалечные конгломераты с плохо отсортированной, часто слабоокатанной галькой различного состава. Гальки преобладают над глинисто-песчано-карбонатным цементом. Конгломераты сменяются гравелитами, песчаниками и глинистыми сланцами лиловой, красной, коричневой и зеленовато-серой окраски, часто с косою слоистостью волноприбойными знаками и знаками ряби. В виде единичных прослоев встречаются мергели пятнистой окраски и песчанистые известняки. Среди песчаников преобладают полимиктовые с карбонатным или песчаным железистым цементом. Реже, обычной в верхней части формации, встречаются кварцевые песчаники. В отдельных прослоях гравелитов и внутриформационных конгломератов преобладает кварцевый обломочный материал.

Наиболее полные разрезы формации имеются на Витимском плоскогорье (исташиинская и богдаринская свиты), где осадки накапливались в обширной и глубокой межгорной впадине. Здесь молассовая формация имеет максимальную мощность (1800 м) и полный набор типичных пород. Только в этой впадине молассовая градация включает туфоконгломераты, туфопесчаники и туфы фельзит-порфиоров и кварцевых порфиоров, которые играют весьма подчиненную роль.

В других более мелких впадинах (Ямбуйской, Чулегминской и Санской) молассовая градация отличается большей карбонатностью и меньшей пестроцветностью осадков. Вызвано это, по-видимому, тем, что эти впадины питались главным образом местным материалом, представленным карбонатными породами нижнего и среднего кембрия.

Петрофонд верхней молассовой формации был создан главным образом грубообломочными и более мелкообломочными терригенными отложениями межгорных впадин, а также в незначительной мере продуктами субаэральных излияний и эксплозий кислой магмы.

Молассовой формацией заканчивается вертикальный формационный ряд эвгеосинклинальной зоны раннепалеозойской Забайкальской складчатой области.

ФОРМАЦИОННЫЕ РЯДЫ

Несмотря на различия в составе и строении, между формациями Байкало-Витимского краевого поднятия и эвгеосинклинальной зоны имеется тесная связь.

В центральных частях эвгеосинклинали устанавливается следующий вертикальный ряд формаций: 1) терригенно-вулканогенная, 2) спилито-диабазовая, 3) кварц-кератофировая, 4) флишоидная и 5) молассовая.

В окраинной зоне эвгеосинклинали вертикальный ряд формаций иной: 1) нижняя моласса, 2) терригенно-вулканогенная формация, 3) известняково-доломитовая, спилито-диабазовая, кварц-кератофировая, 4) флишоидная, 5) формация известковистых конгломератов и песчаников, 6) молассовая.

Для краевого геоантиклинального поднятия характерен следующий вертикальный ряд формаций: 1) нижняя моласса, 2) песчано-сланцевая, 3) известняково-доломитовая.

При описании нижней молассы окраинной зоны эвгеосинклинали и краевого геоантиклинального поднятия было указано, что в состав первой входят, кроме нормально-осадочных отложений, также терригенно-вулканогенные, что те и другие связаны постепенными переходами. Нижняя моласса краевого поднятия сложена исключительно терригенными отложениями, сходными с таковыми в окраинной зоне эвгеосинклинали.

Терригенно-вулканогенная формация также включает собственно терригенные осадки Баргузино-Бамбуйской зоны, развивающиеся несколько обособленно, и терригенно-вулканогенные Сархой-Богдаринской зоны, которые сменяют первые как по вертикали, так и по горизонтали. В пределах краевого геоантиклинального поднятия вулканогенные образования не встречаются.

Спилито-диабазовая и кварц-кератофировая формации центральных зон эвгеосинклинали в горизонтальном ряду сменяются доломито-известняковой формацией в окраинной зоне. Общими для этих формаций являются доломито-известняково-кремнистая ассоциация пород, которая в спилито-диабазовой и кварц-кератофировой формациях является аллофильной, и эффузивно-туфовая ассоциация — аллофильная для доломито-известняковой. Характерно, что «языки» одной формации глубоко вдаются в другую. Местами породы той и другой формации многократ-

но переслаиваются между собой, образуя своеобразную ассоциацию. Эти данные, а также одновозрастность формаций, подтвержденная органическими остатками, позволяют уверенно ставить их в один горизонтальный ряд.

Флишoidalная формация характерна только для эвгеосинклинальной зоны, причем в окраинной части она замещается формацией известковистых конгломератов и песчаников в Баргузино-Бумбуйской зоне. Непосредственное замещение этих формаций не наблюдалось, поэтому в горизонтальный ряд они включены условно.

Наконец, молассовая формация является общей для всей эвгеосинклинальной зоны.

Таким образом, в пределах Забайкальской раннекаледонской геосинклинали по вертикали выделяются 4 формационных ряда: I — эпопалеозой-алданский (нижняя молассовая формация, терригенно-вулканогенная, песчано-сланцевая); II — ленский (спилито-диабазовая, кварцкратофировая, известняково-доломитовая); III — среднекембрийский (флишoidalная и формация известковистых конгломератов и песчаников); IV — верхнекембрийская (верхняя молассовая формация).

При сопоставлении приведенных формационных рядов Забайкальской геосинклинали с формациями раннепалеозойской платформы выявляется их существенное различие. Вертикальный ряд формаций платформы следующий (Замараев, 1966): моласса, галогенная, карбонатная и красноцветная формации.

В латеральном направлении взаимоотношения платформенных и геосинклинальных формаций не могут быть установлены, так как вторые образовались в изолированных бассейнах. Исключение составляют хемогенные карбонатные формации ленского яруса, составлявшие единый горизонтальный ряд от геосинклинальных (центральной и окраинной зон) до галогенных формаций платформы.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

Магматические формации, так же как и осадочно-эффузивные, подразделяются на группы в зависимости от тектонической обстановки их образования. Следуя классификации Ю. А. Кузнецова (1964), в Забайкальской складчатой области можно выделить: а) формации собственно геосинклинального этапа и б) формации орогенного этапа.

К первой группе относятся формации гипербазитовая, габбро-диабазовая, габбро-пироксенит-дунитовая. Во второй группе выделяются батолитовые гранитоидные формации — ультраметаморфическая и интрузивная.

Гипербазитовая формация

Эта формация приурочена к Джидинскому «зеленокаменному» прогибу раннекаледонской геосинклинали, составляя вместе с гипербазитами Восточного Саяна (Ильчирский пояс) восточную оконечность обширной Алтае-Саянской гипербазитовой формации (Пунус и др., 1958).

В Джидинском синклинории эта интрузивная формация, включающая породы цакирского комплекса, связана пространственно и по времени своего образования с хохюртовской свитой (спилито-диабазовая формация) нижнего кембрия, но местами тела гипербазитов встречаются и в области распространения биту-джидинской свиты (см. рис. 3), нигде не прорывая джидинскую свиту среднего кембрия.

Гипербазиты образуют многочисленные согласные с вмещающими породами линзовидные тела обычно небольших размеров, участвующие в складчатости. Более крупные тела штокообразной формы также под-

чинены общей складчатой структуре. Подавляющая масса пород гипербазитовой формации представлена серпентинитами. Неизменные ультраосновные породы — перидотиты, дуниты и гарцбургиты — встречаются лишь как реликты в массе серпентинитов. Последние делятся на хризотилловые, антигорит-хризотилловые и антигоритовые. Обычно встречаются первые две разновидности. Это — массивные темно-зеленые, реже светло-зеленые тонкозернистые породы. Главными пороодообразующими минералами их являются хризотил и антигорит, в небольшом количестве они содержат офит, бастит и хризотил-асбест, тальк. Изредка в серпентинитах встречаются зерна почти неизмененного оливина и моноклинного пироксена. В большом количестве присутствуют магнетит, иногда хромит. В составе гипербазитовой интрузии на Нуд-Бартойском водоразделе имеются своеобразные конгломератовидные породы, состоящие из шаровидных образований («галек») серпентинитов, размером от нескольких сантиметров до 20—40 см, сцементированных незначительным по объему серпентиновым же материалом с примесью карбонатного.

Подобные образования наблюдались Г. В. Пинусом, В. А. Кузнецовым, В. М. Волоховым (1955) в Центральной Туве и описаны как эксплозионно-эруптивные брекчии. Происхождение этих пород названные исследователи связывают со взрывом ультраосновного расплава, обусловленным быстрым перемещением из области повышенных давлений в субэффузивную обстановку. Механизм взрыва был подобен тому, который предложен для объяснения генезиса воронок взрыва. Образуясь в морской среде, эксплозионно-эруптивная брекчия цементировалась материалом ультраосновного состава, к которому примешивался карбонат, осаждавшийся в то же время в непосредственной близости.

Среди гипербазитов по р. Нуд встречены породы, образовавшиеся в результате гидротермальной переработки как их самих, так и вмещающих пород. Они представлены тальк-карбонатными породами и лиственитами. Первые, состоящие из железисто-магнезиальных карбонатов и талька в различных соотношениях, залегают обычно по периферии массивов или вдоль зон трещиноватости в самих массивах. С серпентинитами тальк-карбонатные породы связаны постепенными переходами. Листвениты состоят из магнезита, брейнирита или доломита, талька, кварца, хлорита и фуксита. По мнению М. В. Богидаевой (1962), они образовались в связи с внедрением кварцевых жил.

Гипербазиты Ильчирского пояса (Восточный Саян) слагают многочисленные массивы в форме линз, залегающие согласно с вмещающими породами или вдоль тектонических зон. Наиболее крупным является Оспинский массив. В его составе выделяются гарцбургиты и дуниты, повсеместно серпентинизированные (Арсентьев, Волколаков, 1964). Среди серпентинитов выделяются хризотилловые, антигоритово-хризотилловые и антигоритовые разновидности. Текстура их массивная, сланцеватая или конгломератовидная. По данным М. В. Богидаевой (1961), Оспинский массив сложен гарцбургитами, в то время как гипербазиты Джидинского синклиория тяготеют к лерцолитовому типу. Среди гипербазитов Ильчирского пояса встречены асбестосные серпентиниты. Иногда на периферии массивов или на контакте с прорывающими их палеозойскими гранитоидами серпентиниты переходят в тальк-карбонатные и кварц-карбонатные породы (листвениты).

Габбро-пироксенит-дунитовая формация

Формация включает в себя интрузивные тела атарханского комплекса, приуроченные к Селенгино-Витимканской зоне высокой проницаемости (см. рис. 39). Протяженность этой зоны северо-восточного простирания исчисляется в 500 км, ширина — в 30—40 км.

Породы габбро-пироксенит-дунитовой формации образуют массивы небольших размеров. Состав их довольно сложный. В бассейне р. Турки (р. Атархан) массивы сложены габбро, габбро-норитами, перидотитами, серпентинитами, в бассейне р. Курбы (Хайльский массив) — габбро (с моноклинным пироксеном), габбро-норитами, оливиновыми габбро, троктолитами, анортозитами, роговообманковыми и биотитовыми габбро. Наименее распространены анортозиты, образующие линзовидные и жилородные тела в габбро. В строении отдельных массивов принимают участие габбро, габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты (водораздел рек Усоя и Богдарина).

В южной части хр. Улан-Бургасы, по данным Г. М. Яценко, выделяются небольшие массивы, расположенные на одной линии северо-восточного простираения и сложенные оливинитами, габбро-норитами и перидотитами (с моноклинным пироксеном).

Самыми распространенными породами атарханского комплекса являются габбро и габбро-нориты, характеризующиеся крупно- и среднезернистым массивным сложением. Структура их габбровая, габброфитовая и пойкилофитовая. Сложены они в основном моноклинным и ромбическим пироксеном, роговой обманкой, плагиоклазом (лабрадором) и рудным минералом, в виде примеси встречается апатит. Перидотиты и серпентиниты имеют сравнительно небольшое распространение. Большой частью они образуют самостоятельные тела, но изредка встречаются и среди габброидов. По данным Д. В. Ветрова, перидотиты в бассейне р. Курбы состоят из оливина, пироксена, серпентина, амфибола, рудного минерала. В серпентинитах оливин полностью замещен серпентином и другими вторичными продуктами. Менее отчетлива южная зона, с которой также связаны интрузии габбро-пироксен-дунитовой формации. Лучше других изучен Арсеньевский массив, расположенный на юго-восточном склоне Моностойского хребта. По данным С. М. Смирнова и А. И. Перельгиной (Хренов, 1964), этот массив имеет площадь 50 км², изометричную форму и зональное строение. В его центральной части развиты анортозиты и габбро-анортозиты, к периферии постепенно сменяющие габбро (нормальным оливиновым, роговообманковым и биотитовым), которое образует пояс шириной до 1 км. Габбро постепенно переходит в габбро-сиениты, диориты, габбро-диориты и монцониты, составляющие внешнюю зону массива.

Михайловский массив (бассейн р. Кудуна), по данным И. Б. Булнаева, Н. М. Ивченко и В. Н. Казанова, сложен габбро, габбро-диоритами и диоритами.

Возраст габбро-пироксенит-дунитовой формации нижнекембрийский. Об этом прямо свидетельствует прорывание отложений нижнего кембрия интрузиями описываемой формации, а также прорывание последней нижнепалеозойскими гранитоидами джидинского комплекса.

Габбро-диорит-диабазовая формация

Формация включает породы боксонского и бирамьинского комплексов, которые образуют значительно удаленные друг от друга линейно-вытянутые пояса протяженностью в десятки километров каждый. Оба пояса приурочены к зонам глубинных разломов.

В восточной части Восточного Саяна намечаются два базитовых пояса субширотного простираения (Арсентьев, Волколаков, 1964). Массивы габброидных поясов здесь имеют вытянутую форму в соответствии с простираем пояса. Наиболее типичными породами являются габбро-диабазы и пироксениты, реже встречаются перидотиты и серпентиниты, количественные соотношения которых неодинаковы в разных массивах. Некоторые массивы сложены нацело породами одной разновидности.

Местами имеются отклонения то в сторону ультраосновного состава (до перидотитов), то в сторону среднего (габбро-диориты и диориты). Наиболее распространенной разновидностью является габбро. Диабазы занимают более подчиненное положение и встречаются обычно вместе с габбро, редко слагая самостоятельные массивы. Среди перечисленных пород встречаются переходные — габбро-диабазы.

Гипербазиты — пироксены, дуниты, перидотиты и серпентиниты — имеют весьма ограниченное распространение и залегают в виде небольших тел среди габбро-диабазов. С габбро-диорит-диабазовой формацией в Восточном Саяне связаны многочисленные дайки диабазов, диоритовых порфиритов и спессартитов.

Возрастной диапазон описываемой формации весьма узок: ее интрузии явно прорывают сархойскую свиту, но перекрываются с размывом отложениями боксонской серии.

В сходных палеотектонических условиях габбро-диорит-диабазовая формация проявилась в северной части Баргузинского хребта, в бассейне р. Бирамьи. Здесь массивы бирамьинского комплекса приурочены к зонам разломов северо-восточного простирания. В составе комплекса выделяются габбро, габбро-диабазы, габбро-диориты, в незначительном количестве пироксениты, нориты и габбро-нориты. Массивы отличаются неоднородностью состава. Обычно наблюдается такая зональность: внешняя зона сложена габбро-диоритами и диоритами, центральная — габбро и пироксенитами.

Интрузии бирамьинского комплекса прорывают фаунистически охарактеризованные отложения нижнего кембрия и в свою очередь прорываются гранитоидами нижнепалеозойского витимканского комплекса.

Представители той же формации известны и в хр. Хамар-Дабан и в бассейне р. Джиды. Массивы основных пород обычно группируются в цепочки, вытянутые согласно господствующим простираниям складчатых структур. Состоят они из габбро, габбро-диоритов, в меньшей мере из норитов, габбро-норитов и анортозитов. Эти породы содержат обильную вкрапленность магнетита и ильменита. Жильные породы комплекса представлены габбро-порфиритами, микрогаббро-диоритами. Е. Н. Смольянский (1964) указывает, что описываемые основные породы прорываются гранитоидами нижнепалеозойского нашитуйского комплекса.

Иногда интрузии габбро-диорит-диабазовой формации образуют пластовые залежи, участвующие в складчатости, к которым, по-видимому, можно отнести многочисленные пластовые тела зеленокаменных пород, залегающие в основании песчаниково-сланцево-известняковой дабатской свиты по рч. Бурле (Морской хребет). Мощность пластовых тел варьирует от нескольких метров до 150 м. Породы эти очень изменены, но частью все же сохранили реликты крупно-кристаллической габбро-диабазовой и офитовой структуры.

Л. И. Салоп (1967) определяет их как «метабазиты», состоящие из актинолита, цоизита, хлорита, эпидота, карбоната, альбита (?), лейкоксенизированного ильменита, биотита и кварца.

Батолитовые гранитоидные формации

Эти формации отличаются чрезвычайно широким распространением в раннекаледонской складчатой области Западного Забайкалья (см. рис. 26). Они включают довольно разнообразные по составу, формам залегания и условиям образования кислые породы, которые могут быть разделены на две большие группы (формации): а) гранитоиды ультраметаморфические, приуроченные к зонам высокого регионального метаморфизма, и б) гранитоиды интрузивного типа.

Гранитоиды ультраметаморфические приурочены главным образом к краевому геантиклинальному поднятию и краевой части эвгеосинклинали, где объединены в хамар-дабанский и мамско-оронский комплексы. В центральных частях эвгеосинклинали они приурочены к широким зонам высокого метаморфизма (см. рис. 1, 26), которые протягиваются примерно параллельно друг другу и объединены в баргузинский комплекс. Большинство исследователей относит гранитоиды этой группы, так же как и высокометаморфизованные вмещающие их осадочные толщи, к верхнему протерозою. Вместе с тем новые находки фауны и данные по стратиграфии и метаморфизму пород, вмещающих гранитоиды баргузинского и хамар-дабанского комплексов, позволяют уже в настоящее время поставить вопрос о необходимости пересмотра возраста названных гранитоидов, если не всей их массы, то значительной части. К этому обязывают следующие факты: 1) гранитоиды хамар-дабанского и баргузинского комплексов прорывают отложения, относимые к нижнему кембрию (верховье р. Зун-Мурын, бассейны рек Вилюйки и Поперечной, бассейн р. Ямбуя, Баргузинский хребет, Бодайбинский синклиниорий); 2) абсолютный возраст этих гранитоидов всюду колеблется в пределах 416—307 и 485—386 млн. лет (Великославинский, Казаков, Соколов, 1963; Никитина, 1964); 3) нижнекембрийские отложения хотя и размещаются в области распространения гранитоидов баргузинского комплекса, но нигде не лежат непосредственно на гранитах (Салоп, 1967); 4) конгломераты, содержащие гальку баргузинских гранитоидов (туркская и нижняя дулешминская свиты), судя по новым данным, являются не нижне-, а верхнекембрийскими.

Баргузинские гранитоиды распространены очень широко, но после новых находок нижнекембрийской фауны часть их была механически переведена в джидинский и витимканский интрузивные комплексы.

Баргузинский и хамар-дабанский комплексы образуют громадные батолиты, вытянутые в соответствии с господствующими простираниями складчатых структур в Хамар-Дабане — в субширотном, а в центральной части Байкальской горной области — в северо-восточном направлении.

В Баргузинском хребте, по данным С. А. Гурулева (1962), выделяются три фации гранитоидов: а) биотитовых и мусковит-биотитовых гранитов, б) биотит-роговообманковых, биотит-пироксен-роговообманковых гранитов и гранодиоритов, в) роговообманковых и роговообманково-пироксеновых диоритов.

Отличительной чертой гранитоидов первой фации является их повсеместная приуроченность к зонам высокого метаморфизма. Контакты с вмещающими породами то секущие, то согласные, часто наблюдается мигматизация. Характерна гнейсовидная текстура гранитоидов, обусловленная ориентированным расположением листочков биотита.

Граниты состоят из плагиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца, биотита, мусковита и граната. Они характеризуются относительно высоким содержанием глинозема и низким — железа, кальция и магния (Гурулев, 1962). С гранитами этой фации связываются пегматиты с проявлениями мусковита и редкометального оруденения (Чернов, 1960).

Гранитоиды второй фации приурочены к зонам более низкого метаморфизма и образуют массивы, еще более согласующиеся со складчатой структурой вмещающих толщ, чем граниты первой фации. Краевые части массивов сложены гранодиоритами (сказываются процессы ассимиляции), центральные — гранитами, аналогичными гранитам первой фации. Гранодиориты состоят преимущественно из плагиоклаза, калиевого полевого шпата, роговой обманки, биотита, реже кварца и пироксена. Среди контаминированных разновидностей выделяются роговообманковые диориты и габбро-диориты. Состав гибридных пород обусловлен ассимиляцией магмой силикатных и карбонатных пород.

Диориты третьей фации образуют относительно крупные массивы, вытянутые в северо-восточном направлении и приуроченные к карбонатным вмещающим породам.

В районе Морского хребта баргузинский комплекс, по данным Г. М. Яценко (1966), включает гранитоиды, являющиеся продуктом ультраметаморфизма. Они приурочены, так же как и в Баргузинском хребте, к зонам высокого метаморфизма. Отмечаются различные взаимоотношения гранитоидов с вмещающими породами. В антиклинальных структурах наблюдаются постепенные переходы от гранитоидов к вмещающим породам. По речкам Поперечной и Вилюйке на небольшом отрезке (2—3 км) непосредственно наблюдается переход от кислых эффузивов итанцинской (поперечнинской) свиты, метаморфизованных в условиях фации зеленых сланцев, к гнейсам альмандин-амфиболитовой фации, мигматитам и пранитам баргузинского комплекса. В синклинальных структурах контакты баргузинских гранитоидов с отложениями селенгинской серии более резкие и сопровождаются явлениями контактового метаморфизма. Такие различия в залегании гранитоидов объясняются условиями их локализации: в антиклинальных структурах гранитоиды остаются на месте их зарождения или перемещаются незначительно, в синклинальных они перемещаются на значительные расстояния.

Другой пример — Верхне-Витимский батолит, вытянутый в северо-восточном направлении и приуроченный к Селенгино-Витимканской зоне высокого метаморфизма. В строении батолита принимает участие несколько фациальных разновидностей, которые постепенно переходят друг в друга. В распределении фаций в массиве намечается зональность (Хренов, 1957). Гранодиориты и диориты, граносиениты и сиениты слагают огромные площади в этом массиве; к центру они сменяются мелко- и среднезернистыми, равномернозернистыми и порфиоровидными гранитами со значительным содержанием биотита и роговой обманки, а затем лейкократовыми разновидностями. Граниты часто обладают гнейсовидной текстурой. В контакте с породами суванихинской свиты наблюдаются инъекционные гнейсы.

В бассейне рек Аргоды, Витимкана, в междуречье рек Витимкана и Аргоды и в бассейне р. Кыдымита выделяются порфиробластические граниты, слагающие небольшие изолированные участки, иногда приуроченные к зонам разрывных нарушений (Булгатов, 1965а).

Эти граниты возникли за счет диоритов, гранодиоритов и гранитов. Они отличаются наличием фенокристов микроклина размером до 4 см, составляющих от 30—50 до 80—90% объема породы. В порфиробластах видны включения биотита и кварца. Контакт этих пород с диоритами, гранодиоритами и гранитами четкий, но извилистый. А. Н. Булгатов относит их к группе метасоматических.

Граниты баргузинского комплекса характеризуются повышенным содержанием глинозема и щелочей, особенно калия. Средний состав их близок к составу мирового гранита Р. Дэли.

Гранитоиды хамар-дабанского комплекса широко распространены в хр. Хамар-Дабан, в Моностойском хребте и в бассейне р. Джиды. Слагают они тела различных размеров, их контакты с вмещающими породами обычно дискордантные, но в целом простираение границ массивов и простираения складок вмещающих пород совпадают.

Хамар-Дабанский интрузивный комплекс характеризуется пестрым составом. Преобладают граниты, но встречаются и диориты, сиенито-диориты, сиениты, грано-сиениты. Эти породы встречаются совместно в одних и тех же массивах, образуя взаимные переходы. Часто наблюдается зональное строение массивов. Центральная их часть обычно сложена лейкократовыми или биотитовыми гранитами, а краевые части обо-

гашены фемическими минералами. В контактовых зонах наблюдается мигматизация. Граниты обычно имеют среднезернистую структуру, но встречается и резко выраженная порфировидная.

В хр. Хамар-Дабан, по данным А. А. Шафеева, хамар-дабанские (саянские) граниты слагают две нерезко ограниченные полосы субширотного простирания — северную и южную. Наиболее крупные массивы приурочены к северной полосе; в южной же преобладают сравнительно мелкие согласные залежи. Контакты гранитов с вмещающими породами обычно извилистые, четкие в тех случаях, когда они прорывают слабо метаморфизованные сланцы и карбонатные породы, и менее отчетливые в местах развития мигматитовых гнейсов.

Типичными представителями хамар-дабанских гранитов являются массивные, мелко- или среднезернистые, часто гнейсовидные лейкократовые граниты. Сравнительно редко содержание темноцветных минералов возрастает и граниты переходят в гранодиориты и диориты.

По составу полевых шпатов среди хамар-дабанских гранитов преобладают микроклин-плагиоклазовые разновидности с заметным преобладанием плагиоклаза над калиевым полевым шпатом. Довольно обычны плагиограниты, развивающиеся в тех местах, где вмещающими являются карбонатные породы.

С описываемыми гранитами тесно связаны пегматиты, полосы развития которых окаймляют массивы хамар-дабанских гранитов. В породах низких ступеней метаморфизма пегматитовые жилы не встречаются, их место здесь занимают кварцевые жилы. Пегматитовые жилы приурочены к начальным и средним субфациям амфиболитовой фации.

Детальное изучение метаморфизма в Хамар-Дабанском нагорье привело А. А. Шафеева (1965) к очень интересным выводам о связи процессов метаморфизма с появлением гранитоидов хамар-дабанского комплекса. Им было установлено, что гранитоиды, приуроченные к разным зонам метаморфизма, отличаются формой залегания, характером контактов, структурно-текстурными особенностями и сопровождающими их жильными производными. Большая часть хамар-дабанских гранитов приурочена к зоне силлиманит-альмандиновой субфации альмандиновых амфиболитов (Шафеев, 1965). Они образуют крупные массивы с инъекционными контактами или обширные поля мигматизации в гнейсовых толщах. Мигматизация носит избирательный характер по внешнему краю этой зоны метаморфизма; по мере удаления к северу и северо-востоку к внутреннему контуру зоны мигматизация пород нарастает, становясь повсеместной и интенсивной. В зонах более низкого метаморфизма количество гранитов уменьшается и они образуют массивы меньших размеров с более выраженным дискордантным характером залегания. Фронт мигматизации сменяется полем массового развития пегматитовых жил. В зоне зеленых сланцев хамар-дабанские граниты не встречаются. Хамар-дабанские граниты прорывают все отложения хамар-дабанской серии. Абсолютный возраст хамар-дабанских гранитов исчисляется 485—386 млн. лет (Никитина, 1964).

В пределах северной части Байкало-Витимского краевого геантиклинального поднятия аналогом баргузинского и хамар-дабанского комплексов является мамско-оронский комплекс гранитов и пегматитов, представленный биотитовыми, реже мусковитовыми и двухслюдяными гранитами и гнейсо-гранитами (Салоп, 1964б).

Как показали исследования Д. А. Великославинского, А. Н. Казакова, Ю. М. Соколова (1963), граниты и пегматиты, связанные друг с другом взаимопереходами, являются изофациальными и метаморфическими образованиями, возникшими в результате селективного выплавления гранитоидного материала из вмещающих пород в прогрессивный этап метаморфизма. Ими высказано предположение, что «расплав, из которо-

го кристаллизовались граниты выплавлялся в процессе регионального метаморфизма и складчатости и перемещался из мест своей мобилизации по ослабленным зонам» (Великославинский, Казаков, Соколов, 1963, стр. 129).

С метаморфической зональностью сопряжено и распределение жильных образований. Пегматиты появляются только в зонах амфиболитовой фации, для зеленосланцевой фации характерны кварцевые и кварц-карбонатные жилы и реоморфные гранитоиды. Формирование метасоматического мусковита происходило в регрессивный этап метаморфизма.

Возраст мамских гнейсо-гранитов (359—328 млн. лет¹) совпадает с возрастом метаморфизма мамской серии, что подтверждает геологические данные о их синхронности. Абсолютный возраст пегматитов также совпадает с возрастом метаморфизма мамской серии.

Метаморфизм и ультраметаморфизм с образованием гранитов и пегматитов проявились не повсеместно на площади краевого геантиклинального поднятия, а приурочены к определенной зоне, следующей параллельно границе платформы и раннекаледонской геосинклинали (окраинная зона высокой проницаемости).

В связи с приведенными данными мнение о верхнепротерозойском возрасте мамско-оронских гранитов, отстаиваемое многими геологами (Салоп, 1964), кажется неубедительным. Основными доводами в пользу верхнепротерозойского возраста гранитов являются слабый метаморфизм кембрийских пород Среднего Витима, расположенных на небольшом расстоянии от гранитоидов баргузинского комплекса и встречающиеся в гальке кембрийских конгломератов границы, напоминающие породы описываемого комплекса (Салоп, 1964). Как уже указывалось, высокий метаморфизм приурочен к определенной зоне, в которую не попали как кембрийские отложения Среднего Витима, так и часть отложений бодайбинской и мамской серий, метаморфизм которых доходит только до фации зеленых сланцев.

Граниты в гальке конгломератов только «напоминают» мамские, но могут относиться и к другому комплексу.

Как видно из сказанного, гранитоиды баргузинского, хамар-дабанского и мамско-оронского комплексов являются в большинстве случаев синхронными с вмещающими метаморфическими сериями. Учитывая, что нигде в пределах Байкальской горной области раннепалеозойские отложения непосредственно не лежат на высокометаморфизованных породах, а образуют с ними единую систему метаморфической зональности в пределах краевого геантиклинального поднятия и зон «высокой проницаемости» в центральных частях геосинклинали, а также данные абсолютного возраста (Великославинский и др. 1963; Никитина, 1964), мы присоединяемся к тем исследователям, которые относят этот метаморфизм и связанные с ними ультраметаморфические граниты к нижнему палеозою.

Отнесение описанных гранитов хамар-дабанского, баргузинского и мамско-оронского комплексов к ультраметаморфическим образованиям нижнего палеозоя ставит вопрос о пересмотре многих привычных и, кажется, хорошо разработанных положений, касающихся стратиграфии, магматизма, тектоники и истории геологического развития Байкальской горной области. Уже имеется фактический материал для этого пересмотра, но он касается отдельных разрозненных районов и не увязан воедино. Естественно, что отказ от старых представлений сопровождается возникновением многочисленных новых вопросов.

К группе ультраметаморфических гранитоидов следует относить также породы малханского (заганского) комплекса, слагающие осевые

¹ Определение Э. К. Герлинга гелиевым методом по биотиту (Великославинский и др., 1963).

части Заганского, Малханского, Безымянского и Яблонового хребтов. Граниты малханского комплекса прежде относились к протерозою. В последнее время на основании детального изучения взаимоотношения с окружающими породами и строения плутонов малханского комплекса, проведенного В. И. Сизых (1967), И. Н. Фоминым (1966), Л. А. Козубовой (1967) и другими, доказывается раннепалеозойский возраст гранитов малханского комплекса.

Главная часть массивов гранитов, которые относятся к типу полингенных неперемещенных, расположена в толще гнейсов протерозоя. Сопутствующие им небольшие тела прорывают нижнекембрийские отложения спилито-диабазовой формации.

Граниты малханского комплекса имеют мелко- и среднезернистое сложение. Они всегда гнейсовидны и обладают такситовой текстурой. Структура их бластогранитовая и гранобластовая. С описываемыми гранитами связаны пегматиты, содержащие иногда промышленные концентрации мусковита. Верхний возрастной предел малханских гранитов определяется налеганием на них нижнекаменноугольных отложений ортинской и гутайской свит (Сивых, 1967; Козубова, 1967). Абсолютный возраст этих гранитов — 124—190 млн. лет не соответствует геологическим данным и, по предположению Л. А. Козубовой (1967), определяет возраст процесса мезозойской активизации, которые проявились в виде ремобилизации гранитов.

В группу гранитоидов интрузивного типа объединены породы джидинского и витимканского (конкудеро-мамаканского) комплексов, широко распространенных в южной и центральной частях Западного Забайкалья. Они образуют крупные, измеряемые тысячами квадратных километров массивы, которые в свое время П. И. Налетовым, П. М. Клевенским, Б. А. Ивановым и другими выделялись под названием «большой гранитной интрузии». В составе джидинского комплекса выделяются три или четыре интрузивные фазы (Смолянский, Хренов, 1964). К первой фазе относят сиениты и граносиениты, ко второй — различные гранитоиды и к третьей — лейкократовые и аляскитовые граниты. Е. Н. Смолянский (1964) выделяет еще одну раннюю фазу, представленную плагиогранитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами, диоритами, в подчиненном количестве габбро-диоритами и габбро, которые стоят ближе к габбро-диорит-диабазовой формации, чем к формации батолитоподобных гранитов.

Сиениты, кварцевые сиениты и граносиениты слагают крупные массивы изометричной формы, иногда вытянутые в северо-восточном направлении. Какой-либо закономерности в распределении их не наблюдается. Наиболее распространенными и характерными породами джидинского комплекса являются граниты. Они образуют батолитоподобные массивы, хотя нередко сравнительно небольшие массивы и штоки. Залегают эти гранитоиды дискордантно. По текстурно-структурным особенностям среди них выделяются средне- и крупнозернистые, часто порфириовидные разновидности. По содержанию темноцветных минералов граниты разделяются на биотитовые, биотит-роговообманковые и роговообманково-биотитовые.

Отличительная черта химического состава пород джидинского комплекса — высокое содержание щелочей, особенно K_2O . В контактовых зонах граниты сменяются гранодиоритами, кварцевыми диоритами и габбро-диоритами, а в экзоконтактах образуются разнообразные роговики и скарнированные породы. Ширина экзоконтактовых зон, как правило, незначительная и колеблется в пределах от нескольких десятков до сотен метров.

Гранитоиды третьей фазы слагают небольшие массивы и имеют секущие контакты с гранитами второй фазы. Отличительная черта этих гра-

нитов — преобладание в их составе микроклина и микроклин-пертита. Кварц образует в большинстве случаев округлые зерна и обладает темно-серой окраской. Гранитоиды характеризуются высоким содержанием щелочей, при этом K_2O значительно преобладает над Na_2O . Жильные производные представлены лейкократовыми микрогранитами и гранит-порфирами, микросиенитами, пегматитами и аплитами.

Возраст джидинских гранитоидов определяется в широком диапазоне. Они прорывают фаунистически охарактеризованные отложения нижнего кембрия. Их верхняя возрастная граница определяется тем, что на них с размывом залегают отложения триаса. Большинство геологов (Смолянский, Хренов, 1964) связывают мощные интрузии джидинского комплекса с раннекаледонской складчатостью, другая группа геологов склонна относить их к среднему палеозою, сравнивая их с даурским комплексом.

В северной части Забайкальской эвгеосинклинальной зоны к описываемой формации относится витимканский комплекс, в составе которого выделяются граниты, диориты, габбро, гранодиориты, адамеллиты, мондониты и сиениты. Обычно породы основного состава образуются в краевых частях массивов, являясь продуктом ассимиляции вмещающих пород кислой магмой (Хренов, 1961, 1964). Гранодиориты иногда образуют самостоятельные массивы. Для гранитоидов этого комплекса характерна высокая ассимиляционная способность. Широко распространены жильные и дайковые породы.

В пределах Байкало-Витимского поднятия гранитоиды витимканского комплекса образуют сравнительно большие массивы (Конкудерский, Улюфский, Углинский и др.). Внедрение и размещение этих массивов, по данным Л. И. Салопа (1967), приурочивалось к разрывным нарушениям в зоне Байкало-Витимского поднятия и к антиклинальным структурам во внутренних частях Байкальской горной области. Массивы витимканского комплекса имеют главным образом изометричную форму, но нередко встречаются и заметно удлиненные тела. В большинстве случаев они дискордантны, единичные массивы имеют характер диапиров (Салоп, 1967). Контактное воздействие гранитоидов на вмещающие породы выразилось в их ороговиковании и перекристаллизации.

Самыми распространенными породами витимканского комплекса являются биотитовые, в большинстве случаев розовато-серые граниты. В различных районах они имеют свои структурные и минералогические особенности. В восточной части Северо-Байкальского нагорья граниты равномернозернистые, лейкократовые, содержат округлые зерна темно-серого кварца.

В низовьях р. Мамакана граниты мелко- и среднезернисты, местами аплитовидны и пегматоидны; для них характерно небольшое преобладание микроклина над плагиоклазом, очень высокое содержание кварца и малое — биотита. Для гранитов Патомского нагорья и Ангаро-Баргузинской горной страны характерно крупнозернистое порфиroidное сложение, довольно высокое содержание биотита, примерно равное содержание плагиоклаза, микроклина и кварца.

Биотит-амфиболовые граниты распространены в Северо-Байкальском нагорье и Ангаро-Баргузинской горной стране. Они среднезернисты с порфиroidными выделениями микроклина или розового полевого шпата. Главные минералы: плагиоклаз, микроклин-пертит, кварц, амфибол и биотит. С биотит-амфиболовыми гранитами тесно связаны адамеллиты.

Весьма характерными, хотя и не очень распространенными, породами витимканского комплекса являются мондониты, слагающие самостоятельные относительно небольшие массивы, приуроченные главным образом к Байкало-Витимскому поднятию, но встречающиеся и в окра-

инной зоне эвгеосинклинали. Главными минералами в них являются плагиоклаз, щелочной полевой шпат, амфибол, пироксен, биотит и кварц, иногда присутствует оливин. Гранодиориты встречаются главным образом в приконтактовых частях гранитных интрузий, вблизи выходов известняков и зеленокаменных эффузивов. В экзоконтактовых зонах гранитных интрузий встречаются также кварцевые диориты, кварцевые монзониты, габбро-диориты.

Очень характерными представителями витимканского комплекса являются щелочные и субщелочные амфибол-пироксеновые граниты, образующие своеобразную группу пород, распространенных в Средне-Витимской горной стране и на севере Северо-Байкальского нагорья. Они образуют самостоятельные тела, а иногда ассоциируют с граносиенитами и сиенитами. Щелочные и субщелочные граниты имеют массивное, часто порфиоровидное сложение. Состав их следующий: микроклин-пертит, плагиоклаз, кварц, щелочной амфибол и пироксен. Нередко в этих гранитах встречаются линзовидные полосы анкеритов и кварцевых анкеритов.

По времени внедрения витимканские гранитоиды соответствуют начальным фазам джидинского комплекса. Их нижняя возрастная граница определяется совершенно четко по прорыванию ими кембрийских отложений в Средне-Витимской горной стране, в Верхне-Ангарском хребте, на Витимском плоскогорье (Салоп, 1967). Верхняя возрастная граница определяется тем, что гранитоиды витимканского комплекса присутствуют в гальке конгломератов иташинской свиты и ее аналогов, условно относимых к верхнему кембрию (Беличенко и др., 1962). Кроме того, в бассейне р. Мама витимканские гранитоиды прорываются щелочными и нефелиновыми сиенитами сыннырского комплекса, относящимися, по данным абсолютного возраста, к девону или нижнему карбону (Салоп, 1967).

В особую группу в настоящее время выделяют нефелиновые и щелочные сиениты, давно известные в Ангаро-Баргузинской горной стране, Северо-Байкальском нагорье и на Витимском плоскогорье. Прежде эти породы включались в витимканский комплекс. Д. А. Великославинский, А. Н. Казаков, Ю. С. Соколов (1963) и в настоящее время придерживаются этой же точки зрения, объединяя щелочные породы Северо-Байкальского нагорья с гранитоидами в конкудерский комплекс. Л. И. Салоп (1967), основываясь на новых данных А. Я. Жидкова (1961, 1962), относит щелочные и нефелиновые сиениты, объединенные в сыннырский комплекс, к среднему палеозою.

Сыннырский комплекс сложен разнообразными нефелиновыми и щелочными сиенитами и в меньшей мере — щелочными и субщелочными граносиенитами, щелочноземельными сиенитами, кварцевыми сиенитами и граносиенитами. Эти породы образуют самостоятельные тела или же встречаются в определенных ассоциациях в одних и тех же массивах. Наиболее крупные массивы щелочных пород находятся в Северо-Байкальском нагорье, локализуясь в сводовой части Байкало-Витимского поднятия в зоне глубинных разломов. Л. И. Салоп (1967) отмечает, что наибольшая концентрация щелочных интрузий приурочена к резкому изгибу дуги Байкало-Витимского поднятия. Для большинства массивов щелочных пород характерна изометричная округлая форма, реже встречаются меомассивы, вытянутые вдоль разрывных нарушений.

Контактовое воздействие рассматриваемых интрузий выразилось главным образом в ороговиковании и перекристаллизации вмещающих пород с приносом в них щелочей, отчасти железа и магния.

Группа нефелиновых сиенитов представлена дитроитами, ювитами, миаскитами и фойяитами. В группе щелочных сиенитов широко представлены пуласкиты, эгириновые или арфведсонит-эгириновые сиениты святоноситы (Салоп, 1967):

Нижняя возрастная граница сыньырского комплекса твердо установлена, поскольку в бассейне р. Лево́й Ма́мы наблюдается прорывание отложений нижнего кембрия и гранитоидов нижнепалеозойского витимканского комплекса. Верхняя возрастная граница не может быть установлена из-за отсутствия более молодых отложений. Абсолютный возраст щелочных пород, определенный различными методами, указывает на принадлежность сыньырского комплекса к верхнему девону — нижнему кембрию.

Как видно из краткой характеристики магматических формаций, в Забайкальской складчатой области широко проявился многофазный раннекаледонский магматизм. В начальные этапы развития раннекаледонской геосинклинали происходило внедрение ультраосновной и основной магмы, которая в различных структурно-фациальных зонах образовала различные формации. Гипербазитовая формация, тесно связанная с излияниями лав спилито-диабазовой формации, приурочена к центральной (Джидинской) зоне эвгеосинклинали, составляя вместе с гипербазиитами Ильчирского пояса восточную оконечность Алтае-Саянской гипербазитовой провинции.

Северо-восточнее гипербазитовая формация сменяется, по-видимому, синхронной ей габбро-пироксенит-дунитовой формацией, которая образовалась в несколько иной структурно-тектонической обстановке, чем первая. Она приурочена к зоне высокой проницаемости, заложенной на границе двух структурно-фациальных зон (Удино-Витимской и Ямбуй-Богдаринской) в более окраинной части эвгеосинклинали. К еще более окраинным частям эвгеосинклинали относится габбро-диорит-диабазовая формация, породы которой слагают линейно вытянутые пояса, приуроченные к зонам глубинных разломов. В пределах Байкало-Витимской краевой геосинклинали эта формация представлена только одним небольшим массивом (Аденский шток). Таким образом, намечается определенная зональность в распределении гипербазитовых и базитовых формаций, уменьшение как масштабов магматизма, так и основности формаций при движении от центральных частей геосинклинали к ее периферии.

С предверхнекембрийскими движениями связаны мощные внедрения гранитоидной магмы. При этом выделяются зоны с преобладающим развитием ультраметаморфических гранитоидов и зоны интрузивных гранитоидов. Ультраметаморфические гранитоиды широко распространены на Байкало-Витимском геосинклинали поднятии, тяготея к зоне высокого метаморфизма, которая проходит по границе раннепалеозойской платформы и геосинклинали. Кроме того, эти гранитоиды развиты в зонах высокого метаморфизма в центральных частях геосинклинали. Реоморфическая разновидность гранитоидов часто выходит за границы зон высокого метаморфизма. Магматические гранитоиды занимают громадные площади в центральной части геосинклинали. Характерно, что поздние фазы этих гранитоидов отличаются повышенной щелочностью и имели место в среднем палеозое.

Из всего изложенного следует, что в раннем палеозое в Забайкальской складчатой области были образованы все магматические формации, характерные для геосинклинали, и что эти формации составляют в своей совокупности единый самостоятельный цикл.

Особенностью раннепалеозойского магматизма Западного Забайкалья является чрезвычайно широкое развитие гранитоидных формаций, что, видимо, обусловлено окраинным положением этой области раннекаледонской геосинклинали системы, а также тем, что замыкание Забайкальской геосинклинали явилось завершением необычайно длительного и полициклического развития восточного фланга Алтае-Саяно-Забайкальской геосинклинали системы.

ПАЛЕОТЕКТОНИКА

Воссоздание раннепалеозойских тектонических структур Западного Забайкалья сталкивается со многими трудностями, вызванными широким развитием магматических пород, а в юго-восточной части — наложением процессов и продуктов мезозойской активизации. В последнее время в связи с возросшей изученностью раннепалеозойских отложений появились первые палеотектонические схемы раннего палеозоя как отдельных районов (Волколаков, 1965), так и всей территории Бурятской АССР (Волколаков, Бутов и др., 1966; Волколаков, Язмир, 1966). Новый фактический материал по стратиграфии нижнего палеозоя позволяет в первом приближении наметить основные вехи палеотектоники нижнего палеозоя Западного Забайкалья.

Раннекаледонская геосинклиналь Западного Забайкалья развивалась на складчатом основании, созданном верхнепротерозойской складчатостью, которая охватила рассматриваемую территорию неравномерно. Верхнепротерозойские толщи и их взаимоотношения с перекрывающими раннепалеозойскими отложениями наблюдаются главным образом на периферии Забайкальской складчатой области. Следует отметить два типа взаимоотношений раннепалеозойских отложений с подстилающими образованиями: 1) нижнепалеозойские отложения залегают на разновозрастных подстилающих породах с угловым и стратиграфическим несогласием; 2) нижнепалеозойские отложения перекрывают верхнепротерозойские породы совершенно согласно, без признаков углового и стратиграфического несогласия. Первый тип взаимоотношений имеет место в Средне-Витимской горной стране, Северо-Байкальском нагорье, в бассейне р. Бамбуйки, в восточной части Восточного Саяна. Второй тип выявлен пока в двух районах — в Бодайбинском синклинии и в хр. Хамар-Дабан. Характерно, что эти два района приурочены к дугообразным изгибам складчатых систем, обусловленным конфигурацией южного выступа Сибирской платформы и северным входящим углом складчатой области; они близки к биссекторным зонам, выделенным В. П. Арсентьевым (1966) в Саяно-Байкальской и Байкало-Витимской складчатых дугах.

Граница Забайкальской геосинклинальной области и раннепалеозойской платформы не всюду четкая, и разные исследователи предложили разные ее варианты. Байкало-Витимское геоантиклинальное поднятие, которое в верхнем протерозое находилось еще в зачаточном состоянии (Мац, 1965), разделяя эвгеосинклиналь и миогеосинклиналь байкалид (Павловский, Беличенко, 1958), в раннепалеозойское время расширилось и приобрело значение краевого геоантиклинального поднятия, внешняя часть которого граничила непосредственно с платформой (рис. 39).

Мы считаем, что северная граница этого краевого поднятия должна находиться на некотором расстоянии от современных границ распространения платформенного кембрия, как это явствует из палеогеографических построений (см. главу V).

Судя по данным формационного анализа, большая часть геоантиклинального поднятия в раннепалеозойское время была мобильной, здесь шло накопление осадков, подобных миогеосинклинальным, подвергавшихся затем складчатости и внедрению гранитоидов. Вот эту мобильную часть геоантиклинали следует относить, по нашему мнению, к геосинклинали. Внешняя же часть геоантиклинального поднятия должна быть причленена к цоколю раннепалеозойской платформы, так как ее консолидация закончилась в верхнем протерозое, и в нижнем палеозое она, по-видимому, перекрывалась платформенными осадками Прибайкальской и Приленской зон (Салоп, 1964). В настоящей работе только намечается граница между платформенной и геосинклинальной частями Байкало-Витимского поднятия. Такой границей может служить в Южном Прибайкалье зона главного Саянского разлома, в Западном Прибайкалье — зона распространения пород приморского комплекса и акитканской серии, отсеченных в современном срезе Приморским сбросом, в Северо-Западном Прибайкалье — внешний контур зоны метаморфизма мамского типа, ультраметаморфических гранитоидов конкудеро-мамаканского комплекса, отличавшейся высокой проницаемостью и явившейся своеобразным выражением «краевого шва» в нижнем палеозое. Менее отчетлива эта граница на севере, на меридиане Бодайбинского синклинория, где имели место своеобразные условия (входящий угол геосинклинали в платформу).

Южная граница краевого геоантиклинального поднятия сдвинута по сравнению с прежними схемами (Салоп, 1964; Беличенко, Хренов, 1965) к северу, северо-западу в связи с новой интерпретацией геологических данных.

В структуре Забайкальской раннекаледонской складчатой области мы выделяем таким образом два крупных геоструктурных элемента: Байкало-Витимскую краевую геоантиклиналь и эвгеосинклиналь. Последняя в свою очередь разделена на структурно-фациальные зоны. Появление этих геоструктурных элементов было предопределено верхнепротерозойским этапом развития.

БАЙКАЛО-ВИТИМСКОЕ КРАЕВОЕ ГЕОАНТИКЛИНАЛЬНОЕ ПОДНЯТИЕ

Это поднятие образовалось на месте узкого геоантиклинального поднятия, отделявшего в верхнем протерозое Западно-Прибайкальскую миогеосинклиналь от Забайкальской эвгеосинклинали, а в северной части Байкальской горной области — внешнюю зону геосинклинального пояса байкалид от внутренней (Салоп, 1964).

В заключительные этапы верхнепротерозойской складчатости область краевой геоантиклинали при общей тенденции к поднятию в отдельных местах вовлекалась в движения обратного знака, что в начале эопалеозоя привело к возникновению межгорных впадин Холоднинской и Средне-Витимской. Следует заметить, что такого типа впадины, заложенные на разновозрастных образованиях, не согласуясь с предшествующей структурой, тяготеют к внутренней части дугообразного изгиба Байкало-Витимского геоантиклинального поднятия, где, по-видимому, верхнепротерозойская складчатость была особенно интенсивна.

В окраинной части поднятия, в бассейторной зоне дугообразного его изгиба складчатость верхнего протерозоя не проявилась или проявилась

весьма слабо, что создало возможность сквозного развития впадин от верхнего протерозоя до нижнего палеозоя включительно. Подобные условия должны были существовать в центральной части Бодайбинского прогиба, где накапливались осадки бодайбинской подсерии.

Интенсивное горообразование по внутреннему краю геоантиклинального поднятия способствовало накоплению в эопалеозое формации нижней молассы. В последнее время некоторые исследователи (Мац, 1965) стали считать эту формацию верхней орогенной молассой байкалид. Как видно из приведенного выше материала, молассовая формация начинается внизу разрез нижнего палеозоя Забайкальской геосинклинали, в том числе и Байкало-Витимского краевого геоантиклинального поднятия.

В Холоднинской впадине в настоящее время сохранились лишь мощные молассовые отложения. Площадь их распространения в эопалеозое, по-видимому, была близка к современной, так как к краям впадины мощность молассовых отложений становится минимальной.

Нижнепалеозойские впадины Средне-Витимской горной страны развивались в аналогичных условиях, но отличались более длительным существованием и, следовательно, более полными разрезами кембрия. Песчано-конгломератовые отложения нижней молассы здесь отличаются резкими колебаниями мощности в центральной и краевых частях впадин, а также резкой фациальной изменчивостью, что свидетельствует об интенсивных горообразовательных движениях, породивших эти впадины.

К концу эопалеозоя рельеф был выровнен за счет заполнения впадин грубообломочными осадками. В алданский век накапливались отложения песчано-сланцевой формации. Ленский век, отличаясь относительным покоем, ознаменовался максимальной морской трансгрессией. Морем были покрыты, видимо, все геоантиклинальные поднятия, так как прибрежные отложения, свидетельствующие о близости областей размыва, отсутствуют на нем как со стороны платформы (Замараев, 1966), так и со стороны геосинклинали. Кроме того, среди фаунистических остатков ленского и амгинского ярусов, отличающихся эндемичностью, встречаются (в подчиненном количестве) формы, характерные как для платформы, так и для Алтае-Саянской геосинклинали. Характерной формацией краевой геоантиклинали является известняково-доломитовая, в настоящее время сохранившаяся лишь в наиболее глубоких прогибах (синклиналиях) — Средне-Витимском и Саган-Сайрском.

Во внешней зоне краевого геоантиклинального поднятия в эопалеозое продолжал существовать Бодайбинский прогиб, заполнявшийся прежде отложениями верхнего протерозоя. В наиболее прогнутых его частях в это время накапливалась песчано-сланцевая формация. В верхней части ее появляются карбонатные породы, которые могут считаться переходными к известняково-доломитовой формации.

В середине среднего кембрия (послеамгинское время) в краевой геоантиклинали начались движения заключительных этапов раннекаледонской складчатости. Складки, сформированные в это время, подчинены в каждом отдельном участке простиранию границы с платформой. Так, в Восточном Саяне складки Саган-Сайрской впадины имеют субширотное простирание, Холоднинской — северо-восточное, Бодайбинской — субширотное и Средне-Витимских впадин — северо-западное.

Воздымание краевого геоантиклинального поднятия, начавшееся в эопалеозое, прекратившееся в период ленской трансгрессии и усилившееся на заключительном этапе складчатости, привело к активизации прежних зон разломов и к появлению новых, которые создали своеобразную Байкальскую зону высокой проницаемости по внешнему краю геоантиклинального поднятия, протягивающуюся от южного

Прибайкалья (Слюдянский район) вдоль оз. Байкал в Северо-Байкальское нагорье. С этой зоной связан, как можно заключить из анализа фактического материала, различной интенсивности метаморфизм, зональность которого выявляется как вкрест простирания, так и по простиранию зоны (Буряк, Лобанов, Хренов, 1966).

Метаморфизму были подвержены главным образом отложения краевых частей верхнепротерозойской геосинклинали, которые до этого испытали региональный метаморфизм, возможно, только начальной зеленосланцевой фации, и частично отложения эопалеозоя и нижнего кембрия, оказавшиеся в той же зоне. Большая часть здешних высокометаморфизованных пород была отнесена в свое время И. Д. Черским, и позже В. А. Обручевым к архею, и это представление оставалось до последнего времени неизменным. Новые данные различных исследователей заставляют усомниться в его правильности.

Изучая ольхонскую серию, Е. В. Павловский и А. С. Ескин (1964) отмечали, что она относится к архею лишь условно. В породах ольхонской серии были обнаружены онколитоподобные образования. Названные авторы подчеркивают одноактность и своеобразие метаморфизма и ультраметаморфизма, которые в отличие от одноименных явлений, наблюдаемых в архее Алданского щита, характеризуются незавершенностью.

Исследованиями Д. А. Великославинского, А. Н. Козакова и Ю. М. Соколова (1963) в Северо-Байкальском нагорье было показано, что метаморфизм мамской серии не был обусловлен внедрением крупных гранитных масс, как это считал В. А. Обручев (1927), или гранитных и пегматитовых масс (Семеновко, 1948), а сам был причиной возникновения гнейсогранитов, гранитов и пегматитов. Эти исследователи предполагают, что главным фактором метаморфизма мамской серии был «тепловой поток, выведившийся на поверхность вдоль осевой зоны Мамского синклинория» (Великославинский и др., 1963, стр. 96). Тепловая проводимость тектонической зоны возникла в процессе складкообразовательных движений, которые или сами создали ее, или обновили. След этого теплового канала и сохранился в виде зоны интенсивного ультраметаморфизма. По данным тех же авторов, метаморфизм, складчатость и мигматизация мамской серии происходили в каледонский этап (абсолютный возраст 400—300 млн. лет).

В Южном Прибайкалье А. А. Шафеевым (1965) установлено, что метаморфизм хамар-дабанской серии протекал в один тектоно-магматический цикл, причем наивысшая степень метаморфизма приурочена к области сочленения хамар-дабанского складчатого сооружения с южным (шарыжалгайским) выступом цоколя платформы. К югу степень метаморфизма постепенно снижается. Появление саянских (хамар-дабанских) гранитов и пегматитов обусловлено тем же процессом. Метаморфизму подверглись все породы хамар-дабанской серии, древний возраст которых вызывает в настоящее время серьезные сомнения. Абсолютный возраст (592—324 млн. лет) метаморфизма и изофациальных гранитов и пегматитов определяется как ранний палеозой (Никитина, 1964). Возникновение зоны высокой проницаемости, интенсивная складчатость и ультраметаморфизм естественны на стыке жесткого массива платформы и столь подвижной области, как раннепалеозойская геосинклиналь.

Характерно, что на облекании южного выступа Сибирской платформы пояс метаморфизма имеет максимальную ширину (см. рис. 39), тогда как в Северо-Байкальском нагорье, в районе входящего угла геосинклинали в платформу, этот пояс прерывается в бисекторной зоне (Арсентьев, 1966), которая пересекает центральную часть Бодайбинского синклинория. Эти явления связаны, по-видимому, с максимальным растяжением на выпуклой части дугообразного изгиба (Южное При-

байкалье) зоны высокой проницаемости и максимального сжатия во внутренней части его (центральная часть Бодайбинского синклинория).

По восточному побережью оз. Байкал в зону высокого метаморфизма попадают породы итанцинской свиты (Чернов, Кориковский, Павловский, 1966), степень метаморфизма которых нарастает в западном направлении, т. е. к центральной части названной зоны, и достигает амфиболитовой фации и стадии ультраметаморфизма.

Описываемая зона выделена на схеме распространения фаций регионального метаморфизма на территории СССР и сопредельных стран (Добрецов, Ревердатто, Соболев и др., 1965) как фация дистеновых сланцев и гнейсов, приуроченная к области высоких давлений на стыке складчатой области с платформой. Авторы делают верное предположение о более широком распространении областей высоких давлений, которые должны характеризоваться появлением не только дистена (в породах пересыщенных глиноземом), но и других минеральных ассоциаций.

Следуя представлению Г. Г. Рида, Б. Я. Хорева определяет подобного типа региональный метаморфизм как плутонический, который зависит от «подъема плутонических продуктов или продуктов глубинного происхождения в виде высокотемпературных растворов» (Хорева, 1966, стр. 68). Процессы этого типа накладывались на складчатые структуры и были связаны не с погружением толщ на различную глубину, а с... «подъемом тепловых потоков, которые создаются движением вверх высоконагретых масс вещества плутонического происхождения» (стр. 77). Б. Я. Хорева указывает, что «плутонический метаморфизм локализован в определенных структурах, а продвижение магматитового фронта происходит по глубинным зонам» (стр. 79), вдоль которых образуются метаморфические пояса, сложенные полифациальными метаморфическими комплексами. При этом намечены два типа метаморфических поясов: сиалического и фемического профилей. Метаморфические пояса сиалического профиля обычно возникают в миогеосинклиналях, характеризуются образованием высокоглиноземистых кристаллических сланцев и гнейсов и сопровождаются гранито-гнейсовыми формациями метаморфогенного происхождения. Классическим примером пояса этого профиля Б. Я. Хорева считает палеозойский Иртышско-Маркакульский метаморфический пояс, приуроченный к Иртышской зоне смятия (Хорева, 1963). Метаморфические пояса фемического профиля обычно развиваются за счет эвгеосинклинальных отложений и сопровождаются гипербазитовыми и перидотит-габбровыми формациями (Хорева, 1966).

Общая изученность выделенной нами Байкальской зоны интенсивного метаморфизма (высокой проницаемости), приуроченной к зоне краевого шва, разграничивавшего платформу и геосинклиналь, явно недостаточна. В настоящее время детально изучены только отдельные участки (Слюдянский, Ольхонский и Мамский). Роль и место изученного на этих участках регионального метаморфизма в истории геологического развития Байкальской горной области не выяснились. Тем не менее принадлежность Байкальской зоны высокого метаморфизма к поясам регионального плутонического метаморфизма сиалического профиля, выделенным Б. Я. Хоревой (1966), несомненна.

Автор не ставит перед собой задачу подробного описания особенностей выделенной зоны. Приведенные общие соображения необходимы для понимания условий развития Байкало-Витимского краевого геосинклинального поднятия, разграничивающего геосинклиналь и каледонскую платформу.

Отдельные участки этого поднятия, избежавшие высокий метаморфизм, в конце среднего кембрия были охвачены только складчатостью. К таким участкам относятся Холоднинская и Средне-Витимские впадины, в которых отложения отличаются весьма низким метаморфизмом.

Складки, возникшие в заключительную складчатость раннего палеозоя, в Средне-Витимской горной стране приспособлялись к контурам Северо-Муйской глыбы (Салоп, 1964). Здесь складчатые структуры отчетливо сопряжены с дизъюнктивными нарушениями, вблизи последних развиты небольшие сжатые, часто изоклинальные и опрокинутые их формы, а вдали от разломов — крупные пологие складки, а иногда брахиструктуры.

Холоднинская впадина образует сравнительно пологую синклиналиную складку северо-восточного простирания, северо-западное крыло которой осложнено сбросом.

В послерогенное время в ставший жестким складчатый субстрат внедрились по разломам щелочные и нефелиновые сиениты.

ЗАБАЙКАЛЬСКАЯ ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬ

Эвгеосинклиналь отличается сложным строением. В ней выделяются внутренние интрагеоантиклинальные поднятия: Амалатское, соединяющееся своей восточной частью с краевым геоантиклинальным поднятием, Аргода-Ципинское, Иркут-Китойское (Гарганское), Заган-Малханское. Интрагеоантиклинальные поднятия сложены главным образом допалеозойскими толщами.

Собственно нижнепалеозойские отложения смяты в систему синклиналиных и антиклинальных складок, сопряженных с интрагеоантиклиналями. Простирания складок явно зависят от конфигурации южного края платформы, которая определила простирание краевого геоантиклинального поднятия, а последнее в свою очередь повлияло на ориентировку складчатых структур эвгеосинклинали.

В Восточном Саяне и южных отрогах Хамар-Дабана в нижнем палеозое распространены складки субширотного и северо-западного простирания, в Западном Забайкалье (в районе Гусиного озера) северо-западное простирание плавно меняется на северо-восточное, которое на Витимском плоскогорье становится господствующим. В восточной окраинной части эвгеосинклинали, где она ограничена краевым геоантиклинальным поднятием, северо-восточное простирание складок резче, чем на юге, сменяется на север-северо-западное — в бассейнах рек Бамбуйки и Уажита.

Внешняя граница эвгеосинклинали довольно условна. На севере она определяется северным контуром распространения базальных конгломератов Верхне-Ангарской синклинали, которые залегают на толщах нижнепротерозойского муйского комплекса. Отсутствие конгломератов в пределах предполагаемого южного края этой синклинали, а также условно намечаемое продолжение складок Верхне-Ангарского хребта в северные отроги Баргузинского и Муйских хребтов явились основными аргументами в пользу выделения Верхне-Ангарской синклинали из группы межгорных впадин и присоединения ее к собственно эвгеосинклиналиной зоне.

На северо-востоке граница эвгеосинклинали определяется областью распространения базальтовых конгломератов (аматканская свита) Бамбуйской синклинали.

Западная граница эвгеосинклинали весьма условна, так как здесь нигде не найдены базальные конгломераты нижнего палеозоя, аналогичные упомянутому (Чернов, Кориковский, Павловский, 1966; Яценко, 1966). Эта граница не улавливается и в магнитном поле (Солоненко, Тресков и др., 1968).

Эвгеосинклиналь делится на окраинную и внутреннюю зоны, для которых характерны различные формации и, следовательно, палеотектонические особенности. На Витимском плоскогорье они разграничены

Селенгино-Витимской зоной высокой проницаемости, а в южной части эвгеосинклинали такое разграничение является условным (по-видимому, совпадает с северной границей Джидинского синклинория). Нижнепалеозойские отложения Боксон-Сархойского синклинория относятся к категории окраинных.

В окраинной зоне эвгеосинклинали выделяется ряд синклинальных и антиклинальных структур, явственно приспособленных к простиранию краевого геоантиклинального поднятия (см. рис. 39). Селенгино-Витимская зона высокой проницаемости приурочена к юго-восточному крылу довольно протяженного узкого синклинория, расположенного между Амалатским и Аргода-Ципинским интрагеоантиклиналями на северо-востоке и их продолжениями (геоантиклиналями, сложенными нижнепалеозойскими образованиями) на юго-западном фланге.

Эта краевая синклинорная структура, состоящая из нескольких разобщенных синклиналей, выполненных отложениями ленского и амгинского ярусов у восточного края эвгеосинклинали, прослеживается далее на север-северо-запад, образуя две ветви, зажатые между геоантиклинальными выступами краевого поднятия (восточная ветвь — Бамбуйская синклиналь) и восточным краем Аргода-Ципинской геоантиклинали (западная ветвь — Уакитская синклиналь).

Севернее Аргода-Ципинской интрагеоантиклинали располагается Баргузино-Верхне-Ангарский синклинорий сложного строения. Юго-западная его часть имеет выдержанное северо-восточное простирание. У северной границы эвгеосинклинали, имеющей дугообразную форму, этот синклинорий приобретает в плане грибообразную форму, как бы подчиняясь южному ограничению краевого геоантиклинального поднятия.

На юго-западном фланге окраинной зоны эвгеосинклинали расположен Большереченско-Итанцинский синклинорий, отличающийся ярко выраженным линейным строением.

Боксон-Сархойский синклинорий расположен на северной оконечности Монгольской эвгеосинклинали, основная часть которой находится на территории Монгольской Народной Республики. С северной стороны этот синклинорий обрезан глубинным разломом, с востока граничит с Китай-Иркутской геоантиклиналью, которая далее на восток сливается с краевым геоантиклинальным поднятием.

В окраинной части эвгеосинклинали осадочно-вулканогенные формации образуют следующий вертикальный ряд: нижняя моласса, конгломерато-вулканогенная и конгломерато-песчаная, песчано-вулканогенная и песчано-сланцевая (нижняя флишоидная), известняково-доломитовая, флишоидная и верхняя моласса.

В Большереченско-Итанцинском и Богдаринском синклинориях выделяются спилито-диабазовая и кварц-кератофировая формации, вообще типичные для центральных частей эвгеосинклиналей.

В пространственном распределении формаций в окраинной зоне эвгеосинклинали наблюдается ясная закономерность (см. рис. 33). В непосредственной близости к краевому геоантиклинальному поднятию распространена конгломерато-песчаная нижняя моласса и песчано-сланцевая (флишоидная) формация, в то время как у внутренних геоантиклинальных поднятий, также поставлявших крупнообломочный материал, накапливались еще и вулканогенные образования обычно кислого состава. Излияния эффузивов были приурочены, по-видимому, к разломам, которые образовывались по границе воздымавшихся блоков. Деятельность большинства разломов была относительно кратковременной, так как уже в ленское время они себя почти не проявляли. Излияния эффузивов происходили как в мелководных, так и отчасти в наземных условиях. С периодом излияния эффузивов в эопалеозое и начале алданского времени

в Боксон-Сархойском синклиории связано внедрение массивов габбро-диабазовой формации.

Известняково-доломитовая формация развита очень широко и является типичной для окраинной зоны эвгеосинклинали. Значительное содержание сингенетичного кремнезема в породах этой формации на участках, тяготеющих к центральным зонам эвгеосинклинали, позволяет считать ее здесь аналогом отдаленной кремнисто-карбонатной формации (Шатский, 1954). В отдельных частях краевой эвгеосинклинали вдоль Селенгино-Витимканской зоны высокой проницаемости и по северному склону Аргода-Ципинского геоантиклинального поднятия накапливались отложения известняково-сланцевой формации.

Обе эти формации образовались в относительно спокойной тектонической обстановке, характерной для максимальной ленской трансгрессии.

Накопление флишоидной формации среднего кембрия происходило в условиях мелких колебательных движений на фоне общего воздымания дна морского бассейна. Геоантиклинальные поднятия, как краевые, так и внутренние, существовавшие до ленской трансгрессии, сохранили тенденцию к воздыманию. В участках, тяготеющих к краевому геоантиклинальному поднятию, накапливалась формация известковых конгломератов (Баргузинский и Уакитский синклиории).

С периодом начавшегося воздымания было связано внедрение интрузий габбро-пироксенит-дунитовой (атарханский комплекс) и габбро-диабазовой формаций (бирамьинский комплекс) по зонам глубинных разломов.

В конце среднего кембрия начались интенсивные складчатые движения заключительного этапа ранних каледонид, приведшие к образованию сложных складчатых структур линейного типа. Морфология складок внутри этих крупных структур очень разнообразна. Наряду с опрокинутыми и изоклинальными складками встречаются более простые симметричные, иногда с пологими крыльями, осложненными флексурами.

Во внутренних частях эвгеосинклинали выделяются две структурно-фациальные зоны: Джидинская и Удино-Витимская.

Джидинская структурно-фациальная зона

Эта зона являлась непосредственным продолжением Монгольской эвгеосинклиальной зоны и имела синклиорное строение. Северная граница Джидинского синклиория нечеткая. Большинство прежних исследователей находило разлом между отложениями нижнего кембрия Джидинского синклиория и метаморфическими комплексами Хамар-Дабана (Налетов, 1963; Смолянский, 1964), что затушевывало противоречия, которые выявлялись при геологическом картировании. Отсутствие базальных конгломератов в основании джидинского раннего палеозоя было причиной возникновения многочисленных вариантов северной границы синклиория (рис. 40). Нами здесь наблюдался постепенный переход между ранним палеозоем и слюдянской подсерией по северному склону хр. Хамар-Дабан, а не по южному, где изображался гипотетический разлом.

В южной части краевое геоантиклинальное поднятие (Южное Прибайкалье), особенно его южные склоны, не подвергалось интенсивному складкообразованию в заключительный верхнепротерозойский этап: оно было слегка приподнято без нарушения общей конфигурации. Отложения верхов верхнего протерозоя, которые здесь, по-видимому, не сминались в складки, были согласно перекрыты отложениями эопалеозоя, весьма близкими по составу к подстилающим породам. Тем самым граница между ними оказалась заключенной внутри довольно однородной песчано-сланцевой толщи.

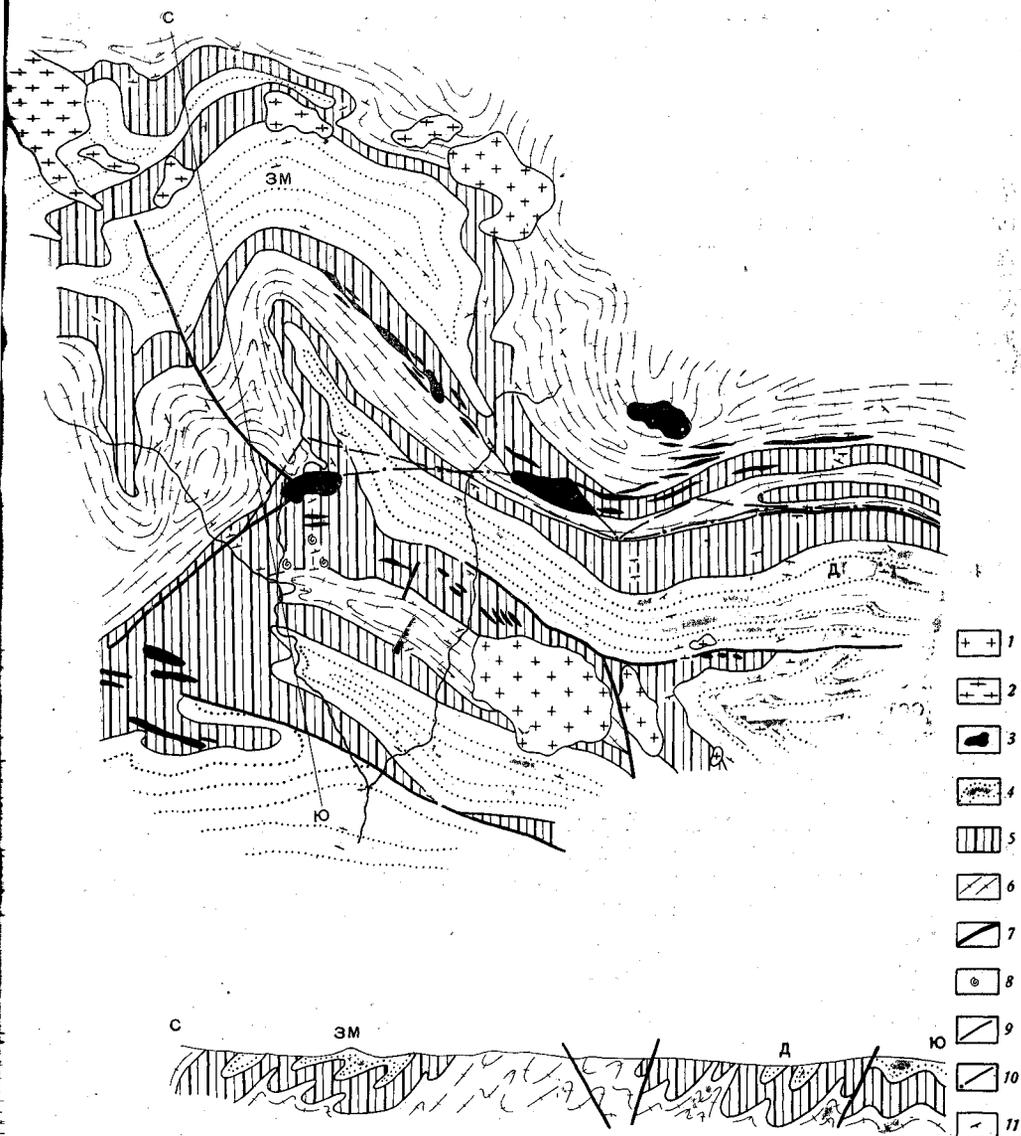


Рис. 40. Схема геологического строения верховьев рек Зун-Мурина и Джиды

1 — гранитоиды джидинского интрузивного комплекса; 2 — гранитоиды саянского (хамар-дабанского) комплекса; 3 — гипербазиты цакирского комплекса; 4 — породы джидинской свиты среднего кембрия; 5 — породы хохюртовской свиты нижнего кембрия; 6 — породы биту-джидинской свиты эопалеозоя; 7 — разломы; 8 — места находок фауны археоциат; 9 — северная граница распространения кембрийских отложений по данным В. Л. Тихонова; 10 — северная граница распространения кембрийских отложений по данным П. И. Налетова; 11 — элементы залегания. Структуры (буквы на схеме): Д — Джидинский синклиорий, ЗМ — Зун-Муринская синклиналь

Для Джидинского синклиория характерна следующая последовательность формаций (снизу): терригенно-вулканогенная, спилито-диабазовая (известняково-кремнистая, спилито-диабазовая градации и градация известковистых конгломератов), флишоидная (песчано-сланцевая и сланцево-карбонатная градации) и молассовая. При этом терригенно-вулканогенная формация распространена не только по северо-восточному борту Джидинского синклиория, но и на обширной территории Центрального Хамар-Дабана.

Излияния главным образом кислых эффузивов не были повсеместными и многочисленными, они локализовались в верховье р. Джиды, где

в это время начинали функционировать разломы. На остальной территории в это время накапливалась песчано-сланцевая флишеидная формация.

В ленский век описываемая территория испытала резкую тектоническую дифференциацию. Джидинский синклиорий был превращен в «зеленокаменный прогиб» с очень интенсивной вулканической деятельностью, в то время как центральная часть Хамар-Дабана оставалась в относительном тектоническом покое.

В центральной части Джидинского прогиба, примыкающей к Монгольской эвгеосинклинали, накапливались исключительно эффузивные толщи спилито-диабазовой формации. Излияния происходили по разломам северо-западного простирания в подводной среде. При приближении к краю прогиба эффузивы постепенно замещались кремнистыми известняками, доломитистыми известняками, которые у края прогиба образовали известняково-кремнистую градацию спилито-диабазовой формации. В направлении к центральной части хр. Хамар-Дабан и известняково-кремнистая градация выклинивается, сменяясь песчано-сланцевой флишеидной формацией.

Дно морского бассейна в районе Джидинского прогиба отличалось чрезвычайной подвижностью. В нем возникали многочисленные большие и мелкие острова, вокруг которых накапливались своеобразные известковистые конгломераты и конгломератовидные породы, состоящие почти исключительно из обломков пород известняково-кремнистой градации и отчасти спилито-диабазовой и карбонатно-туфового цемента. Воздымающиеся острова, возможно, оконтуривались разломами, по которым внедрялись породы гипербазитовой формации, чем и следует объяснить пространственную связь многочисленных линз гипербазитов с известняковыми конгломератами и конгломератовидными породами.

Внедрение гипербазитовой магмы происходило почти одновременно с излияниями эффузивов и ограничивалось ленским временем. Площадь распространения гипербазитовой формации намного превышает площадь излияния эффузивов спилито-диабазовой формации, достигая центральных частей Хамар-Дабана. По-видимому, до среднего кембрия внедрились и диориты, галька которых присутствует в конгломератах джидинской свиты.

В среднем кембрии тектоническая обстановка выровнялась почти по всей территории Забайкальской эвгеосинклинали. На фоне общего воздымания происходили мелкие колебательные движения, способствовавшие накоплению флишеидной формации. У воздымавшихся поднятий накапливались конгломерато-песчаные отложения с галькой местных пород. В Джидинском прогибе такое поднятие имело место на юго-западе, где наблюдается зональное расположение конгломератово-песчаной, песчано-сланцевой и песчано-сланцево-известняковой градаций флишеидной формации. В среднем кембрии эффузивная деятельность не известна.

После отложения флишеидной формации наступил этап заключительной складчатости ранних каледонид. В начальные этапы этой складчатости на стыке платформы и Забайкальской геосинклинали в краевом геоантиклинальном поднятии возникли условия, создавшие зону высокого метаморфизма, ультраметаморфических и реоморфных гранитов в северных отрогах хр. Хамар-Дабан.

Глубоким изменениям подверглись в отдельных местах отложения окраинной части эвгеосинклинали, распространенные вблизи краевого геоантиклинального поднятия. Реоморфные граниты также проникали в окраинную часть эвгеосинклинали.

В процессе складчатости мощная толща Джидинского прогиба и южной и центральной частей Хамар-Дабанского нагорья была смята в систему линейных складок северо-западного и субширотного простира-

ния. В это время возникли Джидинский синклинорий, Зун-Муринская и Утуликская синклинали.

Джидинский синклинорий отличается сложным строением. Он включает две синклинали, сопряженные с антиклиналями и выполненные флишоидными отложениями джидинской свиты. Антиклинали сложены хохюртовской свитой, а в низовьях р. Хохюрты в ядре антиклинали входят отложения биту-джидинской свиты. Складки имеют линейный характер и тянутся на значительные расстояния. В синклинории отчетливо выделяется южная и северная синклинали. Шарнир первой испытывает воздымание в левобережной части р. Джиды (севернее г. Закаменска), где находится поперечный перегиб, разделяющий южную синклиналь на две более мелкие. Северная синклиналь имеет наибольшую ширину в среднем течении р. Джиды. В северо-западном направлении наблюдается бифуркация ее шарнира. Северная ветвь синклинали в центриклинальной части несколько поворачивает на север, приобретая субмеридиональное простирание. Особенно сложно построена центриклинальная часть синклинория, где имеются более мелкие вытянутые синклинали, как бы развивающие основную структуру и замыкающиеся на разном расстоянии, создавая тем самым изрезанный контур центриклинали.

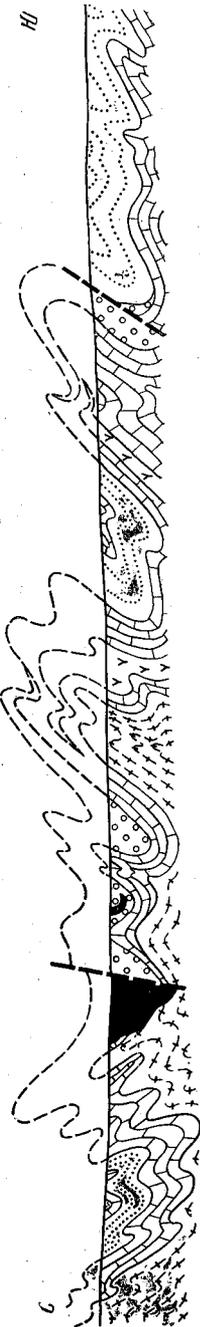
Особенности конфигурации северо-западной части Джидинского синклинория выявлены в последние годы. Прежде его северо-западная граница изображалась в виде разлома, который отсекал мелкие синклинали, осложняющие центриклиналь, от основной структуры (Налетов, 1961; Смолянский, 1964, и др.). Элементы залегания слоев в различных частях этих мелких структур создавали иллюзию углового несогласия между толщами кембрия, слагающими Джидинский синклинорий, и толщами докембрия, окружающими его. Детальные работы привели к выводу о согласном залегании кембрийских толщ на биту-джидинской свите, которая вместе с ними смята в единую систему линейных складок. Осевые поверхности последних, как правило, опрокинуты на юго-запад. В отдельных местах, особенно в северо-западной части синклинория, наблюдается обратное опрокидывание, что приводит к обратному изгибанию осевой поверхности складок. Опрокинутые складки часто осложнены разрывными смещениями. Наряду с опрокинутыми встречаются нормальные симметричные складки. Общий характер складок Джидинского синклинория виден на разрезах, составленных вкрест простирания структур (рис. 41).

Разрывные нарушения северо-западного простирания, параллельные линейным складкам, по-видимому, отражают более древние разломы, по которым происходили излияния эффузивов и внедрение ультраосновной магмы. Нарушения этого типа выражены то неширокими зонами милонитов, приуроченных к контакту джидинской и хохюртовской свит, то более мощными зонами, одна из которых в среднем течении р. Тотхолты захватывает всю полосу выхода известковых конгломератов. Гальки последних расплющены, «хвостаты» (распознаются с трудом), цемент хлорит-карбонатного состава имеет свилеватую текстуру. У исследователей, изучавших конгломераты только на этом участке, создано ошибочное представление об их тектонической природе.

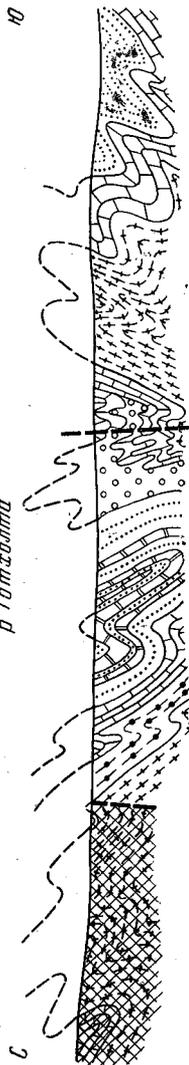
Разрывные нарушения субширотного и северо-западного направлений, пересекающие поперек складчатые структуры, относятся к типу сбросов, сопровождаемых неширокими зонами брекчий. Возникновение их относится, вероятно, к более позднему (орогенному) этапу.

Зун-Муринская синклиналь является структурой, сопряженной с Джидинским синклинорием. Все особенности конфигурации центриклинали Джидинского синклинория повторяются в южном контуре Зун-Муринской синклинали (см. рис. 40). Эта синклиналь состоит из двух меньших синклиналей, сложенных сланцево-карбонатной толщей

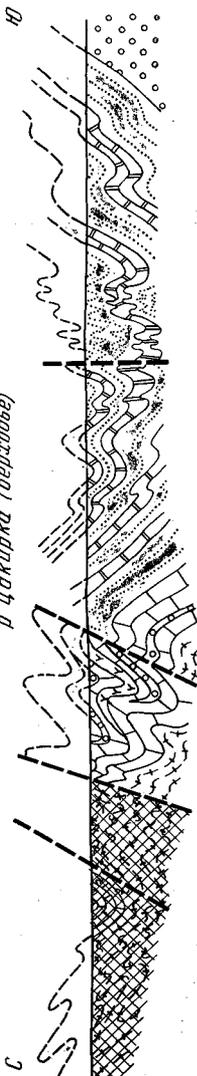
р. Хазнюрта



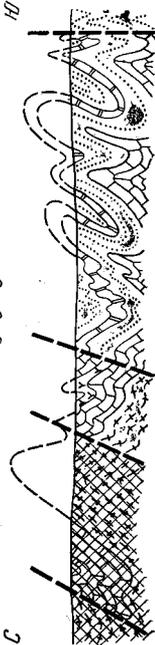
р. Тоттопта



р. Цакирка (Вертавье)



кв. Хубутуй



0 1 2 3 4 5 6 км

Рис. 41. Разрезы, составленные
 вокруг распространения северной син-
 клинали Джидинского синклинория

- | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|----|----|----|----|
| | | | | | | | | | | | | |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 |

1—3 — джидинская свита: 1 — черные
 темно-серые известняки, 2 — глинистые
 и филитовидные сланцы, 3 — песчаники
 и сланцы (нерасчлененные); 4—9 — хо-
 хортская свита: 4 — хлорит-карбонат-
 ные сланцы, 5 — кремнистые породы;
 6 — известковые конгломераты и кон-
 гломератовидные породы, 7 — терриген-
 но-вулканогенные породы, 8 — аффузи-
 вы, 9 — известняки, доломиты; 10 — из-
 вестняки, часто кремнистые; 11 — пор-
 биты битуминозной свиты; 12 — аль-
 битовые blastsмилониты; 13 — разлому

флишоидной формации, которую мы сопоставляем с джидинской свитой (Беличенко, Шафеев и др., 1966). Восточная часть синклинали представляет собой узкую довольно простую структуру с крутопадающими крыльями, местами осложненную широтными разрывами. Зун-Муринская синклинали опрокинута на юг.

Утуликская синклинали приурочена к северному склону хр. Хамар-Дабан, отделяясь от вышеописанных структур полосой антиклинальных поднятий, которые в западном фланге отличаются небольшими размерами и простым куполовидным строением, а в восточной части Хамар-Дабана становятся чрезвычайно большими и сложными. Судя по пологому залеганию и подвернутым слоям, здесь имеют место лежащие складки (см. рис. 18).

Утуликская линейная синклинали имеет широтное простирание. Падение ее крыльев крутое. Характерно меняющееся опрокидывание ее то на юг (в западной части), то на север (в восточной части). Сложена синклинали песчано-сланцевыми отложениями шубутуйской свиты (Шафеев, 1965).

Как видно из приведенных схем и разрезов, толщи Хамар-Дабанского нагорья и Джидинского синклинория образуют единую серию сопряженных синклиналичных и антиклинальных складок без каких-либо признаков углового и структурного несогласия.

Как уже указывалось, зоны метаморфизма, интенсивность которого нарастает к северу, к границе с платформой, в какой-то мере пересекают складчатые структуры, тогда как хамар-дабанские (саянские) граниты, расположенные в зоне высокого метаморфизма, часто образуют небольшие тела, конформные складчатым структурам. Более крупные тела тех же гранитов хотя и имеют местами секущие контакты, но также вытянуты согласно общему простиранию складок. Что касается гипербазитов, то их массивы всюду участвуют в складчатости.

К послескладчатым и послеметаморфическим образованиям относятся зоны альбитовых бластомилонитов. Они имеют субширотное простирание и как бы оконтуривают с обеих сторон полосы антиклинальных структур, падая под крутыми углами навстречу друг другу. Северная и частично южная зоны были выделены и изучены А. А. Шафеевым (1965), южная — автором.

Зоны альбитовых бластомилонитов (особенно южная) пересекают складчатые структуры и захватывают различные свиты (биту-джидинскую, зун-муринскую, хангарульскую, шубутуйскую). Ширина зон достигает 7 км, протяженность — до 130 км. Состоят они из серии мелких разрывов с небольшой амплитудой смещения, осложненных мелкой интенсивной складчатостью, доходящей до плейчатости. Бластомилониты легко опознаются по своей очковой текстуре. «Очки», достигающие 2—3 мм, представлены альбитом, часто содержащим включения кварца, рутила и углистых частиц, которые образуют тонкие полоски, иногда выходящие за пределы зерна в цемент. Эти полоски смяты в микроскладки (гелицитовая структура). Содержание альбита достигает 90%. Цемент, сложенный главным образом хлоритом, в меньшей мере серицитом и биотитом, имеет свилеватую текстуру.

Очковые бластомилониты образуются обычно по песчано-сланцевым породам, а в Зун-Муринской синклинали и по северному борту Джидинского синклинория, ранее подвергшегося метаморфизму низких и средних степеней, также по амфиболитам и конгломератовидным породам. Усиление милонитизации происходит по направлению к центральным частям зон. Внешние контуры последних нерезкие. Зоны были активны и в постгеосинклиналиное время. К ним приурочена серия гранитных даек мезозойского возраста и дайки кайнозойских базальтов порфириров (Шафеев, 1965). Большое распространение в Джидинском синклиноре-

рии имеют гранитоиды одноименного комплекса, внедрившиеся в конце основной фазы раннекаледонской складчатости. Массивы этих гранитоидов, обычно больших размеров, тяготеют главным образом к краям Джидинского синклинория. Они также встречаются в центральной части хр. Хамар-Дабан, но в меньшем количестве и в небольших массивах, как правило, дискордантных.

В конце среднего — начале верхнего кембрия геосинклинальный этап сменился орогенным. Вся территория Джидинского синклинория была превращена в расчлененную горную страну, где в межгорных впадинах стала накапливаться красноцветная моласса.

Удино-Витимская структурно-фациальная зона

Зона составляет часть центральной эвгеосинклинали. Условия ее образования и развития были несколько иными, чем в Джидинской зоне. Эта зона занимает обособленное и более окраинное положение по сравнению с Джидинской. Располагалась она на юго-западном продолжении Амалатского геосинклинального поднятия и составляла, вероятно, позитивную зону по отношению к негативной краевой полосе эвгеосинклинали.

С северо-запада описываемая зона ограничивается зоной высокой проницаемости, севернее которой эффузивы не распространялись. Южная граница ее менее отчетлива (видимо, она проходила по Заган-Малханской геосинклинали), с северо-востока располагается Амалатское геосинклинальное поднятие, на юго-запад зона выклинивается.

Характерным для Удино-Витимской зоны является вертикальный формационный ряд: терригенно-вулканогенная, кварц-кератофировая, флишеидная, молассовая формации.

Раннепалеозойский этап в описываемой зоне начался в условиях, близких тем, какие существовали на большей площади эвгеосинклинали и способствовали накоплению терригенно-вулканогенной формации. Близ интрагеосинклинальных поднятий образовывались конгломератовулканогенные отложения. Излияния главным образом кислых эффузивов были трещинными и происходили в мелководных, а иногда, видимо, и в наземных условиях. Усиление вулканической деятельности к ленскому времени привело к массовому излиянию кварц-кератофировых лав и обильному накоплению туфов, туффитов и в меньшем количестве яшмовидных пород. Излияния эффузивов происходили в мелководных морских условиях и чередовались с накоплением известняков, часто биогермных. Кварц-кератофировая формация является носителем значительных концентраций различных соединений железа, марганца и полиметаллов, сосредоточенных в центральной части Удино-Витимской зоны.

Близкой по времени к излиянию эффузивов была габбро-плагиогранитная формация, образовавшая небольшие тела и дайки.

В среднем кембрии в Удино-Витимской зоне, как и во всей Забайкальской геосинклинали, наступила инверсия тектонических движений, приведшая к накоплению флишеидной формации и закончившаяся складчатостью и внедрением больших масс гранитоидов джидинского комплекса.

Среди раннепалеозойских складок выделяется Правоудинский антиклинорий и Курбино-Витимский синклинорий, осложненные более мелкими складками. Правоудинский антиклинорий прослеживается по наибольшим ксенолитам или провесам кровли в гранитах в верхнем течении р. Уды. Шарнир его имеет выдержанное северо-восточное простирание и проходит в основном по правобережью р. Уды, в верховьях ее притоков — рек Поперечной, Погромной, Индолы, Тулдона. О первоначальном размере и строении антиклинория в настоящее время можно лишь предполагать. Большинство ксенолитов или провесов кровли сложено поро-

дами химгильдинской свиты и лишь отдельные — известняками олдындинской свиты. По отдельным фрагментам Курбино-Витимский синклиорий прослеживается почти на 350 км. В этих пределах можно выделить Олдындинскую, Алянтинскую и Ульдзуйтуйскую синклинали и Химгильдинскую, Хысехицкую и Субинскую антиклинали (Чернов, 1959). При общем северо-восточном их простирании имеются местные отклонения до субмеридионального (кл. Хулуда) и субширотного (р. Олдында). Форма складок обычно простая, среди них преобладают симметричные, редко опрокинутые. В сланцевых пачках наблюдается плейчатость.

К разрывным нарушениям, которые существовали в раннепалеозойское время, являясь путями для эффузий, можно, по-видимому, отнести Ульдзуйтуйско-Витимский и Она-Романовский разломы. Они простираются на северо-восток параллельно основным складчатым структурам. Поверхность сместителя падает на юго-восток под углами 50—85° (Чернов, 1959). Ульдзуйтуйско-Витимский разлом прослеживается в доэсташинских отложениях и перекрывается песчаниками и гравелитами эсташинской свиты верхнего кембрия (Беличенко и др., 1962). Отдельные разломы относятся к долгоживущим, так как повторные подвижки по ним происходили в отдельных участках и в мезозое.

После складчатости и внедрения громадных масс гранитоидов наступил орогенный этап и началось накопление красноцветной молассы, возможно, сочетавшееся с незначительными наземными излияниями кислых эффузивов. Время накопления молассы соответствует верхнему кембрию и, возможно, началу ордовика. Складчатость этих отложений явилась, видимо, отголоском той мощной складчатости, которая имела место в это время в собственно каледонской Алтае-Саянской области.

Заканчивая описание палеотектонических особенностей Удино-Витимской структурно-фациальной зоны, отметим ее отличия от Джидинской. Ведущей формацией Удино-Витимской зоны является кварц-кератофировая, тогда как в Джидинской зоне — спилито-диабазовая. В Удино-Витимской зоне совершенно отсутствуют породы гипербазитовой формации, столь характерной для Джидинской. Складчатость Удино-Витимской зоны отличается меньшей интенсивностью. Обе зоны отличаются и своими «наборами» полезных ископаемых. Так, в Удино-Витимской зоне с кварц-кератофировой формацией связаны крупные скопления железных руд, марганца и полиметаллов, тогда как в Джидинской зоне они отсутствуют или очень бедны.

Таким образом, Удино-Витимская зона не является непосредственным продолжением Джидинской, а образует своеобразный элемент эвгеосинклинали с характерными для него осадочно-вулканогенными и магматическими формациями. Как выяснилось в последнее время, с ними связаны крупные железорудные и полиметаллические месторождения осадочно-эксталяционного типа, заслуживающие особого внимания (Кормилицин, 1966; Беличенко и др., 1962; Коновалов, 1966).

Зоны высокой проницаемости (высокого метаморфизма) эвгеосинклинали

Мы уже указывали на существование на границе с платформой Байкальской зоны высокого раннепалеозойского метаморфизма. Подобные зоны, но несколько меньших размеров и с меньшей интенсивностью метаморфизма, наблюдаются и в эвгеосинклинали.

При изучении раннепалеозойских отложений Забайкальской эвгеосинклинали и их взаимоотношений с допалеозойскими образованиями было замечено, что в большинстве случаев между раннепалеозойскими отложениями, которые, как принято считать, метаморфизованы до стадии зеленых сланцев, и «допалеозойскими» высокометаморфизованными

породами нет резких контактов, а существуют постепенные переходы. Теперь выясняется, что эти высокометаморфизованные толщи образуют широкие (до 40—60 км) и протяженные (до 500 км) зоны северо-восточного простирания и что, кроме высокого метаморфизма, они обладают и другими особенностями. К ним тяготеют тела габбро-пироксенит-дунитовой и габбро-диабазовой формаций, ультраметаморфические гранитоиды. Границы этих зон не резкие, но иногда бывают осложнены более молодыми разрывными нарушениями. Зоны высокого метаморфизма закладывались, по-видимому, на границе различных структурно-фациальных зон. Аналогичные явления известны в Кузнецком Алатау и Западном Саяне как зоны высокой проницаемости (Хоментовский, 1960).

В. В. Хоментовский определяет эти зоны высокой проницаемости как своеобразную разновидность глубинных разломов. Для них характерны значительная протяженность — 600—700 км — при ширине 15—40 км, общее со складчатыми структурами простирание и высокий метаморфизм, наивысшим проявлением которого является гранитизация.

Подобные зоны (пояса) Б. Я. Хорева (1966) относит к поясам (зонам) регионального плутонического метаморфизма фемического профиля.

В пределах Забайкальской эвгеосинклинали в настоящее время можно выделить три зоны высокого метаморфизма: Селенгино-Витимканскую, Баргузинскую и Заган-Малханскую.

Селенгино-Витимканская зона прослеживается от верховьев рек Вилюйки и Поперечной, левых притоков р. Селенги, захватывая гору Мандрик, верховья рек Курбы, Турки, Турокчи, Витимкана, до низовьев р. Чины, где она распадается на ряд мелких, менее отчетливо выраженных зон. Приурочена она к границе периферической части эвгеосинклинали с Удино-Витимской структурно-фациальной зоной. Прежде (Шахварстова, 1948), а некоторыми исследователями (Булгатов, 1966) и сейчас высокометаморфизованные породы этой зоны относятся к верхнему протерозою. Одним из главных аргументов при этом выдвигается высокий метаморфизм, не свойственный породам кембрия. Непосредственное залегание раннепалеозойских отложений на высокометаморфизованных породах здесь не наблюдалось. Для предположения о наличии углового или стратиграфического несогласия между ними также нет никаких данных. Новый материал свидетельствует о том, что в подобных зонах распространены те же раннепалеозойские отложения, но значительно метаморфизованные и метасоматически измененные.

В бассейне рек Вилюйки и Поперечной наблюдается постепенный переход от песчаников, туфопесчаников и эффузивов поперечной (татауровской) свиты к гнейсам, кристаллическим сланцам и гранито-гнейсам на отрезке 1,5—2,0 км. Почти полностью эта зона вскрывается вкрест простирания долиной р. Селенги ниже г. Улан-Удэ у горы Мандрик. Здесь обнажаются биотитовые, биотит-роговообманковые гнейсы и кристаллические сланцы, кристаллические известняки и доломиты, которые по степени метаморфизма сопоставлялись с породами Слюдянского района и условно относились к архею.

Исследованиями Г. М. Яценко (1966), Ю. А. Чернова, Е. В. Павловского (Чернов и др., 1966) было выяснено, что породы горы Мандрик входят в состав итанцинской свиты селенгинской серии. Высокий их метаморфизм связан, по мнению Г. М. Яценко, не с глубоким погружением в период максимального прогибания геосинклинали, а с этапом интенсивных складчатых дислокаций и подъема горных масс, способствовавших созданию интенсивных напряжений и привносу тепла из глубин. К этому же этапу Яценко относит образование батолитов баргузинского комплекса, которые образуют постепенные переходы с метаморфическими толщами.

По простиранию в верховье р. Курбы выделяется полоса высокометаморфизованных пород балбагарской и курбинской свит, прорванных гранитоидами бургузинского комплекса, которые образуют небольшие ксенолиты в обширном поле гранитоидов джидинского комплекса. В сильно измененных карбонатных породах курбинской свиты была обнаружена проблематичная фауна (Беличенко, Комаров и др., 1962).

В верховье р. Турки по кл. Зумбуруки филлитовидные сланцы и песчаники суванихинской свиты по простиранию постепенно переходят в гнейсы и кристаллические сланцы, а известняки, содержащие фауну археоциат по р. Ямбуу — в мраморы, которые К. А. Шахварстова (1948) отнесла к архею.

А. Н. Булгатов (1965) все высокометаморфизованные породы в верховьях рек Турокчи и Кыдымита относит к верхнему протерозою разлом отделяет их от слабо метаморфизованных пород нижнего кембрия в бассейне р. Олдынды.

Разлом, который, по мнению А. Н. Булгатова (1965) и Л. И. Салопа (1963, 1964), разделяет нижний кембрий и верхний протерозой по р. Кыдымиту, не имеет регионального значения и, по-нашему мнению, разграничивает разные зоны метаморфизма.

Кроме того, Ю. П. Бутов, Б. А. Долматов и другие, изучавшие отложения бассейна р. Кыдымита, предполагают здесь нормальное стратиграфическое залегание фаунистически охарактеризованных пород олдындинской свиты на суванихинской свите, представленной биотит-плагиоклазовыми сланцами с линзами кристаллических известняков и кислых эффузивов.

А. Н. Булгатовым (1966) выделены интересные гигантопорфировидные гранитоиды среди пород баргузинского комплекса, которые относятся к типу метасоматических.

Наконец, к этой же зоне приурочены многочисленные интрузии габбро-пироксенит-дунитовой (атарханский комплекс) и габбро-диабазовой (бирамынский комплекс) формаций, что также типично для метаморфических поясов фемического профиля (Хорева, 1966).

Селенгино-Витимканская зона высокой проницаемости выделяется впервые, специально она не изучалась ни с позиций тектонических, ни с позиций метаморфизма, поэтому приводимое описание не претендует на полноту. Выделяя эту зону, мы хотим заострить внимание будущих исследователей на необходимости самого тщательного изучения как описываемой, так и подобных ей зон, которые являются ключом для понимания многих еще не решенных вопросов.

Существующий фактический материал по Селенгино-Витимканской зоне высокого метаморфизма позволяет все же наметить историю ее развития. Заложение ее относится к самому началу эопалеозоя, когда стали возникать области воздымания и погружения, на стыке которых появились первые разломы, ставшие каналами для излияния кислых магм. В ленский век эта зона, перестав быть магмоводом, разграничивала две структурно-фациальные зоны с различным тектоническим режимом. К юго-востоку от нее располагалась Удино-Витимская структурно-фациальная зона с весьма активным вулканизмом, а с северо-запада — более спокойная окраинная часть эвгеосинклинали, где накапливалась известняково-доломитовая формация.

В конце среднего кембрия, в связи с начавшимися складчатыми движениями, Селенгино-Витимканская зона стала развиваться особенно активно. По многочисленным разломам внедрялась основная магма, образовавшая массивы габбро-пироксенит-дунитовой формации. Усиленный глубинный тепловой поток способствовал высокому метаморфизму отложений, достигавшему амфиболитовой фации, и появлению ультраметаморфических гранитоидов (баргузинский комплекс).

В орогенный этап развития описываемая зона утратила свои качества зоны «высокой проницаемости», была консолидирована и представляла собой жесткий блок, ограниченный более молодыми разломами типа сбросов. Это обстоятельство создавало у многих исследователей (Шахварстова, 1948; Булгатов, 1965; Салоп, 1964) впечатление о рассматриваемой зоне как о выступе допалеозойских образований.

Баргузинская зона высокого метаморфизма является как бы ветвью более крупной — главной зоны, приуроченной к границе платформы с геосинклиналью. Простирается она на северо-восток параллельно Селенгино-Витимканской зоне, начинаясь у восточного берега оз. Байкал южнее устья р. Томпуды и протягиваясь вдоль оси Баргузинского хребта. Отличается она меньшей протяженностью, большей шириной и интенсивностью метаморфизма.

Палеотектоническое положение Баргузинской зоны менее отчетливо, что связано с дискусионностью местных стратиграфических схем. Эта зона как будто бы также отграничивает участки интенсивного вулканизма от более стабильных площадей накопления известняково-сланцевых толщ.

В Баргузинской зоне, так же как и в предыдущей, высокометаморфизованные породы ранее относились к допалеозою, хотя нигде не наблюдалось непосредственного залегания слабо метаморфизованного нижнего кембрия на ранее высокометаморфизованных породах. Всюду отмечался постепенный спад степени метаморфизма от центральных частей Баргузинской зоны к слабо метаморфизованным отложениям нижнего кембрия. Отчетливо выражена метаморфическая зональность, которая в свое время связывалась с воздействием гранитоидов баргузинского комплекса (Беличенко, Ескин, Анисимова, 1959; Шобогоров, 1960; Салоп, 1964).

Интенсивный метаморфизм и ультраметаморфические гранитоиды Баргузинского хребта должны стать темой специальных исследований, начало которых уже было положено Эскола (1929). К Баргузинской зоне также тяготеют габбро-диабазовые интрузии.

Особенности строения Заган-Малханской зоны были выявлены в самое недавнее время работами В. И. Сизых (1967) и И. Н. Фомина (1966). Прежде (Налетов, 1961) здесь выделялась полоса (геоантиклиналь) метаморфических пород и гранитоидов протерозоя.

Заган-Малханская зона располагается южнее Селенгино-Витимканской, протягиваясь от г. Кяхты на юго-западе до Яблонового хребта на северо-востоке. Ширина ее до 50 км, протяженность 750 км.

В. И. Сизых, И. Н. Фоминым и другими установлено, что метаморфизм в Заган-Малханской зоне не является древним, так как затрагивает породы катковской толщи и куналейской свиты нижнего палеозоя. Цифры абсолютного возраста (250—122 млн. лет)¹ подтверждают это. Было подмечено, что гранитоиды, широко здесь развитые, пространственно и структурно тесно связаны с вмещающими породами, образуя своеобразные куполовидные структуры, вытянутые на северо-восток. Сейчас стало возможно выяснить некоторые черты метаморфической неоднородности описываемой зоны. Зеленосланцевая фация здесь приурочена к ее периферии, при движении к центру она сменяется амфиболитовой фацией. В центральной части зоны развиты ультраметаморфические гранитоиды и мигматиты.

Пегматоидные граниты рассматриваются В. И. Сизых (1967) как мобилизованные и перемещенные продукты реоморфизма.

В раннепалеозойское время Заган-Малханская зона играла роль внутреннего геоантиклинального поднятия, по периферии которой, ве-

¹ Определение по биотиту аргоновым методом (Сизых, 1967).

роятно, в ленский век, когда в соседней Удино-Витимской зоне активно проявился вулканизм, накапливались андезитовые и диабазовые порфиры и сланцы.

Заган-Малханская зона является «сквозной» долгоживущей структурой. Будучи в раннем палеозое внутренней геоантиклиналью, разделяющей Удино-Витимскую и Восточно-Забайкальскую зоны, она в верхнем палеозое становится краевым геоантиклинальным поднятием (Сизых, 1967; Фомин, 1966). В связи с этим не исключено, что дополнительный метаморфизм нижнепалеозойских отложений проявился и в это время.

К Заган-Малханской зоне отчетливо приурочены массивы табброплагиогранитовой формации, располагающиеся в виде цепочек северо-восточного и северо-западного простирания, фиксирующих положение глубинных разломов. Раннепалеозойский возраст этих интрузий доказывает тем, что они прорывают сложения нижнего палеозоя и перекрываются конгломератами нижнего карбона (Сизых, 1967).

Выделение зон высокой проницаемости в Забайкальской раннепалеозойской геосинклинали является первой попыткой понять и в какой-то мере увязать с историей геологического развития тот новый материал, который не уместается в прежние представления. Всестороннее изучение таких зон должно привести к правильным стратиграфическим построениям, в которых учитывалась бы роль метаморфических процессов, не связанных ни с контактовым воздействием интрузий, ни с глубоким погружением отдельных частей геосинклинали. Оно интересно и для понимания существа метаморфических процессов вообще.

Тщательного изучения и обоснования требуют и тектонические условия возникновения этих зон. Трудно преувеличить и ценность практических выводов, долженствующих последовать из такого изучения, ибо рассмотренные зоны особенно богаты полезными ископаемыми (флогопит, мусковит, силлиманит и др.), известными уже сейчас.

В заключение отметим, что Забайкальская раннекаледонская область будучи северо-восточной ветвью обширной Алтае-Саянской геосинклинальной системы, обладала рядом характерных палеотектонических черт, обусловленных ее окраинным положением.

Как мы видели, краевой структурой Забайкальской геосинклинали является Байкало-Витимское геоантиклинальное поднятие, возникшее в связи с образованием Ангаро-Ленского прогиба (перикратонного опускания, выделенного Е. В. Павловским). На стыке этих крупных структур возникла мощная зона высокой проницаемости, т. е. условия, благоприятные для высокого метаморфизма и ультраметаморфизма. Не подтверждается представление тех исследователей (Замараев, 1966; Клитин, Постельников, 1966; Мац, 1965, и др.), которые причисляют Байкало-Витимское поднятие к орогенной области байкалид. Это поднятие явилось составной частью геосинклинальной системы, так как оно характеризуется нижнепалеозойскими формациями краевой зоны геосинклинали, а не орогенной области, линейными складчатыми структурами и обильным магматизмом.

Эвгеосинклинальная часть рассматриваемой складчатой области в начальные этапы развивалась на большей территории в сходных тектонических условиях, характеризовавшихся начавшимся неравномерным прогибанием и образованием многочисленных разломов, с которыми был связан интенсивный вулканизм главным образом кислого состава. Дальнейшее развитие эвгеосинклинали протекало при общем медленном опускании, на фоне которого дифференцировались участки, в которых вулканизм прекратился. Первые тяготели к центральным частям эвгеосинклинали, образуя «зеленокаменные прогибы», вторые — к периферии

ее, образуя «известняковые геосинклинали», подобные выделенным М. В. Муратовым (1949).

Средний кембрий явился эпохой инверсии тектонических движений. На фоне начавшихся воздыманий шло накопление флишоидной формации в остаточных морских бассейнах. Усилившиеся движения создали систему линейных поднятий и опусканий, разграниченных зонами высокой проницаемости ранее существовавших разломов. Метаморфизм в его высшей стадии привел к возникновению ультраметаморфических и реоморфных гранитоидов.

К началу верхнего кембрия закончился геосинклинальный этап развития Западно-Забайкальской области и заключительным его аккордом явилось внедрение громадных гранитоидных масс.

Превратившись в расчлененную горную страну, Западное Забайкалье в конце верхнего кембрия (возможно, в начале ордовика) стало областью накопления в межгорных впадинах конечной молассы ранних каледонид.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Палеогеографическая обстановка Западного Забайкалья в нижнем палеозое будет рассмотрена по трем основным временным подразделениям, соответствующим раннепалеозойской, среднекембрийской и верхнекембрийской эпохам.

РАННЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭПОХА

Эта эпоха делится на два периода, резко отличающиеся палеогеографическими условиями: 1) эопалеозойский и алданский века и 2) ленский век.

Эопалеозойский и алданский века

Объединение эопалеозойского и алданского веков вызвано трудностями, а местами невозможностью разделения отложений этих двух веков. Карбонатные отложения, условно относящиеся к верхам алданского яруса, в палеогеографические построения не включены.

К началу эопалеозоя большая часть Западного Забайкалья представляла собой слаборасчлененную низкогорную страну, отделенную от Сибирской платформы кордильероподобным, местами высокогорным Байкало-Витимским поднятием. С западной стороны гористой суши располагался узкий Ушаковский прогиб раннепалеозойской платформы, заполнявшийся грубообломочными граувакковыми отложениями, сменяющимися к северо-востоку вдоль поднятий все более мелкообломочными, вплоть до алевроитов. Условия накопления осадков были прибрежно-морскими. По мере заполнения прогиба осадками и нивелирования области сноса со стороны платформы стали накапливаться песчано-алевритовые, часто красноцветные отложения с горизонтами существенно кварцевых песков (Мац, 1965).

Внутри Байкало-Патомского поднятия существовала серия впадин, соединяющихся и с платформенным, и с внутригеосинклинальным морскими бассейнами. Впадины типа Бодайбинской, приуроченные к внешней зоне поднятия, были унаследованы от предыдущего верхнепротерозойского этапа.

Сократившись в размерах, они продолжали существовать в эопалеозое и, возможно, в алданское время в виде пологих прогибов, в которых накапливались пески, граувакковые, аркозовые и кварцевые, а также алевроитовые и глинистые отложения, обогащенные органическим веществом. Эти впадины, по-видимому, особенно в конце алданского времени, соединялись широкими проливами с платформенным морским бассейном; в них стали накапливаться карбонатные отложения. С другой стороны, впадины, тяготевшие к внутренней гористой части краевого поднятия,

отличались относительной крутизной склонов. Таковыми были впадины Холоднинская и Средне-Витимская, заполнявшиеся вначале грубообломочным материалом, плохо отсортированным и различно окатанным, свидетельствующим о близости области сноса и интенсивности ее денудации. Мощность этих отложений резко меняется от десятков метров у краев впадин до 7500 м в их центре. Разнообразие состава обломочной части песчано-галечных отложений показывает, что в строении областей сноса участвовали разновозрастные толщи от архея до верхнего протерозоя. По мере заполнения впадин осадками рельеф становился менее расчлененным, а в ходе трансгрессии море затопляло новые площади, условия становились благоприятными для накопления более мелкообломочных осадков (полимиктовых песков и алевролитов). До конца алданского времени во впадинах сохранялся мелководный морской режим и засушливый климат, что привело к образованию красноцветных отложений с нередко наблюдающейся в них косой слоистостью потокового и бассейнового типа. Устойчивая тенденция к опусканию в конце алданского времени запечатлена в появлении все более многочисленных слоев пестроцветных песчанистых доломитов и мергелей среди песков и алевролитов.

Описываемые впадины периодически соединялись и с геосинклинальным, и с платформенным морем (сидельтинское время).

Палеогеографические условия, близкие к вышеописанным, существовали в Саган-Сайрской (барунгольской) впадине, где накапливались терригенные осадки, сносившиеся с окружающей суши. По мере заполнения впадины крупногалечные отложения сменялись песками и алевролитами.

В эвгеосинклинали осадконакопление происходило в условиях мелкого моря, изобиловавшего мелкими и крупными островами (рис. 42). Основными поставщиками обломочного материала были Байкало-Витимское и внутренние поднятия в виде далеко вдававшихся в море полуостровов (Амалатское и Иркутное поднятия) и островов (Аргода-Ципинское и Заган-Малханское поднятия).

В северной части морского бассейна у краевого поднятия господствовали условия, близкие к тем, какие были в Холоднинской и Средне-Витимской впадинах, но распространялись они на более обширные площади. Вдоль краевого геантиклинального поднятия, отличавшегося здесь гористым расчлененным рельефом, накапливались грубообломочные плохо отсортированные отложения холоднинской, аматканской, мухтунной свит. Красноцветный характер их базальных горизонтов свидетельствует о жарком засушливом климате соседней суши.

Позже, по мере углубления морского бассейна, грубообломочные отложения сменились песками, алевроитовыми и глинистыми, которые отлагались в более спокойной тектонической обстановке. Судя по наблюдениям Л. М. Бабурина в Верхне-Ангарском хребте над ориентировкой и формой знаков ряби, береговая линия располагалась на севере. Обильная пиритизация отдельных горизонтов свидетельствует о сероводородной зараженности бассейна.

В полосе, примыкающей к краевому поднятию, накапливались исключительно терригенные отложения, состав которых зависел от состава размываемых пород (преобладают породы муйского комплекса), тогда как вокруг внутренних поднятий к терригенным осадкам стали примешиваться кислые вулканические продукты. Эффузии имели здесь, по-видимому, трещинный и центральный характер и происходили в условиях мелководья; они использовали разломы, которые возникли на крутых перегибах воздымавшихся участков ложа. Более активной была вулканическая деятельность вокруг Аргода-Ципинского поднятия и с юго-западной стороны Амалатского поднятия. Здесь накопились различ-

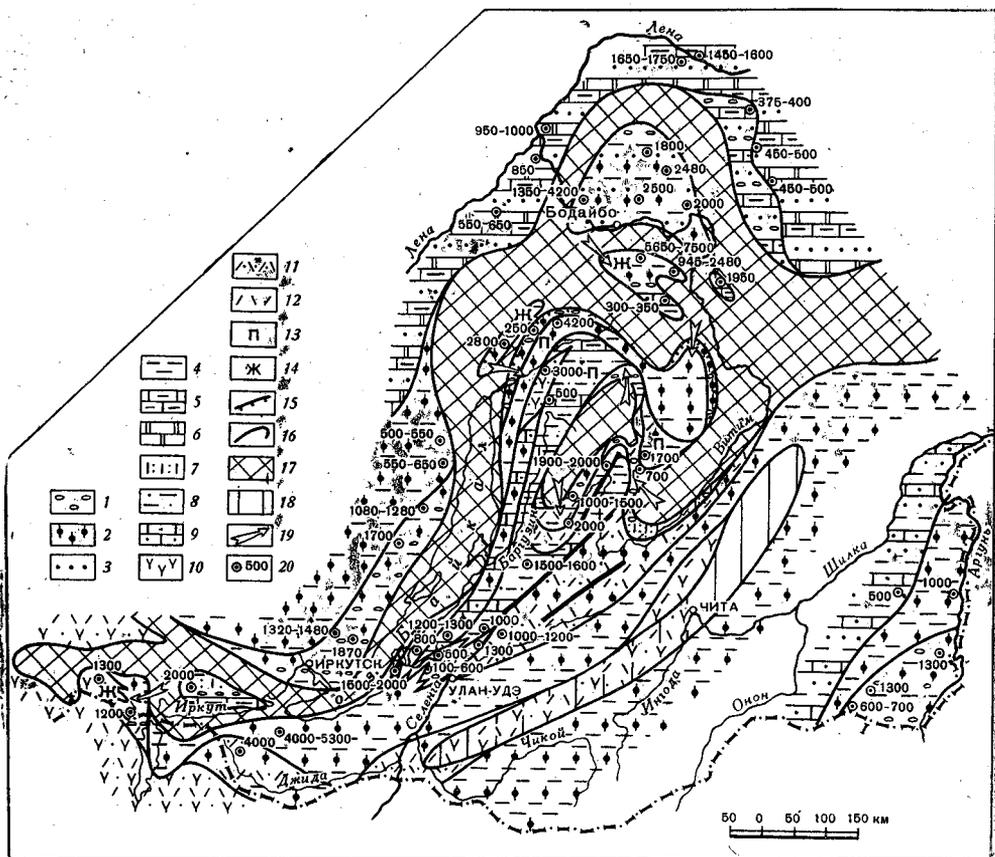


Рис. 42. Палеогеологическая схема Забайкалья. Эопалеозой — Алданский век

1 — галечники и гравий; 2 — пески полимиктовые; 3 — кварцевые пески; 4 — алевроиты и глины; 5 — мергели, глинистые известняки; 6 — доломиты; 7 — известковистые пески; 8 — глинистые пески, песчаные глины; 9 — песчанистые известняки; 10 — средние и основные эффузивы и их туфы; 11 — пирокластический материал кислого состава; 12 — кислые эффузивы; 13 — пиритонность пород; 14 — красноватость; 15 — стратиграфические перерывы в основании эопалеозоя — алданского яруса; 16 — границы литологических комплексов; 17 — суша — области питания; 18 — области геантиклинальных поднятий с наземными условиями осадконакопления; 19 — направление сноса обломочного материала; 20 — мощность по обнажениям

ного состава галечники и пески, чередующиеся с кислыми эффузивами и туфами, опоясывающие поднятие. На площади Чина-Малоамалатского водораздела периодически возникала поперечная перемычка между внутренними геантиклинальными поднятиями, в пределах которой накапливались грубообломочные и вулканогенные отложения.

Подобное поперечное возвышение имело место и в приустьевой части р. Селенги (район Татаурово), где временами возникали небольшие острова. Местные разломы содействовали излияниям кислых эффузивов. Кроме трещинных излияний здесь действовали и вулканы, извержения которых сопровождалось сильными взрывами, поставлявшими громадную массу вулканокластического материала. Вулканическая деятельность распространялась от района Татаурово как на запад — почти до границы с краевым поднятием (колокская свита), так и на северо-восток (Удино-Витимская зона).

В северной части Удино-Витимской зоны в раннем палеозое существовало мелкое море с небольшими пологими низкими островами, поставлявшими мелкообломочный материал. Вулканогенные накопления

играли подчиненную роль. При приближении к Заза-Холойскому между-речью роль вулканогенных образований резко повышалась. Здесь находился наиболее активный вулканический район. Излияния кислых лав сопровождались выбросами вулкано-кластического материала.

С восточной-юго-восточной стороны краевого поднятия грубообломочные отложения отсутствуют. По-видимому, этот склон поднятия был довольно пологим, так как на нем накапливались средне- и мелкозернистые пески, чередующиеся с глинистыми слоями. На отдельных участках прибрежного моря происходили трещинные излияния кислых (колокская свита в Морском хребте) и более основных лав (уколкитская свита в Баргузинском хребте).

В южных отрогах хр. Хамар-Дабан также отсутствуют грубообломочные отложения, столь характерные для северных окраин геосинклинального моря. Надо думать, что, наступая с юга, со стороны Монголии, море затопило очень пологие южные склоны краевого поднятия и таким образом создались условия, благоприятствовавшие накоплению песчаноглинистых ритмичных осадков. К югу, в бассейне р. Джиды, имели место кислые эффузивы, лавы и туфы которых чередовались со средне- и мелкозернистыми полимиктовыми песками.

Интенсивным вулканизмом на ранних этапах развития раннекаледонской геосинклинали отличался Сархойский участок морского бассейна, где в условиях мелководья при сложном рельефе дна происходили извержения центрального и трещинного типов (Волколаков, 1965). Лавы и вулканокластические продукты на отдельных участках почти полностью замещали нормальноосадочные отложения, представленные здесь крупногалечными и полимиктовыми песками. Дно бассейна изобиловало вулканическими постройками, которые периодически возвышались над уровнем моря, образуя острова или цепи островов. Бурная вулканическая и эксплозивная деятельность способствовала накоплению мощных вулканокластических продуктов и эффузивов в межгорных впадинах. В восточной части Сархойского участка вулканическая деятельность не проявлялась. Здесь существовали условия, благоприятные для накопления пестроцветных терригенных осадков, которые Ф. К. Волколаков (1965) определяет как прибрежную часть моря с приморской аллювиальной равниной.

Значительный наземный вулканизм имел место вдоль северо-западного края Заган-Малханского внутригеосинклинального поднятия. Юго-восточнее последнего на территории Восточного Забайкалья существовало мелкое море. Вулканическая деятельность здесь как будто не проявлялась.

Наиболее глубокие впадины раннепалеозойского моря были расположены в северной части бассейна (в верховье р. Баргузина) между краевым Байкало-Витимским и внутренним Аргода-Ципинским поднятиями, а также между Мало-Амалатским и Аргода-Ципинским поднятиями (см. рис. 42). Здесь накапливались глинисто-карбонатные тонкослоистые отложения со значительной примесью (углистого материала). Обильная насыщенность пиритом связана, очевидно, с сероводородным заражением вод этих глубин.

Итак, для начального этапа развития Забайкальской геосинклинали следует отметить следующие общие особенности: 1) осадконакопление в эопалеозое и в алданский век происходило в условиях мелкого моря, которое трансгрессировало из центральных частей Алтае-Саянской геосинклинали и частично со стороны платформы; 2) морской бассейн отличался сложным строением дна и изобиловал островами различных размеров; 3) от раннепалеозойской платформы Забайкальское море отделялось Байкало-Витимским краевым поднятием, в котором горные гряды сочетались с низменными участками (Южное Прибайкалье);

4) подводные излияния лав кислого и основного состава опоясывали крупные внутренние поднятия или тяготели к зонам интенсивного вулканизма в центральных частях геосинклинали.

Ленский век

На рубеже алданского и ленского веков во многих местах геосинклинального бассейна вулканическая деятельность прекратилась и более не возобновлялась. Ко времени завершения вулканических извержений некоторые авторы относят внедрение по глубинным разломам габбро-диабазовых интрузий (Волколаков, 1965). Общая нивелировка областей питания и усилившаяся трансгрессия привели к образованию открытых морских бассейнов и смене характера осадконакопления. Геосинклинальный морской бассейн соединился с платформенным. Краевое Байкало-Витимское поднятие было залито морем, хотя относительно дна платформенного и геосинклинального бассейнов оставалось поднятым. Здесь находилось мелководье, способствовавшее накоплению песчано-сланцево-карбонатных ритмичных отложений. Со стороны платформы эти отложения фациально замещались известняково-доломитовыми, а затем — доломитово-сульфатно-известняковыми (рис. 43).

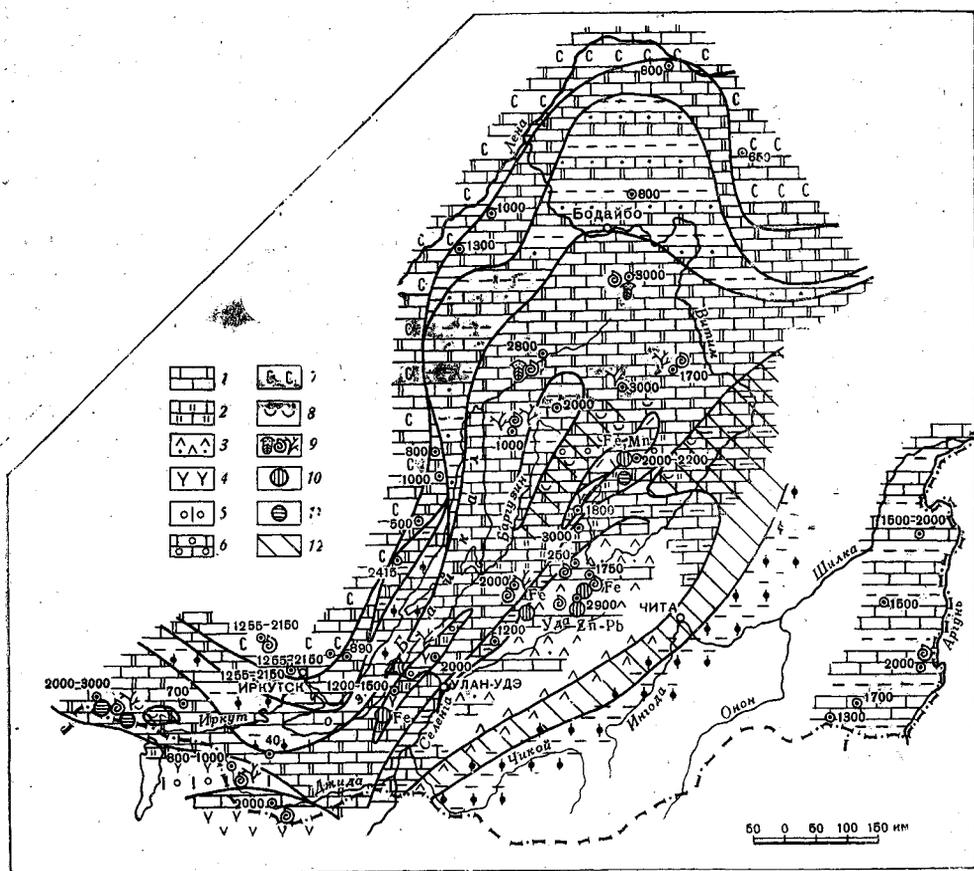


Рис. 43. Палеогеологическая схема Западного Забайкалья. Ленский век

1 — известняки; 2 — кремнистые известняки; 3 — кислые и средние эффузивы и их туфы; 4 — основные эффузивы; 5 — известнякостые конгломераты; 6 — оолитовые известняки; 7 — сульфатно-карбонатные отложения; 8 — области развития кор химического выветривания; 9 — органические остатки: трилобиты, археоциаты, водоросли; 10 — месторождения и рудопроявления осадочно-эксгалиационного типа; 11 — месторождения и рудопроявления осадочного типа; 12 — области суши, временами заливавшиеся морем

Остальные условные обозначения см. на рис. 42

В южной части Байкало-Витимского поднятия, так же как и на окраинной части эвгеосинклинали, простирался открытый морской бассейн, в котором шло накопление известняково-доломитовых хемогенных и органогенных отложений. В начале ленского века это было мелкое море с повышенной соленостью, благоприятствовавшее осаждению доломитов; наступившее позже опреснение бассейна способствовало расцвету органической жизни и накоплению известняков. Наибольшее количество остатков археоциат, трилобитов, брахиопод и водорослей приурочено к отложениям известняков. М. М. Языром, Б. А. Долматовым и другими, изучившими эти остатки, здесь выделяется Бирамьино-Янгудская нижнекембрийская биогеографическая подпровинция (Языр, Волколаков, 1964), характеризующаяся эндемичным составом фауны и флорой, близкой к разновозрастной флоре Сибирской платформы. Наряду с эндемичной фауной, составляющей до 70%, встречаются виды, общие для Сибирской платформы и Алтае-Саянской геосинклинали,— факт, указывающий на то, что северная часть геосинклинали морского бассейна в ленский век соединялась с морским бассейном платформы и центральных частей Алтае-Саянской геосинклинали области.

В отдельные стадии существования морского бассейна дно его испытывало неравномерное поднятие, что приводило к образованию отдельных, видимо, небольших островов, при разрушении которых поблизости накапливались терригенно-карбонатные осадки типа известковистых песчаников, конгло-брекчий, образующих горизонты среди известняково-доломитовых толщ, а также продукты коры выветривания. Существование такого типа островов, но более крупных, можно предполагать на месте Аргода-Ципинского и Амалатского поднятий алданского времени.

В отдельных местах морского бассейна вместе с известняками и доломитами осаждалось кремнистое вещество.

Условия, близкие к описанным, распространялись далеко на юг-юго-запад вдоль краевого поднятия до Боксон-Сархойского бассейна. Здесь в начальные моменты ленской трансгрессии существовало также мелководное осолоненное море, где накапливались доломиты. Острова, часть которых продолжительное время оставалась не залитой морем, являлись ареной карстовых процессов и образования кор выветривания (Волколаков, 1965). Опускание, прошедшее в начале харагантинского времени, способствовало переотложению кор химического и физического выветривания в виде горизонта бокситов и глин, с одной стороны, и галечников, песков и алевролитов — с другой. Вдали от островов эти отложения отсутствуют.

Во второй половине ленского века море, углубившись, приобрело нормальную соленость, что способствовало накоплению известняков и расцвету археоциат.

Весьма обильное осаждение на Боксон-Сархойском участке кремнезема было связано с мощными подводными излияниями основных и средних лав в близлежащих (Хамсаринском и Монгольском) внутренних зонах геосинклинали.

Возникновение островов и мелководий в различные моменты ленской трансгрессии имело место и в бассейне рек Богдарин и Усой. Здесь Ф. К. Волколаков, Ю. П. Бутов (Бутов и др., 1966) также установили местные перерывы с переотложенными продуктами кор выветривания или с маломощными конгломератами, песчаниками и алевролитами.

Время ленской трансгрессии отличалось относительно спокойной тектонической обстановкой. Острова, возникнув, сохранялись продолжительное время, в течение которого, в условиях жаркого и влажного климата слагающие их породы подверглись глубокому химическому выветриванию. Положение береговой линии у островов менялось несколько раз (четырежды, по данным Волколакова, Бутова и др., 1966). Морской бас-

сейн отличался мелководностью и осолоненностью, что привело к накоплению доломитов. Условия в бассейне в моменты местных регрессий часто менялись от окисных на закисные, о чем свидетельствует частое переслаивание зеленых и красных песчано-глинистых осадков. В значительной части осаждался кремнезем.

Более сложной была палеогеографическая обстановка в тех участках морского бассейна, где вулканическая деятельность не прекратилась, а усилилась в ленский век. Так, в южной части Забайкальской геосинклинали (бассейн р. Джиды) существовали условия, типичные для центральных частей эвгеосинклинали. Излияния эффузивов спилито-диабазовой формации происходили главным образом в подводных условиях, причем максимальное количество эффузивов было приурочено к южной части Джидинского синклинория. Излияния лав сопровождались обильным накоплением пирокластического материала, создавались вулканические острова, в углублениях между ними отлагались карбонатные и кремнисто-карбонатные осадки, образовавшие линзы в вулканогенной толще. Теплое мелкое море благоприятствовало расцвету археоциат и водорослей.

Область накопления вулканогенных пород окаймлялась зоной накопления известняков, доломитовых известняков и кремнистых осадков, находившейся под непосредственным воздействием вулканической деятельности, проходившей южнее. Кроме кремния, который обладает большой миграционной способностью, сюда проникали отдельные потоки лав и туфовый материал. К северу это воздействие вулканической деятельности на седиментацию сказывалось все меньше. В то же время и в области интенсивного вулканизма существовали более спокойные участки, где накапливались хемогенные известняково-доломито-кремнистые осадки. Дно бассейна, видимо, изобличало неровностями различных размеров, возникшими как в результате неравномерного накопления вулканических продуктов, так и в ходе тектонических движений, что приводило к резкой фациальной изменчивости отложений.

Приблизительно во второй половине ленского века у северной границы области вулканической деятельности возникло довольно крупное, вытянутое в северо-западном направлении островное поднятие с изрезанным рельефом. Сложено оно было в основном известняково-доломитово-кремнистыми осадками и в меньшей мере вулканогенными образованиями. Продукты разрушения этого поднятия отлагались поблизости и дали начало местами мощным известковистым конгломератам, цементом которых были карбонаты часто с обильной примесью туфового материала.

К ленской трансгрессии приурочено внедрение ультраосновной магмы, которая проникла; видимо, теми же путями (по глубинным разломам), что и продукты поверхностного вулканизма.

Условия, близкие к описанным в Джидинском синклинории, существовали на значительно меньшей площади в северных отрогах хр. Хамар-Дабан и в южной части Морского хребта, где «зеленокаменный прогиб» имел зачаточные размеры. Здесь по разломам северо-восточного простирания происходили излияния спилитов и диабазов, создавшие значительный привнос в морской бассейн кремнезема, который осаждался одновременно с карбонатами в близлежащих участках. О существовании здесь островных поднятий свидетельствуют известковистые конгломераты, подобные джидинским, состоящие из гальки преимущественно карбонатных пород и известково-туфового цемента. Острова эти были, видимо, небольшими и существовали кратковременно, так как мощность конгломератовых линз и прослоев невелика.

Вторым (после Джидинского) крупным по интенсивности и площади эффузивной деятельности участком является Удино-Витимская часть

морского бассейна. Излияния эффузивов более кислых, чем в Джидинской зоне, здесь происходили из вулканов трещинного типа, приуроченных к разломам северо-восточного простирания, выявленным на правом берегу р. Уды. Излияния сопровождалось сильными взрывами и накоплением пирокластического материала. Небольшая глубина бассейна вокруг вулканических островов, относительно хорошая прогреваемость и повышенная температура воды за счет выделяющегося вулканического тепла создавали условия для интенсивного рифообразования. Биогермные известняки с обильными остатками археоциат и водорослей играют значительную роль в строении вулканогенной толщи. Характерно, что вулканическая деятельность на этом участке сопровождалась обильными эксгаляциями, ставшими источником кремнезема, а также марганца, свинца и цинка, которые осаждались в различных соединениях в зависимости от местных условий морского бассейна. Высокие концентрации железа и марганца в гидротермальных растворах (вулканических эманациях) приводили к быстрому осаждению их при нейтрализации морской водой. Появление пирита в большом количестве связано с участием в составе эксгаляций сероводорода (Страхов, 1965). Свинец и цинк, так же как железо и марганец, отличаясь небольшой геохимической подвижностью, осаждались в массе эффузивно-туфовых накоплений, в то время как наиболее подвижный SiO_2 распространялся далеко за пределы проявлений вулканизма. Железо осаждалось, по-видимому, в закисной форме, образуя сидеритовые залежи и магнетитовые линзы, свинец и цинк — в форме сульфидов.

Вулканическая деятельность Удино-Витимской зоны была весьма продуктивной для накопления промышленных руд железа, свинца и цинка. В несколько меньших масштабах подобные условия имели место в бассейне рек Талоя и Чины, где к эффузивно-туфовым накоплениям приурочено обильное выделение железа и марганца (Васильевское месторождение).

Накопление вулканогенных образований с биогермными известняками происходило в Удино-Витимской зоне в приподнятых участках геосинклинального ложа, окруженных морскими глубинами, где накапливались хемогенные известняки с глинистыми прослоями и известняки с известняковыми доломитами. В отдельных участках глубоководных зон совместно с карбонатами отлагался в значительном количестве кремнезем, принесенный из областей вулканической деятельности.

На значительных морских глубинах условия для развития органической жизни были, видимо, неблагоприятными; их отложения не содержат никаких органических остатков.

Заган-Малханское поднятие, как кажется, вообще не затоплялось морем и служило своего рода барьером для распространения эффузивов на юго-восток в пределы Приаргуны. По северо-западному краю этого поднятия в субаэральных условиях происходили излияния лав главным образом среднего состава. Юго-восточнее поднятия существовало море, глубина которого увеличивалась на юго-восток. В условиях мелководья накапливались песчано-сланцевые отложения, которые в более глубоководной зоне сменялись доломитово-известняковыми с прослоями глинистых.

Ленский век, как видно из приведенного материала, ознаменовался максимальной трансгрессией. Морем была покрыта вся территория Забайкальской геосинклинали. Как показало изучение фаунистических остатков, морской бассейн соединялся как с эпиконтинентальным морем Сибирской платформы, так и с морями Алтае-Саянской геосинклинальной системы.

В пределах затопленного краевого Байкало-Витимского поднятия море оставалось мелким на протяжении всего ленского века, изобило-

вало небольшими островами, продукты разрушения которых в виде песчаного и глинистого материала разбавляли карбонатные осадки.

В эвгеосинклинальном бассейне, частично захватывавшем внутреннюю часть краевого поднятия, отчетливо выделялись две области седиментации, приуроченные к разным структурно-фациальным зонам. К первой относятся места накопления преимущественно хемогенных карбонатных осадков (известняков, доломитов и доломитовых известняков) в более прогнутых периферических частях эвгеосинклинали. Эти места отличались относительно спокойным режимом, который при наличии островов оказывался благоприятным для формирования кор химического выветривания и их переотложения в виде высокоглиноземистых осадков (бокситов). Вторая область седиментации характеризуется обильным подводным вулканизмом, приуроченным к более центральным, иногда приподнятым участкам геосинклинального ложа. Интенсивный подводный вулканизм косвенно влиял на седиментацию всего эвгеосинклинального морского бассейна, благоприятствуя накоплению осадков отдаленной кремнисто-карбонатной формации.

СРЕДНЕКЕМБРИЙСКАЯ ЭПОХА

В среднекембрийскую эпоху резко изменился режим тектонических движений, на большей части Забайкальской геосинклинали произошла регрессия моря. Были восстановлены и расширены поднятия, существовавшие еще в самом начале раннего палеозоя. Краевое геоантиклинальное поднятие, испытывая движения положительного знака, превратилось в сушу. Однако в отдельных наиболее прогнутых его частях (Средне-Витимские впадины) в начале среднего кембрия сохранялись морские условия ленского времени, просуществовавшие недолго, так как уже во второй половине среднего кембрия здесь наступило обмеление, а затем и осушение.

Морской бассейн эвгеосинклинальной части приобрел причудливые очертания. Внутренние геоантиклинальные поднятия соединились с краевым поднятием, образовав крупные глубоко вдающиеся в море, идущие навстречу друг другу полуострова, разделенные широкими проливами и заливами (рис. 44).

Регрессия моря, начавшись на рубеже нижнего и среднего кембрия, происходила в разных участках различными темпами. С некоторым запозданием обмеление моря наступило в северной части геосинклинали, где морские условия, аналогичные условиям ленского времени, продолжали существовать в начале среднего кембрия (огненская и янгудская свиты). В центральной и южных частях эвгеосинклинали обмеление наступило в самом начале среднего кембрия. Вулканическая деятельность прекратилась на всей территории, что привело к выравниванию условий седиментации в различных структурно-фациальных зонах. Для среднего кембрия было характерно накопление флишоидных толщ на обширной площади мелющего моря.

В северной части геосинклинали после накопления карбонатных осадков с остатками фауны (трилобитов) в середине среднего кембрия в ходе начавшихся интенсивных вертикальных движений краевое поднятие превратилось в сушу, местами значительно расчлененную. Вдоль поднятия простиралось мелкое море с многочисленными островами — область накопления известковых конгломератов (ирканданская и дулешминские свиты). Размыву подвергались главным образом близлежащие участки, сложенные карбонатными породами ленского яруса, образовавшими гальки конгломератов. Там, где в строении островов принимали участие и более древние породы, состав гальки оказался более разнообразным (дулешминские свиты). Сортировка и форма обломков

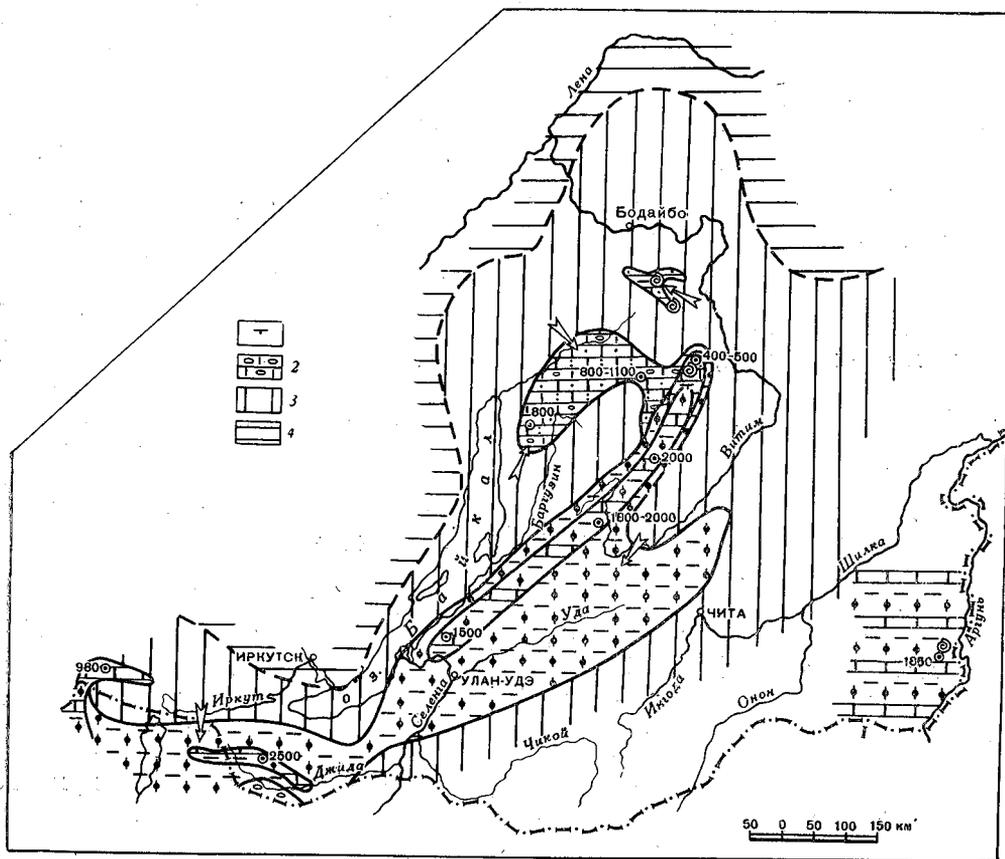


Рис. 44. Палеогеологическая схема Западного Забайкалья. Среднепалеозойская эпоха
 1 — известковистые глины; 2 — карбонатные галечники и гравий; 3 — суша в пределах геосинклинали; 4 — суша в пределах платформы
 Остальные условные обозначения см. на рис. 42 и 43

конгломератов свидетельствуют о незначительной транспортировке материала.

В центральной части Западного Забайкалья в среднем кембрии располагалось мелкое море с небольшими низкими островами, служившими наряду с краевым поднятием областями питания. Частая смена условий доставки и осадения обломочного материала, вызванная колебательными тектоническими движениями, привела к накоплению флишеидных толщ, состоящих из двучленных ритмов (полимиктовые песчаники, глинистые сланцы) в мелководных участках морского бассейна и трехчленного ритма (полимиктовые песчаники, сланцы и песчанистые известняки) — в более глубоководных. Области питания представляли собой невысокую, слаборасчлененную равнину.

Наиболее полно флишеидные отложения среднего кембрия представлены в Джидинском синклинории, где сосредоточены все три их разновидности. Так, в южной части синклинории обнажен грубый флиш (базальные конгломераты джидинской свиты), приуроченный к внутреннему поднятию, сложенному осадочно-вулканогенными образованиями хохуртовской свиты. Обломочный материал конгломератов и песчаников представлен почти исключительно вулканогенно-осадочными породами, плохо отсортирован и слабо окатан. Севернее грубообломочные отложения постепенно сменялись песчано-сланцевыми, образовавшимися в обстановке мелководья. В них полимиктовые песчаники, местами с тре-

щинами усыхания, тесно чередуются с глинистыми и реже карбонатными сланцами. Наконец, в более глубоководной части морского бассейна значительную роль в строении флишоидных толщ играли карбонатные осадки. Здесь кроме песчаников и сланцев в строении ритмов участвовали карбонатные сланцы и песчанистые известняки. Присутствие органического вещества и окисные условия морской среды обусловили темный цвет этих отложений, а обилие в них пирита могло быть связано с поступлением железа из размывавшихся вулканогенных пород с повышенным содержанием железа и с сероводородным заражением придонных частей бассейна.

Накапливались карбонатные флишоидные отложения в северной части Джидинского прогиба. Кроме песков, глин и известняков в самом начале среднего кембрия здесь осаждался кремнезем, появление которого в водах морского бассейна было связано с вулканической деятельностью, интенсивно проявившейся в предыдущем (ленском) веке.

Карбонатные флишоидные отложения в центральной части Западного Забайкалья накапливались в узком и очень протяженном прогибе (от р. Селенги до р. Бамбуйки). Здесь также значительную роль играют карбонатные осадки, но менее темной окраски, чем в Джидинском прогибе. Кремнистое вещество осаждалось в значительно меньшем количестве, примешиваясь к терригенным и карбонатным осадкам.

Заканчивая описание палеогеографических особенностей среднего кембрия, следует подчеркнуть относительное однообразие условий седиментации в сократившихся морских бассейнах. Эффузивная деятельность, столь бурная в ленское время, в среднем кембрии прекратилась. И как отголоски былых событий, в среднем кембрии продолжал осаждаться кремнезем, выделившийся при самых последних подводных излияниях.

Области питания (краевое поднятие и мелкие острова) представляли собой невысокие слабовсхолмленные равнины с отдельными гористыми участками. В отдельных, наиболее прогибавшихся участках формировались мощные (до 2000 м) терригенно-карбонатные, ритмично-переслаивающиеся осадки, которые постепенно сменялись к краям впадин песчано-сланцевыми отложениями, накапливающимися на больших пространствах мелководного бассейна. Грубообломочные образования играли подчиненную роль и накапливались преимущественно в северной части морского бассейна, где существовал более расчлененный рельеф, и вблизи небольших гористых островов на юге Джидинского прогиба.

К концу среднего кембрия тектонические движения привели еще к большему обмелению, а затем и почти к полной регрессии моря.

ВЕРХНЕКЕМБРИЙСКАЯ ЭПОХА

В верхнем кембрии осадконакопление сосредотачивалось в отдельных межгорных впадинах — остаточных геосинклинальных прогибах, возникших после основной складчатости, приуроченной к границе среднего и верхнего кембрия, а возможно, и к началу верхнего кембрия.

Сильно расчлененный гористый рельеф, возникший к этому времени, способствовал накоплению пестроцветных молассовых отложений (исташинская, богдаринская, ямбуйская, яматинская, чулегминская и санские свиты).

Межгорные впадины различных размеров были приурочены главным образом к более прогибавшимся центральным частям эвгеосинклинали (рис. 45). Краевое геоантисинклинальное поднятие, видимо, раньше других частей геосинклинали превратилось в область завершенной складчатости и, сохранив тенденцию к поднятию, утратило способность к осадконакоплению.

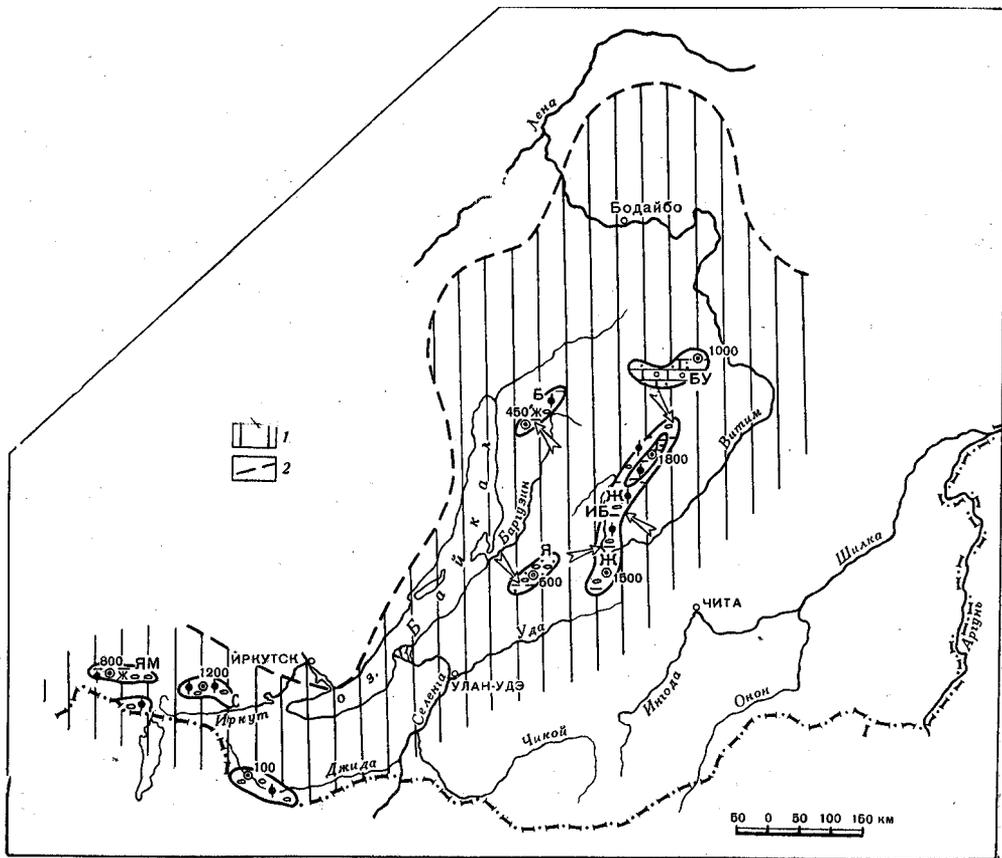


Рис. 45. Палеогеологическая схема Западного Забайкалья. Верхнекембрийская эпоха
 1 — гористая суша; 2 — граница раннепалеозойской складчатой области. Межгорные впадины (буквы на схеме): ЯМ — Яматинская, С — Саган-Сайрская, Я — Ямбуйская, ИБ — Исташи-Богдаринская, БУ — Бамбуйско-Уакитская, Б — Бирамбинская. Остальные условные обозначения см. на рис. 42 и 43

Расположение и простираие межгорных впадин были унаследованы от более древних структурных элементов, определивших конфигурацию Забайкальской геосинклинали.

В Восточном Саяне межгорные впадины ориентированы в субширотном направлении, на Витимском плоскогорье — в северо-восточном, в бассейне р. Бамбуйки и у самого восточного края эвгеосинклинали по р. Уакиту — в субмеридиональном и северо-западном направлениях в соответствии с восточной границей геосинклинали с платформой.

В межгорных впадинах находились мелководные замкнутые бассейны, в которых за счет материала, сносившегося с окружающих хребтов, накапливались пестроцветные галечники, пески, алевролиты и глины. Наиболее крупной была Исташи-Богдаринская впадина несколько изогнутой формы, приспособившейся к очертанию стабильного Амалатского поднятия. В этой впадине существовал остаточный морской мелководный бассейн. В прибрежной зоне накапливались грубообломочные осадки молассового типа. Изменчивая мощность конгломератов в их основании могла быть связана с многообразными сочетаниями гидродинамических и геоморфологических условий в отдельных частях морского бассейна. Ведущая роль среди осадков впадины принадлежала средним и мелкозернистым красноцветным песчаным отложениям, иногда косо-слоистым.

Судя по разной окраске пород различных прослоев (красной, зеленовато-серой), физико-химические условия бассейна часто менялись. Мощности и литологический состав указывают на то, что наибольшую глубину впадина имела в северо-восточной части (в бассейне р. Богдарина), где кроме песчаников и алевролитов накапливались мергелистые осадки. Грубообломочный материал в этой части бассейна отсутствовал. Характерно, что в верхней части разреза глинистые осадки замещались песчаными (регрессивная пачка). При приближении к краям впадины появляются галечные отложения, слабо отсортированные, представленные разнообразными породами (бассейн р. Талоя).

В меньших межгорных впадинах накапливались также грубообломочные отложения, состав которых всецело зависел от состава подстилающих толщ. В Бамбуйско-Уакитской впадине все породы, начиная с грубообломочных и кончая тонкозернистыми, отличаются карбонатным составом. Их окраска (серая, темно-серая, реже розовато-серая) свидетельствует о существенно иных палеоклиматических условиях, господствовавших на этом участке в верхнем кембрии, и о более глубоководных условиях седиментации.

В Бирамьинской впадине условия осадконакопления были близкими к таковым в Исташи-Богдаринской впадине. Здесь у бортов впадины накапливались крупногалечные красноцветные отложения, сменяющиеся к центральной части впадины песчаными, глинистыми и глинисто-карбонатными пестроцветными осадками. Седиментация протекала в мелководных условиях при господстве жаркого сухого климата.

Ямбуйская впадина отличалась в рассматриваемую эпоху более сглаженным рельефом окружающего пространства. В ней отлагались среднегалечные конгломераты, аркозовые, полимиктовые и кварцевые песчаники, глинистые и карбонатные осадки, причем отдельные линзы мелкогалечных конгломератов слагались исключительно кварцевой галькой.

В восточной части Восточного Саяна Ф. К. Волколаков (1965) выделяет для верхнего кембрия Яматинский, Бутопольский, Саган-Сайрский, Кынгаргинский морские бассейны. В составе их осадков преобладали пестроцветные галечники, пески, алевролиты и глины. Областью питания служили окружающие горные хребты. В Саган-Сайрской впадине отлагался более грубообломочный материал.

Как видно из приведенного материала, в верхнекембрийскую эпоху на рассматриваемой территории накапливались исключительно терригенные пестроцветные отложения молассового типа. Осадконакопление происходило в изолированных межгорных впадинах, возникших в ходе складчатых деформаций и горообразования на рубеже среднего и верхнего кембрия. Изоляция отдельных впадин создавала в них специфические условия осадконакопления, в частности, привела к появлению различных типов молассовых отложений.

Для суждения о палеогеографических условиях времени, последовавшего за верхнекембрийской эпохой, нет никаких данных. Западное Забайкалье, став областью завершенной складчатости, окончательно превратилось в гористую сушу.

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О РУДОНОСНОСТИ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ И ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Среди раннепалеозойских формаций Западного Забайкалья рудоносными являются кварц-кератофировая и известняково-доломитовая. С первой связаны месторождения и рудопроявления железа, марганца и полиметаллов. К известняково-доломитовой формации относятся месторождения и рудопроявления бокситов и фосфоритов.

Известняково-доломитовая формация, как указывалось выше, имеет очень широкое распространение в окраинной зоне эвгеосинклинали. Ее наиболее важными ресурсами являются бокситы.

Известное Боксонское месторождение бокситов, изучавшееся большим коллективом исследователей (Е. П. Бессолицин, Ф. К. Волколаков, Ю. К. Горецкий, Б. М. Зубарев, Н. Г. Ильина, П. В. Орлова), приурочено к боксонской карбонатной серии Восточного Саяна. Ф. К. Волколаков (1965) выделяет в ней бокситоносную формацию (харагантинскую свиту), образованную двумя компонентами — хемогенным и терригенным. Хемогенный компонент составляют бокситы и доломиты, терригенный — аргиллиты, песчаники, конгломераты и брекчии. Парагенетические соотношения этих пород очень сложны. Они образуют три фациальных ряда: а) аргиллиты и песчаники, конгломераты — доломиты — бокситы — алевролиты, песчаники; б) глинистые доломиты — доломиты, углисто-глинистые аргиллиты — доломиты; в) доломиты.

В Сархой-Боксонском синклинии на границе алданского и ленского этапов существовали своеобразные палеогеографические и палеотектонические условия, благоприятствовавшие накоплению бокситов. Бокситовый горизонт залегает на неровной, закарстованной поверхности подстилающих доломитов и прослежен по простиранию на несколько десятков километров при мощности 3,5—4,5 м. Далее этот горизонт по простиранию выклинивается, фациально замещаясь глинисто-алевритовыми отложениями.

Тот же исследователь отмечает, что важным моментом в подготовке условий для накопления бокситов являлось внедрение на рубеже эопаалеозоя и нижнего кембрия, после излияния эффузивов сархойской свиты габброидных интрузий. Оказавшись в зоне поднятия, габброиды подверглись глубокому выветриванию, продукты которого позже, в харагантинское время, стали источником глинозема.

Исходным условием для образования бокситов, по мнению Ф. К. Волколакова (1965), явилась местная предхарагантинская регрессия, благоприятствовавшая созданию карстового рельефа и формированию коры химического выветривания, достигавшего латеритной стадии. При последующей трансгрессии морские воды выносили глинозем из коры выветривания и отлагали его на неровной карстовой поверхности дна. Веще-

ство, формировавшее бокситы, поступало, видимо, в виде истинного и коллоидного растворов. Большая часть бокситов образовалась в окислительной среде (красные бокситы) и незначительная — в восстановительной (зеленые бокситы).

Бокситы сложены диаспором, бёмитом, гематитом, минералами групп лептохлорита и каолинита. Небольшую примесь составляют вторичные минералы — кальцит, гидраргиллит, гипс, а также акцессорные обломочные минералы — циркон, рутил, лейкоксен, апатит. В зеленых бокситах присутствует пирит. Минералы в бокситах находятся в тонкодисперсном состоянии. Бокситы отличаются высоким содержанием кремнезема, что снижает их качество (Ильина, 1958).

Долгое время после открытия Боксонского месторождения бокситов поиски бокситоносных отложений в других районах Саяно-Байкальской горной области не давали положительных результатов. Лишь исследования последних лет, проводившиеся группой геологов под руководством Ф. К. Волколакова, которых были составлены детальные палеогеографические карты для кембрийского периода, позволили выявить ряд перспективных участков для поисков бокситов.

Установленные этими исследованиями перерывы в осадконакоплении внутри тилимской и юктоконской свит явились косвенными признаками бокситоносности нижнекембрийских карбонатных толщ Витимского плоскогорья (Волколаков, Бутов и др., 1966).

Наиболее перспективным является Богдаринский район. В тилимской свите, которая сопоставляется с боксонской серией, установлено четыре местных перерыва в осадконакоплении, каждый с последующим трансгрессивным циклом накопления. Первые два перерыва были, видимо, незначительными как по продолжительности, так и по охваченной ими площади. Они выражены резкой сменой пород, незначительной закарстованностью пород подстилающего горизонта и присутствием углисто-кремнистых сланцев с желваковыми кремнистыми стяжениями или осадочными брекчиями.

Наиболее значительным является третий перерыв, установленный на Усойском участке. Здесь на закарстованных светло-серых доломитах с бурой «коркой загара» залегают пестроцветные аргиллиты, постепенно сменяющиеся по вертикали алевролитами и песчаниками. Образование аргиллитов могло быть обусловлено размывом и перестрожением коры глубокого химического выветривания, достигавшего каолинитовой стадии. В состав аргиллитов входит до 50—55% каолинита, а также гидраргиллит (Волколаков, Бутов и др., 1965). Состав и мощность горизонта меняются по простиранию. Аргиллитовые отложения замещаются грубообломочными.

Установлен также перерыв между тилимской и якшинской свитами. На неровной, закарстованной поверхности доломитов тилимской свиты залегают пестроцветные аргиллиты, глинистые, углисто-глинистые и кремнисто-глинистые сланцы с кремнистыми желваками. В глинистой фракции аргиллитов содержится до 60% каолинита.

Появление нескольких перерывов внутри тилимской свиты было вызвано благоприятными палеогеографическими условиями этого участка. Он располагался между двумя (Амалатским и Аргода-Ципинским) поднятиями, которые в ленское время периодически затоплялись морем, а в периоды осушения подвергались выветриванию и денудации и при последующем наступлении моря становились поставщиками как обломочного, так и каолинитового материала, а возможно, и свободного глинозема (см. рис. 43).

По геологическим предпосылкам и косвенным данным, значительный интерес в смысле возможностей бокситоносности представляет Уакитский участок, изученный названными исследователями. Этот участок

также расположен в непосредственной близости от северо-восточного края Аргода-Ципинского поднятия. В юктоконской свите, сложенной преимущественно осадками мелководных фаций, намечается пять местных перерывов, причем каждый фиксируется горизонтами терригенных и глинисто-карбонатных пород. Глинистая фракция имеет в основном гидрослюдистый состав, в отдельных пробах отмечается каолинит (Волколаков, Бутов и др., 1966). Все это свидетельствует о переотложении продуктов коры выветривания, которая могла развиваться на средних и основных эффузивах муйского комплекса (?), распространенных в подстилающей толще. В других участках Байкальской горной области, где развиты стратиграфические аналоги бокситоносных карбонатных свит, признаки бокситоносности не обнаружены.

По палеогеографическим данным условия, благоприятные для накопления высокоглиноземистых осадков, существовали в ленское время вблизи интрагеоантиклинальных поднятий, которые во время небольших местных регрессий представляли собой плоские возвышенности, где развивались коры выветривания. Так как Байкало-Витимское краевое поднятие было покрыто морем в течение всего ленского века и отличалось большей стабильностью, здесь не было островов, подобных возникавшим на интрагеоантиклинальных поднятиях.

Кроме бокситов, в нижнепалеозойских отложениях известняково-доломитовой формации имеются фосфориты, которые встречены во многих местах Саяно-Байкальской горной области, хотя крупные скопления их неизвестны. Фосфатизация установлена в отложениях боксонской серии в бассейне рек Хоре и Боксона. Она приурочена к базальному горизонту билюпинской свиты трансгрессивно перекрывающей харагантинскую (Волколаков, 1965). Фосфатизированный горизонт представлен кварцевыми песчаниками с кремнисто-карбонатным цементом и со стяжениями коллофана. Фосфатизированные осадки развиты также в Богдаринском районе. По данным Ю. П. Бутова, в углисто-кремнистых сланцах тилимской и якшинской свит имеются кремнисто-карбонатные фосфатосодержащие стяжения.

Значительный практический и теоретический интерес представляют месторождения и рудопроявления осадочно-эвгалиционного типа, связанные с вулканогенными отложениями нижнего кембрия. Наиболее перспективной является кварц-кератофировая формация, приуроченная к Удино-Витимской структурно-фациальной зоне и, в меньшей мере, развитая на Талой-Усойском участке окраинной зоны эвгеосинклинали. Этот тип оруденения выявлен в Западном Забайкалье только в последнее время и еще недостаточно изучен.

Рудопроявления железа и марганца рассматриваемого типа известны с начала 1950-х годов на Талой-Усойском водоразделе. По составу руд Талойское (Васильевское) месторождение является марганцево-гематитовым. Руды приурочены к тилимской свите, в состав которой здесь кроме доломитов и известняков входят кремнистые известняки, окрашенные в зеленовато-серый, буровато-серый, темно-лиловый цвет, а также кварцевые порфиры, фельзит-порфиры, диабазы, туфы и туфобрекчии.

Железо-марганцевое оруденение приурочено к эффузивно-сланцевой части разреза тилимской свиты. Рудоносные породы образуют линзы мощностью от 2,5 до 5 м и протяженностью от 50 до 300 м. Сланцево-эффузивный горизонт с рудоносными линзами прослежен на 12 км и отличается непостоянной мощностью (65—200 м). Руды представлены браунитом, гаусманитом и в подчиненном количестве манганитом, гематитом и магнетитом. Из нерудных минералов в состав рудоносных пород входят карбонат, кварц и барит. Вкрест простирания рудоносного горизонта окисные руды марганца к югу сменяются манганитовыми, а затем

мангано-кальцитовыми, родохрозитовыми и родонитовыми, в связи с чем намечается некоторая фациальная зональность оруденения.

Марганцевые и железные руды взаимно переходят друг в друга. Рудные тела имеют форму линз, в большинстве случаев быстро выклинивающихся, причем гематитовые линзы отличаются большей выдержанностью простирания и мощности, чем линзы марганцевых руд.

На Талойском месторождении марганценозные и железистые породы ассоциируют с вулканогенными образованиями. Рудоносная пачка представлена кремнисто-карбонатными, кремнисто-гематитовыми яшмовидными породами с линзами марганценозных пород. Несколько обособлены в рудоносной пачке буровато-красные гематитовые породы, состоящие из полос почти сплошного мелкозернистого гематита и яшмовидной массы кварц-гематитового состава с гнездами мелкозернистого кварца и барита. Наиболее богатые концентрации железа и марганца выявлены на трех участках, где, по-видимому, находились ныне «ископаемые» выходы источников, поставлявших в морской бассейн железо и марганец. Поступавшие растворы, встречая в морской среде физико-химические условия, благоприятные для осаждения марганца (частью в окисной, частью же в карбонатной форме), железа, кремнезема и других элементов, образовывали скопления этих элементов близ их выхода.

Н. М. Страхов объясняет линзовидную форму тел тем, что... «каждый компонент образовывал твердую фазу и осаждался на дно не сразу же после выхода гидротермы в воду, а на некотором (небольшом) расстоянии от выхода; это определяло ближнее выклинивание рудного тела; выклинивание же рудной линзы на дистальном конце было обусловлено истощением запасов растворенного компонента» (Страхов, 1965, стр. 19).

«Высокие исходные концентрации железа и марганца в гидротермальных растворах приводили к тому, что садка этих компонентов при нейтрализации происходила бурно, причем осаждающееся железо частично осаждало марганец и наоборот. Возникшие фазы затем садились на дно на очень малом пространстве, которое просто не позволяло гелям разного состава основательно отдифференцироваться друг от друга» (стр. 19). Совместное накопление железа и марганца является одним из характернейших отличий вулканогенно-осадочных месторождений от осадочных, в которых рудообразование железа и марганца резко разграничено.

Следует отметить присутствие в гематит-кремнистых породах золота, содержание которого колеблется от 0,1 до 2,9 г/т (прииск Троицкий), и приуроченность к Талойскому месторождению полиметаллического оруденения (Беличенко, 1960), которое, возможно, связано также с процессами раннепалеозойского вулканизма. Выяснение и изучение предполагаемой связи полиметаллов и золота с раннепалеозойским вулканизмом способствовало бы решению ряда вопросов металлогении Талой-Ципинского района, в частности, вопросов о первоисточнике россыпного золота.

✓ Весьма интересными и перспективными являются месторождения и рудопроявления железа и полиметаллов в Удино-Витимской структурно-фациальной зоне. Железорудные проявления констатированы на обширной территории от р. Витима на востоке до восточного берега оз. Байкал на западе. Они приурочены к олдындинской свите и ее аналогам, т. е. к кварц-кератофировой формации.

Наиболее крупными являются Еравнинские железорудные месторождения, расположенные на Заза-Холойском водоразделе. Первые образцы гематит-магнетитовой руды были собраны в 1957 г. В. В. Скрипкиной по кл. Ульдзуйтуу. Аэромагнитная съемка выявила многочисленные аномалии, которые оказались интересными рудопроявлениями и месторождениями железа. В строении Еравнинской группы

месторождений участвуют диабазовые и адезитовые порфириды, фельзиты, кварцевые порфиры и их туфы с линзами известняков, относящиеся к олдындинской свите.

В группе Еравнинских месторождений выделены Магнетитовое, Гурвунурское, Укырское, Соухусанское и Аришинское месторождения. Все они приурочены к эффузивным и эффузивно-туфовым породам олдындинской свиты, главным образом к нижней ее части.

Форма рудных тел линзовидная, пластообразная. Границы рудных тел с вмещающими породами нерезкие. Выделены окисные и сульфидные руды (Коновалов, 1964). Первые представлены главным образом магнетитом, в меньшей мере гематитом. Руды сульфидного типа сложены пирротином, пиритом, магнетитом, в меньшей мере халькопиритом и галенитом. Они местами обособляются от окисных руд, образуя самостоятельные тела. Характерна значительная марганцовистость руд.

Скопления аналогичных руд имеются в бассейне р. Курбы (Мылдыгенское, Мухор-Горхонское, Замоктинское, Балбагарское и другие рудопроявления). Здесь они также приурочены к эффузивно-туфовым образованиям олдындинской (курбинской) и химгильдинской (мылдыгенской) свит.

Наиболее крупным является давно известное Балбагарское месторождение. Рудные тела залегают здесь среди осадочно-эффузивных пород химгильдинской и олдындинской свит и сложены магнетит-гематитовыми породами, в которых в виде аксессуарных минералов встречаются пирит и халькопирит. Текстура руд брекчиевидная, массивная, полосчатая и бурнудчатая.

Породы Балбагарского месторождения подверглись значительному метаморфизму и метасоматозу, будучи приурочены к Селенгино-Витимканской зоне высокой проницаемости. В кристаллических известняках содержатся актинолит, флогопит, цоизит и эпидот.

Мухор-Горхонское месторождение представлено согласно залегающими в известняках магнетитовыми телами, содержащими пирит, пирротин, халькопирит.

Рудные тела Мылдыгенского месторождения приурочены к эффузивно-осадочной толще, состоящей из кислых эффузивов, известняков, амфибол-кварцевых роговиков. Рудные тела имеют северо-восточное простирание, максимальная протяженность их 1300 м, мощность до 28 м. Руды сложены магнетитом и маггемитом, в меньшем количестве пиритом и халькопиритом, гематитом, гетитом, гидротетитом и лимонитом.

Признаки магнетитового оруденения отмечаются в Морском хребте в бурлинской свите. Видимо, к этому же типу оруденения относятся давно известные месторождения Мысовской группы (Южное Прибайкалье), включающей Мысовское, Ивановское, Хангатайское, Холтогольское, Мантурихинское и другие рудопроявления.

Мысовское рудопроявление расположено в 12—14 км к югу от г. Бабушкина и состоит из линзовидных сближенных магнетитовых фаялитсодержащих рудных тел в биотитовых гнейсах. По мнению С. С. Смирнова, руды Мысовского рудопроявления представляют собой своеобразные скарны с вкрапленностью магнетита, Д. С. Коржинский считает, что фаялит-магнетитовые руды здесь возникли при глубоком метаморфизме сидеритсодержащих осадочных пород.

Холтогольское рудопроявление находится в 30 км к югу от Мысовского. Вмещающие породы представлены роговиками, залегающими в виде ксенолитов среди сиенитов джидинского комплекса. Пластообразная залежь имеет неоднородный состав, участки сплошной магматитовой руды перемежаются с вкрапленной рудой. Вмещающие породы пироксенизированы и скаполитизированы.

Все перечисленные месторождения и рудопроявления железа относились прежними исследователями (С. С. Смирновым, П. И. Касаткиным, В. Н. Антипиным, Д. В. Ветровым, В. И. Пыхаловым и др.) к пневматолитово-гидротермальному типу. Новые данные по наиболее изученным месторождениям железа Витимского плоскогорья позволяют предположить относительно большую часть рудопроявлений, непосредственно приуроченных к эффузивным толщам, так же как меньшую их часть, непосредственно не связанную с эффузивами, к осадочно-вулканогенному типу месторождений.

На генезис железорудных проявлений Витимского плоскогорья существует несколько точек зрения. Одни исследователи, в их числе и автор (Ветров, 1964; Беличенко и др., 1962; Чернов, 1963а), относят железорудные проявления Витимского плоскогорья к типу осадочно-эксталяционных, основываясь на следующих фактах:

- 1) рудные тела, представленные главным образом гематитом и магнетитом, сульфидами железа, приурочены к одному и тому же стратиграфическому уровню (олдындинская свита), к одной и той же формации (кварц-кератофировой);
- 2) рудные тела имеют форму быстро выклинивающихся линз;
- 3) руды часто имеют полосчатую текстуру;
- 4) руды обладают значительной марганцевистостью и обильным содержанием сульфидов, что характерно для руд осадочно-эксталяционных месторождений.

Другая группа исследователей (Коновалов, 1964, и др.) считает эти месторождения контактово-метасоматическими, генетически связанными с витимканским интрузивным комплексом. Эта точка зрения вначале поддерживалась многими геологами, в последнее время И. В. Коновалов склонился к признанию вулканогенно-осадочного генезиса Еравнинских месторождений, хотя промышленные скопления руд он связывает все же с процессами метаморфизма в зонах глубинных разломов и с интрузиями витимканского комплекса. Нам кажется, что названный автор в данном случае несколько преувеличивает роль метаморфизма в образовании промышленных скоплений железа. Размеры рудных тел и содержание в них железа и других компонентов определялись прежде всего массой рудных компонентов, вынесенных при подводном вулканизме, а также условиями их осаждения в морской среде (Страхов, 1965).

Чрезвычайно интересным является колчедан-полиметаллическое месторождение, выявленное в 1963 г. в Удино-Витимской структурно-фациальной зоне, в Еравнинском районе (Малаев и др., 1965; Кормилицин, 1966). Оно отличается от всех известных в Забайкалье полиметаллических месторождений своим характером и условиями залегания. Колчедан-полиметаллическое оруденение приурочено к верхней части олдындинской свиты и представлено пирит-сидерит-сфалеритовыми и сидерит-сфалеритовыми залежами.

Колчедан-полиметаллические руды сложены в основном тонкозернистым пиритом со сфалеритом и имеют полосчатую, реже массивную текстуру (Миронов, Златогурская, 1965). Сидерит-полиметаллические руды образуют пластовые тела. Содержание сфалерита и сидерита в рудах этого типа ниже, чем в колчедан-полиметаллических. Сидерит-полиметаллические руды иногда встречаются совместно с колчедан-полиметаллическими.

В полиметаллических рудах отмечаются небольшие количества магнетита и гематита. Среди жильных минералов преобладают марганцовистый сидерит и барит, реже доломит и кальцит.

Пластовые рудные тела залегают согласно со слоистостью вмещающих пород — кремнистых туфов и сланцев, мелкообломочных туфов, андезитов. Руды и вмещающие породы секутся дайками диабазов,

сиенит-порфириров и последайковыми разломами северо-восточного и северо-западного простирания.

Присутствие в железных рудах Еравнинских месторождений марганцовистого магнетита и сфалерита ставит вопрос о геохимическом родстве железорудных месторождений с полиметаллическими (Кормилицин, 1966). Кроме Еравнинского месторождения, колчеданная минерализация отмечена еще в Курбинском и Телембинском районах. В первом мощные и протяженные пиритовые залежи тяготеют к контакту известняков курбинской свиты с песчаниками и сланцами балбагарской свиты, залегая согласно. В контакте с раннепалеозойскими гранитоидами эти породы значительно метаморфизованы. Пиритовые массы приобрели роговиковоподобную структуру, но иногда в них наблюдаются реликты очень мелкозернистых структур, характерных для колчеданных руд других районов Удино-Витимской зоны.

Колчеданное оруденение, возможно, имеется в Телембинском районе, где уже давно известны марганцовистые сидериты и сульфидная минерализация, а в последние годы выявлены магнитные аномалии и ореолы рассеяния свинца и цинка (Кормилицин, 1966).

Колчеданные месторождения и рудопроявления Удино-Витимской зоны В. С. Кормилицин (1966) относит к типу осадочно-эксгальационных и эксгальационно-гидротермальных. Существует и иная точка зрения на генезис описываемых колчедан-полиметаллических руд. Е. П. Миرون и И. П. Златогурская (1965) связывают их с гидротермально-метасоматическими процессами замещения наиболее благоприятных для этого горизонтов эффузивно-туфовой толщи и сопоставляют с алтайскими колчедан-полиметаллическими месторождениями. Автор присоединяется к мнению В. С. Кормилицина.

Фактический материал свидетельствует о широком распространении в Западно-Забайкальской эвгеосинклинали месторождений осадочно-эксгальационного типа. Наиболее благоприятные условия для их возникновения существовали в Удино-Витимской структурно-фациальной зоне в период накопления кварц-кератофировой формации, причем с проявлением более основного вулканизма связаны железо-марганцевые рудопроявления, в то время как к более кислым вулканическим образованиям приурочены сульфидно-полиметаллические.

В Джидинской структурно-фациальной зоне, отличающейся обилием главным образом основных эффузивов, имеются незначительные проявления железорудной минерализации.

Выделение и изучение рудоносных вулканогенных формаций, которые в Западном Забайкалье могут быть представлены железо-марганцевой порфиритовой и сульфидно-полиметаллической порфиристой, является первоочередной задачей. Осадочно-эксгальационный тип рудопроявлений, видимо, не исчерпывается железом, марганцем и полиметаллами, а может включать и другие рудные полезные ископаемые, генезис которых до сих пор не ясен, в частности золото. Связь золота с вулканогенными образованиями отмечалась, в частности, Н. П. Херасковым (1951) в Башкирских марганцевых осадочно-вулканогенных месторождениях. Во многих случаях коренные источники россыпного золота, издавна известного в Западном Забайкалье, остаются невыясненными. В то же время даже при беглом анализе размещения россыпей золота бросается в глаза территориальная их зависимость от вулканогенно-осадочных образований нижнего кембрия. А если учесть, что у прииска Троицкого золото обнаружено в гематит-кремнистых породах нижнего кембрия, то такая зависимость становится еще более реальной. В этом отношении наиболее интересными участками являются бассейны рек Талоя и Усоя, верховье р. Курбы (прииск Замокта), бассейн р. Джиды (кл. Мырген-Шено, верховье р. Уленги).

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ И АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Поскольку Западное Забайкалье является северо-восточной ветвью раннепалеозойской Алтае-Саянской геосинклинали, сопоставление отложений этих районов может способствовать выявлению общих закономерностей развития всей Алтае-Саяно-Забайкальской геосинклинальной системы, а также характерных особенностей ее краевой части.

В Алтае-Саянской складчатой области выделяются миогеосинклинали и эвгеосинклинали (Хоментовский, 1957, 1960; Репина, Хоментовский и др., 1964), а соответственно отложения кембрия подразделяются на миогеосинклинальный и эвгеосинклинальный типы, причем во втором типе в свою очередь выделяются преимущественно карбонатные и вулканогенно-сланцевые разрезы. Преобладают отложения нижнего кембрия; средний кембрий известен лишь в Кузнецком Алатау, Салаире, в северо-восточной части Восточного Саяна и в отдельных районах Западного Саяна и Тувы. Фаунистически охарактеризованные верхнекембрийские отложения известны в Кузнецком Алатау, Горной Шории и Салаире; в Западном Саяне и Северо-Западной Туве они выделены условно.

Нижняя граница кембрия проводится по угловому стратиграфическому несогласию, наблюдаемому в Горном Алтае и Туве в основании казырской, колпинской, аягульской, кадынской, шурмакской свит; в Западном Саяне и на Салаире, где контакты неясны, — она выделяется условно по подошве чингинской и золотоуховской свит, содержащих археоциат; в Кузнецком Алатау и Горной Шории, где имеют место согласные контакты, — граница условная по подошве балыксинской, саралинской и енисейской свит. Верхняя граница кембрия четкая в Горной Шории, Горном Алтае и на Салаире, где на кембрийских отложениях с перерывом залегает фаунистически охарактеризованный ордовик. Между средним и верхним кембрием повсеместно фиксирован перерыв. Взаимоотношения отложений нижнего и среднего кембрия различны: то они залегают совершенно согласно и разделяются по появлению фауны амгинского яруса, то между ними устанавливается перерыв. Алданский ярус в Алтае-Саянской области (исключая Туву) фаунистически не охарактеризован.

Как можно судить по взаимоотношениям основных подразделений кембрия Алтае-Саянской складчатой области, они очень близки к таковым Западного Забайкалья. Здесь так же, как и в Алтае-Саянской области, нижний кембрий залегает на подстилающих породах то с угловым и стратиграфическим несогласием (холоднинская, гукитская, аматканская, сархойская, бурундинская свиты), то совершенно согласно (биту-джидинская свита и бодайбинская подсерия). Алданский ярус в

сравниваемых районах фаунистически почти не охарактеризован. Между нижним и средним кембрием местами наблюдается перерыв (джи-динская, бирамынская свиты), обычно же они залегают согласно. Верхний кембрий всюду отделен от подстилающих толщ перерывом (иста-шинская, богдаринская, чулегминская, ямбуйская, яматинская свиты), но в Западном Забайкалье он венчает разрез раннего палеозоя, в то время как в отдельных районах (особенно каледонид) Алтае-Саянской области с верхнего кембрия начинается второй этап развития геосин-клинали.

Для качественного сравнения разрезов нижнего палеозоя указанных районов остановимся на краткой характеристике некоторых участков Алтае-Саянской области.

На территории Тувы широко распространены нижнекембрийские отложения алданского и ленского ярусов, а достоверно среднекембрийские играют второстепенную роль. Верхний кембрий выделяется условно на северо-западе Тувы. Нижнекембрийские отложения имеют существенно вулканогенный состав. Терригенные и карбонатные отложения по площади распространения и мощности подчинены вулканогенным. Г. В. Пинус (1961) подразделяет нижнекембрийские отложения на две синхронные толщи, образовавшиеся одна в геосинклинальных прогибах, а другая — на разделяющих прогибы геоантиклинальных поднятиях.

Отложения геосинклинальных прогибов слагают неширокие полосы главным образом по периферии Тувы, отложения же геоантиклинальных поднятий распространены значительно шире. Последние представлены наиболее полно в хр. Восточный Танну-Ола, где по данным Н. С. Зайцева и Н. В. Покровской (1965 г.), нижнюю часть разреза нижнего кембрия составляет кадыйская свита со следующим строением (снизу):

| | Мощность, м |
|---|-------------|
| 1. Зелено-серые хлорит-серицитовые и эпидот-хлорит-серицитовые известковистые сланцы, рассланцованные порфириды с маломощными прослоями и линзами светлых и темно-серых кварцитов, кристаллических известняков | до 1000. |
| 2. Многократно переслаивающиеся агломератовые туфы и туфобрекчии, туфопесчаники и песчаники, туфосланцы, диабазы, пироксеновые и плагиоклазовые порфириды, альбитофиры и кварцевые порфиры, конгломераты, известняки, иногда водорослевые | около 1450 |
| 3. Светло-серые известняки | 7 |
| 4. Известняки серые с трилобитами | 25 |

Выше эта свита, относящаяся к алданскому ярусу, постепенно переходит в отложения ленского яруса в следующей последовательности (снизу):

| | Мощность, м |
|--|-------------|
| 1. Песчаники прубозернистые, фиолетово-серые | 5 |
| 2. Плагиоклазовый порфирит | 25 |
| 3. Грубозернистые фиолетовые песчаники, чередующиеся со светло-зелеными известняками | 10 |
| 4. Светло-серые массивные известняки с археоциатами | 100 |
| 5. Чередующиеся песчаники и известняки | 12,5 |
| 6. Известняки, местами доломитизированные с археоциатами мощностью в десятки метров | |

Эти отложения с угловым и стратиграфическим несогласием перекрыты силуром.

Восточнее в разрезе ленского яруса начинают преобладать вулканогенные породы. На северо-западной окраине нагорья Сангилен в основании кембрия выделяется шурмакская свита крупногалечных валунных и глыбовых конгломератов и туфоконгломератов с прослоями полимик-

товых песчаников, гравелитов, туффитов, кислых эффузивов и редко мраморизованных известняков. Мощность этой свиты не менее 1000 м. Свита очень похожа на бурундинскую, татауровскую свиты Западного Забайкалья и сархойскую свиту восточной части Восточного Саяна. На шурмакской свите залегает кускунугская свита хлоритовых, хлорит-серицитовых, эпидот-хлоритовых, актинолитовых и других ортосланцев, глинисто-кремнистых и известковистых сланцев с прослоями и линзами песчаников, известняков и кремнистых известняков. Мощность этой свиты около 2000 м. Выше лежит карахольская свита ленского яруса, представленная известняками различной окраски, с подчиненными эффузивами и сланцами. Ее мощность около 1000 м.

На междуречье Бий-Хема и Каа-Хема в основании разреза кембрия выделяется туматтайгинская свита, сложенная в основном породами спилито-кератофировой формации, среди которых значительную роль играют альбитизированные диабазы, андезитовые порфириды, спилиты, кварцевые порфиры и кератофиры и их туфы. Подчиненное значение имеют филлиты, эпидотовые и хлоритовые сланцы, алевролиты, аргиллиты, конгломераты и известняки с фауной. Мощность свиты 2000—5000 м, причем отложения верхней части мощностью не менее 100 м относятся к ленскому ярусу.

Характерным для геантиклинального типа разрезов является строение кембрия в горах Актоврак-Улук-Гая (западная часть Тувы).

По данным Г. В. Пинуса, здесь обнажаются (снизу):

| | Мощность, м |
|---|-------------|
| 1. Темно-серые и черные туфосланцы, зеленовато-серые туфопесчаники и туфоконгломераты с линзой метасоматических кварцитов и рифовыми известняками | 330 |
| 2. Пачка существенно туфогенных пород с редкими покровами зеленых и фиолетовых авгитовых порфиритов | 300 |
| 3. Пачка лиловых и зеленых туфосланцев, туфопесчаников, агломератовых туфов и миндалекаменных порфиритов, в верхней части кварцитов и известняков | 490 |
| 4. Перидотиты | 400 |
| 5. Агломератовые туфы и туфобрекчи с прослоями сланцев и покровами миндалекаменных андезитовых, авгитовых и диабазовых порфиритов | 420 |
| 6. Туфопесчаники, туфосланцы, туфобрекчи с редкими прослоями глинистых сланцев. Покровы миндалекаменных альбитизированных диабазовых порфиритов | 470 |
| 7. Рифовые известняки | 50 |

Верхняя часть разрезов кембрия Западной Тувы, по данным В. А. Кузнецова (1954), представлена толщей зеленовато-серых песчаников и внутрiformационных конгломератов с подчиненными покровами порфиритов. Стратиграфически выше залегают известняки с фауной, песчаники, глинистые сланцы, переслаивающиеся с аргиллитами, содержащими трилобиты.

Для нижнекембрийских разрезов геантиклинальных поднятий Тувы характерно явное преобладание вулканогенных пород над карбонатными и терригенными, которые доминируют лишь в верхах разреза. Среди вулканогенных пород, особенно в нижней части разреза, преобладают продукты вулканических выбросов. Обилие грубого пирокластического материала, наличие многочисленных прослоев известняковых туфов и околорифовых туфоконгломератов свидетельствуют о том, что образование этих толщ происходило в условиях мелкого моря.

Приведенные разрезы нижнего кембрия геантиклинальных поднятий Тувы близки к разрезам Удино-Витимской структурно-фациальной зоны Западного Забайкалья, но с той разницей, что в последнем случае большую роль в составе нижнего кембрия играют кислые эффузивы.

Отложения геосинклинальных прогибов Тувы отличаются преобладанием эффузивов, кремнистых пород и темноокрашенных сланцев.

В западной и северо-западной частях Тувы нижняя часть разреза сложена зеленокаменными основными эффузивами (диабазами и диабазовыми порфиритами), переслаивающимися с агломератовыми туфами. Характерно, что грубокластические породы отсутствуют. В пачке, залегающей выше, преобладают кластические породы, представленные главным образом метаморфическими сланцами (хлоритовыми и хлорит-серицитовыми) с горизонтом черных и стально-серых углеродистых сланцев с пиритом. Общая мощность разреза 3150 м.

По южному склону Уюкского хребта в основании разреза нижнего кембрия залегает песчано-сланцевая пачка, состоящая из грязно-зеленовато-серых тонкозернистых песчаников, сланцев и изредка известняков. Выше залегает пачка диабазов, диабазовых порфиритов с горизонтами агломератовых туфов. Еще выше следует пачка преимущественно кластических пород с единичными покровами основных эффузивов, редкими рифами мраморизованных известняков и линзами микрокварцитов. Эта пачка осадочных пород выше по разрезу сменяется существенно эффузивной пачкой, насыщенной горизонтами кварцитов. Наряду с диабазами в ней встречаются кератофиры. В вышележащей пачке отмечаются глинистые сланцы, бурые кремнистые породы, миндалекаменные диабазы и их туфы. Стратиграфически выше расположена пачка яшмовидных силицилитов, сланцев, песчаников, с небольшими участками рифовых известняков, которая сменяется пачкой вулканогенных пород, представленных диабазами, диабазовыми порфиритами, реже кератофирами и авгитовыми порфиритами, чередующимися с агломератовыми туфами, туфопесчаниками и туфосланцами. Разрез завершается осадочно-эффузивной пачкой, сложной метаморфизованными глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами и вулканогенными образованиями. Общая мощность разреза 5000 м.

В восточной и северо-восточной Туве вулканогенные отложения встречаются редко. Нижняя часть разреза нижнего кембрия сложена кристаллическими известняками, которые сменяются толщей сланцев, песчаников, конгломератов с горизонтами черных, кремнисто-углеродных сланцев, микрокварцитов и редких покровов основных эффузивов (Пинус, 1961).

В северной Туве, в бассейне р. Хамсары, схематический разрез нижнего кембрия, по данным Л. П. Зоненшайна, следующий (снизу):

Мощность, м

| | |
|---|------|
| 1. Монотонная толща кварц-хлоритовых, альбит-хлоритовых сланцев с единичными горизонтами черных углеродных сланцев и порфиритов | 1500 |
| 2. Филлиты, кремнистые и кварц-серицитовые сланцы, чередующиеся с кварцитовидными песчаниками, диабазами и кератофирами, а также с прослоями известняков | 3200 |
| 3. Серые и темно-серые, часто битуминозные известняки с горизонтами известковистых песчаников, конгломератов, мергелей, кремнистых сланцев и покровами основных эффузивов | 1000 |

Специфической особенностью описанного типа разрезов нижнего кембрия Тувы является наличие кремнистых пород и черных углеродистых пиритизированных сланцев, представляющих собой отложения глубоких частей морского бассейна. Излияния эффузивов происходили по трещинам в подводных условиях (Пинус, 1961). К этому типу очень близки разрезы нижекембрийских отложений Джидинского синклинория.

В Кузнецком Алатау так же, как и в Туве, выделяются два типа осадочно-вулканогенных отложений. В пределах прогибов распространены существенно вулканогенные образования, состоящие из покровов основных лав, чередующихся с пирокластическими и осадочными

морскими отложениями. В условиях антиклинальных поднятий накапливались (снизу): а) енисейская (мартюхинская) свита серых и темноокрашенных известняков с пачками доломитов и кремнистых пород; б) большеербинская свита археоциатовых известняков с покровами авгитовых порфиритов и их туфов; в) карасугская свита известняков, доломитов и кислых пирокластических образований с остатками археоциат обручевского горизонта (Хоментовский, 1957; Хоментовский и др., 1960).

Остановимся несколько подробнее на карбонатном типе разрезов Алтае-Саянской складчатой области, так как в Западном Забайкалье этот тип разреза нижнего палеозоя развит наиболее широко. Наиболее типичный разрез имеется в Батеневском кряже. Здесь весь ленский ярус и низы среднего кембрия почти полностью сложены карбонатными отложениями. Книзу этот разрез нарастается мощной карбонатной толщей (енисейская свита), соответствующей алданскому ярусу и, возможно, отчасти рифею.

По р. Большой Ербе обнажаются (снизу):

| | Мощность, м |
|---|---------------|
| 1. Темные, мраморизованные известняки енисейской свиты | 500 (видимая) |
| 2. Переслаивание туфов, порфиритов, сланцев и известняков | 500 |
| 3. Серые массивные известняки с зернами кварца | 750 |
| 4. Светло-серые известняки с археоциатами базальнского горизонта | 350—400 |
| 5. Серые известняки с археоциатами санаштыжгольского горизонта | 700 |
| 6. Светло-серые и розовые известняки и доломиты, в верхних частях которых встречены трилобиты и археоциаты обручевского горизонта | 400—450 |
| 7. Темные коричнево-серые известняки с трилобитами низов среднего кембрия | 100 |
| 8. Светло-серые и розовые известняки и доломиты с трилобитами среднего кембрия | 350 (видимая) |

Карбонатный тип разрезов кембрия развит в пределах эвгеосинклинальной зоны Алтае-Саянской складчатой области на площади в виде громадного треугольника (рис. 46), контуры которого сходны с очертаниями Минусинской впадины (Хоментовский, 1959).

Карбонатный тип разрезов кембрия Алтае-Саянской складчатой области весьма близок к разрезам окраинной зоны эвгеосинклинали Западного Забайкалья. Это особенно касается ленского яруса, отложения которого представлены главным образом известняками и доломитами (тилимская, кооктинская, бамбуйская, бурлинская свиты и боксонская серия).

По сравнению с Алтае-Саянскими разрезами в низах разреза нижнего палеозоя Западного Забайкалья отложения более терригенные, а иногда и грубообломочные (бурундинская, татауровская, сархойская, аматканская свиты).

Структура Западного Саяна представляется в виде крупного асимметричного синклиория. В основании разреза северного крыла синклиория (геоантиклинальная часть) залегает джебашская свита зеленых метаморфических (хлорит-альбит-кварцевые, хлорит-альбитовые, хлорит-серицит-кварцевые) сланцев с редкими прослоями мраморов и кварцитов общей мощностью 6 км. Многие геологи (Сивов, 1948; Кузнецов, 1954, и др.) относят эту свиту к протерозою. Другие исследователи считают ее метаморфическим аналогом нижнего палеозоя, вплоть до ордовика (Салун, 1956, и др.). В. В. Хоментовский (1960) указывает на тесную связь джебашской свиты с кембрийскими толщами. Выше залегает чингинская свита, представленная чередующимися глинистыми сланцами, песчаниками, углисто-кремнистыми сланцами, рассланцованными порфиритами, туфами и известняками мощностью 2,5—3 км.

Стратиграфически более высокие члены нижнекембрийских отложений представлены монокской свитой, которая подразделяется на нижнюю

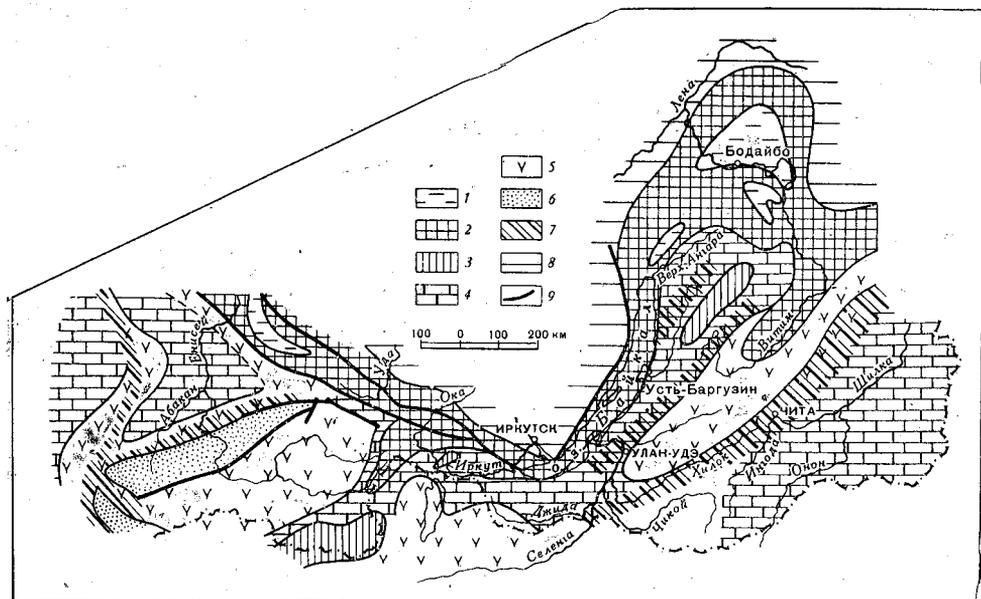


Рис. 46. Схема основных структурных элементов Алтае-Саяно-Забайкальской каледонской складчатой области.

1 — впадины краевого геантиклинального поднятия; 2 — краевое геантиклинальное Саяно-Байкало-Витимское поднятие; 3 — интрагеантиклинальные поднятия; 4—5 — область раннекаледонской эвгеосинклинали; 4 — карбонатные геосинклинали; 5 — вулканогенные отложения; 6 — область собственно каледонской геосинклинали; 7 — зоны высокой проницаемости в пределах геосинклинали; 8 — раннепалеозойская платформа; 9 — разломы.

и верхнюю подсвиты. Нижнемонокская состоит из диабазов, альбитофириров, кератофириров и их туфов и туфобрекчий с редкими прослоями известняков. Мощность ее 3,5—4 км. Верхнемонокская подсвита сложена порфиритами, туфами, туфобрекчиями, туфоконгломератами. На разных горизонтах в этой вулканогенно-обломочной толще встречаются прослойки и линзы известняков с фауной археоциат и трилобитов санаштыкгольского горизонта, а к верхней части — с фауной солонцовского горизонта. Мощность подсвиты 2,5—3 км. В. В. Хоментовский (1960) отмечает, что указанные свиты представляют собой не возрастные комплексы, а формации или их части.

В Сисимском синклинории наиболее древними отложениями являются эффузивы спилито-кератофирирового ряда, выделенные в кызырскую свиту (Хоментовский, 1960), которая сопоставляется с нижнемонокской свитой (подсвитой). Мощность ее 4000 м. Вышележащая балахтисонская свита состоит из конгломератов, песчаников, сланцев и известняков мощностью до 2500 м. Возраст отложений определяется как середина ленского века.

Балахтисонская свита трансгрессивно перекрывается кизирской свитой, сложенной порфиритами, туфами, туфобрекчиями и туфоконгломератами и в подчиненном количестве песчаниками, сланцами и известняками. Возраст кизирской свиты определяется как обручевское время ленского века нижнего кембрия и средний кембрий (Хоментовский и др., 1960).

При сравнении приведенных разрезов с разрезами раннего палеозоя Западного Забайкалья выявляется их сходство с таковыми в Джидинской синклинории и в Удино-Витимской зоне. Джебашская свита по литологическому составу и метаморфизму весьма близка к битуджидинской свите и ее аналогам — корниловской, безьяннской. Любопытно, что стратиграфическое положение и той, и других дискуссионно. Чингинская

и монохская свиты, так же как и кизирская и балахтисонская, могут быть сопоставлены с весьма сложно построенной хохюртовской свитой Джидинского синклинория и только кизирская свита Сисимского синклинория не находит себе литологических аналогов в среднем кембрии Западного Забайкалья, где в это время накапливались осадочные толщи флишоидного типа.

Между платформой и эвгеосинклинальной зоной Алтае-Саянской складчатой области В. В. Хоментовским (1957, 1959, 1960) выделяется миогеосинклинальный прогиб, который окаймляет платформу с юго-запада. Наиболее хорошо изучены отложения этого типа в Манском синклинории. По данным В. В. Хоментовского, Л. Н. Репиной и М. М. Семихатова (1955, 1960), здесь в основании разреза выделяется ангульская свита, залегающая с угловым несогласием на кувайской свите верхнего протерозоя и представленная грубообломочными красноцветными конгломератами, песчаниками с подчиненными пачками известняков и доломитов. Мощность свиты около 1200 м. На ангульской согласно залегают анастасьинская свита, включающая зеленовато-серые глинистые сланцы с прослоями известняков и доломитов, известняки и доломиты с прослоями глинистых сланцев. В тех местах, где анастасьинская свита лежит на протерозойских образованиях, в ее основании появляются граувакковые песчаники, а иногда мощные крупногалечные конгломераты, которые стратиграфически выше сменяются глинистыми сланцами, а затем доломитизированными известняками. Максимальная мощность анастасьинской свиты около 1000 м. Выше залегающая жержульская свита связана с анастасьинской постепенными переходами. В южной части прогиба она делится на две подсвиты: нижнюю — карбонатно-сланцевую и верхнюю — карбонатную. К северо-западу в составе свиты все большую роль играют массивные доломиты и известняки. У пос. Верхняя Базаиха в низах свиты появляются известковистые конгломераты. Возраст жержульской свиты, содержащей остатки трилобитов и археоциат, определен как конец алданского века и начало ленского века.

Выше залегают колбинская свита, связанная постепенными переходами с жержульской. Она разделена на три подсвиты: нижнюю подсвиту Выезжего лога — пестроокрашенные мергели, известняки и глинистые сланцы с обильными трилобитами; среднюю синерскую подсвиту — черные плитчатые известняки и светлые известняки и доломиты с трилобитами, и верхнюю нововасильевскую подсвиту — черные плитчатые известняки и доломиты с остатками трилобитов. Общая мощность колбинской свиты 1800—1900 м. Судя по ископаемой фауне, она соответствует толбачанскому, олекминскому и кетеменскому горизонтам ленского яруса. К наиболее молодым отложениям кембрия в Манском прогибе относятся баджейская и нарвская свиты, сложенные красноцветными конгломератами, грубозернистыми песчаниками и алевролитами общей мощностью 3500 м. Возраст их определяется условно как верхний кембрий — ордовик (Хоментовский, 1957).

Отложения нижнего кембрия Манского синклинория очень хорошо сопоставляются с отложениями этого же возраста Средне-Витимской горной страны. Так, ангульская свита аналогична гукитской и нижнепадроканской свитам, состоящим из красноцветных терригенных отложений и залегающим с угловым и стратиграфическим несогласием на протерозойских образованиях. Анастасьинская и жержульская свиты алданского яруса сопоставляются с верхнепадроканской и сидельтинской свитами, колбинская — с янгудскими свитами. Манский синклинорий, по данным В. В. Хоментовского (1957, 1959, 1960), представляет собой прогиб, наложившийся на сложное докембрийское основание и по своей тектонической природе сходный со Средне-Витимским прогибом.

Развитие обоих прогибов в кембрии происходило путем их расширения соответственно за счет Восточно-Саянского и Байкало-Витимского геосинклинальных поднятий. Очень большая мощность кембрийских отложений, интенсивная их дислоцированность и обилие интрузий, секущих кембрийские толщи, свидетельствуют о геосинклинальном характере этих прогибов, почему-то относимых некоторыми исследователями к платформенным структурам (Зайцев, 1960; Клитин, Постельников, 1966).

В Алтае-Саянской складчатой области четко выделяются два этапа геосинклинального развития: раннекаледонский (кембрийский) и позднекаледонский (собственно каледонский). Зона ранних каледонид занимает весьма обширные площади в Алтае-Саянской области, включая Кузнецкий Алатау, часть Горного Алтая, северную часть Западного Саяна, Восточный Саян, восток и юго-восток Тувы. Наиболее существенная черта строения этой зоны — тесная связь позднедокембрийского цикла осадконакопления с палеозойским (Зайцев, 1964). Там, где докембрийские толщи не отделяются от палеозойских разломами, переходы между ними постепенные, угловые несогласия отсутствуют. Только в миеосинклинальной зоне (Манский синклиорий) нижнепалеозойские отложения залегают с угловым и стратиграфическим несогласием на протерозойском основании.

Для раннекаледонского этапа Алтае-Саянской области характерно чрезвычайно широкое развитие вулканогенно-осадочных формаций, типичных для ранних стадий развития геосинклиналей, среди которых выделяются спилито-кератофировая, порфирито-диабазовая, зеленокаменно-кремнисто-сланцевая, вулканогенно-граувакковая и формация рифогенных известняков (Зайцев, 1960). С ниже-среднекембрийским вулканизмом тесно связаны основные и ультраосновные интрузии, образующие ультрабазитовые пояса (Пинус, Кузнецов и Волохов, 1958).

Для рассматриваемого этапа характерны также мощные карбонатные толщи, сформировавшиеся, по мнению одних исследователей (Хоментовский, 1957; Пинус, 1961), в геосинклинальных зонах, а по мнению других (Зайцев, 1960) — в «известняковых геосинклиналях».

С завершающим этапом развития раннекаледонской геосинклинали было связано внедрение гранитной магмы, образовавшей крупные гранитоидные интрузии, которые объединены Л. П. Зоненшайном и Г. А. Кудрявцевым в Восточно-Тувинский гранитоидный пояс. Время внедрения этих гранитоидов, по-видимому, поздневерхнекембрийское, доордовикское и только в некоторых случаях ордовикское (Зоненшайн и Кудрявцев, 1960).

С конца кембрия — начала ордовика раннекаледонская складчатая зона вступила в орогенный этап развития, только территории Западного Саяна, Салаира и Горного Алтая сохранили геосинклинальный режим, перейдя в новый собственно каледонский этап развития.

Для зоны собственно каледонид типично широкое распространение мощных терригенно-сланцевых, частью известковистых толщ с признаками флишоидного строения. Эти толщи относятся к среднему кембрию — ордовику и перекрываются терригенно-карбонатными и карбонатными отложениями силура.

Весь этот терригенно-карбонатный комплекс пород сильно дислоцирован и прорван доверхнесилурийскими и послениждедевонскими гранитоидами (Зайцев, 1960). В орогенный этап складчатая зона каледонид вступила в одних местах с верхнего силура, в других — с девона.

В Западном Забайкалье имел место только раннекаледонский (кембрийский) геосинклинальный цикл. Здесь так же, как и в Алтае-Саянской складчатой области, нижний палеозой в одних местах (на Байкало-Витимском краевом поднятии и близ интрагеосинклинальных

поднятий) залегает с угловым и стратиграфическим несогласием на протерозойских отложениях; в других местах (Джидинский и Бодайбинский синклинали) их залегание согласное. По сравнению с Алтае-Саянской складчатой областью вулканогенные формации в Западном Забайкалье распространены менее широко, уступая место известняковой и известняково-доломитовой формациям. Вулканогенные формации Западного Забайкалья представлены спилито-диабазовой и кварц-кератофировой, т. е. более кислыми, чем вулканогенные формации в Алтае-Саянской области. Приурочены они к центральным частям геосинклинали, сосредоточиваясь в двух крупных структурно-фациальных зонах — Джидинской и Удино-Витимской. В начальные этапы развития геосинклинали здесь господствовали излияния кислых эффузивов, которые накапливались совместно с терригенными осадками на более обширной территории, чем указанные выше вулканогенные формации.

Большие площади в Забайкальской складчатой области заняты геосинклинальными отложениями с карбонатным типом разрезов. Если в Алтае-Саянской складчатой области этот тип разрезов приурочен к геантиклинальным поднятиям, то в Западном Забайкалье картина существенно иная. Здесь карбонатные отложения слагают не менее полные и мощные разрезы, чем вулканогенные. Тяготеют они к окраинной части геосинклинали и образуют своеобразные зоны, состоящие так же, как и зоны интенсивного вулканизма, из поднятий и опусканий. В связи с этим заслуживает внимания высказывание Н. С. Зайцева (1964) об отнесении участков преимущественного развития карбонатных отложений в Алтае-Саянской складчатой области к «известняковым» геосинклиналям по аналогии с выделенными М. В. Муратовым (1949) геосинклиналями в альпийской складчатой зоне на юге Европы. Во всяком случае в Западном Забайкалье особенно отчетливо выявляется необходимость выделения в самостоятельную категорию участков геосинклинали с существенно карбонатным типом отложений.

К этому же типу относится и нижний палеозой Приаргунья в Восточном Забайкалье (Козеренко, 1961), представленный исключительно осадочными отложениями. В основании их разреза залегает мощная толща метаморфизованных песчаников и алевролитов, переслаивающихся с кварцитами. Выше залегает существенно карбонатная толща, сложенная доломитами при резко подчиненной роли известняков и содержащая остатки археоциат, трилобитов и водорослей верхов алданского — низов ленского яруса. Карбонатная толща согласно перекрывается терригенной, которая соответствует верхам ленского яруса или низам среднего кембрия.

Время проявления вулканизма в Западном Забайкалье ограничено нижним кембрием, тогда как в раннекаледонской Алтае-Саянской складчатой области оно было длительным и включало весь средний кембрий. В среднем кембрии Западного Забайкалья на обширной территории накапливались песчано-сланцево-карбонатные флишеидные отложения. Характерно, что смена режима осадконакопления в среднем кембрии, столь резкая в эвгеосинклинали, не имела места в северной части Байкало-Витимского краевого поднятия (Средне-Витимская горная страна), где продолжали накапливаться известняково-доломитовые отложения, типичные для ленского времени. Этот факт может свидетельствовать о более раннем отмирании северной окраины раннепалеозойской геосинклинали, куда среднекембрийская инверсия дошла с опозданием и в весьма слабой форме.

Внедрение гипербазитов и базитов в Западном Забайкалье также весьма ограничено во времени по сравнению с раннекаледонской Алтае-Саянской складчатой областью и приурочено к нижнему кембрию. Весьма широкое развитие в Западном Забайкалье получили гранитоиды

(Хренов, 1961), составляющие восточное продолжение Восточно-Тувинского гранитоидного пояса (Зоненшайн, Кудрявцев, 1960; Зайцев, 1964). Большая их часть образовалась до отложения верхнекембрийской молассы.

Из всего изложенного следует, что Западное Забайкалье представляет собой непосредственное продолжение раннекаледонской Алтае-Саянской складчатой системы, ее северо-восточную ветвь. В развитии Забайкальской геосинклинали происходило постепенное затухание геосинклинального режима с север-северо-востока на запад-юго-запад. Если в пределах Байкало-Витимского геантиклинального поднятия раннепалеозойская геосинклиналь замкнулась в среднем кембрии, а на Витимском плоскогорье — в верхнем кембрии, то в центральных частях Алтае-Саянской горной области проявился и собственно каледонский этап, завершившийся в верхнем силуре — девоне. Все это позволяет объединить раннекаледонский и собственно каледонский этапы в единый нижнепалеозойский тектонический цикл.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Резюмируя все изложенное, можно сделать следующие выводы. В нижнем палеозое на территории Западного Забайкалья продолжалось геосинклинальное развитие, начавшееся в глубоком докембрии. Нижнепалеозойские отложения делятся на три типа, соответствующие различным структурно-формационным зонам. К первому относятся мощные вулканогенно-осадочные отложения эвгеосинклинали; ко второму — терригенно-карбонатные отложения окраинной зоны эвгеосинклинали и к третьему — осадочно-карбонатные отложения краевого Байкало-Витимского геантиклинального поднятия. Все три типа отложений переходят друг в друга и связаны общей направленностью осадконакопления. На начальных этапах геосинклинального развития накапливались терригенные и терригенно-вулканогенные отложения, в среднем этапе — вулканогенные и известняково-доломитовые, в позднем этапе — флишоидные песчано-сланцево-карбонатные осадки и в заключительном — поздняя моласса. Нижнепалеозойские отложения Западного Забайкалья составляют единый седиментационный цикл, охвативший эопалеозой, нижний, средний и верхний кембрий. Нижняя граница раннего палеозоя не всюду отчетлива, что порождало противоречивые представления о ней. Перерыв и угловое несогласие между нижнепалеозойскими и подстилающими отложениями имеют место во внутренней части краевого Байкало-Витимского геантиклинального поднятия, на флангах дугообразного его изгиба, и близ интрагеантиклиналей.

В других же местах, тяготеющих к бисекторным зонам дугообразных изгибов складчатых систем, нижнепалеозойские отложения залегают на верхнепротерозойских без видимого углового и стратиграфического несогласий, что как будто бы подтверждает правоту тех авторов, которые объединяют раннепалеозойский цикл с байкальским. Вместе с тем вертикальные и горизонтальные ряды осадочных и вулканогенных формаций, а также последовательность и характер магматических формаций свидетельствуют о самостоятельности раннепалеозойского этапа развития Западного Забайкалья, сопоставимого с раннепалеозойским геосинклинальным этапом в Алтае-Саянской складчатой области. В связи с этим не следует отделять Западно-Забайкальскую ветвь ранних каледонид от Алтае-Саянской складчатой области, включая ее в байкалиды. В противном случае все салаириды Восточной Сибири должны бы быть отнесены к байкалидам. А о салаиридах Н. С. Шатский писал: ...«что в нижнем палеозое, кроме эпох складчатости в ордовике и силуре, были и другие, например, приуроченная к верхнему кембрию, которую не совсем удачно принято называть «салаирской». «Салаирскую» эпоху складчатости лучше было бы назвать Восточно-Тувинской или Восточно-Саянской по областям, где особенно ясно проявляются дислокации верхнекембрийского возраста» (Шатский, Болданов и др., 1957, стр. 12). Новый материал показывает, что еще более ярко эта эпоха складчатости проявилась на Витимском плоскогорье, где она была решающей в создании складчатых структур. В соответствии с изложенным еще раз под-

тверждается высказываемая неоднократно Е. В. Павловским (1948, 1956, 1960) точка зрения о непременном ограничении верхнего возрастного предела байкальской складчатости верхним протерозоем и о самостоятельности ранних каледонид Байкальской горной области.

Раннепалеозойский этап, бывший последним звеном в длинной цепи геосинклинального развития Байкальской горной области, начиная от архея имел специфические черты, свойственные, видимо, именно заключительным этапам. Одной из этих черт является очень широкое проявление гранитоидного магматизма и регионального метаморфизма в зонах высокой проницаемости. Эти последние являются одним из интереснейших тектонических элементов не только Забайкальской, но и всей Алтае-Саянской складчатой области. Заложены они были еще в допалеозойское время на границах различных структурных элементов как очень крупных (платформа и геосинклинальная область), так и более мелких, разделяющих отдельные структурно-фациальные зоны внутри геосинклинали, а в нижнем палеозое достигли максимального развития, выразившегося в высоком метаморфизме и образовании конечных его продуктов — ультраметаморфических гранитоидов.

В Западном Забайкалье отчетливо выражен процесс постепенного отмирания раннепалеозойской геосинклинали, происходившего по ее простиранию с север-северо-востока на запад-юго-запад.

Область краевого Байкало-Витимского геоантиклинального поднятия вступила в орогенный этап развития раньше эвгеосинклинальной, превратившись уже в конце среднего кембрия в гористую складчатую область. Вся остальная часть Забайкальской геосинклинали утратила геосинклинальные черты, превратившись в орогенную область только в верхнем кембрии. В Алтае-Саянской складчатой системе раннекаледонская геосинклиналь замкнулась в конце верхнего кембрия — начале ордовика, а в пределах Западного Саяна — в зоне каледонид геосинклинальный режим существовал до верхнего силура и местами до девона.

Палеотектоническая и палеогеографическая обстановка нижнего палеозоя в Западном Забайкалье была весьма благоприятной для накопления ряда полезных ископаемых осадочного и осадочно-эволюционного типов. К первому типу относятся бокситы и фосфориты. Ко второму типу, еще слабо изученному, но весьма перспективному, относятся железо, марганец и полиметаллы, составляющие богатую нижнепалеозойскую рудную провинцию.

- Арсентьев В. П.* Краткий очерк тектоники юго-восточной части Восточного Саяна — Труды БКНИИ, серия геол.-геогр., 1960, вып. 2. Улан-Удэ.
- Арсентьев В. П.* О поперечных структурах, расположенных по биссекторам складчатых и островных дуг. — Геотектоника, 1966, № 6.
- Арсентьев В. П., Волколаков Ф. К.* Домезозойская тектоника Восточного Саяна. Геология СССР, т. XXXV, Бур. АССР, ч. I. М., Госгеолтехиздат, 1964.
- Арсеньев А. А., Нечаева Е. А.* Магматические породы Байкальского нагорья. — Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1953, вып. 2.
- Арсентьев В. П., Хренов П. М.* Структурно-металлогенические зоны центральной части Саяно-Байкальской горной области. Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. М., изд-во «Наука», 1966.
- Беличенко В. Г.* Об условиях накопления марганценосных осадков в верхнем протерозое Баргузино-Витимского междуречья. — Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та СОАН СССР, 1959, вып. 2.
- Беличенко В. Г., Ескин А. С., Анисимова З. М.* Стратиграфия и метаморфизм древних толщ центральной части Баргузинского хребта. — Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 4.
- Беличенко В. Г.* О новых находках фауны археоциат в верховьях р. Джиды (Южное Прибайкалье). — Докл. АН СССР, 1963, 151, № 3.
- Беличенко В. Г., Комарова, Ю. В. Мусин Ю. Б., Хренов П. М., Чернов Ю. А.* Геолого-петрографический очерк южной окраины Витимского плоскогорья (Северо-Западное Забайкалье). М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Беличенко В. Г., Хренов П. М.* Кембрий северо-западного Забайкалья. Геология СССР, т. XXXV, Госгеолтехиздат, 1964.
- Беличенко В. Г., Хренов П. М.* О байкальских каледонидах. — Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 11.
- Беличенко В. Г., Хренов П. М., Чернов Ю. А.* Поздние молассы раннекаледонской геосинклинали внутренней части Байкальской горной области. — Докл. АН СССР, 1960, 138, № 6.
- Беличенко В. Г., Хренов П. М., Чернов Ю. А.* Новые данные по стратиграфии нижнего палеозоя Восточного Прибайкалья. — Геол. и геофиз., 1966, № 8.
- Беличенко В. Г., Чернов Ю. А., Журавлева И. Т.* Стратиграфия нижнего кембрия Кыдымит-Заза-Холойского междуречья (Витимское плоскогорье). — Геол. и геофиз., 1960, № 6.
- Беличенко В. Г., Шафеев А. А., Хренов П. М., Чернов Ю. А.* Новые данные о стратиграфическом положении зун-муринской свиты (Западное Забайкалье). — Геол. и геофиз., 1966, № 9.
- Белостоцкий И. И., Зоненшайн Л. П., Красильников Б. Н., Кудрявцев Г. А., Масаковский А. А., Пожарский И. Ф., Херасков Н. Н.* Тектоническое районирование и закономерности формирования Алтае-Саянской области. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1959, 34, вып. 6.
- Бесова М. В.* Геология и минералогия Джидинского вольфрамового месторождения. Месторождения редких и малых металлов СССР, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1939.
- Бесова М. В.* Признаки хромоникелевого оруденения на Джде. — Мат. по геолог. и полезным ископаемым Вост. Сибири, 1953, вып. XIII.
- Богданов А. А.* Основные закономерности развития палеозойской складчатости на территории СССР. — В кн. «Междунар. геол. конгресс, XXI сес. Докл. сов. геологов. Пробл. 19». М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Богидаева М. В.* Оспинско-Китойский массив гипербазитов (Восточный Саян). — Труды Вост.-Сиб. фил. СО АН СССР, серия геол., 1961, вып. 16.
- Богидаева М. В.* Гипербазиты Дархинтуйского массива. — Зап. Вост.-Сиб. отд. Ввс. минералог. об-ва, 1962, вып. 3.
- Борисяк А. А.* Тектоника Азии. — Природа, 1927, № 4.
- Ботвинкина Л. Н.* Ритм — особый тектурный тип породы смешанного состава. — Литол. и полезн. ископ., 1966, № 5.
- Бузиков И. П., Другова Г. М.* Конгломераты в архее Тункинских гольцов

- (хребет Восточный Саян).— Труды Лабор. геол. докембрия, АН СССР, 1960, вып. 9.
- Булгатов А. Н.* Новое место выхода известняков с нижнекембрийской фауной в верховье р. Левого Олдынды.— Мат. по геол. и полезн. ископ. Бур. АССР, 1961, вып. VII.
- Булгатов А. Н.* О стратиграфическом положении пород гаргинской серии на Витимском плоскогорье и Икатском хребте. Тезисы докл. II научн. конфер. геол. секции им. В. А. Обручева. (Забайкальск. отд. геогр. об-ва). Чита, 1965а.
- Булгатов А. Н.* О границе протерозойской и раннекембрийской геосинклиналильных систем в юго-западной части Витимского плоскогорья.— Геол. и геофиз., 1965б, № 7.
- Булгатов А. Н.* Позднепротерозойские гранитоиды севера Бурятии. Магматические формации Бурятии и связанные с ними полезные ископаемые. Улан-Удэ, 1965в.
- Булгатов А. Н.* К вопросу о границе докембрия и кембрия на севере Бурятии.— Мат. по геол. и полезн. ископ. Бур. АССР, 1966, вып. X.
- Бутов Ю. П., Волколаков Ф. К., Ивойлов Ю. А.* Палеогеография территории Бур. АССР в кембрии.— Труды БКНИИ СО АН СССР, серия геол., 1966, вып. 21. Улан-Удэ.
- Буряк В. А., Лобанов М. П., Хренов П. М.* Роль глубинных разломов в размещении фаций метаморфизма и эндогенного докембрийского оруденения в складчатом обрамлении юга Сибирской платформы.— Докл. АН СССР, 1966, 168, № 2.
- Великославинский Д. А., Казаков А. Н., Соколов Ю. М.* Мамский комплекс Северо-Байкальского нагорья. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Ветров Д. В., Крупский А. А.* Еравнинский железорудный район.— Труды II совещ. по металл. Саяно-Байкальской горной области. Улан-Удэ, 1964.
- Волколаков Ф. К.* Геологическое развитие юго-восточной части Восточного Саяна в раннем палеозое. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1965.
- Волколаков Ф. К., Бутов Ю. П., Ивойлов Ю. П., Приходько В. П., Хлыстов П. А.* Основные условия формирования нижнекембрийских отложений на территории Бурятии и их бокситоносность.— Мат. по геол. и полезн. ископ. Бур. АССР, 1966, вып. X. Улан-Удэ.
- Волколаков Ф. К., Давыдов В. И., Кибанов Г. А., Язымир М. М.* Новые местонахождения фауны и флоры кембрия в бассейне р. Бамбуйки (Западное Забайкалье).— Геол. и геофиз., 1964, № 8.
- Волколаков Ф. К., Язымир М. М.* Основные черты стратиграфии, биогеографическое районирование и некоторые особенности геологического развития территории Бур. АССР в кембрии.— Мат. по геол. и полезн. ископ. Бур. АССР, 1966, вып. X. Улан-Удэ.
- Вологдин А. Г.* Археоциаты и водоросли кембрия Байкальского нагорья.— Труды Палеонтол. ин-та, 1962а, вып. 43.
- Вологдин А. Г.* Древнейшие водоросли СССР. М., Изд-во АН СССР, 1962б.
- Гурулев С. А.* Метаморфизм и граниты (на примере Байкальского нагорья).— Мат. по геол. и полезн. ископ. Бур. АССР, 1960, вып. 2. Улан-Удэ.
- Гурулев С. А.* Посленижнекембрийские интрузии Баргузинского хребта. Магматизм, стратиграфия и полезные ископаемые Бурятии.— Труды БКНИИ СО АН СССР, серия геол., 1962, вып. 9. Улан-Удэ.
- Гурулев С. А.* О границе нижнего кембрия и докембрия в Северном Прибайкалье. Стратиграфия и магматизм Западного Забайкалья.— Труды БКНИИ СО АН СССР, серия геол., 1964, вып. 15. Улан-Удэ.
- Дворкин-Самарский В. А., Язымир М. М.* О работе Величенко В. Г., Комарова Ю. В., Мусина Ю. Б., Хренова П. М., Чернова Ю. А. «Геолого-петрографический очерк южной окраины Витимского плоскогорья (Северо-Западное Забайкалье)».— Труды БКНИИ СО АН СССР, серия геол., 1964, вып. 15. Улан-Удэ.
- Дембо Г. М.* Стратиграфия южной части Патомского нагорья. Вопросы геологии Азии, т. I, М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С., Соболев Н. В., Ушакова Е. Н., Хрестов В. В.* Основные закономерности распространения фаций регионального метаморфизма на территории СССР.— Геол. и геофиз., 1965, № 4.
- Додин А. Л., Журавлева И. Т.* Стратиграфия синийских и кембрийских отложений бассейна р. Сархой в Восточном Саяне.— Геол. и геофиз., 1963, № 6.
- Домбровский В. В.* Геология Байкало-Патомского нагорья.— Труды Вост.-Сиб. геол. упр., 1940, вып. 26. Иркутск.
- Елизарьев Ю. З.* Онколитоподобное образование в верхнеархейских мраморах Прибайкалья.— Докл. АН СССР, серия геол. 1966, 169, № 1, 2, 3.
- Жданова Т. П.* Стратиграфия северо-востока Патомского нагорья.— Труды ЦНИГРИ, 1961, вып. 38.
- Жидков А. Я.* Новая Северо-Байкальская щелочная провинция и некоторые черты нефелиноносности ее пород.— Докл. АН СССР, 1961, 140, № 1.
- Жидков А. Я.* Сложная сыньирская интрузия снитов Северо-Байкальской щелочной провинции.— Геол. и геофиз., 1962, № 9.
- Журавлева И. Т.* К познанию археоциат Сибири.— Докл. АН СССР, 1955, 104, № 4.
- Журавлева И. Т., Репина Л. Н., Хоментовский В. В.* Схема расчленения нижнекембрийских отложений Саяно-Ал-

- тайской складчатой области.—Геол. и геофиз., 1962, № 1.
- Заварицкий В. А.* Спилито-кератофировая формация окрестностей месторождения Блявы на Урале.—Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1946, вып. 71, петр. серия (№ 24).
- Зайцев Н. С.* Сравнительная тектоника Восточного Саяна и нагорий Шотландии.—В кн. «Междунар. геол. конгресс, XXI сес. Докл. сов. геологов. Проблема 19». М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Зайцев Н. С.* Особенности тектонического строения Саяно-Алтайской складчатой области. Складчатые области Евразии. М., изд-во «Наука», 1964.
- Замараев С. М.* Основные элементы структуры юго-восточной части Сибирской платформы в докембрии и в нижнем палеозое.—Геол. и геофиз., 1961, № 11.
- Замараев С. М.* Краевые структуры нижней части Сибирской платформы. Автореф. докт. дис. Иркутск, 1966.
- Зоненшайн Л. П.* Тектоника Западного Саяна. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Зоненшайн Л. П., Кудрявцев Г. А.* Место главнейших гранитоидных интрузий в тектонической структуре Саяно-Тувинской горной области.—В кн. «Междунар. геол. конгресс, XXI сес. Докл. сов. геологов. Пробл. 19». М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Иванов Б. А.* Схема геологического районирования Восточной Сибири Изд. Вост.-Сиб. геол. управл. Иркутск, 1949.
- Иванов А. Х.* Сравнительная геология трех окраинных районов Монголии.—Труды Бурятск. компл. научно-исслед. ин-та СО АН СССР, 1961, вып. 7. Улан-Удэ.
- Ильина Н. С.* Геология и генезис Боксонских бокситов в Восточных Саянах. Бокситы, их минералогия и генезис. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Кашин К. А., Постельников Е. С.* Орогенные образования байкалид Восточной Сибири.—Геотектоника, 1966, № 6.
- Козеренко В. Н.* Нижнепалеозойские отложения Восточного Забайкалья. Геология СССР, т. XXXVI, ч. I. М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Козубова Л. А.* Интрузивный магматизм юго-западной части Хилокско-Олекминской зоны раннепалеозойской складчатости (Западное Забайкалье). Автореф. канд. дис. Л., 1967.
- Коновалов И. В.* К вопросу о генезисе Еравнинских железорудных месторождений.—Геол. и геофиз., 1964, № 11.
- Коновалов И. В.* О генезисе Еравнинских железорудных месторождений (Западное Забайкалье, Бур. АССР).—Докл. АН СССР, 1966, 169, № 3.
- Кормилицин В. С.* О новой колчеданной провинции в Западном Забайкалье.—Докл. АН СССР, 1966, 168, № 4.
- Королюк И. К.* Расчленение кембрия и докембрия Восточной Сибири по строматолитам.—В кн. «Междунар. геол. конгресс XXI сес. Докл. сов. геологов. Пробл. 8». М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Королюк И. К.* Сравнительная характеристика формаций рифея и кембрия. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Котульский В. К.* Геологические исследования в Витимском золотоносном районе в 1909 г.—Труды Всесоюз. геол. развед. объедин., 1932, вып. 197.
- Кузнецов В. А.* Геотектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области. Вопросы геологии Азии, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Кузнецов Ю. А.* Магматические формации и некоторые общие вопросы геологии.—Геол. и геофиз., 1963, № 5.
- Кузнецов Ю. А.* Главные типы магматических формаций. М., Изд-во «Недра», 1964.
- Лопатин И. А.* Дневник Витимской экспедиции.—Зап. Рус. геогр. об-ва, 1895, вып. 1.
- Лурье М. Л.* Каледонский вулканизм Восточного Хамар-Дабана.—Петрология и минералогия некоторых рудных районов СССР. М., Госгеоллиздат, 1952.
- Лурье М. Л., и Обручев С. В.* Стратиграфия кембрия Восточного Саяна и бассейна Джиды.—Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 1.
- Львов А. В.* Из геологического прошлого средней части долины р. Иркутка.—Изв. Вост.-Сиб. отд. Русск. геогр. об-ва, 1924, 16, вып. 3.
- Малаев А. А., Ветров Д. В., Хрянина Л. П., Бабкин И. Н., Златогурская И. П., Миронов Е. П.* Геологическое строение колчеданно-полиметаллического месторождения в Западном Забайкалье. Тезисы докл. II научн. конфер. геол. секции им. В. А. Обручева, Забайкальск. отд. геогр. об-ва. Чита, 1965.
- Маринов Н. А.* Стратиграфия Монгольской Народной Республики. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Мау В. Д.* Верхний докембрий Западного Прибайкалья. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1965.
- Мелещенко В. С., Янов Э. Н., Казаков И. Н.* Основные черты тектоники Саяно-Алтайской складчатой области.—Мат. ВСЕГЕИ, 1960, вып. 32.
- Миронов Е. П., Златогурская И. П.* Некоторые особенности строения и вещественного состава рудных тел колчеданно-полиметаллического месторождения в Западном Забайкалье. Тезисы докл. II научн. конфер. геол. секции им. В. А. Обручева Забайкальск. отд. геогр. об-ва. Чита, 1965.
- Мурагов М. В.* Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1949.
- Нагибина М. С., Луцицкий И. В.* О структурном расчленении Забайкалья.—Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 2.
- Налетов П. И.* Геологические исследова-

- ния долины верхнего течения р. Дзиды.—Труды ВСГРТ, 1935, вып. 11. Иркутск.
- Налетов П. И.** Геологическая съемка верхнего течения р. Дзиды и Зун-Мурин (краткий отчет по работам 1934 г.).—Труды ВСГРТ, 1936, вып. 18, ОНТИ.
- Налетов П. И.** Каталог местонахождений ископаемых фауны, флоры, пыльцы и спор центральной части Бурятской АССР. М., Госгеолтехиздат, 1961а.
- Налетов П. И.** Стратиграфия центральной части Бурятской АССР. М., Госгеолтехиздат, 1961б.
- Налетов П. И.** Геологическое строение центральной части Бур. АССР. Доклад по работам, представленным на соискание ученой степени доктора геол.-мин. наук. Иркутск, 1963.
- Налетов П. И., Шалеев К. А., Деуля Т. Т.** Геология Дзидинского рудного района.—Труды ВСГУ, вып. 27. Иркутск, 1941.
- Налетов П. И., Бессолицин Е. П.** Геологический очерк района среднего течения р. Чикой.—Труды ВСГУ, 1947, вып. 31.
- Никитина Л. П.** Докембрий Восточного Саяна.—Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1964, вып. 11.
- Обручев В. А.** Селенгинская Даурия. Орографический и геологич. очерк. Изд. Троицко-Савск. отд. Гос. геогр. об-ва, 1929.
- Обручев В. А.** Древнее темя или каледонская складчатая зона. Труды Первого Вост.-Сиб. краевого научно-исслед. съезда, вып. 1. Иркутск, 1932.
- Обручев С. В., Великославинский Д. А.** Докембрий западного побережья Байкала.—Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1953, вып. 2.
- Обручев С. В.** Метаморфизованные конгломераты с веретенообразной галькой в хребтах Восточный Саян и Хамар-Дабан.—Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1960, вып. 9.
- Одинцов М. М., Флоренсов Н. А., Хренов П. М.** Некоторые геологические закономерности размещения полезных ископаемых на юге Восточной Сибири.—Изв. Вост.-Сиб. фил. АН СССР, 1957, № 2.
- Одинцов М. М., Флоренсов Н. А., Хренов П. М.** О размещении полезных ископаемых в геологической структуре Восточной Сибири.—Труды Вост.-Сиб. фил. АН СССР, 1958, вып. 14.
- Осокин П. В.** Новые данные о возрасте верхнепротерозойских отложений Чина-Амалатского междуречья Витимского плоскогорья. В сб. «Геол.-произв. информация. № 2». Улан-Удэ, 1959.
- Павловский Е. В.** Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области.—Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1948, вып. 99, геол. серия, № 31.
- Павловский Е. В.** Тектоника Саяно-Байкальского нагорья.—Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 10.
- Павловский Е. В.** Краткий очерк докембрия и нижнего палеозоя. Шотландских нагорий.—Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 6.
- Павловский Е. В.** Зоны перикратонных опусканий—платформенные структуры первого порядка.—Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 12.
- Павловский Е. В.** Стадии геосинклинального развития герцинских массивов Франции и Южной Германии.—Изв. АН СССР, серия геол., 1960а, № 11.
- Павловский Е. В.** Поздний докембрий—верхний протерозой Западного и Восточного Прибайкалья. В кн. «Междунар. геол. конгресс, XXI сес. Докл. сов. геологов. Пробл. 8». М., Изд-во АН СССР, 1960б.
- Павловский Е. В., Беличенко В. Г.** Осадочные формации верхнего протерозоя Саяно-Байкальского нагорья и связанные с ними полезные ископаемые.—В кн. «Закономерности размещения полезных ископ.» т. I. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Павловский Е. В., Беличенко В. Г.** Верхний докембрий. Западное и Восточное Прибайкалье. Стратиграфия СССР. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Павловский Е. В., Ескин А. С.** Особенности состава и структуры архея Прибайкалья. М., изд-во «Наука», 1964.
- Павловский Е. В., Фролова Н. В.** Геологический очерк Лено-Ангаро-Байкальского водораздела.—В кн. «Очерки по геологии Сибири». М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Парфенов Л. Е.** О соотношении монголинской и ильчирской свит протерозоя юго-восточной части Восточного Саяна.—Геол. и геофиз., 1965, № 11.
- Пинус Г. В.** Нижнекембрийский вулканизм Тувы. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1961.
- Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М.** Гипербазиты Тувы. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М.** Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Покровская Н. В., Журавлева И. Т.** О выделении нижнего кембрия в самостоятельную геологическую систему. В кн.: «Междунар. геол. конгресс, XXI сес. Докл. сов. геологов. Пробл. 8». М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Предтеченский А. А.** Древнее поднятие южной Сибири. Матер. по регион. геологии.—Труды СНИИГГИМС, 1960, вып. 13.
- Пушаровский Ю. М.** Зоны затухания геосинклинальных систем или областей.—Бюлл. МОИП, отд. геол., 1961, 36, вып. 6.
- Репина Л. Н., Хоментовский В. В., Журавлева И. Т., Розанов А. Ю.** Биостратиграфия нижнего кембрия Саяно-Алтайской складчатой области. М., изд-во «Наука», 1964.

- Руднев В. П.* Тектонические структуры центральной части Икатского хребта.— Мат. по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири, 1957, вып. 1 (XXII). Иркутск. Госгеолтехиздат, 1959.
- Салон Л. И.* Докембрийский магматизм Байкальской горной области. Геологическое строение СССР, т. 2. М., Госгеолтехиздат, 1953.
- Салон Л. И.* Нижний палеозой Средне-Витимской горной страны. Труды ВСЕГЕИ, т. 1. Госгеолтехиздат, 1954.
- Салон Л. И.* Нижнепалеозойский магматизм Байкальской горной области. Геологическое строение СССР, т. 2. М., Госгеолтехиздат, 1958а.
- Салон Л. И.* Тектоническая структура Байкальской горной области. Геологическое строение СССР, т. 3. М., Госгеолтехиздат, 1958б.
- Салон Л. И.* Геологическое строение и полезные ископаемые Байкальской горной области в свете новых данных. Развитие произв. сил. Вост. Сибири. Геологическое строение. М., Изд-во АН СССР, 1960а.
- Салон Л. И.* История геологического развития докембрийской геосинклинальной системы байкалид.— В кн. «Международ. геол. конгресс. XXI сес. Докл. сов. геологов. Стратиграфия и корреляция докембрия». М., Изд-во АН СССР, 1960б.
- Салон Л. И.* Основные черты геологического развития территории СССР в докембрии.— В кн. «Международ. геол. конгресс. XXI сес. Стратиграфия и корреляция докембрия». М., Изд-во АН СССР, 1960в.
- Салон Л. И.* Архей и протерозой Байкальской горной области. Стратиграфия СССР, т. 1. Азиатская часть СССР. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Салон Л. И.* Геология Байкальской горной области, т. 1. Стратиграфия. М., изд-во «Наука», 1964а.
- Салон Л. И.* Протерозойский магматизм Средне-Витимской горной страны Прибайкалья и Витимского плоскогорья. Геология СССР, т. XXXV, ч. 1, М., изд-во «Недра», 1964б.
- Салон Л. И.* Геология Байкальской горной области. Автореф. докт. дис. Л., 1964в.
- Салон Л. И.* Геология Байкальской горной области, т. II. Магматизм, тектоника, история геологического развития М., изд-во «Недра», 1967.
- Салон Л. И., Головенко В. И., Жидков А. Я., Шалек Е. А.* О возрасте последней геосинклинальной складчатости в Байкальском нагорье.— Докл. АН СССР, 1958, 118, № 4.
- Салун С. А.* Основные черты тектоники Западного Саяна.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1956, 31, вып. 2.
- Свигалский Н. И.* Анартзитовые породы и пироксеновые кристаллические сланцы Юго-Западного Прибайкалья.— Изв. Геол. ком., 1915, XXXIV, № 9.
- Семеновко Н. П.* Геология и петрография Мамской кристаллической полосы (Байкало-Патомское нагорье). ИГН АН УССР. Киев, 1948.
- Семеновко Н. П., Котловська Ф. У., Демиденко С. Г.* Визначення віку метаморфічних сланців Байкало-Саянської гірської області.— Геологічний журнал в АН УССР, 1961, 21, вып. 6.
- Сивов А. Г.* Кембрий и докембрий Западного Саяна.— Труды Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР, 1948, вып. 2.
- Сизых В. И.* Магматизм Малханского и Заганского хребтов. Тезисы докл. второй научн. конфер. геол. секции им. В. А. Обручева Забайкальск. отд. геогр. об-ва. Чита, 1965.
- Сизых В. И.* Геологическое строение и история развития Малханского антиклинория. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1967.
- Смолянский Е. Н.* О последовательности формирования интрузивных комплексов Джидинского района.— Мат. по геол. и полезн. ископ. Бур. АССР, 1961, вып. 6. Улан-Удэ.
- Смолянский Е. Н.* Основные черты тектоники Джидинского района.— Мат. по геол. рудных месторожд. Прибайкалья.— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, 1963, вып. 13. Иркутск.
- Смолянский Е. Н.* Палеозойский магматизм Южного Прибайкалья и Юго-Западного Забайкалья. Геология СССР, т. 35, ч. 1 (Бур. АССР). М., 1964.
- Смолянский Е. Н., Хренов П. М.* Домезозойская тектоника Западного Забайкалья. Геология СССР, т. 35, ч. 1, (Бур. АССР), М., 1964.
- Соломенко В. П., Тресков А. А., Зорин Ю. А., Коростин П. В., Курушин Р. А., Павлов О. В., Пшеничных К. В., Фомина Е. В., Хилько С. Д., Хромовских В. С., Шмотов А. П., Жилкин В. М.* Сейсмотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья. М., изд-во «Наука», 1968.
- Стратиграфия СССР (Кембрийская система). М., изд-во «Недра», 1965.
- Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза, т. I—III. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Страхов Н. М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Страхов Н. М.* К познанию подводного вулканогенно-осадочного породообразования. Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. М., изд-во «Наука», 1965.
- Тайсаев Т. Т.* О верхнемезозойских красноватых Джидинской горной страны.— Мат. по геол. и полезн. ископ. Бур. АССР, 1965, вып. 9.
- Тарасов Ю. С.* К стратиграфии и литологии кембрийских отложений бассейна р. Бирамь (Баргузинский хребет). Труды Бурятск. компл. научно-исслед. ин-та СО АН СССР. Улан-Удэ, 1964. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран.

- дельных стран в масштабе 1 : 5 000 000. Объяснительная записка. Под ред. Н. С. Шатского. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Тетяев М. М.* О некоторых основных вопросах геологии Сибири.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1923—1924, 2, вып. 3.
- Тихонов В. Л.* К стратиграфии Средне-Витимской горной страны.— Мат. по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири, 1957, вып. 1. Иркутск.
- Тихонов В. Л.* К тектонике Средне-Витимской горной страны.— Труды Иркутск. гос. ун-та, серия геол., 1959, 14, вып. 4. Иркутск.
- Флоренсов Н. А.* К вопросу о тектонике центральной части Восточного Саяна.— Труды Иркутск. гос. ун-та, серия геол. 1941, 2, вып. 2. Иркутск.
- Флоренсов Н. А.* Некоторые вопросы тектоники Забайкалья.— Труды Вост.-Сиб. фил. АН СССР, серия геол., 1954, 1.
- Флоренсов Н. А.* Геологическое строение Бурято-Монголии. (Краткий очерк).— Мат. по изуч. произв. сил Бурято-Монгол. АССР, 1954, вып. 1. Улан-Удэ.
- Флоренсов Н. А.* Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья.— Труды Вост.-Сиб. фил. АН СССР, 1960, вып. 19.
- Фомин И. Н.* Особенности геологического развития Малханской структурно-формационной зоны Западного Забайкалья. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1966.
- Хайн В. Е., Шейнманн Ю. М.* Сто лет учения о геосинклиналях.— Сов. геол., 1960, № 11.
- Хворова И. В.* Задачи и некоторые результаты изучения формаций. Вулканогенно-осадочные и теригенные формации.— Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 81.
- Хворова И. В.* О принципах типизации вулканогенно-осадочных формаций. Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. М., изд-во «Наука», 1965.
- Херасков Н. П.* Геология и генезис Восточно-Башкирских марганцевых месторождений. В сб. «Памяти академика А. Д. Архангельского». М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Херасков Н. П.* Геологические формации.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1952, 27, вып. 5.
- Херасков Н. П.* Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры.— Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 91.
- Хоментовский В. В.* К тектонике Восточного Саяна.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 7.
- Хоментовский В. В.* Структурно-фациальные зоны нижнего кембрия и рифея юго-западного обрамления Сибирской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 10.
- Хоментовский В. В.* Формации структурно-фациальных зон Юго-Западной Сибири и связь с ними полезных ископаемых. Закономерности размещения полезных ископаемых, т. III. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Хоментовский В. В., Семихатов М. М., Релина Л. Н.* Стратиграфия докембрийских и нижнепалеозойских отложений западной части Восточного Саяна. Региональная стратиграфия СССР, т. 4. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Хорева Б. Я.* Геологическое строение, интрузивный магматизм и метаморфизм Иртышской зоны смятия. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Хорева Б. Я.* Типы регионального метаморфизма и тектонические условия их проявления в подвижных поясах.— Геотектоника, 1966а, № 6.
- Хорева Б. Я.* Типы метаморфических поясов складчатых областей.— Докл. АН СССР, серия геол., 1966б, 169, № 1, 2, 3.
- Хренов П. М.* Структурные особенности одного из рудных полей Икатского хребта.— Мат. по изуч. произв. сил Бур. АССР, 1954, вып. 1. Улан-Удэ.
- Хренов П. М.* Магматические горные породы центральной части Икатского хребта и некоторые вопросы их металлогении.— Мат. по изуч. произв. сил Бур. АССР, 1957, вып. 3. Улан-Удэ.
- Хренов П. М.* Каледонские магматические породы Саяно-Байкальской горной области и проблемы их металлогении. В кн. «Проблемы тектоники». М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Хренов П. М.* Нижнепалеозойские интрузии Западного Забайкалья, Витимского плоскогорья и Восточного Прибайкалья. Геология СССР, т. 35, ч. 1. М., изд-во «Недра», 1964.
- Цырендоржиев Ц. Ц.* Элементы тектоники Прибайкалья по геофизическим данным.— Геол. и геофиз., 1963, № 6.
- Цыренов В. Ц., Дубченко В. И.* Местонахождение кембрийской фауны в осадочно-метаморфических породах Северо-Байкальского нагорья.— Докл. АН СССР, 1962, 145, № 2.
- Чернов Ю. А.* Тектонические разломы Удино-Витимского междуречья.— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, 1959, вып. 2.
- Чернов Ю. А.* О пегматитах Баргузинно-Муйского междуречья (Северо-Западное Забайкалье).— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, 1960, вып. 1. Иркутск.
- Чернов Ю. А.* К истории геологического развития Удино-Витимского района в нижнем палеозое (Западное Забайкалье).— Изв. АН СССР, серия геол., 1963а, № 6.
- Чернов Ю. А.* Об Удино-Витимской структурно-фациальной зоне раннекаледонской геосинклинали Байкальской горной области.— Геол. и геофиз., 1963б, № 5.
- Чернов Ю. А., Кориковский С. П., Павловский Е. В.* Новые данные по геологии древних толщ Западного Забайкалья.— Докл. АН СССР, серия геол., 1966, 170, № 3.

- Шалаев К. А.* Геологический очерк района среднего течения р. Джиды. Джидинский рудный район.— Труды Вост.-Сиб. геол. управл., 1935, вып. XV.
- Шатский Н. С.* Основные черты тектоники Сибирской платформы.— Бюлл. МОИП, 1932, 10, вып. 3—4.
- Шатский Н. С.* О марганцевых формациях и о металлогении марганца. Вулканогенно-осадочные марганцевые формации.— Изв. АН СССР, серия геол., 1954, № 4.
- Шатский Н. С.* Парагенезис осадочных и вулканогенных пород и формаций.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 5.
- Шатский Н. С.* Об отношении кембрия к протерозою и о байкальской складчатости. Избр. труды, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Шатский Н. С. К* тектонике юго-восточного Прибайкалья. Избр. труды, т. II. М., изд-во «Наука», 1964.
- Шатский Н. С., Богданов А. А. и др.* Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в масштабе 1 : 5 000 000. Объяснительная записка. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Шафеев А. А.* Стратиграфия и метаморфизм докембрия Юго-Западного Прибайкалья.— Докл. АН СССР, 1964, 158, № 3.
- Шафеев А. А.* Вопросы стратиграфии и метаморфизма докембрия Юго-Западного Прибайкалья и центрального Хомар-Дабана.— Геол. и геофиз., 1965, № 2.
- Шахварстова К. А.* Новые данные по геологии юго-западной части Витимского нагорья.— Бюлл. МОИП, 23, 1948.
- Шахварстова К. А.* Докембрийские и палеозойские интрузии юго-западной части Витимского нагорья. Очерки по геологии Сибири, вып. 7. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Шер С. Д.* О нижнепалеозойских отложениях центральной части Байкальской горной области.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1957, 32, вып. 1.
- Шер С. Д.* К вопросу о тектонике Бодайбинского синклиналильного погружения и влияния некоторых ее элементов на локализацию золотеносности.— Труды НИГРИ, 1961, вып. 38.
- Шобогоров П. Ч.* Новая находка кембрийской фауны в метаморфической серии Байкальской горной области.— Докл. АН СССР, 1956, 106, № 3.
- Шобогоров П. Ч.* К методике изучения метаморфизма при геологической съемке (на примере геологосъемочных работ в пределах Ангаро-Баргузинской горной страны).— Мат. по геол. и полезн. ископ. Бур. АССР, 1960, вып. 1 (4). Улан-Удэ.
- Язмур М. М.* К вопросу о происхождении кембрийской скелетной фауны и границы между протерозоем и кембрием.— Мат. по геол. и полезн. ископ. Бур. АССР, 1965, вып. 9.
- Язмур М. М.* К палеотектонике кембрия Байкало-Витимской горной страны. Структурно-фациальное районирование. Вопросы тектоники Бур. АССР и сопредельных территорий.— Труды Бур. комп. научно-исслед. ин-та СО АН СССР, серия геол., 1966, вып. 21.
- Язмур М. М., Волколаков Ф. К.* Биостратиграфическое районирование и некоторые особенности геологического развития Бурятской АССР в кембрии. Тезисы докл. первой научн. конф. геол. секции им. В. А. Обручева Забайкальск. отд. геогр. об-ва СССР. Чита, 1964.
- Ячевский Л. А.* Предварительный отчет об исследовании местности, прилегающей к южной части Байкала. Исследования по линии Сибирской ж. д., вып. 7. СПб., 1898.
- Яценко Г. М.* Нижний докембрий хребта Морского (Восточное Прибайкалье).— Вестник Львовского гос. ун-та им. И. Франко (серия геол.), 1964, вып. 2.
- Яценко Г. М.* Докембрийские структуры Восточного побережья оз. Байкал. Тезисы докл. второй научн. конф. геолог. секции им. В. А. Обручева Забайкальск. отд. геогр. общ-ва. Чита, 1965.
- Яценко Г. М.* Стратиграфия и особенности метаморфизма докембрия Морского хребта. (Восточное Прибайкалье). Автореф. канд. дис. Львов, 1966.
- De Launay.* La geologie et les richesses minerales de J'Asie. Historique. Production. Avenir. Metallogenie. Paris, 1911.
- Eskola P.* Beobachtungen über die Glazialbildungen in der Gegend der wasserscheide zwischen dem Bargusin und der Oberen Angara in Transbaikalia.— Bul. Comm. Geol. de Finlande, 1929, N 87.

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | |
|--|------------|
| Введение | 5 |
| Глава I. Краткий обзор геологической изученности кембрийских отложений Западного Забайкалья | 7 |
| Глава II. Стратиграфия нижнего палеозоя Западного Забайкалья. | 11 |
| Эопалеозой, нижний и средний кембрий | 11 |
| Западно-Забайкальская эвгеосинклиналь | 12 |
| Центральная зона эвгеосинклинали | 12 |
| Джидинская структурно-фациальная зона | 12 |
| Удино-Витимская структурно-фациальная зона | 48 |
| Окраинная зона эвгеосинклинали | 56 |
| Северо-Восточные отроги Хамар-Дабана | 57 |
| Морской хребет | 61 |
| Бассейн р. Ямбуя | 70 |
| Бассейн р. Витимкана | 73 |
| Амалат-Талойский водораздел | 79 |
| Бассейн р. Уакита-Горбылокского | 83 |
| Бассейн р. Бамбуйки | 85 |
| Баргузинский хребет | 86 |
| Северо-Байкальское нагорье | 96 |
| Восточная часть Восточного Саяна | 99 |
| Байкало-Витимское краевое поднятие | 103 |
| Холоднинская (Верхнечайская) синклиналь | 103 |
| Средне-Витимская горная страна | 104 |
| Бодайбинский синклиниорий | 106 |
| Верхний кембрий | 108 |
| Глава III. Геологические формации | 114 |
| Осадочные и вулканогенные формации | 114 |
| Формации Байкало-Витимского краевого геосинклинального поднятия | 116 |
| Нижняя молассовая формация | 116 |
| Песчано-сланцевая формация | 117 |
| Известняково-доломитовая формация | 118 |
| Формации Забайкальской эвгеосинклинали | 119 |
| Спилиго-диабазовая формация | 119 |
| Кварц-кератофировая формация | 123 |
| Нижняя молассовая формация | 126 |
| Терригенно-вулканогенная формация | 127 |
| Песчано-сланцевая (нижняя флишеидная) формация | 128 |
| Известняково-доломитовая формация | 129 |
| Флишеидная формация | 130 |
| Формация известковистых конгломератов и песчаников | 132 |
| Верхняя молассовая формация | 133 |
| Формационные ряды | 134 |
| Магматические формации | 135 |
| Гипербазитовая формация | 135 |
| Габбро-пироксенит-дунитовая формация | 136 |
| Габбро-диорит-диабазовая формация | 137 |
| Батолитовые гранитоидные формации | 138 |

| | |
|--|-----|
| Глава IV. Палеотектоника | 147 |
| Байкало-Витимское краевое геантиклинальное поднятие | 148 |
| Забайкальская эвгеосинклиналь | 152 |
| Джидинская структурно-фациальная зона | 154 |
| Удино-Витимская структурно-фациальная зона | 160 |
| Зоны высокой проницаемости (высокого метаморфизма) эвгеосинклинали | 161 |
| Глава V. Палеогеография | 167 |
| Раннепалеозойская эпоха | 167 |
| Эопалеозойский и алданский века | 167 |
| Ленский век | 171 |
| Среднекембрийская эпоха | 175 |
| Верхнекембрийская эпоха | 177 |
| Глава VI. Некоторые данные о рудоносности раннепалеозойских осадочных и вулканогенных формаций Западного Забайкалья | 180 |
| Глава VII. Сравнительная характеристика нижнепалеозойских отложений Западного Забайкалья и Алтае-Саянской складчатой области | 187 |
| Заключение | 197 |
| Литература | 199 |

Беличенко Валентина Георгиевна

Нижний палеозой Западного Забайкалья

Утверждено к печати

*Институтом земной коры Сибирского отделения
АН СССР*

Редактор издательства *Л. А. Рабинович*
Технический редактор *Ф. М. Хенох*

Сдано в набор 19/V 1969 г. Подписано к печати 2/IX 1969 г.
Формат 70×108¹/₁₆. Печ. л. 13+5 вкл.
Усл. печ. л. 18,2+5 вкл. Уч.-изд. л. 19,6 Тираж 800 экз.
Т-10577 Тип. зак. 5680. Бумага № 2.

Цена 1 р. 96 к.

Издательство «Наука».

Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука».
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

18

1 р. 96 к.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МАКСИМИ ПАВЕЛОВИ САВЕЛОВИ САВКАВИЉИ