

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

А. М. ЛЕЙТЕС

**НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ
СЕВЕРО-ВОСТОКА
ОЛЕКМО-ВИТИМСКОЙ
ГОРНОЙ СТРАНЫ**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

GEOLOGICAL INSTITUTE

A. M. LEJTES

LOWER PROTEROZOIC
IN THE NORTH-EAST
OF OLEKMO-VITIM
HIGHLAND

(Transactions, vol. 122)

PUBLISHING OFFICE «NAUKA»

MOSCOW 1965

А. М. ЛЕЙТЕС

НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ
СЕВЕРО-ВОСТОКА
ОЛЕКМО-ВИТИМСКОЙ
ГОРНОЙ СТРАНЫ

(Труды, вып. 122)

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:
АКАДЕМИК *А. В. ПЕЙВЕ* (ГЛАВН. РЕДАКТОР),
К. И. КУЗНЕЦОВА, В. В. МЕННЕР, П. П. ТИМОФЕЕВ

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР
Е. В. ПАВЛОВСКИЙ

EDITORIAL BOARD:
ACADEMICIAN *A. V. PEIVE* (CHIEF EDITOR),
K. I. KUZNETZOVA, V. V. MENNER, P. P. TIMOFEEV

RESPONSIBLE EDITOR
E. V. PAVLOVSKY

ВВЕДЕНИЕ

В основу работы положены результаты изучения геологии докембрийских образований северо-востока Олекмо-Витимской горной страны, которым автор занимался с 1956 по 1958 г. в составе Забайкальской комплексной экспедиции СОПС Академии наук СССР.

Выбор объекта исследования, который находится в суровом и труднодоступном районе севера Читинской области (фиг. 1, 2, 3), определялся двумя соображениями. Во-первых, на северо-востоке Олекмо-Витимской горной страны на больших площадях обнажены различные докембрийские образования, изучение которых могло дать новые сведения об особенностях тектоники ранних этапов развития земной коры. Во-вторых, в слабо метаморфизованных отложениях нижнепротерозойской удоканской серии, развитой на Удоканском и Кодарском хребтах, в 1949 г. были установлены признаки медного оруденения. Результаты самых первых лет разведочных работ, начатых с 1952 г. Читинским геологическим управлением, позволили считать, что меденосность удоканской серии имеет несомненное народнохозяйственное значение.

В работе рассмотрены стратиграфия и тектоника докембрийских образований, обсуждаются вопросы нижнепротерозойского магматизма, метаморфизма и формационного облика метаморфизованных осадочных толщ удоканской серии.

Кроме собственных наблюдений, использованы материалы М. Е. Бердичевской, занимавшейся минералого-петрографическим и литологическим изучением пород верхней части разреза удоканской серии. Некоторые из отчетов по Забайкальской экспедиции и статей по теме выполнены совместно с М. Е. Бердичевской (1960а, б, 1961, 1962) под руководством члена-корреспондента АН СССР Л. В. Пустовалова. В работе использованы новые материалы Н. Н. Бакуна, Ю. В. Богданова, Р. Н. Володина и Ф. П. Кренделева, работавших одновременно с автором и исследовавших литологию и минералогию меденосных толщ в районе Удоканского месторождения, и данные разведчиков этого месторождения — Э. Ф. Гринталя, М. И. Королькова, Ю. А. Якимова и других. Широко привлекались также результаты более ранних исследований и прежде всего Е. В. Павловского и Л. И. Салопа.

При написании работы автор имел возможность обсуждать отдельные вопросы и получать ценные советы и критику от А. А. Арсеньева, Н. А. Архангельской, И. И. Вишневской, Н. С. Зайцева, А. В. Копелиовича, М. С. Маркова, Н. Г. Марковой, В. В. Меннера, М. С. Нагибиной, А. С. Новиковой, П. Е. Оффмана, Г. Г. Павлова, члена-корреспондента АН СССР



Фиг. 1. Схема расположения района работ (заштриховано)



Фиг. 2. Троговая долина в Кодарском хребте



Фиг. 3. Ледниковый цирк в Кодарском хребте

Б. С. Соколова, Н. П. Хераскова, Н. А. Штрейса, академика А. Л. Яншина и многих других специалистов. Всем им выражается мною искренняя признательность.

Мне хотелось бы выразить благодарность А. А. Богданову и В. Н. Козеренко, взявшим на себя труд ознакомиться с рукописью работы и сделавшим автору ряд ценных замечаний.

Автор многим обязан академику Н. С. Шатскому, по инициативе которого в Геологическом институте АН СССР были поставлены исследования тектоники и меденности докембрия северо-востока Олекмо-Витимской горной страны.

Я выражаю самую сердечную признательность своему руководителю — Е. В. Павловскому.

ОЧЕРК ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ СЕВЕРО-ВОСТОКА ОЛЕКМО-ВИТИМСКОЙ ГОРНОЙ СТРАНЫ

Геологическое строение значительных пространств Олекмо-Витимской горной страны в недавнем прошлом было совершенно не изучено. Эта территория, отличающаяся крайне суровыми природными условиями (фиг. 4) и удаленностью от транспортных магистралей, долгое время не привлекала внимания исследователей. Даже в настоящее время общее число работ, в которых рассматривается геологическое строение Олекмо-Витимской горной страны, весьма невелико сравнительно с другими районами Восточной Сибири.

ИСТОРИЧЕСКИЙ ОБЗОР

Мы ограничимся очень краткой характеристикой результатов первых исследований северо-востока Олекмо-Витимской горной страны, которые имели характер отдельных маршрутных пересечений, так как их подробный разбор сделан в работе Е. В. Павловского (1933б).

Самые первые сведения о районе верховьев р. Чары были получены в результате предпринятого в 1857 г. путешествия поручика А. Ф. Усольцева (1864), участника Сибирской экспедиции Географического общества. В отчете А. Ф. Усольцева впервые изложены некоторые сведения о рельефе края и приведены данные барометрической нивелировки.



Фиг. 4. Водораздельная часть Удоканского хребта

Первые разрозненные сведения о природных условиях и рельефе Олекмо-Витимской горной страны были получены экспедицией П. А. Кропоткина в 1866 г., непосредственно не затронувшей рассматриваемого нами района. Отчет П. А. Кропоткина (1873), составленный им совместно с И. С. Поляковым, охватывает значительно более обширную территорию. К отчету приложена сводная карта Олекмо-Витимской горной страны в масштабе 40 верст в дюйме. На карте нанесены данные маршрута А. Ф. Усольцева. П. А. Кропоткин упоминает в своем отчете о большой экспедиции англичанина Тикстона, проведенной в 50—60-х годах. Эта экспедиция, не оставившая после себя никаких отчетных материалов, по-видимому, носила проспекторский характер.

Отчет Ж. Мартэна (Martin, 1889), посетившего в 1883—1884 гг. район верховья Чары, содержит краткое описание сделанного путешествия.

Второй этап изучения интересующей нас части Олекмо-Витимской горной страны начался геологическими исследованиями Д. В. Никитина. Д. В. Никитин в 1917 г. прошел из района устья Муи, впадающей в Витим, вверх по Конде и Сюльбану, перевалив из долины Сюльбана в верховье Чары. Спускаясь вниз по Чаре и совершая боковые маршруты, Д. В. Никитин исследовал горные массивы Кодара и Удокана. В кратком отчете Д. В. Никитин (1918) приводит контуры крупного массива гранитов, протягивающегося от озер Большое и Малое Леприндо на северо-восток к вершине Апсата. С северо-востока этот массив ограничен водоразделом Апсата и Б. Торы, с юго-востока — подножием горной группы Кодара. Остальная исследованная часть Кодара сложена гнейсами и прорывающими их гранитами. Д. В. Никитин отметил, что в Удоканском хребте в верховье Кемена обнажаются метаморфизованные песчаники, отделенные полосой выходов гранитов от гнейсов, слагающих северные склоны Удоканского хребта. Метаморфизованные осадочные породы, по мнению Д. В. Никитина залегающие согласно с гнейсами, отмечены также в долине Б. Икабии, где они собраны в крупную синклиналь почти широтного простирания. В общей характеристике рельефа, сделанной Д. В. Никитиным, отмечено, что Удокан представляет собой орографически выраженный хребет, тогда как Кодар — сплошной горный массив, входящий в состав протяженной Олекмо-Витимской горной страны. Указаны также следы древнего оледенения и послеледниковое оживление эрозии. Д. В. Никитин составил геологическую карту в масштабе 20 верст в английском дюйме (1 : 840 000).

Некоторые новые данные по геологии рассматриваемой нами территории были получены в результате экспедиции И. Н. Осипова и П. А. Харитонова, которые зимой 1925—1926 гг., поднявшись вверх по Чаре до с. Кюськемда (в настоящее время колхоз «Красный Таежник»), перевалили затем через Удоканский хребет. Они исследовали район бассейна оз. Ничатка, после чего прошли по Кемену в верховье Калара, а затем через Среднюю Моклу и Баграмакит вышли к пос. Тупик на Тунгире. И. Н. Осипов и П. А. Харитонов указали некоторые новые сведения по геологии района бассейнов оз. Ничатка, рек Чина и Читканда и отметили ряд участков, интересных в отношении их возможной золотоносности.

Современный этап систематического геологического изучения Олекмо-Витимской горной страны началась в конце двадцатых годов работами Е. В. Павловского и Е. С. Бобина. Исследования эти, проведенные по инициативе В. А. Обручева и под его руководством, заложили основы современных знаний по геологии и геоморфологии Олекмо-Витимской горной страны.

В 1928 г. Е. В. Павловский исследовал район бассейна оз. Ничатка. Е. В. Павловский (1933а) описал геологическое строение района и дал характеристику его золотоносности. На приложенной к отчету маршрутной геологической карте в масштабе 1 : 500 000 выделены описанные в

тексте древнепалеозойские (кембрийские) отложения, метаморфическая известняково-сланцевая деборенская свита эозойского возраста, кристаллические сланцы и гнейсы архея, а также массивы различных гранитоидных образований. Особый раздел работы, в котором дана схематическая геоморфологическая карта, посвящен морфологии и истории формирования рельефа. Вопросы геоморфологии и установленные в Средне-Витимской горной стране следы древнего оледенения рассматриваются и в других статьях Е. В. Павловского (1928, 1929, 1931).

В этом же 1928 г. начались работы группы геологов (К. И. Постоев, П. И. Прокофьев, А. А. Арсеньев, М. Н. Петрусевич, Н. Ф. Гончарик), которые под общим руководством и при участии Е. С. Бобина занимались исследованием района бассейна рек Олекма и Калар, выяснением условий его золотонности и составлением общей топографической карты.

Результаты исследований этой группы геологов, продолжавшихся в 1929 и 1930 гг., обобщены Е. С. Бобиным (1933). Данные геоморфологического изучения района изложены в обстоятельном геоморфологическом очерке. Анализ полученных данных показывает, что исследованный район относится к области обширного Байкало-Витимского нагорья, которое наряду с общностью геологического строения имеет также общий характер истории формирования рельефа.

Не менее интересен и геологический очерк, где в стратиграфической последовательности описываются выделенные на приложенной к работе геологической карте современные, юрские и эозойские отложения, а также архейские кристаллические сланцы. Очерк сопровождается разделом, посвященным характеристике глубинных пород, где наряду с массивами гранитоидов описаны неизвестные здесь ранее породы сиенитового семейства и фельдшпатолиты (микроклиниты и анортозиты) Олекмо-Каларского массива. Е. С. Бобин приводит также некоторые, в общем довольно лаконичные, сведения об условиях залегания отмеченных комплексов пород.

В 1930 г. Е. В. Павловский при участии А. И. Цветкова и П. Э. Григорьева исследовал район Верхней Чары, связав, таким образом, воедино изученный им же Ороно-Ничатский район с территориями, исследованными Е. С. Бобиным и его сотрудниками.

Работа Е. В. Павловского (1933б), в которой изложены результаты исследований 1930 г., представляет для нас особый интерес, так как именно в ней впервые были рассмотрены вопросы геологического строения, геоморфологии и золотонности Удокано-Чарского района, т. е. территории наиболее полного развития пород удоканской серии.

Геологический очерк сопровождается маршрутной картой и содержит описание юрских угленосных отложений, древнепалеозойских (кембрийских) отложений, трансгрессивно залегающих на более древних образованиях, метаморфизованных отложений эозоя и толщи кристаллических сланцев архея. В составе эозойских образований Е. В. Павловский выделяет метаморфическую песчаниково-сланцевую удоканскую свиту, наиболее полно представленную в хребте Удокан, и согласно залегающую на ней известняково-сланцевую деборенскую свиту, отметив, что в устьевой части р. Апсат, в области южных отрогов Кодара, метаморфические сланцы и кварциты удоканской серии с резким угловым несогласием налегают на инъецированные гранитом кристаллические сланцы архея. В то же время в конгломератах, находящихся в основании спокойно залегающих известняков кембрийского возраста, развитых в верховье р. Сен, наряду с различными кристаллическими породами установлены глыбы лиловых сланцев и известняков деборенской свиты. Приведенные данные позволили Е. В. Павловскому убедительно обосновать

докембрийский и, одновременно, послепалеозойский возраст удоканской и деборенской свит и сопоставить их с метаморфическими толщами Патомского нагорья. Впервые решен вопрос о докембрийском возрасте гранитов, прорывающих удоканскую свиту.

Главнейшие этапы геологической истории Верхне-Чарского района, по данным Е. В. Павловского, определяются следующим образом: послепалеозойская складчатость, интрузия древнейших (дозойских) гранитов, трансгрессия эозойского моря и отложение мощной эозойской толщи, крупные гранитные интрузии, внедрившиеся в две фазы (красные и серые граниты) в конце эозоя. В конце эозоя произошла вторая фаза интенсивной складчатости. К перерыву, намечающемуся между удоканской и деборенской свитами, возможно, приурочена одна из фаз гранитной интрузии. Вслед за эозойской складчатостью — трансгрессия кембрийского моря, отложившего известняковые толщи, развитые за пределами современного нагорья и дислоцированные, вероятно, в каледонскую эпоху складчатости. В юрское время накапливаются пресноводные континентальные отложения. Формирование высокого нагорья и котловин связывается с крупными разломами послепалеозойского возраста, движения по которым, а также последствия двукратного оледенения и более поздней эрозии привели к созданию современного рельефа.

В 1932 г. Е. В. Павловский совместно с А. И. Цветковым продолжал исследования Олекмо-Витимской горной страны, обследуя на этот раз южную окраину нагорья. В их совместной работе (Павловский, Цветков, 1934) приведена геолого-петрографическая характеристика южной части Олекмо-Витимской горной страны, а в статье Е. В. Павловского (1932) разобраны данные по геоморфологии и послетретичной истории этого региона.

В 1934—1935 гг. районы Удоканского хребта и верховья Калара изучались И. А. Ефремовым и А. А. Арсеньевым, детализовавшими данные Е. С. Бобина и Е. В. Павловского. Новым оказалось выделение нижнекембрийских отложений в Каларской депрессии, где, по данным Е. В. Павловского, были распространены отложения эозойской деборенской свиты. И. А. Ефремов и А. А. Арсеньев указали на согласное залегание в бассейне р. Читканды выделяемых ими нижнекембрийских отложений на кварцитах удоканской метаморфической свиты. Это обстоятельство привело их к выводу о более молодом, чем эозойский, — альгонском возрасте удоканской свиты.

В дальнейшем А. А. Арсеньев продолжал изучение Олекмо-Витимской горной страны. Так, кроме небольшой заметки о возрасте витимских базальтов (Арсеньев, 1938), им была предложена новая схема стратиграфического расчленения архея долины р. Олекма (1939), описан район правобережья р. Витим близ устья Калара (1940), составлена сводка по стратиграфии архейских образований Олекмо-Витимо-Баргузинской горной страны (1952), охарактеризованы мезозойские континентальные отложения Олекмо-Витимской горной страны (1954), совместно с Е. А. Нечаевой описаны магматические породы Байкальского нагорья (1953).

В 1935—1938 гг. была опубликована трехтомная фундаментальная сводка В. А. Обручева (1935, 1936, 1938), в которой систематизирован и обобщен весь накопившийся к этому времени материал по геологии Сибири. В частности, относительно рассматриваемого района В. А. Обручев использовал данные самых новых для того времени работ Е. В. Павловского (1933а, б и др.).

В 1938 г. М. Н. Петрусевич (1946) исследовал район верховья Калара. Он описал геологическое строение района верховьев рек Калар и Чина и массив основных пород, находящийся в верховье Чины. Указа-

но, что с массивом основных пород связано титаномагнетитовое месторождение, расположенное на северном склоне Каларского хребта между реками Калар и Ингамакит (в верховье рч. Магнитный).

В опубликованной в 1946 г. статье В. Г. Лебедева подтверждаются сведения Е. В. Павловского (1933а) о присутствии базальных конгломератов в основании нижнекембрийских отложений района оз. Ничатка и бассейна р. Сен.

В период с 1948 по 1953 г. огромная территория Средне-Витимской горной страны была охвачена специальными геологопоисковыми, а иногда и более детальными поисково-разведочными работами. Эти работы доставили много нового и по интересующим нас районам распространения метаморфизованных нижнепротерозойских отложений.

В 1949 г. Е. И. Бурова в водораздельной части Удоканского хребта в районе верховья р. Намингу (приток р. Кемен) установила выходы медистых песчаников, известных в настоящее время как Удоканское медное месторождение. Отдельные медепроявления, обнаруженные примерно в это же время в районе верховья р. Н. Ингамакит Ю. П. Деньгиным и И. С. Сидоровым, оказались частями рудного поля этого месторождения. Целый ряд медепроявлений был выявлен также в районе бассейна рек Б. Икабия и Читканда (И. Ф. Гладких, М. М. Тамбовцев, В. Г. Дитмар, Г. К. Давлианидзе и др.).

В 1950 г. В. Г. Дитмар произвел более дробное расчленение протерозойских отложений сравнительно с общепринятой до этого стратиграфической схемой Е. В. Павловского (1933б), выделив среди метаморфизованных осадочных отложений, распространенных в районе р. Читканда и на водоразделе Читканды и Б. Икабии, девять свит, характеризующихся различным литологическим составом. Стратиграфическая схема В. Г. Дитмара с некоторыми существенными коррективами была использована затем для расчленения протерозойских пород, распространенных в пределах бассейна Б. Икабии, И. Ф. Гладких и многими другими геологами (Г. К. Давлианидзе, М. А. Черноморский, К. А. Метцгер, Д. В. Клечковский, А. О. Смилькстын, В. И. Агушев), работавшими в восточной части Удоканского хребта.

Д. М. Шилин, Е. Н. Шапошникова и другие изучили геологическое строение района верховья и среднего течения р. Сюльбан, где, по данным этих исследователей, выделены глубоко метаморфизованная толща гнейсов и мигматитов и три свиты метаморфизованных осадочных пород нижнего протерозоя. Д. М. Шилин указал также на два объекта с незначительной медной минерализацией в верховье Сюльбана.

В небольшом отчете А. О. Розенцвита, Н. В. Хахоиной и А. П. Васильева изложены результаты работ, проведенных по правобережью низовья р. Чина, в верховье Калара и в верховье р. Катугин. Особое внимание обращено на описание Чинейского массива основных пород и явления метаморфизма в первичноосадочных породах нижнего протерозоя.

В дальнейшем А. О. Розенцвит (1955, 1959) использовал полученные данные для характеристики метаморфизма и гидротермального метасоматоза протерозойских пород. По мнению этого исследователя, докембрийские образования Олекмо-Витимской горной страны часто неправильно подразделяют, беря за основу степень их метаморфизма. В изученном А. О. Розенцвитом районе наиболее молодые из протерозойских отложений оказались наиболее интенсивно метаморфизованными, тогда как относительно более древние толщи метаморфизованы несколько слабее. Процессы «ультраметаморфизма» А. О. Розенцвит связывает с широко проявившимся в Олекмо-Витимской горной стране оронским магматическим комплексом.

В 1951 г. А. А. Семихатов, Г. А. Русинов и Т. Н. Михайлова производили поисково-разведочные работы на Удоканском месторождении медистых песчаников.

В 1952 г. Л. И. Салоп обобщил геологические материалы, полученные к этому времени, и дал сводное описание геологического строения части Средне-Витимской горной страны, занимающей площадь около 55 000 км². Л. И. Салоп выделил и описал архейские слоисто-кристаллические толщи, гранито-гнейсы, основные и ультраосновные породы, нижнепротерозойские метаморфизованные осадочную и эффузивно-осадочную серии и различные магматические комплексы, верхнепротерозойские метаморфизованные осадочные толщи и гранитоиды, нижнепалеозойские осадочные породы и малые интрузии, юрские угленосные отложения, послеюрские малые интрузии, кайнозойские базальты и рыхлые накопления. Метаморфизованные осадочные толщи нижнего протерозоя, развитые в восточной части хребта Удокан и на Кодаре, описанные под названием удоканской серии, подразделены Л. И. Салопом на одиннадцать свит различного литологического состава. Заключительный раздел работы Л. И. Салопа посвящен краткой характеристике тектоники и геологической истории Средне-Витимской горной страны. Не останавливаясь здесь на детальном разборе содержания этого раздела, укажем, что, по мнению Л. И. Салопа, в формировании тектонической структуры Олекмо-Витимской горной страны принимали участие архейские, нижнепротерозойские, верхнепротерозойские, нижнепалеозойские (каледонские) и, наконец, мезо-кайнозойские движения. Рассматривая протерозойскую структуру всего региона, Л. И. Салоп выделил здесь Чарскую глыбу архея, Кодаро-Удоканскую и Витимо-Муйскую структурно-фациальные зоны, обособившиеся уже в нижнем протерозое. Весьма важно, на наш взгляд, указание Л. И. Салопа, сделанное уже вслед за Е. В. Павловским (1948а), о том, что в пределах Кодаро-Удоканской зоны верхнепротерозойские движения проявились в очень слабой мере и существенно не изменили структуру раннепротерозойского этапа.

В этом же, 1952 г. Л. И. Салоп составил рабочую геологическую карту Средне-Витимской горной страны, на которой выделил отмеченные выше комплексы.

В дальнейшем Л. И. Салоп, базируясь на данных многих исследователей и своих личных наблюдениях, опубликовал ряд работ, посвященных стратиграфии, магматизму, тектонике и металлогении Средне-Витимской горной страны. Так, в 1954 г. была издана монография, содержащая детальное описание нижнего палеозоя Средне-Витимской горной страны, а в 1956 г.— краткие сообщения о новых данных по геологии района (1956а и б). В 1958 г. вышла в свет работа Л. И. Салопа, в которой дана геологическая характеристика Восточного и Западного Прибайкалья, Северо-Байкальского и Патомского нагорий, Олекмо-Витимской горной страны и Витимского плоскогорья. Л. И. Салоп выделил среди докембрийских образований Байкальской горной области три крупных суперкрупных комплексов, в промежутках между накоплением которых происходили тектонические движения, сопровождавшиеся интенсивным магматизмом. В этой работе (Салоп, 1958е) приведена характеристика удоканской серии и сопоставление ее с другими нижнепротерозойскими комплексами Байкальской горной области. В том же году был опубликован трехтомный труд «Геологическое строение СССР», составленный коллективом сотрудников ВСЕГЕИ. Разделы этого труда, посвященные стратиграфии, магматизму и тектонике Байкальской горной области, написаны Л. И. Салопом (1958а, б, в). Наконец, в 1958 г. вышли из печати еще две работы Л. И. Салопа (1958г, д.), в которых этот исследователь, кратко останавливаясь на обсуждении вопросов гео-

логического строения и основных черт развития обширной территории Байкальской горной области, дал общую характеристику развитых здесь полезных ископаемых и связал их с важнейшими элементами структуры рассматриваемой территории. В работах, опубликованных в 1958 г., Л. И. Салоп продолжал развивать высказанные им раньше тектонические представления и выделил, наряду с Чарским массивом, являющимся, по его мнению, платформенным участком внутри складчатой системы байкалид, внешнюю — Кодаро-Удоканскую и внутреннюю — Витимо-Муйскую зоны геосинклинальной системы байкалид. В 1960 г. вышли из печати еще две статьи Л. И. Салопа, посвященные геологическому строению и полезным ископаемым Байкальской горной области (Салоп, 1960а) и истории геологического развития геосинклинальной системы байкалид (Салоп, 1960б).

С 1952 г. Удоканское месторождение разведывалось партией Читинского геологического управления (М. И. Корольков, Ю. А. Якимов, Э. Ф. Гринталь, Л. И. Лешуков и др.). В результате разведочных работ установлены перспективы месторождения, составлена геологическая карта района месторождения, в отчетных материалах кратко описаны горные породы, слагающие месторождение, и руды, минераграфическое изучение которых проведено Я. А. Бурсуком.

В 1954—1955 гг. Удоканской геологоразведочной партией были проведены поисково-разведочные работы на Чинейском массиве основных пород (Л. И. Лешуков, М. И. Фаерман), сопровождавшиеся геофизическими исследованиями (Н. Г. Хондошко), и в районе выходов юрских угленосных отложений на левобережье р. Калар (И. В. Серейский, В. А. Кривенко), а в 1958 г. — поисково-рекогносцировочное обследование в районе бассейна среднего течения р. Витим с целью выявления здесь меденосных осадочных метаморфизованных толщ.

В 1956 г. В. П. Кузнецов составил рабочей геологическую карту для территории Южной Якутии и северных частей Читинской и Амурской областей, сопроводив ее объяснительной запиской. Северная часть Читинской области изображена на карте и описана в записке по данным Л. И. Салопа, однако в чрезвычайно схематизированном, а часто и в совершенно неправильном истолковании. Это, прежде всего, относится к оценке возраста отложений удоканской серии, которая отнесена к синию, а также к датировке возраста крупных интрузивных массивов. Так, Кеменский массив нижнепротерозойских гранитов изображен и описан как мезозойский.

С 1956 по 1958 г. на месторождении проводились тематические работы Удоканской партии МГРИ (Н. Н. Бакун, Р. Н. Володин, Ф. П. Кренделев), занимавшейся детальным литолого-фациальным изучением толщи меденосных пород и исследованием минералогических особенностей руд с целью оценки масштабов и перспектив месторождения. В совместной статье упомянутых исследователей (Бакун, Володин, Кренделев, 1958), кроме описания Удоканского месторождения, выделены различные генетические типы отложений, развитых в его районе, а именно: прибрежные (морские), речные (дельтовые) отложения и отложения мелководных бассейнов типа лагун. Анализируя результаты замеров косої слоистости пород меденосного горизонта, Н. Н. Бакун, Р. Н. Володин и Ф. П. Кренделев пришли к мнению, уже высказанному ранее Л. И. Салопом (1958а и другие работы), о том, что обломочный материал для формирования этих пород поступал из районов Алданского щита и Чарской глыбы. В совместной статье этих трех авторов, а также в диссертационной работе Ф. П. Кренделева (1959а), посвященной характеристике Удоканского месторождения и вопросам методики его разведки, приводятся практические рекомендации в отношении методики дальнейшей разведки месторождения. Н. Н. Бакун в небольшой статье

(1958), а затем и в диссертационной работе (1961) рассмотрел вопросы условий образования и вторичных изменений осадочных пород Удоканского месторождения, указав, что различный характер меденосности связан с определенными типами аллювиальных отложений. Р. Н. Володин (1958) сообщил о молибдените, установленном им в медных рудах месторождения, а позднее дал детальное описание руд месторождения.

В 1957 г. были опубликованы две статьи В. П. Кузнецова (1957а, б), содержащие обзор стратиграфии докембрийских образований Читинской и западной части Амурской области. Несмотря на то, что для составления этих статей В. П. Кузнецов использовал самые последние данные по стратиграфии докембрия и, в частности, для северо-восточной части Олекмо-Витимской горной страны — данные Л. И. Салопа, статьи содержат многие неточности относительно возрастного положения толщ. Так, по совершенно неясным соображениям и без какой бы то ни было аргументации, в этих статьях содержатся утверждения о синийском возрасте удоканской серии, а также о том, что некоторые конкретные разрезы докембрийских образований Олекмо-Витимской горной страны перевернуты.

С середины 1957 г. на Удоканском месторождении работала партия ВСЕГЕИ (Ю. В. Богданов и Ю. И. Андреев), в задачу которой входила оценка перспектив медных месторождений Удоканского района и выявление критериев для рационального направления поисковых и разведочных работ. Работы этой партии также представляют для нас весьма значительный интерес, так как, наряду с детальной характеристикой литологии меденосного горизонта, Ю. В. Богданов (1960а, б, 1962) дал подробное описание руд месторождения, отметив, что халькозиновые и борнит-халькозиновые руды, считавшиеся ранее вторичными (метаморфическими), представляют собой, как правило, первичные руды. Ю. В. Богданов отметил также наблюдающуюся на месторождении зональность в распределении различных типов руд в пределах горизонта и совместно с В. С. Домаревым, руководившим работами Озерной партии, опубликовал статью (Домарев, Богданов, 1959), посвященную описанию зональности оруденения в медистых песчаниках Удоканского месторождения.

Работы В. С. Домарева, Ю. В. Богданова и их сотрудников дали много нового относительно минералогии меденосных толщ Удоканского хребта и доставили целый ряд данных, подтверждающих предположение об осадочном происхождении Удоканского месторождения.

В 1958 г. Чинейский массив посетил А. П. Лебедев (1962). Детальное петрографическое исследование пород массива позволило ему сделать вывод о большом значении явления ассимиляции при формировании габбро, габбро-норитов и анортозитов Чинейского массива, а также о том, что вкрапленность халькопирита в основных породах массива связана с ассимиляцией меди из вмещающих пород удоканской серии.

В 1960 г. была опубликована работа В. С. Преображенского, посвященная физико-географической характеристике Кодара, в которой подробно описаны рельеф, климатические условия района и установленные здесь ледники и снежники. В этом же 1960 г. М. М. Мануйлова опубликовала статью, содержащую детальную характеристику петрологии гранитоидов Кодарского массива.

Наконец, в конце 1961 г. был подготовлен очередной том «Геологии СССР», посвященный описанию геологии территории Читинской области. Вся северная часть этой территории охарактеризована Л. И. Салопом и другими. Представляет интерес небольшая, но содержательная статья В. Н. Козеренко, в которой дается общий обзор тектоники всей территории. Эта статья сопровождается тектонической схемой, в кото-

рой север Читинской области, вслед за Е. В. Павловским (1956), А. А. Арсеньевым и автором (Арсеньев, Буфф, Лейтес, 1958), изображен как область протерозойской складчатости.

Исторический обзор был бы неполным, если бы мы не указали хотя бы некоторые, наиболее важные, по нашему мнению, работы общего характера, в которых в той или иной степени рассмотрены вопросы тектоники интересующей нас северо-восточной части Олекмо-Витимской горной страны.

В 1932 г. Н. С. Шатский опубликовал работу о тектонике Сибирской платформы с приложением тектонической карты. В этой работе произведено тектоническое районирование Сибирской платформы, в общих чертах принятое подавляющим большинством исследователей и в настоящее время. Район северо-восточной части Средне-Витимской горной страны на схеме Н. С. Шатского отнесен к Байкальской складчатой зоне. Та же схема тектонического районирования воспроизведена в коллективном труде А. Д. Архангельского, Н. С. Шатского, В. В. Меннера, Е. В. Павловского, Н. П. Хераскова и др. (1937). В более поздних работах, выполненных под руководством и при участии Н. С. Шатского, таких, как оба издания тектонической карты СССР и сопредельных территорий (1952, 1956) и объяснительная записка к тектонической карте (1957), рассматриваемая часть Олекмо-Витимской горной страны также показана как область байкальской складчатости.

В работах Л. И. Салопа (1958 в, г, д, е и др.) северо-восточная часть Олекмо-Витимской горной страны рассматривается как область байкальской складчатости, причем Л. И. Салоп выделяет в пределах этой области внутреннюю и внешнюю структурно-фациальные зоны, значительно отличающиеся по своей геологической истории.

Существенно иначе характеризует строение и геологическую историю этой части Восточной Сибири Е. В. Павловский (1948а, 1956). На его тектонических схемах территории, расположенные восточнее среднего течения р. Витим, показаны как области платформенного режима в позднем докембрии, тогда как западнее, в пределах Байкальского нагорья, находятся складчатые сооружения байкальских каледонид. Несмотря на отсутствие в литературе критики выводов Е. В. Павловского, общепринятыми в настоящее время являются представления Н. С. Шатского и Л. И. Салопа, что и нашло свое отражение на существующих тектонических картах и схемах. Некоторым исключением является, правда, работа Е. М. Лазько (1956), который, вслед за А. Д. Архангельским (1941, 1947), считает, что докембрийский Алданский щит включает в себя также и область нижнепротерозойской складчатости. Границы Алданского щита, по мнению Е. М. Лазько, должны быть значительно расширены за счет территорий, расположенных восточнее среднего течения р. Витим.

СОСТОЯНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ

Из изложенного ясно, что систематические исследования Олекмо-Витимской горной страны происходили немногим более тридцати лет. За это время получены данные, позволяющие судить об общих чертах строения этой интереснейшей части земной коры, где геологическая летопись сохранила целый ряд свидетельств, изучение и анализ которых могли бы помочь выяснению истории геологического развития рассматриваемой территории во времена далекого прошлого.

Сравнительно немногие исследования (Павловский, 1933б; Салоп, 1958е и др.) позволили выяснить особенности стратиграфии и магматизма района и выделить здесь архейские образования, мощные толщи нижнепротерозойских метаморфизованных отложений, разнообразные проявления интенсивного докембрийского магматизма, а также мало-

мощные отложения кембрийской и юрской систем, четвертичные и современные накопления.

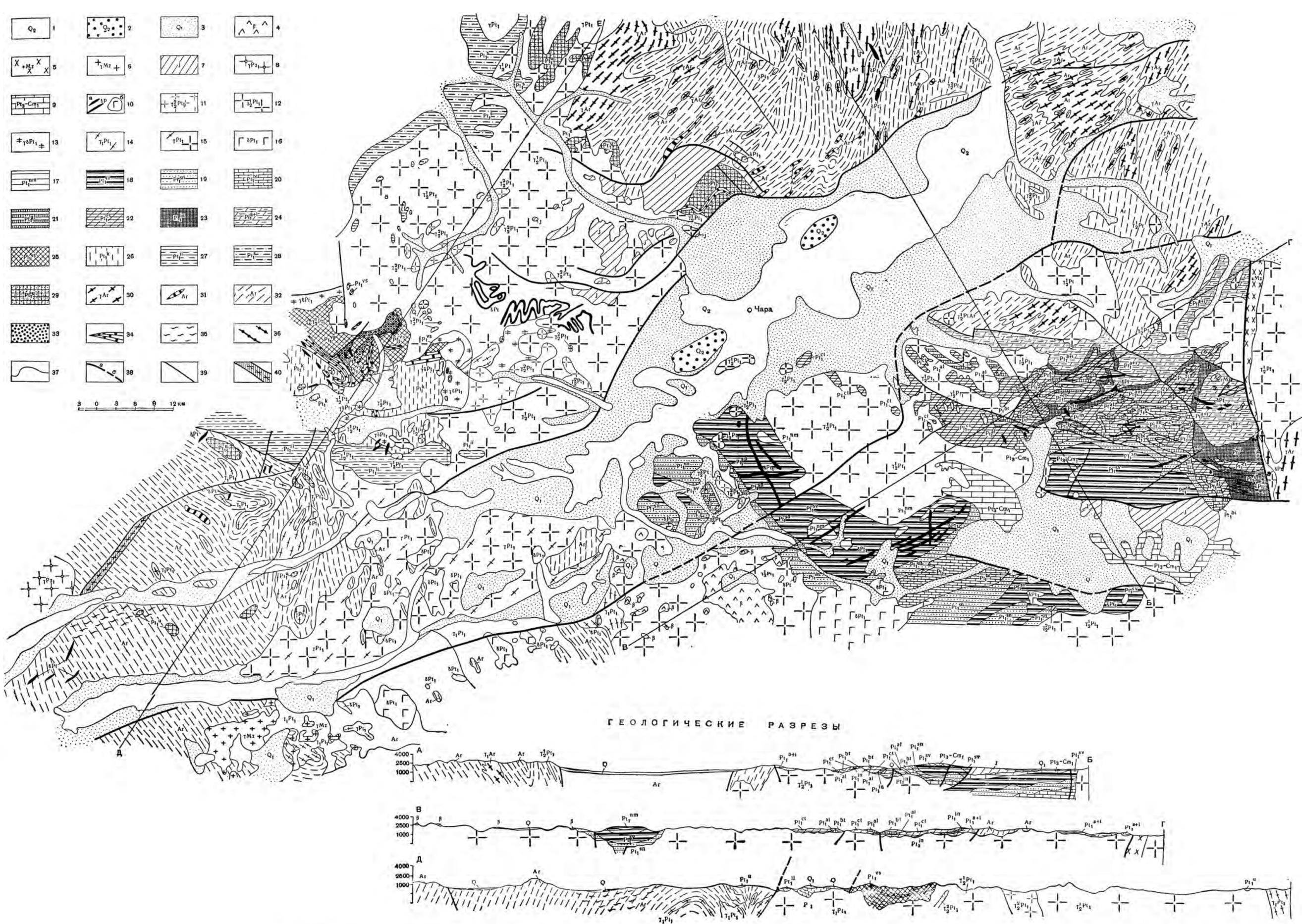
Анализ полученных данных позволил Л. И. Салопу (1958в, д, е, 1960б) сопоставить толщи нижнего протерозоя северо-востока Олекмо-Витимской горной страны с одновозрастными отложениями других районов Байкальского нагорья и выделить здесь структурно-фациальные зоны, отличающиеся по своему геологическому развитию. Изучение удоканской серии нижнего протерозоя дало возможность наметить внутри нее три крупных ритма осадконакопления, происходившего, по мнению указанного исследователя (Салоп, 1958а), в прибрежно-морских условиях. Л. И. Салоп указал также, что снос обломочного материала, из которого формировались породы удоканской серии, происходил со стороны Алданского щита и Чарской глыбы.

Достаточно серьезные успехи сделаны за последнее десятилетие в изучении полезных ископаемых районов и прежде всего в изучении его меденосности.

В настоящее время в результате геологоразведочных работ (М. И. Корольков, Э. Ф. Гринталь, Ю. А. Якимов и др.) меденосный горизонт Удоканского месторождения полностью оконтурен и опробован с поверхности, изучен на глубине с помощью капитальных горных выработок и скважин. В результате детального исследования минералогии меденосного горизонта выделены и описаны различные типы руд, причем выяснилось, что обнаруживается определенная зональность в размещении руд внутри горизонта. Литологическое изучение меденосных пород, проведенное М. Е. Бердичевской (Бердичевская, 1962; Бердичевская; Лейтес, 1961, 1962 и др.) и Н. Н. Бакуном (Бакун, 1961, 1965; Бакун, Володин, Кренделев, 1958 и др.), позволило выяснить особенности вещественного состава и литологии меденосных толщ и установить, что медное оруденение четко контролируется текстурными особенностями метаморфизованных осадочных пород.

В работах всех исследователей Удоканского месторождения в большей или меньшей степени обсуждаются вопросы его происхождения. Вопросы эти достаточно сложны, так как при длительной геологической истории месторождение, наряду с чертами, свойственными месторождениям осадочного происхождения, приобрело некоторые особенности, которые, казалось бы, легче объяснить, сделав предположение о его гидротермальном генезисе.

Несмотря на большие успехи, сделанные в последние годы, территория Олекмо-Витимской горной страны изучена еще далеко не полно. Это, прежде всего, относится к изучению ее структуры и геологической истории. Ниже, опираясь на результаты работ наших предшественников, на исследования геологов, производивших свои работы одновременно с нами, а также на личные наблюдения, мы рассмотрим основные черты геологического строения районов распространения удоканской серии нижнего протерозоя (фиг. 5) и попытаемся, насколько это будет возможно, восстановить их геологическую историю.



Фиг. 5. Схематическая геологическая карта северо-востока Олекмо-Витимской горной страны (районы Удоканского и Кодарского хребтов). Составил А. М. Лейтес по материалам Н. Н. Бакуна, В. А. Баранова, А. И. Башина, М. Е. Бердичевской, Е. И. Бирман, Е. И. Буровой, Р. Н. Володина, М. М. Гапеевой, И. Ф. Гладких, Э. Ф. Гинтала, Г. К. Давлянидзе, К. К. Денисова, Ю. П. Денгына, В. Г. Дитмара, А. И. Журавлева, И. А. Корнякова, М. И. Королькова, Ф. П. Кренделева, Б. А. Мамыкина, М. А. Морозова, Е. В. Павловского, А. О. Розенцвита, Л. И. Салова, И. С. Сидорова, Н. В. Хахониной, Ю. А. Якимова и личным наблюдениям

Четвертичные отложения: 1 — современные позднечетвертичные рыхлые накопления (преимущественно аллювиальные); 2 — современные золотые накопления; 3 — древнечетвертичные накопления (преимущественно ледниковые); 4 — кайнозойские базальты.

Мезозойские интрузивные образования: 5 — нефелиновые сиениты; 6 — гранит-порфиры, лейкократовые и аляскитовые граниты.

7 — корские угленосные отложения; 8 — гранодиориты витимканского комплекса (нижнепалеозойские); 9 — проблематичные позднекембрийские и нижнекембрийские отложения.

Магматические образования нижнего протерозоя: 10 — дайки и пластовые тела диабазов и габбро-диабазов (а — дайки, б — штоки); 11 — аляскитовые и мелкозернистые порфировидные граниты поздних этапов кодарского интрузивного комплекса; 12 — биотитовые и роговообманково-биотитовые граниты главных этапов кодарского интрузивного комплекса; 13 — гранодиориты, кварцевые диориты и другие гибридные породы ранних этапов кодарского интрузивного комплекса; 14 — гнейсо-граниты и гнейсовидные граниты кваидского комплекса; 15 — нижнепротерозойские гранитоиды, не расчлененные на комплексы; 16 — различные габброиды кодарского комплекса.

Нижнепротерозойские отложения (удоканская серия). Разрез восточной части Удоканского хребта: 17 — намингская свита, метаморфизованные алевролиты с прослоями филлитов; 18 — верхняя сакуканская свита, метаморфизованные кварцитовидные песчаники с подчиненными прослоями филлитов и метаморфизованных алевролитов; частые прослои песчаников, обогащенных магнетитом и марганцем; в верхних частях — горизонт медистых песчаников; 19 — нижняя сакуканская свита, метаморфизованные песчаники, переслаивающиеся с подчиненными прослоями филлитов, метаморфизованных гравелитов и мелкогалечных конгломератов; 20 — бурганская свита, метаморфизованные мелкозернистые кварцитовидные песчаники и алевролиты; горизонты доломитовых известняков; 21 — александровская свита, тонкозернистые известковистые метаморфизованные песчаники и алевролиты; 22 — чукотская свита, метаморфизованные кварцитовидные песчаники и алевролиты с подчиненными прослоями филлитов; в средней и верхней частях свиты — горизонты и прослои железистых и медистых песчаников; 23 — инярская свита, грубообломочные массивные метаморфизованные песчаники и филлиты и метаморфизованные алевролиты; 24 — аянская и икабийская свиты, не расчлененные, тонко переслаивающиеся метаморфизованные песчаники, алевролиты и филлиты (аянская свита), кварцево-биотитовые, куластиевые сланцы и филлиты (икабийская свита).

Разрез юго-западного окончания Кодарского хребта: 25 — верхнеудоканская свита, метаморфизованные кварцитовидные песчаники с мощными прослоями и линзами метаморфизованных конгломератов, мраморизованных известняков и филлитов; 26 — кукутундинская свита, метаморфизованные кварцитовидные песчаники, иногда железистые; в верхних — прослои и линзы доломитовых известняков, в нижней части — слюдяно-кварцевые кристаллические сланцы; 27 — инаргинская свита, различные парагнейсы и кристаллические сланцы первично осадочного происхождения; 28 — сыгханская свита, метаморфизованные известковистые песчаники с прослоями и горизонтами мраморизованных известняков; 29 — отложения удоканской серии, не расчлененные на свиты.

Архейские образования: 30 — породы гранито-гнейсового комплекса; 31 — метаморфические породы основного и ультраосновного состава; 32 — породы гнейсового комплекса (чарская толща), различные гнейсы и кристаллические сланцы.

Прочие обозначения: 33 — метаморфизованные конгломераты удоканской серии; 34 — метаморфизованные карбонатные породы удоканской серии; 35 — участки развития гнейсов со «струйчатым» биотитом в гнейсах архей; 36 — горизонты железистых кварцитов в гнейсовой толще архей; 37 — линии геологических границ.

Разрывы в нарушениа; 38 — молодые мезо-кайнозойские (а — выраженные в рельефе, б — под покровом рыхлых накоплений); 39 — древние (докембрийские и нижнепалеозойские); 40 — зоны интенсивного катаклаза

ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ СЕВЕРО-ВОСТОКА ОЛЕКМО-ВИТИМСКОЙ ГОРНОЙ СТРАНЫ

В строении северо-востока Олекмо-Витимской горной страны принимают участие толщи кристаллических сланцев и гнейсов архея, метаморфизованных осадочных пород нижнего протерозоя (удоканская серия), различные докембрийские магматические породы (кислые и основные), позднедокембрийские — нижнекембрийские, мезозойские и кайнозойские образования (см. фиг. 5).

В настоящем разделе дано описание указанных комплексов в их возрастной последовательности, причем наибольшее внимание отведено удоканской серии, выяснению геологических особенностей которой посвящена работа. При описании мы будем, помимо собственных материалов, опираться также на результаты работ наших предшественников и, в первую очередь, на данные Е. В. Павловского (1933б) и Л. И. Салопа (1958а, е и др.).

Невозможность применения биостратиграфического метода исследования и расчленения толщ, связанная с крайней бедностью докембрийских комплексов ископаемыми окаменелостями или даже с их полным отсутствием в кристаллических сланцах архея, заставляет нас, так же как и других исследователей докембрия, использовать иные приемы работы. Наибольшую помощь нам оказывал метод формационного анализа, применение которого немыслимо без изучения состава горных пород и их метаморфизма.

В работе сделана попытка расширить применение исторического метода исследования не только при изучении тектонических элементов, но и при исследовании вещественного состава метаморфических пород. Для того чтобы отделить друг от друга внешне очень сходные метаморфические комплексы или, наоборот, установить одинаковую природу внешне различных друг от друга комплексов, потребовалось изучить в каком направлении и последовательности происходило преобразование вещества. Изучение истории метаморфизма позволило «снять» последствия наложенных изменений горных пород и выяснить, по возможности, их первичную породу.

Поэтому, наряду с описанием площадного распространения, вещественного состава и возрастной последовательности выделенных комплексов горных пород, там, где это необходимо, приведена также характеристика метаморфизма отдельных комплексов и рассмотрены особенности парагенетических ассоциаций минералов в породах.

Наконец, вместе с комплексами параметаморфических и осадочных толщ мы рассмотрим здесь, по необходимости кратко, магматические образования. Такой способ изложения кажется наиболее удобным, так как он обеспечивает максимально возможную целостность изложения с исторической точки зрения.

Наиболее древние, глубоко метаморфизованные образования, относимые к архею, весьма широко распространены в пределах северо-востока Олекмо-Витимской горной страны. Они представлены различными кристаллическими сланцами, гнейсами, плагиогнейсами, кварцитами и амфиболитами.

Самое крупное поле развития архейских пород находится в северо-восточной части рассматриваемой территории в районе бассейнов рек М. Тора, Б. Тора, Чара и Токко (Чарское поле). Несколько меньшее поле распространения архейских образований, непосредственно примыкающее к Чарскому с юго-востока, расположено в бассейне р. Икабьекан и на водоразделе Икабьекана и Б. Икабии. Площади, сложенные породами архея, наблюдаются также в бассейне Калакана и в верховьях Калара. Наконец, крупное поле развития архейских образований установлено автором в западной части описываемой территории в бассейне рек Сюльбан и Конда.

В составе архейских образований Чарского поля и других площадей развития архея в восточной части рассматриваемой территории, специально нами не изучавшихся, по данным К. А. Метцгера, А. М. Бильтаева и Л. В. Кручининой, И. Ф. Гладких и др., Л. И. Салопа (1958а, 1960б), можно выделить три разновозрастных комплекса пород (от наиболее древних к молодым): 1) гнейсовый комплекс; 2) комплекс основных и ультраосновных метаморфизованных кристаллических пород; 3) гранито-гнейсовый комплекс.

Породы наиболее древнего гнейсового комплекса в пределах Чарского поля представлены различными гнейсами, плагиогнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами и кварцитами. Преобладают среди них биотитовые и роговообманково-биотитовые гнейсы, плагиогнейсы и кристаллические сланцы, как правило, интенсивно мигматизированные (Салоп, 1958е и др.). Все эти разности представляют собой породы серого или темно-серого цвета, обычно обладающие полосчатым строением, которое часто подчеркивается послойным распределением цветных и салческих минералов и их линейной ориентировкой.

Минеральный состав пород довольно прост. Обычно в них сравнительно много плагиоклаза (олигоклаз-андезина, олигоклаза или альбит-олигоклаза) и калиевого полевого шпата. Кварца несколько меньше. Среди цветных минералов преобладают биотит и роговая обманка, которые наблюдаются в переменных соотношениях, причем общее количество цветных минералов редко превышает 6—7% объема породы. Второстепенное значение имеют сфен, рудный минерал, апатит, иногда — циркон, ортит, рутил. В незначительном количестве наблюдаются также хлорит, мусковит и представители группы эпидота, развившиеся по главным породообразующим минералам.

Разнообразие указанных выше пород гнейсового комплекса обусловлено переменными соотношениями содержания главных породообразующих минералов. Все породы обладают хорошо выраженными гранобластовыми, обычно неравномернозернистыми — гетеробластовыми — структурами и гнейсовидными текстурами.

Двуслюдяные, слюдяно-гранатовые, роговообманково-гранатовые, силлиманитовые и кордиеритовые гнейсы и кристаллические сланцы, являющиеся характерными членами комплекса, встречаются в его разрезе все же довольно редко. Среди пород гнейсового комплекса обычно наблюдаются также магнетитовые кристаллические сланцы и магнетитовые кварциты. Отдельные горизонты этих пород прослеживаются, по данным Л. И. Салопа (1958а), на расстояния в несколько километров. Магнетитовые кварциты и кристаллические сланцы образуют обычно

прослой мощностью от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров, но иногда группируются в пачки мощностью в 300—500 м. Содержание железа в них не превышает 20—30%. К. А. Метцгер и другие геологи отмечают в составе гнейсового комплекса Чарского поля графитсодержащие кристаллические сланцы, залегающие совершенно согласно с другими членами комплекса. Содержание графита, как правило, не превышает 4—6% объема породы, в отдельных разностях достигая 15—20%.

Наконец, для разрезов гнейсового комплекса весьма характерны амфиболиты, переслаивающиеся, как указывает Л. И. Салоп (1958а), с другими отчетливо слоистыми членами комплекса. Амфиболиты, распространенные в районе Чарского поля, тесно ассоциируют с роговообманково-магнетитовыми кристаллическими сланцами. Предполагается, что амфиболиты, входящие в состав гнейсового комплекса, образовались главным образом за счет осадочных пород.

Гнейсовый комплекс в настоящее время детально еще не расчленен. В составе его К. А. Метцгер и Л. И. Салоп выделяют нижнюю толщу различных, преимущественно биотитовых, роговообманково-биотитовых и роговообманковых плагиогнейсов и гнейсов, содержащую в верхней части горизонты амфиболитов, магнетитовых кристаллических сланцев, железистых кварцитов и более редких белых безрудных кварцитов. На нижней толще, названной Л. И. Салопом (1958а) чарской, совершенно согласно залегают торская толща, сложенная главным образом кристаллическими сланцами, местами включающими прослой кварцитов. В составе торской толщи не наблюдается пород, обогащенных рудными минералами железа. Образования, отнесенные к торской толще, встречаются значительно реже, чем породы чарской толщи.

Метаморфические породы основного и ультраосновного состава, относимые к архею, по данным Л. И. Салопа (1958б и др.), сравнительно редки. Они образуют не только секущие тела типа штоков и даек, но и пластовые залежи в толщах пород гнейсового комплекса. Пластовые залежи дают апофизы во вмещающие породы и в отдельных случаях имеют с ними секущие контакты. Среди пород комплекса основных и ультраосновных образований архея преобладают амфиболиты, в которых иногда обнаруживаются участки с реликтовыми бластопорфировой или бластоофитовой структурами (Салоп, 1958б), свидетельствующими о магматическом происхождении этих пород. Значительно реже наблюдаются тальковые сланцы, серпентиниты, гиперстеновые пироксениты и тремолитизированные оливиниты.

Наиболее молодыми среди архейских образований Чарского поля являются породы гранито-гнейсового комплекса, среди которых Л. И. Салоп (1958б) выделяет биотитовые, обычно лейкократовые вплоть до аляскитоидных, гнейсовидные граниты и более меланократовые биотитово-роговообманковые гранито-гнейсы. Это обычно средне- или крупнозернистые породы серого и светло-серого цвета. Их характерная черта — широкое развитие порфиробластовых гранобластовых структур и мирмекитовых прорастаний. Граниты и гранито-гнейсы залегают в виде пластовых тел в толщах пород гнейсового комплекса, иногда тесно перемежаясь с кристаллическими сланцами и гнейсами. Предполагается (Салоп, 1958б), что подавляющее большинство гранито-гнейсов и гранитов архея образовалось метасоматическим путем за счет первично осадочных пород гнейсового комплекса.

Совершенно аналогичный характер имеет комплекс гнейсов, плагиогнейсов, кристаллических сланцев, амфиболитов и гранито-гнейсов, развитых в восточной части Удоканского хребта.

Возможно, что некоторые массивы гнейсовидных гранитов и гранито-гнейсов имеют более молодой возраст и принадлежат к куандинскому

комплексу гранитоидов, краткая характеристика которого приведена ниже.

Весьма интересен комплекс разнообразных кристаллических сланцев, гнейсов, плагиогнейсов и амфиболитов, развитых в крайней западной части рассматриваемой территории в районе бассейнов рек Сюльбана и Конда. Этот комплекс в области правобережья Сюльбана (в его среднем и верхнем течении) в 1950 и 1951 гг. был исследован Д. М. Шилиным и Е. Н. Шапошниковой, которые описали в его составе биотитовые и биотитово-роговообманковые гнейсы, интенсивно мигматизированные и инъецированные гранитным веществом. Д. М. Шилин и Е. Н. Шапошникова отнесли гнейсы правобережья Сюльбана к докембрию, не уточняя их стратиграфического положения.

На обзорных геологических картах в районе бассейнов Сюльбана и Конды изображены площади выходов нижнепротерозойских образований, не расчлененных на свиты (удоканской серии в пределах территорий, расположенных восточнее зимовья Бальбухта, и витимо-муйской — западнее) и представленных мигматитами и гнейсами, образовавшимися в результате процессов ультраметаморфизма.

Автор, занимаясь изучением геологического строения удоканской серии, в 1958 г. провел маршрутное обследование междуречья Сюльбана и Конды. Полученные в 1958 г. материалы (Лейтес, 1962б) позволили выяснить, что внешне однообразные толщи развитых в этом районе биотитовых и роговообманково-биотитовых гнейсов образовались не в результате процессов ультраметаморфизма нижнепротерозойских осадочных и эффузивно-осадочных толщ, а благодаря сложным процессам диафтореза кристаллических сланцев более высоких ступеней метаморфизма, принадлежащих, по-видимому, к числу архейских образований.

Целесообразно специально остановиться на характеристике состава кристаллического комплекса района междуречья Сюльбана и Конды с тем, чтобы, описав его формационные особенности и выяснив, хотя бы в самых общих чертах, этапы его метаморфизма, иметь возможность сопоставить этот комплекс с другими древнейшими толщами Восточной Сибири и показать его отличия от нижнепротерозойских образований.

Состав кристаллического комплекса

В составе рассматриваемого комплекса удалось выделить пироксеновые (гиперстеновые и диопсидово-гиперстеновые) плагиогнейсы и гнейсы, роговообманково-пироксено-плагиоклазовые кристаллические сланцы, роговообманковые плагиогнейсы, различные амфиболиты, биотитовые гнейсы, роговообманково-биотитовые гнейсы и катаклазированные биотитовые гнейсы и плагиогнейсы со струйчатым биотитом.

Пироксеновые плагиогнейсы, являющиеся одним из характернейших членов комплекса, представляют собой сравнительно лейкократовые породы (содержание цветных компонентов в них не превышает 10—15%) серого или светло-серого цвета, среди которых можно выделить гнейсовидные полосчатые, линзовидно-полосчатые и внешне массивные разности. Важная особенность всех этих текстурных разновидностей — присутствие в них линейно ориентированных линзовидных обособлений кварцевых зерен. Такие обособления не превышают в длину 1,0—1,5 см при мощности в 2—3 мм. В полосчатых разностях плагиогнейсов линзовидные обособления кварца приурочены, как правило, к более лейкократовым прослоям.

Главными породообразующими минералами пироксеновых плагиогнейсов, среди которых выделяются гиперстеновые и диопсидово-гиперстеновые разности, являются: ромбический пироксен (5—10%), моноклинный пироксен (до 5%), биотит (до 5%), гранат (до 10%), пла-

гиоклаз (45—75%), калиевый полевой шпат (до 5%) и кварц (5—40%). В отдельных разновидностях наблюдается также роговая обманка в количестве до 5%. Второстепенные минералы представлены рудным минералом, апатитом, цирконом и ортитом.

Результаты химических анализов гиперстеновых плагиогнейсов приведены в табл. 1, а их пересчеты по методу А. Н. Заварицкого — в табл. 2.

Таблица 1

Результаты химических анализов гиперстеновых плагиогнейсов правобережья Конды*

	1		2			1		2	
	Обр. 1128		Обр. 1148			Обр. 1128		Обр. 1148	
	вес. %	мол. колич.	вес. %	мол. колич.		вес. %	мол. колич.	вес. %	мол. колич.
SiO ₂	67,38	1,122	71,61	1,192	Na ₂ O	2,59	0,042	4,94	0,080
TiO ₂	0,77	0,010	Нет	—	K ₂ O	3,60	0,038	1,26	0,014
Al ₂ O ₃	13,95	0,137	15,53	0,152	H ₂ O ⁺	0,19	0,010	0,05	0,003
Fe ₂ O ₃	0,98	0,006	0,47	0,003	H ₂ O ⁻	0,09	0,005	0,15	0,008
FeO	5,62	0,078	1,15	0,016	P ₂ O ₅	0,81	0,006	0,55	0,004
MnO	0,08	0,001	Нет	—	CO ₂	0,08	0,002	Нет	—
MgO	1,29	0,032	1,20	0,030	C	Нет	—	0,03	—
CaO	2,72	0,048	3,22	0,057					
					Сумма	100,15		100,16	

* Анализы выполнены в химической лаборатории Геологического института АН СССР аналитиком В. Б. Рычковой.

Таблица 2

Пересчеты анализов по методу А. Н. Заварицкого

№ анализа	a	c	b	S	a'	f'	m'	c'	n	t	φ	Q	a/c
1	10,8	3,2	9,6	76,4	12,8	64,5	22,7	—	52,5	0,9	8,5	+28,0	3,4
2	12,7	3,8	3,6	79,9	3,7	40,8	55,5	—	85,1	—	11,2	+30,6	3,4

Структура пироксеновых плагиогнейсов гранобластовая с участками пойкилобластовой.

Ромбический пироксен (гиперстен) представлен зернами короткопризматической формы, размером 0,5—2,0 мм, обладающими отчетливым плеохроизмом от светло-зеленого, параллельно Ng, до светло-розового, параллельно Np · 2V = -57—58°; c : Ng = 2—3°; Ng = 1,712 (обр. 1137), 1,728 (обр. 1148), 1,732 (обр. 1128)¹. В диопсидово-гиперстеновых плагиогнейсах ромбический пироксен замещается моноклинным. По ромбическому пироксену развивается также гранат (фиг. 6). Иногда вокруг зерен гиперстена образуются тонкие реакционные каймы буровато-зеленой роговой обманки. В отдельных шлифах можно видеть, наконец, что по гиперстену развивается и биотит.

Моноклинный пироксен (диопсид) наблюдается в виде светло-зеленых зерен неправильной формы, размером 0,3—1,2 мм. 2V = 56°; c : Ng = 41°; Ng = 1,716. Диопсид замещает ромбический пироксен и,

¹ Приведенные здесь и далее в тексте оптические константы минералов получены автором в результате измерений на федоровском столике или в иммерсионных жидкостях.



Фиг. 6. Замещение гиперстена (H) гранатом (Г) в лейкократовом гиперстеновом плагиогнейсе (шлиф 1128). Увел. 46. При одном никеле. Правобережье р. Конда в ее среднем течении

вается по пироксенам и роговой обманке. *Nm* биотита равен 1,658 (обр. 1137, 1148). В гранатосодержащих разностях биотит не наблюдается. В наиболее лейкократовых разновидностях плагиогнейсов на концах листочков биотита образуются симплектитовые вроски кварца. Биотит нередко проникает по трещинам в зерна других порообразующих минералов.

Таблитчатые или неправильные зерна плагиоклаза обладают хорошо выраженными зональным и полисинтетическим двойниковым строением. По составу плагиоклаз отвечает олигоклазу № 24—26. Иногда можно наблюдать, как отдельные зерна пироксенов замещаются плагиоклазом. В гранатосодержащих разностях плагиогнейсов в плагиоклазах наблюдаются антипертиты, а также вроски кварца.

Кварц встречен в виде мелких округлых пойкилобластов, заключенных в зерна плагиоклаза и чрезвычайно характерных для рассматриваемой группы пород, а также в виде зерен неправильной формы, корродирующих плагиоклазы.

Калиевый полевой шпат присутствует в виде редких мелких зерен неправильной формы, корродирующих плагиоклаз и цветные минералы, а также в виде многочисленных антипертитов. В наиболее крупных зернах (0,3 мм) заметно слабо выраженное решетчатое строение.

Приведенное описание гиперстеновых и диопсидово-гиперстеновых плагиогнейсов показывает, что эти породы очень похожи на гиперстеновые гнейсы (чарнокиты) и гранулиты, описанные Д. С. Коржинским (1936, стр. 17—20, 27—31) в архейских толщах Алданского щита. Об этом свидетельствует не только сходство минерального состава пород, но и развитие характерных как для пород Алдана, так и для пород междуречья Сюльбана и Конды своеобразных гранулитовых структур (округлые вроски кварца в зернах плагиоклаза).

С увеличением содержания калиевого полевого шпата (иногда до 30—40%) и происходящим параллельно увеличением содержания рого-

во в свою очередь, замещается буровато-зеленой роговой обманкой. В гранитосодержащих разностях плагиогнейсов диопсид не встречен.

Роговая обманка наблюдается в описываемых породах довольно редко. Она представлена буровато-зеленой разновидностью, которая развивается по диопсиду, образует реакционные каймы вокруг зерен гиперстена или, реже, граната. $2V = -76-78^\circ$; $c : Ng = 11^\circ$.

Гранат представлен изометричными зернами светло-розового цвета, иногда достигающими 0,8—1,0 см в поперечнике. Отдельные зерна граната содержат мелкие включения апатита. Иногда зерна граната окружены тонкими реакционными каймами роговой обманки.

Биотит образует пластинки, плеохроирующие от светло-желтого, параллельно *Np*, до красно-бурого, параллельно *Ng*. Он разви-

вой обманки и биотита или одного биотита (за счет замещения этими минералами пироксенов) описанные плагиогнейсы переходят в роговообманково-биотитовые и биотитовые гнейсы, цветные минералы в которых представлены буровато-зеленой роговой обманкой и красновато-бурым биотитом. Общее содержание цветных минералов в таких породах 10—15%. Гранат в них не наблюдается. Калиевый полевой шпат представлен нерешетчатыми разностями. Широко развиты пертиты замещения и, в меньшей степени, пертиты распада. Ниже мы подробнее остановимся на характеристике биотитовых гнейсов.

Иногда в плагиогнейсах цветные минералы представлены одним только биотитом красновато-бурого цвета (биотитовые плагиогнейсы). В этих породах наблюдаются единичные мелкие зерна зонального ортита, плеохроирующего в бурых тонах. Ортит замещается цонзитом.

Для всех разностей плагиогнейсов и гнейсов характерно присутствие единичных мелких зерен апатита, циркона и рудного минерала.

Следующей крупной группой являются роговообманково-пироксено-плагиоклазовые кристаллические сланцы, пироксеновые амфиболиты и амфиболиты. Это темно-серые, иногда почти черные породы, обладающие полосчатым гнейсовидным строением, гранобластовой или нематогранобластовой структурой.

И амфиболиты и роговообманково-пироксено-плагиоклазовые кристаллические сланцы обычно наблюдаются в тонком переслаивании с пироксеновыми плагиогнейсами (фиг. 7). При выветривании пород в коренных выходах, сложенных перемежающимися пироксеновыми плагиогнейсами и описываемыми кристаллическими сланцами, образуются специфические ячеистые формы, похожие на соответствующие формы выветривания гранитоидов (фиг. 8). Иногда кристаллические сланцы и амфиболиты залегают в виде достаточно мощных (до 5—6 м) линз в пироксеновых плагиогнейсах. Эти линзы имеют с вмещающими породами либо согласные (чаще), либо секущие соотношения. В то же время породообразующие минералы во вмещающих пироксеновых плагиогнейсах во всех случаях ориентированы совершенно согласно с поверхностями гнейсовидности роговообманково-пироксено-плагиоклазовых кристаллических сланцев и амфиболитов.

Главными породообразующими минералами рассматриваемых кристаллических сланцев и амфиболитов являются: ромбический пироксен, наблюдающийся только в роговообманково-пироксено-плагиоклазовых кристаллических сланцах (до 5%), моноклинный пироксен (до 20%), роговая обманка (20—55%), биотит (до 30%), плагиоклаз (15—50%), кварц (до 10%), а второстепенными: калиевый полевой шпат, рудный минерал, апатит, циркон.

Результаты химических анализов пород рассматриваемой группы приведены в табл. 3, а их пересчеты по методу А. Н. Заварицкого — в табл. 4.

Ромбический пироксен (гиперстен) представлен призматическими кристаллами с неправильными контурами, величиной в 0,3—0,5 мм, обладающими отчетливым плеохроизмом от светло-зеленого, параллельно N_g , до светло-розового, параллельно $N_p \cdot 2V = -54^\circ$; $c : N_g = 2-3^\circ$. Гиперстен замещается моноклинным пироксеном.

Моноклинный пироксен (диопсид) также образует призматические кристаллы с извилистыми контурами, размером в 0,3—0,5 мм. И в роговообманково-пироксено-плагиоклазовых кристаллических сланцах, и в пироксеновых амфиболитах диопсид светло-зеленого цвета. В пироксеновых амфиболитах в зернах диопсида наблюдается хорошо выраженная диаллаговая отдельность, по трещинам которой развивается тонкое



Фиг. 7. Тонкое переслаивание роговообманково-пироксено-плагноклазовых кристаллических сланцев (темные полосы) с пироксеновыми плагногнейсами (светлые полосы). Правобережье р. Конда в среднем течении



Фиг. 8. Ячеистое выветривание пород на выходах переслаивающихся пироксеновых плагногнейсов и роговообманково-пироксено-плагноклазовых кристаллических сланцев. Правобережье р. Конда

Результаты химических анализов роговообманково-пироксено-плаггиоклазовых кристаллических сланцев (3,4) и амфиболитов (5,6) *

	3		4		5		6	
	Обр. 1147, правобережье Конды		Обр. 1121, правобережье Конды		Обр. 1122, правобережье Конды		Обр. 1053, левобережье Сьюльбана	
	вес. %	мол. колич.	вес. %	мол. колич.	вес. %	мол. колич.	вес. %	мол. колич.
SiO ₂	46,92	0,781	66,97	1,116	60,98	1,016	50,80	0,846
TiO ₂	2,09	0,026	0,46	0,006	0,70	0,009	0,86	0,011
Al ₂ O ₃	12,61	0,124	15,36	0,151	14,71	0,144	15,14	0,148
Fe ₂ O ₃	3,16	0,020	1,15	0,007	1,84	0,011	2,90	0,018
FeO	13,01	0,181	3,02	0,042	4,18	0,058	5,54	0,077
MnO	0,25	0,004	0,05	0,001	0,08	0,001	0,18	0,003
MgO	6,36	0,158	1,88	0,047	3,81	0,094	8,84	0,219
CaO	11,69	0,209	4,64	0,083	6,03	0,108	10,12	0,180
Na ₂ O	2,36	0,038	4,32	0,069	4,32	0,069	2,40	0,039
K ₂ O	0,45	0,005	0,97	0,011	1,32	0,014	1,10	0,012
H ₂ O ⁺	0,44	0,024	0,21	0,011	0,62	0,034	0,85	0,047
H ₂ O ⁻	0,16	0,009	0,28	0,016	0,08	0,005	0,09	0,005
P ₂ O ₅	0,63	0,004	0,67	0,005	0,58	0,004	0,68	0,005
CO ₂	0,08	0,002	Нет		0,20	0,005	0,34	0,008
C	0,03		Нет		0,10		0,11	
Сумма	100,24		99,98		99,55		99,95	

* Анализы выполнены в химической лаборатории Геологического института АН СССР аналитиками В. Б. Рычковой (анализы 3, 5 и 6) и Е. В. Черкасовой (анализ 4).

Таблица 4

Пересчеты анализов по методу А. Н. Заварицкого

№ анализа	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>S</i>	<i>a'</i>	<i>f'</i>	<i>m'</i>	<i>c'</i>	<i>n</i>	<i>t</i>	φ	<i>Q</i>	<i>a/c</i>
3	5,8	5,4	34,4	54,4	—	44,0	30,9	25,1	88,4	3,2	7,8	-8,2	1,1
4	10,8	4,9	7,9	76,4	—	49,1	40,5	10,4	86,8	0,5	12,0	+26,3	2,2
5	11,3	4,1	15,1	69,5	—	36,5	42,4	21,1	83,2	0,8	0,9	+12,3	2,8
6	6,9	6,6	28,4	58,1	—	27,7	52,4	19,9	76,5	1,3	8,6	+4,6	1,0

непрозрачное пылевидное вещество. По своим оптическим константам ($2V = 58^\circ$; $c : Ng = 44^\circ$) диопсид пироксеновых амфиболитов совершенно тождествен диопсиду (роговообманково-пироксено-плаггиоклазовых кристаллических сланцев ($2V = 58^\circ$; $c : Ng = 42^\circ$). В кристаллических сланцах диопсид замещается буро-зеленой роговой обманкой (фиг. 9), а в пироксеновых амфиболитах буро-зеленой и сине-зеленой роговой обманкой или только сине-зеленой роговой обманкой. В отдельных случаях по диопсиду развивается также бесцветная роговая обманка.

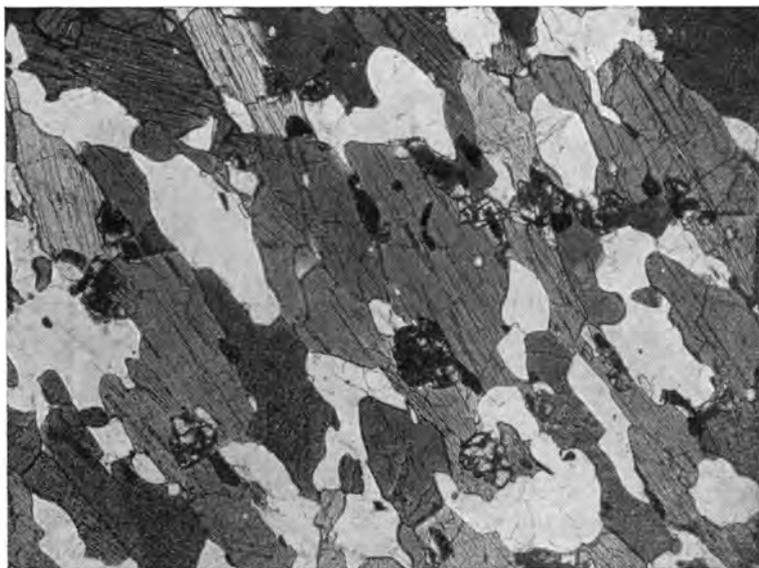
Буро-зеленая разновидность роговой обманки плеохроирует от светло-бурого, параллельно *Np*, до бурого, параллельно *Nm*, и зеленоватого

бурого, параллельно Ng . В зернах роговой обманки, развитой в пироксеновых амфиболитах, наблюдаются отдельные полосы и пятна непрозрачного пылевидного вещества (рудный минерал?). Буро-зеленая роговая обманка, наблюдающаяся в амфиболитах, по своим оптическим свойствам ($2V = -68^\circ$; $c : Ng = 22-24^\circ$; $Ng = 1,688$) несколько отличается от роговой обманки, встречающейся в роговообманково-пироксено-плагноклазовых сланцах ($2V = -76^\circ$; $c : Ng = 12^\circ$). Буро-зеленая роговая обманка обрастает сине-зеленой, иногда бесцветной роговой обманкой. В амфиболитах буро-зеленая роговая обманка замещается и биотитом (фиг. 10).

Бесцветная роговая обманка развивается по диопсиду и обрастает также буро-зеленую роговую обманку. Зерна этой разности роговой обманки нередко содержат симплектитовые вроски кварца.

Сине-зеленая роговая обманка плеохроирует от почти бесцветного, параллельно Np , до сине-зеленого, параллельно Nm и Ng . $2V$ сине-зеленой роговой обманки = -72° ; $c : Ng = 19^\circ$. Некоторые из разновидностей амфиболитов содержат только сине-зеленую роговую обманку, количество которой в породе в отдельных случаях достигает 50—55%. В кристаллах сине-зеленой роговой обманки часто наблюдаются симплектитовые вроски кварца. По трещинам в ее зернах развиваются выделения титанита, иногда имеющие прямые грани. Можно заметить, что окраска роговой обманки вокруг титанита более плотная, имеющая буроватый оттенок.

По роговой обманке развивается биотит. Пластинки биотита наблюдаются только в амфиболитах и в пироксеновых амфиболитах и представлены красновато-бурой разностью, плеохроирующей от почти бесцветного, параллельно Np , до красновато-бурого, параллельно Ng . Nm биотита = 1,654 (обр. 1122) или 1,658 (обр. 1132). Листочки биотита содержат округлые включения рудного минерала. По спайности в листочках биотита также развивается рудный минерал. В биотите, за-



Фиг. 9. Реликты диопсида (мелкие зерна с высоким рельефом и грубыми трещинами) в кристаллах буро-зеленой роговой обманки. Роговообманково-пироксено-плагноклазовый кристаллический сланец (шлиф 1075^b). Увел. 20. При одном николе. Левобережье р. Сьюлбан

мещающем роговую обманку, наблюдаются симплектитовые вросстки кварца. По спайности и по периферии листочков биотита отмечены цепочки мелких зерен титанита.

Плагиоклаз представлен таблицами, полисинтетически сдвойникованными по альбитовому и альбит-периклиновому законам и в роговообманково - пироксеново-плагиоклазовых сланцах имеющими состав андезина № 42—43. В пироксеновых амфиболитах состав плагиоклаза изменяется до олигоклаз-андезина № 30. В амфиболитах плагиоклазы, имеющие такой же состав (№ 30—32), обладают слабо выраженным зональным строением.

Кварц в амфиболитах и пироксеновых амфиболитах присутствует в виде мелких зерен округлой или неправильной формы, а также в виде симплектитовых вростков в цветных минералах.

Иногда в амфиболитах наблюдаются единичные

мелкие зерна неправильной формы калиевого полевого шпата, развивающиеся между зернами других породообразующих минералов. Калиевый полевой шпат представлен нерешетчатой разностью.

Апатит, циркон и рудный минерал наблюдаются в виде единичных зерен, включенных в цветные минералы.

Выше при описании пироксеновых плагиогнейсов было указано, что при увеличении содержания в этих породах калиевого полевого шпата, роговой обманки и биотита и, соответственно, при уменьшении содержания в них плагиоклаза и пироксенов, вплоть до полного исчезновения последних, пироксеновые плагиогнейсы переходят в роговообманково-биотитовые и биотитовые гнейсы. В качестве характерных представителей этой группы рассмотрим биотитовые гнейсы, имея в виду, что роговообманково-биотитовые разности отличаются от них присутствием роговой обманки в количестве 5—10%.

Биотитовые гнейсы представлены серыми или темно-серыми породами, обладающими хорошо выраженной линейной ориентировкой породообразующих минералов, которая подчеркивается послойным расположением биотита. Нередко наблюдаются довольно крупные (до 1,0—1,5 см) порфиробласты полевых шпатов. Наиболее светлые разности биотитовых гнейсов содержат несколько повышенные количества розового и светло-красного граната, хорошо заметного в образцах. Описываемые биотитовые гнейсы, широко развитые в междуречье Сюльбана и Конды, а также, по данным Д. М. Шилина и Е. Н. Шапошниковой, на правобережье Сюльбана, обладают полосчатым гнейсовидным



Фиг. 10. Замещение буро-зеленой роговой обманки (PO) сине-зеленой (A) и биотитом (B) в амфиболите (шлиф 1122). Увел. 46. При одном никеле. Правобережье р. Конда

строением и порфиروبластовой гранобластовой структурой с участками лепидогранобластовой и пойкилобластовой структур.

Главные породообразующие минералы в гнейсах — биотит (5—10%), калиевый полевой шпат (20—25%), плагиоклаз (25—45%) и кварц (25—45%); второстепенные: гранат, рудный минерал, апатит, циркон, ортит.

Результаты химических анализов биотитовых гнейсов приведены в табл. 5, а их пересчеты по методу А. Н. Заварицкого — в табл. 6.

Таблица 5

Результаты химических анализов биотитовых гнейсов *

	7		8		9	
	Обр. 1133, гранатосодержащий, правобережье Конды		Обр. 1068, левобережье Сюльбана		Обр. 1075, катаклазированный, левобережье Сюльбана	
	вес. %	мол. колич.	вес. %	мол. колич.	вес. %	мол. колич.
SiO ₂	64,17	1,068	67,88	1,130	74,76	1,240
TiO ₂	0,98	0,012	0,36	0,005	0,15	0,002
Al ₂ O ₃	15,39	0,151	15,73	0,154	13,34	0,130
Fe ₂ O ₃	1,08	0,007	1,36	0,009	0,53	0,003
FeO	6,09	0,085	2,00	0,029	0,91	0,012
MnO	0,23	0,003	0,04	0,000	0,01	0,000
MgO	0,82	0,020	2,05	0,051	0,68	0,017
CaO	3,33	0,060	3,04	0,054	1,92	0,034
Na ₂ O	2,45	0,040	4,62	0,074	3,06	0,049
K ₂ O	4,33	0,046	2,22	0,023	4,08	0,044
H ₂ O ⁺	0,05	0,003	0,42	0,023	0,37	0,020
H ₂ O ⁻	0,63	0,035	0,08	0,005	0,04	0,003
P ₂ O ₅	0,47	0,004	0,50	0,004	0,60	0,004
CO ₂	0,18	0,004	0,10	0,002	Her	
C	Her		0,05		Her	
Сумма	100,20		100,46		100,45	

* Анализы выполнены в химической лаборатории Геологического института АН СССР аналитиками З. В. Пушкиной (анализ 7), В. Б. Рычковой (анализ 8) и Е. В. Черкасовой (анализ 9).

Таблица 6

Пересчеты анализов по методу А. Н. Заварицкого

№ анализа	a	c	b	S	a'	f'	m'	c'	n	t	φ	Q	a/c
7	11,9	4,2	8,8	75,1	7,6	77,3	15,1	—	46,5	1,1	10,6	+22,2	2,9
8	13,0	3,7	6,9	76,4	5,8	44,7	49,5	—	76,3	0,4	17,4	+23,1	3,5
9	12,3	2,3	2,7	82,7	14,6	43,9	41,5	—	52,7	0,2	14,6	+38,5	5,3

Биотит образует листочки красновато-бурого цвета, плеохроирующие от желтого, параллельно *Np*, до красно-бурого, параллельно *Ng*. По биотиту развиваются хлорит и рудный минерал. Хлоритизированный биотит наблюдается в виде реакционных кайм вокруг зерен граната.

Гранат встречен в виде зерен светло-розового цвета, окруженных тонкой каймой хлоритизированного биотита. В отдельных разностях

Биотитовых гнейсов наблюдаются округлые скопления мелких зерен цоизита, окруженные длинными тонкими листочками хлоритизированного биотита, образующими веерообразные и сноповидные агрегаты. Судя по форме этих скоплений и по расположению окружающей их каймы, можно предположить, что они развились по гранату.

Таблицы плагиоклаза (№ 27—28) полисинтетически sdвойникованы. Иногда центральные части таблиц содержат точечные включения кварца, отсутствующие по периферии. Плагиоклаз серицитизирован и пелитизирован. Иногда в нем наблюдаются мирмекитовые вросстки кварца.

Калиевый полевой шпат наблюдается в виде зерен неправильной формы. Более крупные из них (размером в 2—3 мм и больше) имеют слабо выраженное решетчатое строение, совершенно не проявляющееся в мелких зернах. Калиевый полевой шпат развивается по плагиоклазу и корродирует его кристаллы.

Кварц встречается в виде мелких округлых зерен, включенных в таблицы плагиоклаза, а также в виде крупных линзовидных зернистых агрегатов, вытянутых согласно гнейсовидности породы и очень похожих на такие же агрегаты в пироксеновых плагиогнейсах и гнейсах. Иногда обособления кварцевых зерен наблюдаются также в виде тонких прерывистых прослоев. Возможно, что последние представляют собой разлинзованные послонные прожилки кварцевого состава в гнейсах.

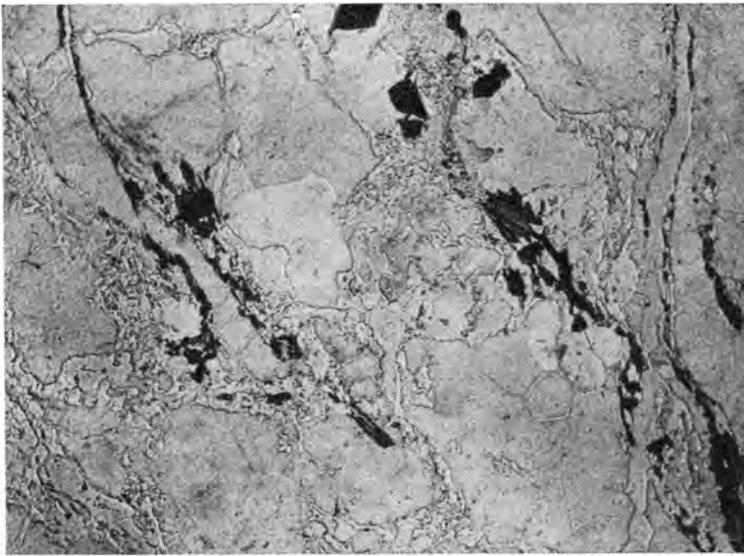
Рудный минерал наблюдается в виде зерен неправильной формы. Иногда рудный минерал обрастает листочки биотита.

Апатит и циркон отмечены в виде единичных мелких зерен, включенных в пластинки биотита или, реже, в таблицы плагиоклаза.

В составе кристаллического комплекса междуречья Сюльбана и Конды удалось установить также катаклазированные гнейсы и плагиогнейсы с темно-зеленым «струйчатым» биотитом — темно-серые и серые полосчатые породы. Отдельные полосы в этих гнейсах и плагиогнейсах весьма интенсивно обогащены биотитом, тогда как другие сложены главным образом кварцем и полевыми шпатами. Катаклазированные гнейсы и плагиогнейсы, как правило, пронизаны многочисленными секущими и послонными жилами пегматитов, аплитов, лейкократовых гранитов, кварцевыми и кварцево-полевошпатовыми жилами мощностью 15—20 см, иногда 1,5—2,0 м. Катаклазированные гнейсы и плагиогнейсы часто разбиты трещинами, по которым происходили микросбросы и микронадвиги, амплитудой до 5—6 см. Эти трещины в настоящее время залечены кварцем, или кварцево-полевошпатовым, или, наконец, эпидотово-кварцевым агрегатом. Весьма часто описываемые гнейсы плейчатые. Они собраны в мелкие складочки, амплитуда которых обычно составляет 2—3 см, не превышая 10—15 см. В шлифах видно, что все породы этой группы отличаются значительным катаклизмом и совершенно особым «струйчатым» расположением биотита (фиг. 11). Структура их порфиробластовая с бластокатакластической лепидогранобластовой основной тканью.

Главными породообразующими минералами катаклазированных гнейсов и плагиогнейсов являются: биотит (5—25%), калиевый полевой шпат (5—20%), плагиоклаз (30—45%), кварц (20—35%); второстепенными: роговая обманка, ортит, рудный минерал, апатит и циркон.

Плагиоклаз (олигоклаз-андезин или в более меланократовых разностях — андезин) присутствует в виде полисинтетически sdвойникованных таблитчатых зерен зонального строения. Сравнительно крупные (от 3—4 мм) порфиробласты плагиоклаза содержат довольно частые мелкие неправильные вросстки кварца, а в роговообманково-биотитовых разностях катаклазированных гнейсов и плагиогнейсов — многочисленные округлые включения кварца.



Фиг. 11. «Струйчатое» расположение биотита (черное) в катаклазированном гнейсе (шлиф 1073). Увел. 47. При одном николе. Левобережье р. Сьюлбан

Иногда в центральных частях таблиц плагиоклаза наблюдаются интенсивно пелитизированные реликты более основного плагиоклаза (повидимому, андезина), окруженные каймой совершенно свежего альбита. В таблицах плагиоклаза нередко наблюдаются антипертиты.

В основной ткани породы широко развиты мелкие неправильные зерна кварца. Кроме того, кварц встречен в виде более крупных (0,3—0,4 мм) неправильных и округлых зерен в таблицах плагиоклаза и, реже, калиевого полевого шпата.

Калиевый полевой шпат наблюдается в виде зерен неправильной формы с плохо выраженным решетчатым строением. Изредка удается наблюдать относительно крупные (0,5 см) порфириобласты калиевого полевого шпата, расположенные в мелкозернистой основной ткани породы.

Биотит присутствует в виде узких и длинных листочков темно-зеленого цвета, образующих тонкие изгибающиеся «струйчатые» полосы (фиг. 11). В непосредственной близости от пластинок биотита наблюдаются зерна калиевого полевого шпата, иногда корродирующие и замещающие биотит. В разностях пород, содержащих реликты роговой обманки, обнаруживаются также реликты красновато-бурого биотита с *Nm*, равным 1,653. По красновато-бурому биотиту развивается зеленый биотит с *Nm*, равным 1,663. По зеленому биотиту развивается эпидот. Для пород данной группы весьма характерно присутствие в листочках биотита включений крупных зерен ортита, обладающих отчетливым зональным строением. Иногда можно наблюдать замещение ортита агрегатом минералов группы эпидота.

Роговая обманка встречена в виде единичных реликтовых зерен неправильной формы, размером 0,1—0,2 мм. Она представлена сине-зеленой разновидностью и замещается красновато-бурым биотитом.

Разности биотитовых гнейсов, которые содержат реликты роговой обманки, отличаются рядом особенностей, характерных для пород описанной выше группы роговообманково-пироксено-плагиоклазовых кристаллических сланцев и амфиболитов. В них также наблюдаются пла-

гиоклазы, содержащие округлые включения кварца, присутствуют красновато-бурый биотит и сине-зеленая роговая обманка. Явления катаклаза в этих разностях проявились значительно слабее, чем в породах всей группы в целом. По минеральному составу, текстурным и структурным особенностям биотитовые гнейсы, содержащие реликты роговой обманки, являются, по-видимому, переходными между породами рассматриваемой группы и породами группы роговообманково-пироксено-плагиоклазовых кристаллических сланцев и амфиболитов.

Парагенетические ассоциации минералов

Приведенные данные петрографического изучения плагиогнейсов, гнейсов, кристаллических сланцев и амфиболитов, развитых в районе бассейна Сюльбана и Конды, дают возможность выделить некоторые парагенетические ассоциации минералов, характерные для определенных типов пород:

I. Гиперстен + гранат + плагиоклаз + кварц — гиперстеновые плагиогнейсы (гранулиты).

II. Гиперстен + диопсид + плагиоклаз — роговообманково-пироксено-плагиоклазовые кристаллические сланцы.

III. Буро-зеленая роговая обманка + диопсид + плагиоклаз + кварц — пироксеновые амфиболиты.

IV. Буро-зеленая роговая обманка + плагиоклаз + биотит + кварц — амфиболиты.

V. Сине-зеленая роговая обманка + биотит + плагиоклаз + кварц — амфиболиты.

VI. Биотит + плагиоклаз + кварц + калиевый полевой шпат — биотитовые гнейсы и плагиогнейсы.

Несмотря на отмеченные выше коррозионные взаимоотношения между такими минералами, как гиперстен и гранат, гиперстен и диопсид и буро-зеленая роговая обманка, роговая обманка и биотит и т. д., ассоциации этих минералов весьма характерны для описанных пород. Эти минералы, кроме коррозионных, имеют и равновесные соотношения и обычно переходят в следующую парагенетическую ассоциацию в качестве устойчивых реликтов. Примером таких устойчивых реликтов может быть диопсид в парагенезисе III.

Выделенные парагенезисы изображены на диаграммах состав — парагенезис $\text{CaO} - (\text{Mg}, \text{Fe})\text{O} - \text{AlO}_{1/2}$ при избыточном SiO_2 (фиг. 12 и 13). Для построения диаграмм были взяты следующие составы минералов:

гиперстен — $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O} \text{SiO}_2$,

диопсид — $\text{CaO} \text{MgO} 2\text{SiO}_2$,

анортит — $\text{CaO} \text{Al}_2\text{O}_3 2\text{SiO}_2$,

гранат — $3(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O} \text{Al}_2\text{O}_3 3\text{SiO}_2$,

роговая обманка — $\text{H}_2\text{O} \text{NaO} 4\text{CaO} 8\text{MgO} 3\text{Al}_2\text{O}_3 12\text{SiO}_2$,

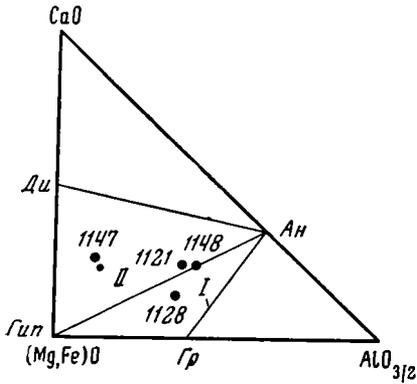
биотит — $2\text{H}_2\text{O} \text{K}_2\text{O} 6(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O} \text{Al}_2\text{O}_3 6\text{SiO}_2$,

калиевый полевой шпат — $\text{K}_2\text{O} \text{Al}_2\text{O}_3 6\text{SiO}_2$.

Соединив прямыми линиями — коннодами — минералы, образующие устойчивые ассоциации, получим на диаграммах поля, соответствующие выделенным парагенезисам. На фиг. 12 поле I — гиперстен + гранат + плагиоклаз и поле II — гиперстен + диопсид + плагиоклаз, а на фиг. 13 поле III — роговая обманка + диопсид + плагиоклаз, поле IV, V — роговая обманка + плагиоклаз + биотит и поле VI — биотит + плагиоклаз + калиевый полевой шпат.

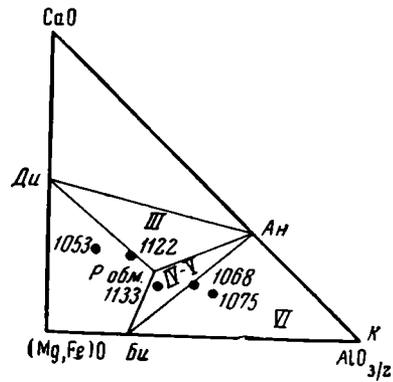
Анализ соотношений минералов, входящих в эти парагенезисы, позволил установить, что наиболее ранними являются I и II парагенезисы. Оба они соответствуют минеральным ассоциациям, выделенным П. Эс-

кола (Eskola, 1939) для пироксеновых гранулитов, которые входят в состав наиболее высокотемпературной гранулитовой фации регионального метаморфизма. Породы гранулитовой фации широко известны среди архейского комплекса Алданского щита (Коржинский, 1936 и др.; Другова, Климов, Крылова и др., 1959; Каденский, 1960; Другова, 1960), Анабарского щита (Рабкин, 1959, 1960; Закруткин, 1962), а также



Фиг. 12. Диаграмма состав — парагенезис $\text{CaO} - (\text{Mg}, \text{Fe})\text{O} - \text{AlO}_{3/2}$ при избыточном SiO_2

Гип — гиперстен, *Ди* — диопсид, *Ан* — анортит, *Гр* — гранат. Черными кружками отмечены химические анализы, приведенные в табл. 1 и 3



Фиг. 13. Диаграмма состав — парагенезис $\text{CaO} - (\text{Mg}, \text{Fe})\text{O} - \text{AlO}_{3/2}$ при избыточном SiO_2 и вполне подвижных щелочах и воде

Ди — диопсид, *Ан* — анортит, *Би* — биотит, *Р. обм.* — роговая обманка, *К* — калиевый полевой шпат. Черными кружками отмечены химические анализы, приведенные в табл. 3 и 5

в древнейших комплексах Гренландии, Уганды, Индии, Цейлона, Балтийского щита (Тернер, 1951; Барт, 1956; Mehnert, 1959; Менерт, 1963), Украинского щита (Слензак, 1960), Казахстана (Трусова, 1956). Предполагается, что породы гранулитовой фации испытали воздействие наиболее высоких температур и давлений при региональном метаморфизме и формировались в подошве сиалического слоя при недостатке щелочей и летучих (Mehnert, 1959).

Минералы, входящие в I и II парагенезисы, также обладают рядом особенностей, свойственных минералам гранулитовой фации. Так, гиперстен в них отличается отчетливым плеохроизмом, что характерно для гиперстенов архейских пород Алданского щита и что было отмечено в качестве специфической особенности гиперстенов гранулитовой фации Ф. Дж. Тернером (1951). Этот исследователь считает, что интенсивность плеохроизма возрастает в зависимости от содержания в гиперстенах железа. Железистость гиперстена в изученных нами породах, определенная по диаграмме В. С. Соболева (1950), составляет 53—57 мол. %. Г. М. Другова (1960) при характеристике минералов пород гранулитовой фации Алданского щита также обращает внимание на высокую железистость гиперстенов алданских гранулитов и указывает, что содержание ферросилитовой молекулы в них колеблется около 50%. Гиперстен в пироксеновых плагиогнейсах и гнейсах бассейна Сюльбана и Конды замещается гранатом (фиг. 6). Для чарнокитов Уганды уже давно доказано (Groves, 1935), что гранат в них произошел непосредственно из окруженного им гиперстена. Явление замещения гиперстена гранатом с образованием псевдоморфоз граната по гиперстену детально описано и для чарнокитов Украинского щита (Слензак, 1960). В то же время весьма характерна ассоциация этих двух минералов, которые в

виде устойчивых реликтов наблюдаются в породах следующих менее «глубинных» парагенезисов.

В составе описанных пород почти не сохранились в чистом виде ни I, ни особенно II парагенезисы. Железисто-магнезиальные минералы этих парагенезисов наблюдаются преимущественно в виде реликтов, окруженных реакционными каймами минералов более низкотемпературных парагенезисов.

Наиболее распространенными являются III, IV, V и особенно VI парагенезисы. III, IV и V парагенезисы соответствуют амфиболитовой фации регионального метаморфизма и характерны для описанных выше пироксеновых амфиболитов и амфиболитов. Роговая обманка этих парагенезисов предстает буро-зеленой разностью. Ее железистость, определенная по диаграмме В. С. Соболева (1950), равна 56—57 мол. %. Диопсид, входящий в парагенезис III, по своим оптическим константам совершенно аналогичен диопсиду парагенезиса II. В его составе, судя по диаграмме В. Трегера (1958), имеется 28 мол. % CaFe'' .

Появление парагенезисов амфиболитовой фации, накладывающихся на парагенезисы гранулитовой фации, свидетельствует об изменении условий, в которых формировались высокометаморфизованные породы. Оно указывает на понижение температуры и давления. Максимальная температура амфиболитовой фации, по данным Т. Барта (1956), не превышает 500°C , а по данным И. Розенквиста (Rosenquist, 1952) и К. Р. Менерта (Mehnert, 1959, 1963), — $600\text{—}700^{\circ}\text{C}$. На дальнейшее снижение температуры указывает парагенезис V, в котором буро-зеленая роговая обманка замещается сине-зеленой.

Смена одних парагенезисов другими, соответствующими новым условиям температуры и давления, показывает, что за счет глубоко метаморфизованных пород гранулитовой фации образуются как бы менее метаморфизованные породы, относящиеся к средней ступени метаморфизма. Породы, слагающие водораздел Сюльбана и Конды, в настоящее время соответствуют амфиболитовой фации регионального метаморфизма, так как ассоциации минералов гранулитовой фации сохранились в них только в реликтах.

Эти породы, которые Л. И. Салопом и другими исследователями рассматривались как породы удоканской и витимо-муйской серий нижнего протерозоя, претерпевшие ультраметаморфизм, на самом деле образовались, как это следует из изложенного, в результате процессов регрессивного метаморфизма, наложившихся на породы гранулитовой фации. Заметим здесь же, что экспериментальные исследования процессов анатексиса, проведенные И. Кренком и Р. Ойя (Kranck, Oja, 1960), показали, что лучше всего поддаются частичному расплавлению при анатексисе, а следовательно, и гранитизации, глубоко метаморфизованные породы гранулитовой фации.

Парагенезис VI соответствует биотитовым гнейсам, широко развитым в восточной части междуречья Сюльбана и Конды и на правобережье Сюльбана. Образование минеральных ассоциаций этого парагенезиса (биотитовые гнейсы и плагиогнейсы) связано с процессами гранитизации. Последние сопровождались значительным катаклизмом пород, особенно широко проявившимся в биотитовых гнейсах. Несмотря на то, что в биотитовых гнейсах наиболее полно прошли процессы гранитизации, все же можно установить, что и эти породы образовались в результате метасоматоза глубоко метаморфизованных пироксенсодержащих кристаллических сланцев. Так, в них наблюдаются реликты красновато-бурого биотита, имеющего железистость, равную 57 мол. %, т. е. аналогичного биотиту, встреченному в пироксенсодержащих гнейсах и кристаллических сланцах. Некоторые разности биотитовых гнейсов содержат реликты зерен сине-зеленой роговой обманки, а в таблицах

плаггиоклаза можно наблюдать специфические округлые пойкилобласты кварца, характерные для пироксеновых плаггиогнейсов (гранулитов). Темно-зеленый биотит, которым замещается красно-бурый, обладает железистостью, равной 67 мол.%. Следовательно, при гранитизации пород описанного кристаллического комплекса несомненно возрастает железистость биотита. Изменяется и состав плаггиоклаза. Если в пироксеносодержащих породах он представлен андезином № 42—43, то в амфиболитах уже наблюдается андезин № 30. В биотитовых гнейсах наряду с андезином в небольшом количестве появляется альбит. Появление альбита связано, по-видимому, уже с наиболее низкотемпературной стадией метасоматического процесса.

Изложенное позволяет попытаться выяснить последовательность формирования метаморфического комплекса междуречья Сюльбана и Конды с тем, чтобы, рассмотрев особенности истории метаморфизма этого комплекса, иметь возможность подойти к выяснению его возраста и геологической истории района.

При формировании пород описанного комплекса можно выделить по крайней мере две стадии. Первая, наиболее высокотемпературная, отвечает образованию пироксеновых плаггиогнейсов и пироксеносодержащих кристаллических сланцев. Появление пироксеновых амфиболитов и амфиболитов отвечает началу второй температурной стадии и имеет регрессивный характер. Заключительные этапы второй стадии характеризуются формированием биотитовых гнейсов. Вторая стадия метаморфических преобразований связана с процессами гранитизации, конечным результатом которых явилось образование анатектических гранитов куандинского комплекса, и сопровождалась катаклизмом и перекристаллизацией глубоко метаморфизованных пород. Во время этих процессов происходил вынос MgO , FeO , CaO (исчезновение пироксенов, граната и роговых обманок, покисление плаггиоклаза) и привнос щелочей и кремнезема (появление калиевого полевого шпата, биотита, альбита и кварцевых прожилков).

Выше (в табл. 1, 3 и 5) приведены результаты химических анализов кристаллических пород междуречья Сюльбана и Конды. Эти анализы характеризуют большинство выделенных нами парагенезисов пород описанного кристаллического комплекса. Результаты анализов в виде фигуративных точек нанесены на диаграммы состав — парагенезис $CaO - (Mg, Fe)O - Al_2O_3$ (фиг. 12 и 13). Почти все фигуративные точки попали в пределы полей, соответствующих парагенетическим ассоциациям проанализированных пород. Резкое несовпадение с полем соответствующего парагенезиса (V) обнаруживает только один анализ (обр. 1053, амфиболит с сине-зеленой роговой обманкой), что, вероятно, следует объяснить тем, что анализу был подвергнут весьма меланократовый прослой породы, значительно обогащенный цветными минералами.

Результаты химических анализов (табл. 1, 3 и 5) и их пересчетов по методу А. Н. Заварицкого (табл. 2, 4 и 6) показывают, что гиперстеновые плаггиогнейсы (анализ 1) и переслаивающиеся с ними рогово-обманково-пироксено-плаггиоклазовые кристаллические сланцы (анализ 3) под влиянием наложенных на них процессов гранитизации постепенно переходят (анализы 2, 4, 5 и 6) в биотитовые гнейсы (анализы 7, 8 и 9), химические составы которых довольно близки к составам нижнепротерозойских гранитоидов куандинского комплекса (табл. 10, анализы 10 и 11).

Анализы наименее гранитизированных пород как лейкократовых (анализ 1, гиперстеновый плаггиогнейс), так и меланократовых (анализ 3, роговообманково-пироксено-плаггиоклазовый кристаллический сланец) были пересчитаны по методу П. Ниггли. Результаты пересчетов

(табл. 7), нанесенные на тетраэдр Ниггли, попали в пределы полей осадочных пород (анализ 1 — на сечении III, а анализ 3 — на сечении II). Эти результаты, равно как и геологические особенности пород описанного комплекса (отчетливая полосчатость, тесная перемежаемость лейкократовых и меланократовых разностей и их пластообразное залегание), говорят о том, что описанные выше породы гранулитовой фации могли образоваться за счет осадочных толщ. В дальнейшем эти породы подверглись процессам гранитизации и связанному с ними высокотемпературному диафторезу.

Таблица 7

Пересчеты химических анализов по методу П. Ниггли

№ анализа	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>c/fm</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>
1	35	32	12	21	0,4	47,5	25,8
3	16	50	6	28	0,12	11,6	41,2

Приведенные данные достаточно определенно указывают на то, что мнение Л. И. Салопа и других исследователей о принадлежности рассматриваемых образований к удоканской и витимо-муйской сериям нижнего протерозоя и об их прогрессивном метаморфизме не соответствует действительности. Направленность процессов метаморфических преобразований и смена более древних «глубинных» высокотемпературных парагенетических ассоциаций другими, менее высокотемпературными свидетельствуют в пользу того, что эти преобразования имели регрессивный характер. Они привели к тому, что за счет пород гранулитовой фации, весьма сходных с породами серии гиперстенных гнейсов Алдана (чарнокитовая толща Д. С. Коржинского, 1939; усмунская серия Н. В. Фроловой, 1945; тимптонская серия Ю. К. Дзевановского, 19586 и др.), образовалась толща достаточно однообразных, в большей или меньшей степени гранитизированных биотитовых и роговообманково-биотитовых гнейсов и амфиболитов. Эта толща, судя по составу слагающих ее пород, совершенно тождественна толщам олекминской серии (Фролова, Клековкин, 1945; Дзевановский, 19586), развитым в бассейне Олекмы, и станового комплекса, выделяемого в последние годы (Мошкин, 1958; Дзевановский, 1960; Дзевановский, Судовиков, 1960) в качестве нижнепротерозойского. Большое сходство описанного выше комплекса с гнейсами и кристаллическими сланцами Становика недавно отметил Г. Л. Падалка (1961).

О возрасте гнейсов и кристаллических сланцев

Охарактеризовав состав, последовательность и направленность метаморфических преобразований пород полиметаморфического кристаллического комплекса междуречья Сюльбана и Конды, рассмотрим вопрос о его возрасте и возрасте остальных отмеченных выше кристаллических сланцев и гнейсов. Непосредственные соотношения этих пород с толщами удоканской серии, нижнепротерозойский возраст которой установлен достаточно определенно (Салоп, 1958e и др.), остались, к сожалению, невыясненными. В работе Е. В. Павловского (19336) непосредственные контакты между отложениями удоканской серии и более древними кристаллическими образованиями не описаны. Он указал на несогласное налегание метаморфических сланцев удоканской серии на кристаллические сланцы, инъецированные гранитами, в районе устья р. Апсат (левый приток Чары) и в ряде других мест по долине р. Апсат, имея

в виду лишь несовпадение простираения складчатых структур, в которые смяты породы обоих этих комплексов.

В районе междуречья Сюльбана и Конды отложения нижнепротерозойской удоканской серии наблюдаются крайне редко. В контакте с породами описанного выше кристаллического комплекса отложения удоканской серии были встречены только в виде элювиальных и делювиальных россыпей. Во всех других местах в пределах описываемой территории породы кристаллического комплекса отделены от отложений удоканской серии разрывными нарушениями или массивами гранитоидов.

И все же есть некоторые данные, позволяющие считать, что кристаллические образования рассмотренного комплекса являются более древними и, очевидно, относятся к архею. Так, характер их регионального метаморфизма резко отличен от метаморфизма пород удоканской серии. Выше на примере полиметаморфического комплекса междуречья Сюльбана и Конды было показано, что кристаллические сланцы и гнейсы некогда принадлежали к образованиям гранулитовой фации регионального метаморфизма. За редкими исключениями (амфиболиты с реликтами бластопорфириковых и бластофитовых структур в пределах Кодарского хребта) никаких следов структурных особенностей первичных осадочных или изверженных пород в них не сохранилось. В то же время в породах, принадлежащих к образованиям амфиболитовой фации, даже довольно интенсивно гранитизированных, удается распознать реликты состава и структур образований более высоких ступеней метаморфизма. Напротив, отложения удоканской серии, которые по степени их регионального метаморфизма обычно следует относить к наиболее низкотемпературным субфациям фации зеленых сланцев, всегда сохраняют реликтовые черты текстур, а иногда и структур исходных осадочных пород. Даже в тех случаях, когда породы удоканской серии метаморфизованы более интенсивно, можно заметить, что наиболее значительные преобразования, в результате которых образуются породы, иногда изофациальные породам амфиболитовой фации регионального метаморфизма, всегда локализованы в сравнительно узких зонах контактовых ореолов массивов интрузивных пород.

Интересно, что еще Д. С. Коржинский (1939, стр. 358) при сравнении метаморфизма древнестанового (нижнепротерозойского) и алданского (архейского) комплексов Восточной Сибири указал на то, что «наличие гиперстена и плагиоклаза характерно для архейских пород».

Отмеченная Д. С. Коржинским ассоциация минералов входит в состав выделенных нами I и II парагенезисов, которые характерны также и для алданского комплекса архея.

Структурный план описанных древнейших образований отличен от плана строения более молодых отложений удоканской серии, что было указано еще Е. В. Павловским (1933б и др.). Наконец, Л. И. Салоп (1958е) отметил, что нижнепротерозойские граниты в верховье В. Сакукана (Кодарский хребет) содержат в виде ксенолитов метаморфизованные конгломераты, в которых наблюдается многочисленная галька гнейсов, метабазитов, амфиболитов, гранито-гнейсов и гранитов, широко развитых среди кристаллических пород Чарского поля. Предполагается, что эти конгломераты представляют собой базальные горизонты удоканской серии.

Наконец, за пределами рассматриваемой территории на левобережье Витима в бассейне ручьев Самокут и Булунда, по данным Л. И. Салопа (1958е), на гнейсах и мраморах архея с размывом и угловым несогласием залегает толща метаморфизованных эффузивных и осадочных пород нижнего протерозоя, в основании которой отмечены мощные го-

ризонты конгломератов. Галька конгломератов состоит в основном из обломков подстилающих кристаллических пород.

Изложенные данные позволяют считать, что кристаллические сланцы и гнейсы входят в состав наиболее древних образований Олекмо-Витимской горной страны и скорее всего являются архейскими. Эти выводы согласуются и с результатами определенных абсолютного возраста. Так, возраст ортита из мигматитов Чарского поля, определенный свинцово-урано-ториевым методом, составляет 2640 ± 100 млн. лет, а возрасты монацитов, цирконов и ортитов гнейсо-гранитов и гранитов алданского архея, также определенные свинцово-урано-ториевым методом, равны 2340 ± 100 млн. лет (Виноградов, Тугаринов, Зыков, Ступникова, 1960б). В обоих случаях речь идет, несомненно, об архейском возрасте, так как цифры абсолютного возраста, более высокие, чем 1900—2000 млн. лет, по существующим шкалам абсолютного летоисчисления (Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении..., 1960; Kuip, 1960; Виноградов, Тугаринов, 1961) уже свидетельствуют об архейском возрасте рассматриваемых образований.

Результаты исследования последовательности этапов метаморфизма пород полиметаморфического комплекса междуречья Сюльбана и Конды и сравнение этого комплекса с древнейшими образованиями других районов Восточной Сибири позволили автору сделать некоторые выводы, касающиеся не только описываемой, но и соседних территорий (Лейтес, 1962б). К этим выводам мы вернемся при характеристике истории геологического развития района.

НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

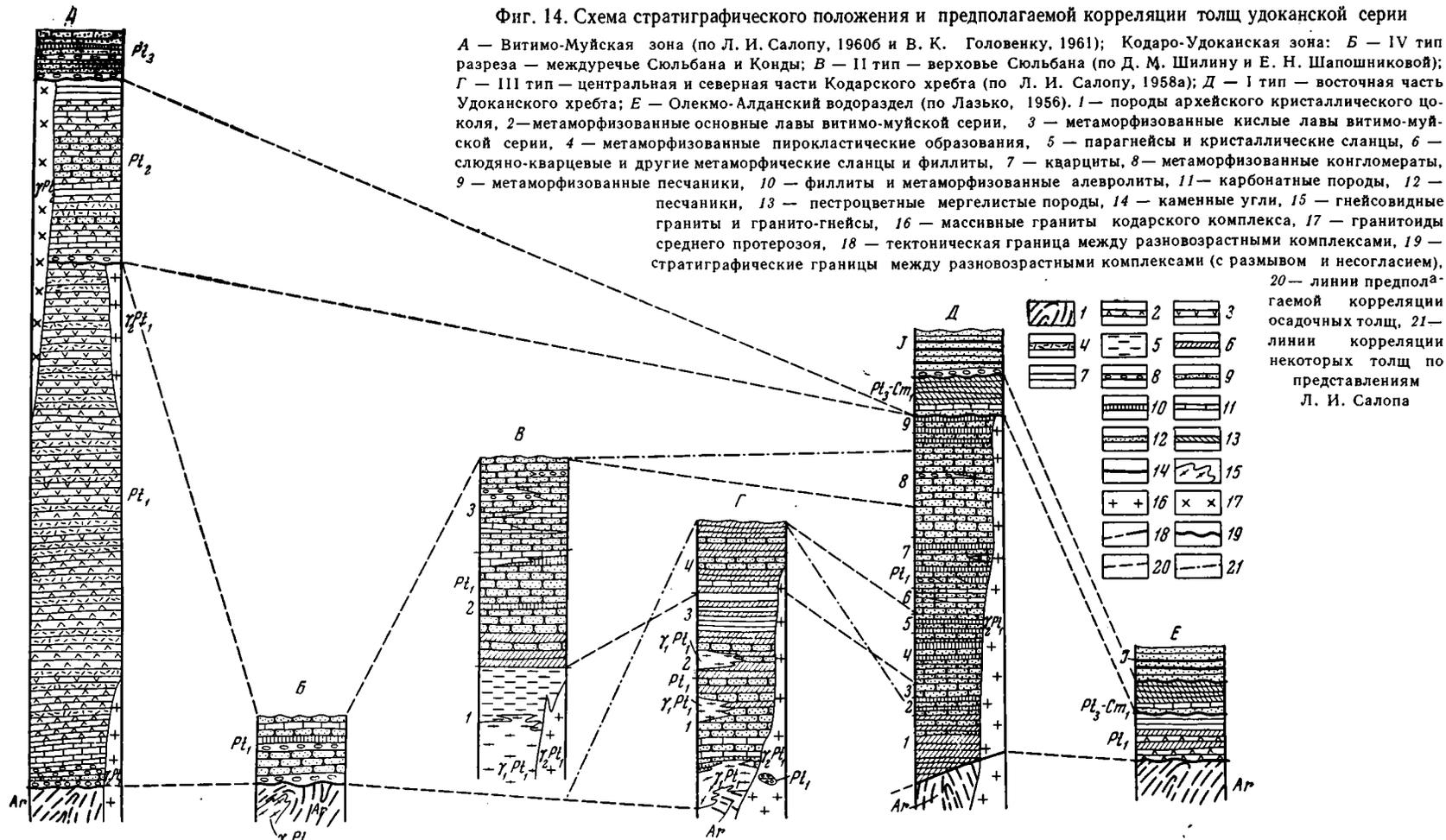
В пределах рассматриваемой территории широко распространены нижнепротерозойские образования, среди которых выделяются толщи слабометаморфизованных терригенных отложений удоканской серии и различные магматические породы.

УДОКАНСКАЯ СЕРИЯ

Комплекс метаморфизованных терригенных отложений, особенно полно представленных в восточной части Удоканского хребта, был выделен и кратко описан Е. В. Павловским (1933б) под названием удоканской свиты эозойского (протерозойского) возраста. Позднее этот же комплекс осадочных пород, изученный в 1949—1953 гг. большим коллективом геологов Министерства геологии и охраны недр СССР (Л. И. Салоп, В. Г. Дитмар, И. Ф. Гладких, М. М. Тамбовцев, Ю. П. Деньгин, К. К. Денисов, Е. И. Бурова и др.), был назван Л. И. Салопом (1958е и др.) удоканской серией. Л. И. Салоп обосновал нижнепротерозойский возраст удоканской серии, расценил ее на одиннадцать свит различного литологического состава и определил суммарную мощность отложений удоканской серии в 9000—10 800 м.

Среди отложений удоканской серии преимущественное значение имеют метаморфизованные кварцитовидные песчаники различного состава, среди которых выделяются кварцево-полевошпатовые, кварцевые и кварцево-карбонатные разности. Несколько меньшее развитие получили метаморфизованные алевролиты, филлиты, метаморфические сланцы и кварциты. В толщах кварцитовидных песчаников наблюдаются горизонты железистых и, иногда, медистых песчаников и алевролитов. Грубообломочные породы (конгломераты, гравелиты), так же как и карбонатные породы, имеют подчиненное значение. В целом удоканская серия кажется достаточно однообразной и монотонной толщей терригенных отложений. Разделение ее на свиты, предложенное Л. И. Салопом

Фиг. 14. Схема стратиграфического положения и предполагаемой корреляции толщ удоканской серии



и принимавшееся нами с незначительными оговорками в предыдущих работах (Бердичевская, Лейтес, 1960б, 1961), представляется вполне правильным для отдельных крупных частей исследованной площади. Для всей же территории, по-видимому, более целесообразно было бы описание отложений удоканской серии по типам разрезов. В настоящее время можно наметить по крайней мере четыре типа разрезов удоканской серии (Бердичевская, Лейтес, 1962), несколько отличающихся по составу отложений и пространственно разобщенных.

Прежде всего это разрез отложений удоканской серии восточной части Удоканского хребта — разрез наиболее полный и в то же время наиболее детально изученный в последние годы как нами, так и другими исследователями. Второй тип разреза представлен отложениями удоканской серии юго-западного окончания Кодарского хребта, изученными Д. М. Шилиным и Е. Н. Шапошниковой в 1950 и 1951 гг., а позднее (в 1958 г.) автором. По данным Л. И. Салопа (1958е и др.), можно выделить третий тип разреза отложений удоканской серии — разрез центральной и северной частей Кодарского хребта, расположенный уже за пределами рассматриваемой территории и продолжающийся далее на северо-запад в пределы самых северных районов Иркутской области.

Наконец, нам удалось получить некоторые, к сожалению, весьма скудные, данные об отложениях удоканской серии, развитых в области междуречья Сьюльбана и Конды.

Последовательность отложений удоканской серии, по Л. И. Салопу, а также в выделенных нами типах разрезов представлена на схеме стратиграфического положения удоканской серии и предполагаемой корреляции толщ удоканской серии (фиг. 14) и в табл. 8. Дело в том, что три нижние свиты из выделенных Л. И. Салопом распространены, судя по его данным, только в Кодарском хребте и отсутствуют в других частях рассматриваемой территории. Сопоставление же пространственно разобщенных толщ метаморфических сланцев и филлитов, названных Л. И. Салопом икабийской свитой и в Удоканском, и в Кодарском хребте, с нашей точки зрения, весьма сомнительно. Вполне возможно, что сланцевые толщи, слагающие самые верхи разреза удоканской серии северной и центральной частей Кодарского хребта (табл. 8, колонка «г»), соответствуют не икабийской свите Удоканского хребта, а толщам, залегающим в разрезе Удоканского хребта выше инырской свиты, т. е. читкандинской свите или читкандинской и александровской свитам (табл. 8, колонка «б»). Во всяком случае, нам кажется, что целесообразнее рассмотреть эти толщи по отдельности. Точно так же недостаточно убедительным, на наш взгляд, представляется отождествление толщ, развитых в юго-западном окончании Кодарского хребта (табл. 8, колонка «в»), с определенными свитами, выделенными в восточной части Удоканского хребта (с читкандинской, александровской, бутунской и сакуканской свитами), как это сделано Л. И. Салопом.

Следует указать, что в верхах разреза удоканской серии восточной части Удоканского хребта (табл. 8, колонка «б») мы выделяем намингскую, верхнюю сакуканскую и нижнюю сакуканскую свиты, а не намингскую свиту и сакуканскую свиту с двумя подсвитами (верхней и нижней), как это предлагает Л. И. Салоп (1958а, е и др.). Литологические различия между нижней и верхней частями сакуканской свиты Л. И. Салопа достаточно очевидны. Эти различия отчетливо могут быть установлены в поле при картировании, и, вероятно, уместнее рассматривать толщи, соответствующие этим частям сакуканской свиты Л. И. Салопа, не в ранге подсвит, а как самостоятельные свиты, т. е. выделять их так, как это принято для всех остальных частей удоканской серии.

Схема стратиграфической последовательности отложений удоканской серии нижнего протерозоя Олекмо-Витимской горной страны

а		б		в		г	д
Удоканская серия (по Л. И. Салопу, 1958а, стр. 115 и 116)		В восточной части Удоканского хребта (I тип разрезов)		В юго-западном окончании Кодарского хребта (II тип разрезов)		В центральной и северной частях Кодарского хребта (III тип разрезов)	В междуречье Сюльбана и Конды (IV тип разрезов)
Название свит и состав отложений	Мощность, м	Название свит и состав отложений	Мощность, м	Название свит и состав отложений	Мощность, м	Название свит (состав отложений и мощность)*	Состав отложений
11. Намингская свита. Серые и темно-серые грубослоистые метаморфизованные алевролиты с прослоями сланцев, песчаников	250—300	9. Намингская свита. Серые и темно-серые метаморфизованные алевролиты, чередующиеся с филлитами и более редкими мелкозернистыми известковистыми песчаниками	300—520				
10. Сакуканская свита. Внизу — переслаивание темно-серых мелкозернистых метаморфизованных песчаников с филлитами и гравелитами; сверху — светло-серые среднезернистые метаморфизованные олигомиктовые кварцевые, реже аркозовые песчаники, как правило, грубо- или косослоистые, включающие прослойки, обогащенные обломочным магнетитом и другими минералами тяжелой фракции (главным образом цирконом). В основании свиты иногда находится выклинивающийся горизонт конгломератов, залегающий с местным размывом (но без углового несогласия) на породах бутунской свиты. В песчаниках заключена единичная галечка архейских гранитов и гнейсов. Вверху свиты расположен горизонт метаморфизованных медистых песчаников	2500—3100	8. Верхняя сакуканская свита. Серые, светло-серые или розовато-серые метаморфизованные кварцитовидные песчаники, обычно косослоистые, содержащие подчиненные прослои известковистых метаморфизованных песчаников и кварцитовидных песчаников, обогащенных магнетитом и другими минералами тяжелой фракции. В верхах свиты — горизонт метаморфизованных медистых песчаников	2100—2900				
9. Бутунская свита. Серые, иногда лиловатые, неслоистые метаморфизованные алевролиты с двумя горизонтами доломитов или доломитовых известняков. В последних крайне редко встречаются водоросли типа		7. Нижняя сакуканская свита. Серые, розовато- и лиловато-серые массивные тонкозернистые кварцитовидные песчаники с подчиненными прослоями филлитов, гравелитов и мелкогалечных конгломератов	1000—1100	3. Верхнесюльбанская свита. Серые, темно-серые и буровато-красные кварцитовидные метаморфизованные песчаники, содержащие мощные прослои и линзы конгломератов, известняков и филлитов	Не меньше 2000		Серые, темно-серые и пятнистые средние и крупнозернистые кварцитовидные метаморфизованные песчаники, метаморфизованные конгломераты, мраморизованные известняки

<p><i>Coprophyton</i> и своеобразные органические остатки, возможно, по мнению А. Г. Вологодина, принадлежащие к древнейшим губкам (?)</p>	390—500	<p>серые метаморфизованные песчаники содержат два горизонта мраморизованных доломитовых известняков. В последних отмечены строматолиты и проблематические окаменелости</p>	400—600	<p>2. Кукугундинская свита. Слюдяно-кварцевые кристаллические сланцы в нижней части свиты. В средней и верхней части преобладают метаморфизованные кварцитовидные песчаники серого и темно-серого цвета, иногда железистые. В верхней части свиты — прослой и линзы доломитовых известняков</p>	4. Икабийская свита
<p>8. Александровская свита. Тонкое переслаивание песчаных доломитов с метаморфизованными песчаниками, алевролитами и мергелями. Большое количество знаков ряби и трещин усыхания</p>	250—1000	<p>5. Александровская свита. Серые, розовато-серые и зеленовато-серые тонкозернистые метаморфизованные песчаники, переслаивающиеся с темно-серыми метаморфизованными алевролитами и филлитами</p>	200—400	<p>4. Читкандинская свита**. Серые, розовато-серые и зеленовато-серые метаморфизованные кварцитовидные песчаники и алевролиты с резко подчиненными прослоями и линзами филлитов. В средней и верхней частях свиты — горизонты и прослой железистых и медистых песчаников</p>	2000—2500
<p>7. Читкандинская свита. Внизу — зеленовато-серые мелкозернистые метаморфизованные полимиктовые песчаники и алевролиты, вверху — розовые мелко- и среднезернистые олигомиктовые кварцевые песчаники с прослойками полосчатых магнетитовых песчаников. Очень характерны, особенно для верхней части свиты, знаки ряби</p>	800—1000	<p>3. Инырская свита. Серые и темно-серые толстослоистые средние и мелкозернистые массивные метаморфизованные песчаники</p>	800—1200	<p>1. Ынаргинская свита. Различные парагнейсы, обнаруживающие первично осадочное происхождение</p>	3. Борурахская свита
<p>6. Инырская свита. Грубослоистые серые или темно-серые массивные метаморфизованные полимиктовые и олигомиктовые кварцевые песчаники</p>	280—320	<p>2. Аянская свита. Серые и темно-серые тонко переслаивающиеся метаморфизованные песчаники, алевролиты и филлиты</p>	300—350	1000—1500	2. Ортурахская свита
<p>5. Аянская свита. Частая перемежаемость тонкослоистых метаморфизованных песчаников и алевролитов, изредка кварцитов</p>	300—350	<p>1. Икабийская свита. Темно-серые, иногда черные кварцево-биотитовые, «углистые» сланцы и филлиты. В верхней части свиты — частые прослой метаморфизованных песчаников</p>	250—350	Более 1000	1. Сыгытхинская свита
<p>3. Борурахская свита. Кварциты с прослоями темных «углистых» сланцев</p>	1300	<p>2. Ортурахская свита. Темные биотитовые сланцы или «углистые» графитовые филлиты с подчиненными прослоями песчаников и алевролитов</p>	800		
<p>2. Ортурахская свита. Темные биотитовые сланцы или «углистые» графитовые филлиты с подчиненными прослоями песчаников и алевролитов</p>	1000				
<p>1. Сыгытхинская свита. Серые метаморфизованные полимиктовые и олигомиктовые сильно известковистые песчаники с прослоями и мощными горизонтами известняков</p>	1500				

* См. в двух первых столбцах.

** Эту свиту очевидно следует называть не «читкандинской», как это предлагает Л. И. Салоп (1958а, е и др.), а «читкандинской». Так названа она по р. Читканда, в свою очередь получившей название от рыбы читкан.

Таким образом, мы принимаем стратиграфическую схему Л. И. Салопа с определенными оговорками, которые касаются тех ее разделов, где эта схема могла бы вызвать возражения или подвергнуться сомнению. Нам важно отметить это обстоятельство потому, что отдельные части стратиграфической схемы Л. И. Салопа, которые относятся к крупным площадям распространения удоканской серии, весьма убедительны и подтверждаются также и нашими материалами.

Удоканская серия восточной части Удоканского хребта

Отложения удоканской серии весьма широко распространены на востоке Удоканского хребта, где крупные площади их выходов протягиваются в направлении, близком к широтному, более чем на 100 км (от низовья Ингамакита до района водораздела рек Читканда и Хани). Эта широкая (более 50 км) полоса будет в дальнейшем называться удоканским полем развития отложений удоканской серии. В пределах этого поля обнажены отложения икабийской, аянской, инырской, читкандинской, александровской, бутунской, нижней сакуканской, верхней сакуканской и намингской свит (табл. 8, колонка «б»).

Икабийская свита

Отложения икабийской свиты обнажаются на северо-востоке удоканского поля в верховье Читканды, на водоразделе верховьев Читканды и Б. Икабии, в бассейне р. Сакукан (правый приток Б. Икабии) и на правом берегу Б. Икабии в ее среднем течении.

Отложения икабийской свиты, которые слагают самую нижнюю часть разреза нижнепротерозойских образований удоканского поля, представлены преимущественно темно-серыми, иногда почти черными кварцево-биотитовыми мелкозернистыми кристаллическими сланцами, интенсивно пронизанными тонкими кварцевыми и кварцево-полевошпатовыми прожилками мощностью до 1,0—1,5 см. Нередко в сланцах содержатся неправильные или округлые агрегаты эпидота величиной до 2—3 мм.

Сравнительно полный разрез икабийской свиты вскрыт в верховье рч. Сатый (левый приток Читканды), где темно-серые и серые кварцево-биотитовые сланцы прорваны среднезернистыми пестрыми граносиенитами, массив которых слагает водораздел Читканды, Икабьекана, Хани и Саку. Непосредственно у контакта сланцы интенсивно инъецированы граносиенитами и кварцево-полевошпатовыми гранатсодержащими прожилками. Поблизости от последних кварцево-биотитовые сланцы несколько фельдшпатизированы, осветлены и содержат многочисленные зерна граната, величиной до 2—3 мм. Далее вверх по разрезу среди серых и темно-серых кварцево-биотитовых и гранитсодержащих кристаллических сланцев и филлитов наблюдаются как осветленные, так и более темноокрашенные разности, значительно обогащенные цветными минералами. В средней части разреза икабийской свиты появляются прослои биотитизированных метаморфизованных кварцитовидных песчаников. Мощность и количество прослоев метаморфизованных песчаников быстро увеличиваются вверх по разрезу. Если в средней части разреза икабийской свиты мощность прослоев таких песчаников обычно не превышает 10—15 см, а их суммарная мощность едва ли достигает 5—10% мощности сланцев, то в самых верхах икабийской свиты мощность прослоев и пачек песчаников достигает уже 1,2—1,5 м, а их доля в разрезе составляет уже приблизительно 30% всей мощности. Видимая мощность икабийской свиты превышает 1000 м.

Породы икабийской свиты слагают самый низ разреза удоканской серии на востоке Удоканского хребта, однако их прямые соотношения с подстилающими комплексами остались невыясненными, так как в северной части удоканского поля они соприкасаются с более древними архейскими образованиями по разломам или отделены от них массивами более молодых гранитоидов. Соотношения же с перекрывающимися отложениями аянской свиты устанавливаются вполне определенно в разрезе по рч. Сатый, где сланцы и филлиты икабийской свиты постепенно сменяются пачкой чередующихся тонкозернистых метаморфизованных песчаников и алевролитов аянской свиты. Л. И. Салоп (1958а и др.) указывает, что соотношения пород икабийской свиты с перекрывающимися толщами наблюдаются в каньоне большой излучины Сакукана и в верховье Б. Икабии.

Аянская свита

Отложения аянской свиты, так же как и икабийской, распространены на северо-востоке удоканского поля и наблюдаются в бассейне р. Сакукан, на водоразделе между верховьями Сакукана и Б. Икабии, в верховьях Б. Икабии и Читканды и на левобережье Читканды в верховье рч. Сатый и в бассейне ручьев Кумака и Пастуховский. На прилагаемой к данной работе схематической геологической карте севера Олекмо-Витимской горной страны (фиг. 5) автор не счел возможным отделить отложения аянской свиты от икабийской, так как источники, которые были использованы при ее составлении, так же как и результаты маршрутных исследований, проведенных здесь в 1957 г. автором, недостаточны для этой цели.

Толщи метаморфизованных осадочных пород, соответствующие аянской свите и выделенные В. Г. Дитмаром, М. М. Гапеевой и другими под названием горкинской и кумаканской свит, в районе ручьев Кумака и Пастуховский представлены темно-серыми метаморфическими сланцами, пересланяющимися с подчиненными им прослоями метаморфизованных мелкозернистых полимиктовых песчаников и слагающими верхнюю часть разреза темно-серыми и черными филлитами и метаморфизованными кварцитовидными алевролитами. Метаморфизованные песчаники и алевролиты составляют не менее 30% разреза этих пород.

В других отмеченных выше участках аянская свита представляет собой толщу тесно перемежающихся серых и темно-серых тонкополосчатых метаморфизованных песчаников, алевролитов и филлитов, которые встречаются приблизительно в равных количествах. В верховье рч. Сатый песчаники, по нашим наблюдениям, явно преобладают в разрезе. Прослой филлитов и алевролитов имеют мощность порядка 40—50 см; мощность песчаных прослоев изменяется от 30 до 60 см.

Иногда (например, в низовье крупного левого притока Б. Икабии, впадающего в 1,5 км выше устья рч. Скалистого) в метаморфизованных песчаниках и алевролитах аянской свиты наблюдается примесь карбонатного вещества. Песчаники часто содержат прослой, обогащенные рудными минералами железа. В отпрепарированных выветриванием обнажениях метаморфизованных песчаников и алевролитов, вскрытых на левобережье Б. Икабии в ее верховье, видны хорошо выраженные косо-слоистые серии, иногда со следами местных размывов. В верховье рч. Сатый на поверхностях напластования мелкозернистых метаморфизованных песчаников и алевролитов изредка наблюдаются хорошо выраженные волноприбойные знаки. Мощность аянской свиты оценивается в 250—350 м.

Как по наблюдениям автора, так и по описанию исследователей, изучавших удоканскую серию ранее (Салоп, 1958а), самые верхние горизонты аянской свиты все более и более обогащаются прослоями метаморфизованных песчаников, постепенно сменяясь вверх по разрезу толщами метаморфизованных кварцитовидных песчаников инырской свиты.

Соотношения отложений аянской свиты с согласно подстилающими и перекрывающими ее толщами можно наблюдать на левобережье р. Читканды и, как указывает Л. И. Салоп (1958а), в каньоне большой излучины Сакукана.

Инырская свита

Породы инырской свиты, представленные главным образом серыми и темно-серыми метаморфизованными кварцитовидными песчаниками, распространены только в восточной половине удоканского поля. Площади выходов отложений инырской свиты наблюдаются в бассейне р. Сакукан, в верховье Б. Икабии, на водоразделе Б. Икабии и Читканды, а также в бассейне Читканды, главным образом на ее левобережье.

Мелко- и среднезернистые толстослоистые массивные кварцитовидные песчаники, которые отчетливо преобладают в разрезе свиты, содержат подчиненные им пачки сравнительно тонкослоистых метаморфизованных песчаников и темно-серых полосчатых метаморфизованных алевролитов и филлитов. В таких пачках наблюдается ритмичное чередование (фиг. 15) прослоев и линз пород, различающихся по крупности обломочных зерен. Мощность прослоев в этих пачках изменяется от 0,5 до 2—3 см, тогда как мощность самих пачек (и мощность прослоев толстослоистых песчаников) составляет обычно 1,5—2,5 м, изменяясь от 0,3—0,4 до 7—8 м.

Толстослоистые метаморфизованные песчаники, определяющие облик свиты, обладают характерным раковистым изломом и неправильной глыбовой или эллипсоидальной отдельностью. Нередко в них наблюдается хорошо выраженная косая слоистость, следы местных размывов, а на поверхностях напластования наиболее мелкозернистых разностей — знаки волновой ряби.

Метаморфизованные кварцитовидные песчаники, составляющие нижние горизонты инырской свиты, отличаются повышенной крупностью зерен обломочного материала. Вверх по разрезу размер зерен в кварцитовидных песчаниках постепенно уменьшается, а в составе толщи все большее и большее значение принимают отмеченные выше пачки тонкослоистых и мелкозернистых пород. Такую последовательную смену более мелкозернистыми и толстослоистых отложений сравнительно более мелкозернистыми можно наблюдать в обнажениях, вскрытых по обоим бортам рч. Иныр (правый приток Б. Икабии) и в верховье рч. Сатый (левобережье Читканды). В средней и верхней частях инырской свиты присутствуют прослои (мощностью в 0,2—0,3 м) бурых и светло-бурых среднезернистых карбонатистых метаморфизованных песчаников. Отложения верхней части инырской свиты в верховье Б. Икабии, а иногда и в других участках содержат прослои метаморфизованных полевошпатово-кварцевых песчаников, обогащенных магнетитом и мартитом.

Мощность инырской свиты 300—350 м. Соотношения отложений инырской свиты с согласно подстилающими и перекрывающими ее толщами аянской и читкандинской свит можно наблюдать в верховье рч. Сатый, в верховье Б. Икабии, а также в районе большой излучины Сакукана.



Фиг. 15. Характерное обнажение пачки переслаивающихся метаморфизованных кварцитовидных песчаников и алевролитов инырской свиты на правом берегу рч. Иныр (правый приток Б. Икабии) близ его устья

Читкандинская свита

Постепенно и согласно породы инырской свиты сменяются отложениями читкандинской свиты, выходы которых слагают значительные площади в центральной части удоканского поля распространения отложений нижнего протерозоя и в его восточной половине. Площади выходов отложений читкандинской свиты наблюдаются в среднем и верхнем течении Читканды, на водоразделе Читканды и Саку, на водоразделе Б. Икабии и Читканды, почти по всему бассейну Б. Икабии и на водоразделе Кемена и Б. Икабии. Наиболее полные разрезы отложений этой свиты наблюдались автором по рч. Скалистый (правый приток Б. Икабии в ее верховье), в верховье р. Иныр и в нижнем течении рч. Сатый.

Л. И. Салоп (1958а, е) выделяет в составе читкандинской свиты три подсвиты: нижнюю, среднюю и верхнюю.

Нижняя подсвита читкандинской свиты сложена серыми, иногда зеленовато-серыми, розовато-серыми или даже розовыми метаморфизованными песчаниками. Это среднезернистые массивные кварцитовидные породы. Нередко в них наблюдается несколько неотчетливое полосчатое строение. Полосчатость обусловлена чередованием неправильных быстро выклинивающихся прослоев, характеризующихся различной крупностью обломочных зерен. Мощность слоев песчаников изменяется

от 10 см до 1—1,5 м, составляя обычно 30—40 см. На поверхностях напластования часто наблюдаются знаки ряби и полигональные трещины усыхания. Мощность нижней подсвиты сильно изменчива и колеблется от 350 до 500—600 м.

Массивные, плотные, звенящие при ударе метаморфизованные песчаники нижней подсвиты совершенно постепенно сменяются переслаивающимися розовато-серыми, розовыми и серыми мелкозернистыми, реже среднезернистыми метаморфизованными песчаниками, пачки которых изредка содержат прослой, обогащенные рудными минералами железа и титана. Весьма характерны, хотя количество их в разрезе и невелико, пласты и пачки темно-серых, иногда черных метаморфизованных алевролитов и филлитов. Среди метаморфизованных алевролитов, так же как и среди массивных кварцитовидных песчаников, наблюдаются полосчатые грубоплитчатые и тонкоплитчатые разности. Последние отличаются более тонкозернистым строением. Мощность прослоев в них не превышает 1—3 см. На поверхностях наслоения, разделяющих прослой различных разностей метаморфизованных алевролитов или прослой метаморфизованных алевролитов от прослоев тонкозернистых кварцитовидных песчаников, обычно наблюдаются знаки ряби и трещины усыхания. Особенно часто знаки ряби и трещины усыхания наблюдаются в породах средней подсвиты читкандинской свиты, развитых на правобережье Б. Икабии в низовье рч. Красный и по рч. Скалистый.

Метаморфизованные песчаники, которые преобладают в разрезе описываемой подсвиты, почти всегда отчетливо слоисты. Нередко наблюдаются косослоистые разности. Так же как и в нижней подсвите, метаморфизованные песчаники нередко обогащены карбонатным веществом. Часто в них присутствует рассеянная вкрапленность сульфидов железа. При выветривании пород, содержащих вкрапленность сульфидов, на поверхностях напластования, трещинах отдельности и кливажа появляются натёки и корочки гидроокислов железа. Выветрелые поверхности приобретают пятнистый облик.

Мощность песчаных прослоев изменяется от 10—15 см до 1,5—2,0 м. Метаморфизованные песчаники рассечены кварцевыми, иногда кварцево-полевошпатовыми прожилками мощностью до 3—5 см, причем прожилки пересекают только слои метаморфизованных песчаников и не продолжают в филлиты или метаморфизованные алевролиты, залегающие выше или ниже.

Мощность средней подсвиты читкандинской свиты 200—300 м.

Верхняя подсвита читкандинской свиты сложена розовато-серыми и розовыми метаморфизованными песчаниками, содержащими подчиненные прослой таких же пород, но серого и зеленовато-серого цветов. Слои песчаников разделены тонкими (мощностью 2—3 см) прослоями метаморфизованных алевролитов и филлитов. На поверхностях напластования этих пород очень часто наблюдаются знаки волновой ряби. И в розовых, и в серых кварцитовидных песчаниках присутствуют редкие прослой, обогащенные магнетитом, которые обычно группируются в пачки мощностью до 2—3 м. Мощность верхней подсвиты 250—300 м.

В средней и верхней подсвитах читкандинской свиты присутствуют прослой метаморфизованных медистых песчаников и алевролитов. Эти прослой, отмеченные в 1953 г. И. Ф. Гладких и другими, наблюдались также и автором на левобережье Б. Икабии в 3—4 км выше устья Сакукана и в низовье рч. Скалистый (Лейтес, 1958).

Общим для отложений читкандинской свиты сравнительно с описанными выше более древними отложениями удоканской серии является несколько повышенная известковистость метаморфизованных кварцитовидных песчаников. Л. И. Салоп отмечает даже присутствие в самой

верхней части отложений свиты прослоев, линз или желваков карбоната.

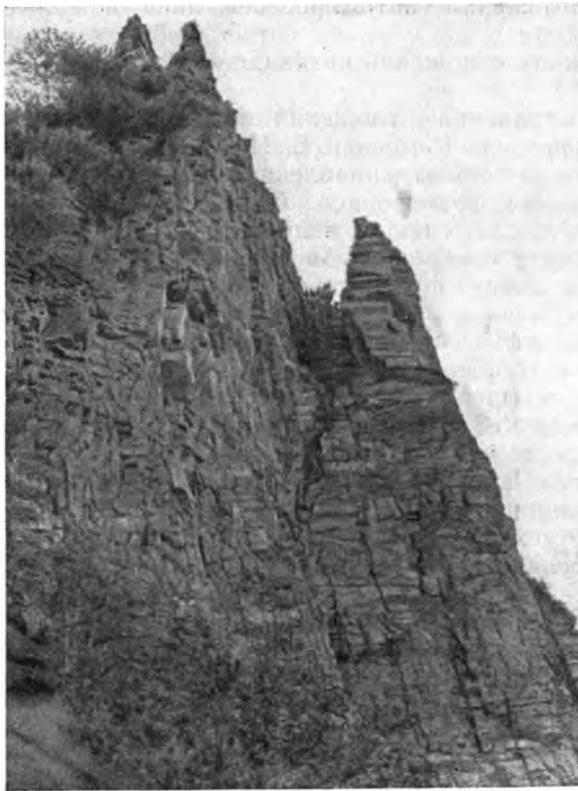
Общая мощность отложений читкандинской свиты изменяется от 800 до 1200 м.

Поля распространения отложений читкандинской свиты, расположенные на водоразделе Кемена и Б. Икабии, представляют собой как бы колоссальные ксенолиты, вплавленные в крупный Кеменский массив нижнепротерозойских гранитоидов. Отложения читкандинской серии, развитые в пределах этих полей, подверглись интенсивному контактовому метаморфизму и превращены в самые различные роговики, ороговоженные и окварцованные породы. Характеристика их будет приведена ниже при описании вещественного состава отложений удоканской серии и их метаморфических преобразований. Отметим только, что наиболее сильные преобразования отложения читкандинской свиты претерпевают в узких (шириной 50—100 м) зонах непосредственного контакта с гранитами Кеменского массива, где они превращены в высокотемпературные роговики, похожие на гнейсы или кристаллические сланцы. Одна из таких зон хорошо видна на левобережье Б. Икабии, где отложения читкандинской свиты и залегающей на ней александровской свиты прорваны кеменскими гранитами и где контакт между метаморфизованными осадочными толщами и гранитами хорошо обнажен. В большем удалении от контакта породы свит также испытали значительные преобразования, хотя и не утратили текстурных особенностей осадочных пород. Они заметно биотитизированы, эпидотизированы или хлоритизированы, а в ряде случаев превращены в породы, напоминающие кварциты. Наконец, в полосе распространения отложений удоканской серии, шириной около 2 км, протягивающейся здесь вдоль контакта с массивом гранитов, наблюдается повышенное количество кварцевых, кварцево-полевошпатовых и пегматитовых жил.

Александровская свита

Метаморфизованные песчаники читкандинской свиты перекрываются залегающими на них совершенно согласно отложениями александровской свиты. Породы александровской свиты распространены в центральной и восточной частях удоканского поля. Площади выходов отложений александровской свиты наблюдаются на водоразделе Кемена и Б. Икабии в ее среднем течении, в бассейне верховьев Б. Икабии, на водоразделе Б. Икабии и Читканды и на правобережье Читканды, т. е. там, где развиты отложения читкандинской свиты. Наиболее хорошо обнаженные разрезы александровской свиты можно наблюдать по рч. Красный (правый приток Б. Икабии), по обоим бортам Б. Икабии, а также в верховье рч. Перевальный близ перевала из системы Б. Икабии в систему Читканды.

Отложения александровской свиты начинаются толщиной тонкозернистых метаморфизованных песчаников серого цвета, переслаивающихся с метаморфизованными темно-серыми, иногда почти черными алевролитами и филлитами (фиг. 16). В этой толще присутствуют также маломощные (0,1—0,3 м) прослои розовато-серых метаморфизованных песчаников, значительно обогащенных карбонатом, и более мощные (порядка 0,5—0,8 м) прослои розовых кварцитовидных песчаников, нередко отчетливо косослоистых. На поверхностях напластования пород нередко отмечаются знаки ряби и трещины усыхания. В верхней части разреза александровской свиты наблюдаются розовые и серые кварцитовидные метаморфизованные известковые и доломитистые песчаники, переслаивающиеся с тонкими прослоями мраморизованных доломитов и метаморфизованных карбонатистых алевролитов. К этой части отложений



Фиг. 16. Характерное обнажение пород александровской и читкандинской свит на левобережье Б. Икабии ниже рч. Красный. На фото видно спокойное почти горизонтальное залегание толщи, сложенной переслаивающимися метаморфизованными песчаниками и алевролитами

александровской серии приурочены тонкополосчатые кварцитовидные песчаники, содержащие повышенные количества минералов тяжелой фракции (магнетита, браннерита и др.).

Приблизительно в средней части разреза описываемой толщи находится маломощный горизонт метаморфизованных медистых алевролитов и песчаников. Мощность этого горизонта, по данным Л. И. Салопа, изменяется от 0,3 до 2,0 м. По нашим же наблюдениям (Лейтес, 1958 и др.), мощность меденосных отложений александровской свиты иногда несколько увеличивается. В районе рч. Красный, например, горизонт меденосных пород имеет мощность порядка 30 м. В верховье рч. Скалистый мощность пачки меденосных метаморфизованных песчаников и филлитов достигает 4—5 м.

Мощность александровской свиты изменяется от 200 до 400—450 м.

В целом отложения александровской свиты отличаются еще большим содержанием карбонатного материала и тонким чередованием прослоев кварцитовидных кластических пород с прослоями песчаников, алевролитов и филлитов, содержащих большие или меньшие количества карбоната. Эта особенность отложений александровской свиты очень наглядно выражена в выветрелых разностях пород, представленных в разрезе свиты. Их поверхности, перпендикулярные напластованию, при выветривании приобретают неправильные бугристые, ячеистые или

ребристые формы. Эти своеобразные формы выветривания, обусловленные литологическими особенностями пород и их различной устойчивостью к процессам выветривания, позволяют легко распознавать отложения описываемой свиты.

Бутунская свита

Толщи отложений бутунской свиты, согласно налегающие на породы александровской свиты, распространены менее широко, чем описанные выше более древние свиты удоканской серии. Площади их выходов наблюдаются в южной части удоканского поля в районе среднего и верхнего течения р. Чина и в восточной половине поля в бассейне Б. Икабии, на правобережье Читканды, а также на водоразделе Читканды, Талакана и Б. Икабии. Наиболее хорошо обнаженные и сравнительно полные разрезы бутунской свиты можно проследить по крупному левому притоку Б. Икабии, впадающему в нее в 1 км ниже устья рч. Красный, на водоразделе ручьев Красный и Иныр, в верховье рч. Бутун и в районе верхнего течения Чины.

В верховье рч. Бутун (крупный правый приток Читканды) в основании разреза бутунской свиты совершенно согласно на отложениях александровской свиты залегает пачка розовато- и лиловато-серых мелкозернистых массивных кварцитовидных песчаников, как правило, значительно обогащенных известковистым веществом. Характерной особенностью этих метаморфизованных песчаников является обильная вкрапленность гематита. Мощность пачки 200 м. Выше следует горизонт светло-серых мраморизованных доломитов и доломитовых известняков, мощность в 30—40 м, с редкими вкраплениями пирита. Горизонт карбонатных пород, в свою очередь, сменяется пачкой массивных кварцитовидных песчаников лиловато-серого и серого цветов, очень сходных с кварцитовидными песчаниками, развитыми в основании свиты. В этой второй пачке метаморфизованных песчаников, также нередко содержащих вкрапленность гематита, присутствуют маломощные прослои и линзы филлитов. Мощность данной пачки 120—150 м. Разрез заканчивается вторым горизонтом доломитов, мощностью до 40—50 м.

Породы бутунской свиты рассечены многочисленными кварцевыми и карбонатными прожилками, которые располагаются преимущественно параллельно или почти параллельно напластованию. Массивные кварцитовидные песчаники, залегающие в основании разреза описываемой свиты, иногда настолько густо пересечены сетью прожилков, что принимают облик брекчиевидных пород, состоящих из отдельных угловатых обломков метаморфизованных песчаников, заключенных в кварцевом или, иногда, кварцево-карбонатном цементе.

На поверхности напластования отложений бутунской свиты иногда обнаруживаются знаки волновой ряби и трещины усыхания. Знаки ряби автор наблюдал и на поверхности напластования карбонатных пород, распространенных в верховье р. Бутун. Карбонатные породы бутунской свиты часто покрыты с поверхности красно-бурой коркой гидроокислов железа, в результате чего выходы их всегда отчетливо выделяются на склонах и вершинах гор.

На левобережье Б. Икабии в основании разреза бутунской свиты наблюдаются метаморфизованные песчаники и алевролиты серого и розовато-серого цветов, пронизанные многочисленными кварцевыми прожилками, мощностью около 2—3 см. В контакте с этими прожилками кварцитовидные песчаники и алевролиты интенсивно эпидотизированы. Нередко метаморфизованные песчаники и алевролиты настолько густо пронизаны сетью кварцевых прожилков, что принимают облик псевдо-брекчий. Эти брекчиевидные породы содержат значительные количества



Фиг. 17. Брекчиевидный доломитовый известняк бутунской свиты.
Левобережье Б. Икабии ниже устья рч. Красный

новообразованного эпидота, присутствие которого дает им зеленую или серовато-зеленую окраску.

Далее вверх по разрезу выявляется такая же последовательность в чередовании метаморфизованных осадочных пород, как и по рч. Бутун. Среди карбонатных пород здесь присутствуют массивные, полосчатые и брекчиевидные (фиг. 17) разновидности. Полосчатые доломитовые известняки и доломиты образуют быстро выклинивающиеся линзы, мощностью до 1,5 м, и состоят из чередующихся слоев желтого, белого и розового цвета. К карбонатным горизонтам здесь приурочены также метаморфизованные мелкогалечные конгломераты, состоящие из гальки песчаников и алевролитов, заключенной в карбонатном цементе.

В верхнем течении Чины отложения бутунской свиты, подстилающие здесь толщи нижней сакуканской свиты, представлены, по данным М. Е. Бердичевской, темно-серыми метаморфизованными алевролитами и более редкими мелко- и тонкозернистыми кварцитовидными песчаниками с плитчатой отдельностью. Развитые здесь породы бутунской свиты подверглись заметным преобразованиям. В них наблюдается большое количество прожилков и обособлений неправильной формы кварцевого, кварцево-эпидотового и кальцитового состава. Мощность прожилков изменяется от 2—3 мм до 5—6 см. Так же как и в отмеченных выше районах бассейнов Б. Икабии и Читканды, метаморфизованные песчаники бутунской свиты, развитые в верховье Чины, часто так густо пронизаны кварцевыми прожилками, что имеют вид брекчий. Отложения бутунской свиты, особенно метаморфизованные алевролиты, содержат тонкорассеянную вкрапленность гематита, из-за чего нередко приобретают розовато-лиловую окраску. В ритмично чередующихся пачках, сложенных метаморфизованными песчаниками, алевролитами и филлитами, часто можно наблюдать постепенные переходы вверх по стратиграфической вертикали от метаморфизованных песчаников, переходящих в метаморфизованные алевролиты, к филлитам, которые отличаются тонкосланцеватой текстурой и шелковистым блеском на свежих сколах. В кварцитовидных песчаниках серого цвета наблюдаются неправильная полосчатость или пятнистость, обусловленные обогащением отдельных

прослоев или участков породы рудными минералами. В более светлоокрашенных разностях метаморфизованных песчаников часто обнаруживается косая слоистость. Эти же разности содержат некоторое количество карбонатного вещества. В левом склоне долины Чины, примерно в 0,5 км выше поворота реки на восток, М. Е. Бердичевской в светлоокрашенных слабоизвестковистых косослоистых метаморфизованных песчаниках были установлены признаки медной минерализации.

Мощность отложений бутунской свиты изменяется от 400 до 600 м.

Проблематические окаменелости бутунской свиты

В карбонатных породах бутунской свиты, развитых на правом берегу среднего течения Б. Икабии на высоте 2134,8 м, расположенной юго-западнее большой излучины Сакукана (фиг. 18), а также в верховье рч. Бутун, автор наблюдал концентрически слоистые строматолитовые постройки. И. Н. Крылов и И. К. Королук, ознакомившиеся с ними, подтвердили, что это строматолиты, однако не сочли возможным дать более детальное определение. Метаморфизованные водорослевые доломитовые известняки, содержащие строматолиты, образуют прослой мощностью в 3—4 м, в которых находится множество довольно плотно прилегающих друг к другу столбчатых строматолитовых построек.

Внутреннее строение последних сравнительно просто. Они состоят из чередующихся неправильных прослоев (фиг. 19, а, б и 20, а, б), сложенных карбонатным материалом. Прослой изогнуты и обращены выпуклой стороной к вершине столбика. Чередование этих скорлуповатых прослоев отчетливо выражено на выветрелых поверхностях водорослевых известняков и в шлифованных образцах. Мощность прослоев в строматолитовых столбиках составляет обычно 2—4 мм, нередко увеличиваясь (фиг. 19, а, б) до 10—12 мм в осевых частях столбиков.

Отдельные слои метаморфизованных водорослевых известняков переполнены любопытными трубчатыми образованиями длиной до 15—20 мм (фиг. 21, а, б), имеющими почти квадратное сечение (фиг. 20, а, б). Первое впечатление, которое возникает при просмотре этих трубчатых



Фиг. 18. Крупноглыбовая россыпь строматолитовых доломитовых известняков бутунской свиты (правобережье Б. Икабии)

образований,— это их как будто бы вполне строгая линейность и, я бы сказал, мертвенность. Невольно напрашивается мысль, что строматолитовый известняк в самых разных направлениях пронизан какими-то кристаллами, которые имеют форму призм с квадратным сечением (фиг. 21, а, б). Это первое впечатление достаточно быстро, впрочем, рассеивается при более внимательном изучении. Уже при небольшом увеличении под лупой видно, что описываемые трубчатые формы совсем не так геометрически правильны, как это кажется с первого взгляда. Выясняется, что их «границы» несколько изогнуты. Иногда довольно сильно изогнуты и даже перегнуты сами трубчатые образования (фиг. 22). Нетрудно заметить также, что неверно и первое впечатление о квадратном сечении рассматриваемых форм. В поперечных сечениях можно наблюдать, что углы у квадратов закруглены. Иногда в косых срезах обнаруживаются даже почти эллипсовидные сечения. Просмотр сечений, сделанных перпендикулярно слоистости, показывает, что столбчатые формы распределены в теле строматолита вовсе не беспорядочно. Подавляющее большинство их располагается параллельно слоистости строматолита и лишь сравнительно немногие формы расположены косо или перпендикулярно к слоистости. Обнаруживается, наконец, что эти, внешне как будто бы призматические формы имеют трубчатое строение и состоят из внутренней полости и тонких стенок, окружающих эту полость. На некоторых экземплярах видно, что от стенки во внутреннюю полость отходят небольшие перпендикулярные стенке выросты. По мнению В. В. Меннера, обнаружившего эти выросты, они напоминают септы у *Tetradium*.

В шлифах строматолитовых карбонатных пород бутунской свиты видно, что эти породы представляют собой мелкозернистый (размер зерен менее 0,1 мм) доломитовый известняк слоистой текстуры, обусловленной чередованием слоев, сложенных мелкими зернами различной величины. Выше указывалось, что мощность таких прослоев достигает 10—15 мм. Под микроскопом хорошо видно их сложное внутреннее строение. Они состоят из чередующихся полос, мощностью от 0,5—1,0 (наиболее тонкозернистые) до 2—3 мм. Вдоль прослоев наблюдаются ветвящиеся и быстро выклинивающиеся участки, сложенные несколько более крупными (до 0,2 мм) зернами карбонатов и округлыми зернами кварца. Мощность таких участков не превышает 0,5 мм.

Основная ткань породы образована зернами кальцита и доломита. Форма их изометричная, прямоугольная, реже неправильная. В мелкозернистом агрегате этих карбонатных зерен отмечены столь же мелкие единичные зерна кварца, альбита и пластинки флогопита. В шлифах также наблюдаются отмеченные выше трубчатые образования, в поперечных сечениях которых хорошо видно их сложное строение. Поперечные сечения имеют форму квадрата со стороной 0,6—1,8 мм и несколько закругленными углами. Хорошо видно, что рассматриваемые трубки состоят из внешней стенки, толщиной от 0,10—0,15 до 0,20 мм, и внутренней полости (фиг. 23).

Стенки сложены тонкозернистым агрегатом альбита и, в меньшей степени, карбоната, кварца и пренита. Размер зерен обычно 0,05—0,06 мм, иногда достигая 0,12—0,14 мм. Альбит, № 3—4 (Np' : (010) = 18—19°), представлен таблитчатыми зернами, обычно с плохо выраженными концевыми гранями. Зерна имеют полисинтетическое двойниковое строение и, как правило, длинной стороной ориентированы перпендикулярно стороне квадрата. Внутри таблич иногда наблюдаются мелкие неправильной формы выделения карбоната. Грани таблич также иногда несколько корродированы карбонатом. Кварц встречен в виде округлых зерен такого же размера, как зерна альбита.

Внутренняя часть трубок сложена тонкозернистым агрегатом карбонатных зерен, представленных иногда несколько более крупнозернистыми



a



б

Фиг. 19. Водорослевое строение доломитовых известняков бутунской свиты. Контактные отпечатки прозрачных шлифов большой площади

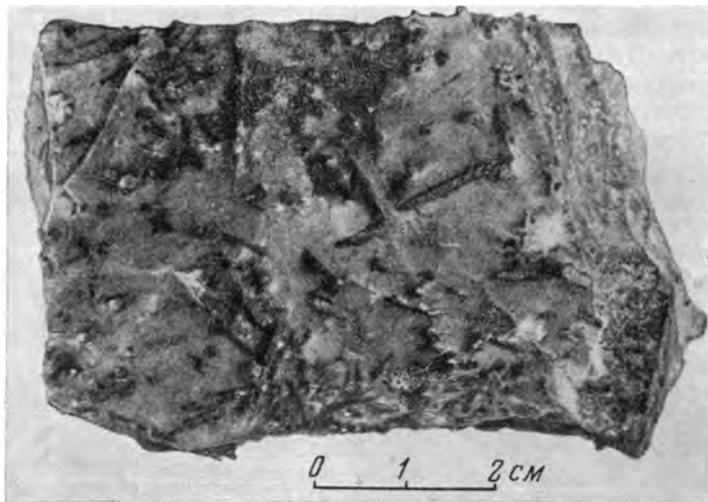


a

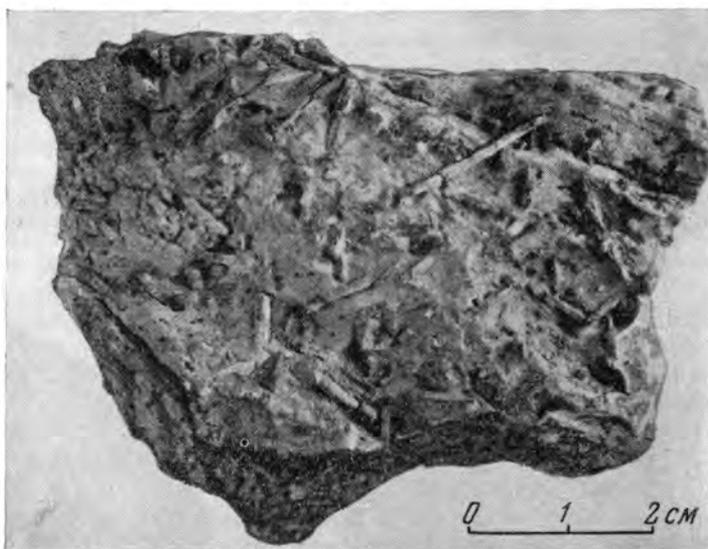


б

Фиг. 20. Те же водорослевые известняки. На фоне пришлифованной поверхности образцов видны поперечные сечения проблематических окаменелостей (трубкожилов?)



a



b

Фиг. 21. Трубочатые проблематические окаменелости (трубкожилы?) на выветрелых поверхностях водорослевых известняков бутунской свиты

разностями, чем в основной ткани породы. На границе со стенками наблюдаются веерообразные скопления тончайших зерен пренита, расширенной частью обращенные к центру полости, а узкой — к стенке. Иногда такие скопления заходят в пределы стенки. Пренит представлен бесцветными мелкими пластинчатыми зернами с прямым угасанием и отрицательным удлинением. Скопления мелких зерен пренита или отдельные пластинки этого минерала наблюдаются и в центральных частях полости. Пренит замещается неправильными выделениями карбоната.

В единичных случаях в центральных частях описываемых трубчатых форм были отмечены таблички альбита, мелкие зерна рудного минерала и турмалин в виде мелкого (менее 0,1 мм по длинной оси) хорошо образованного кристалла с гранями дипирамиды.



Фиг. 22. Перегнутая трубчатая проблематическая окаменелость на выветрелой поверхности водорослевого известняка бутунской свиты. Увел. 5

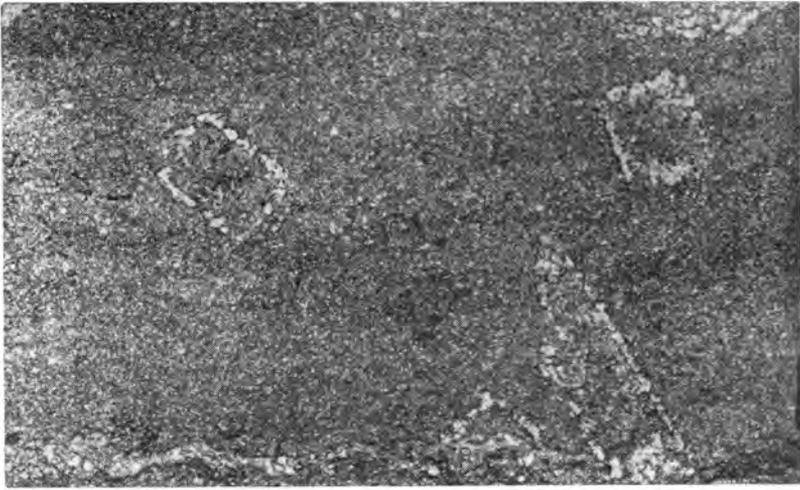
Таким образом, материал, выполняющий внутреннюю полость трубок, сходен с основной тканью строматолитового известняка и резко отличен от материала, слагающего стенки трубок.

В иммерсионных препаратах, приготовленных из трубчатых форм, наблюдались также обломки волнисто угасающего кремнистого вещества. Эти обломки, обнаруженные А. В. Копелиовичем, просматривавшим препарат, обладают пузырчатым строением (фиг. 25).

Приведенная характеристика своеобразных трубчатых форм, включенных в строматолитовые постройки, позволяет предположить их возможное органическое происхождение. Вероятно, следует отклонить напрашивающееся при первом знакомстве с этими формами заключение о том, что они являются минеральными образованиями типа футляровидных кристаллов или недоразвившихся кристаллов, или, наконец, кристаллами, замещенными при диафорезе.

Действительно, футляровидные кристаллы, хотя и имеют, подобно описываемым формам, внутреннюю полость, окруженную стенкой другого минерального состава, обнаруживают совершенно иное строение. Судя по описаниям В. Д. Никитина (1955) и Д. П. Григорьева (1961), стенка футляровидных кристаллических форм представляет собой недоразвившийся монокристалл, окружающий полость, также выполненную монокристаллом, но другого минерала. Полости совершенно неправильные и не занимают всей внутренней части футляровидного кристалла. Предполагается, что такие формы образованы в результате резко неравномерного (ступенчатого) нарастания граней. В случае же, описанном нами, и стенка и внутренняя полость образованы отличающимися друг от друга достаточно сложными агрегатами различных минералов.

Можно было бы предположить, что описанные трубчатые образования представляют собой замещенные кристаллы скаполита или же их недоразвившиеся формы. Казалось бы, что это предположение заслуживает внимания не только потому, что внешний облик трубчатых образований как будто бы сходен с формами призматических кристаллов скаполита, но и потому, что в карбонатных породах бутунской свиты в ряде участков Удоканского хребта присутствует скаполит (фиг. 24). Мы



Фиг. 23. Микрофотография шлифа метаморфизованного водорослевого известняка бутунской свиты, содержащего включения трубчатых проблематических окаменелостей. Увел. 10. При одном никеле. На фото видна тонкая стенка, окружающая внутреннюю полость трубчатых образований



Фиг. 24. Поперечное сечение порфиробласта скаполита в метаморфизованном доломитовом известняке бутунской свиты. Увел. 10. При одном никеле

вынуждены отвергнуть и это заключение, так как тогда совершенно необъяснимо трубчатое строение описанных форм и развитие в них оболочки и внутренней полости, различающихся по своему составу.

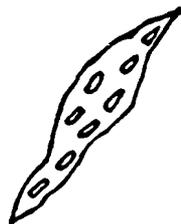
Таким образом, форма этих трубчатых образований, особенности строения и существование среди них сильно изогнутых разновидностей позволяют говорить об их вероятном органическом происхождении. Автор предлагает выделять их под названием *Udokania problematica*.

Необходимость осторожного подхода к выделению докембрийских окаменелостей была подчеркнута О. Шиндевольфом (Schindewolf, 1956), убедительно показавшим неорганическую природу многих из описанных в литературе «докембрийских окаменелостей». О. Шиндевольф указывает, что об органическом происхождении проблематических окаменелостей может идти речь только в том случае, когда в строении исследуемых форм обнаруживаются элементы более сложные, чем чисто геометрические. О. Шиндевольф отмечает также, что необходимо доказать, что во время образования изучаемых объектов существовали такие экологические условия, которые могли бы обеспечить возможность появления предполагаемых организмов. Приведенная характеристика изученных трубчатых образований показывает, что они удовлетворяют этим критериям, необходимым для того, чтобы предположить их органическое происхождение.

В настоящее время не вызывает сомнений возможность сохранения органических остатков или следов жизнедеятельности организмов в метаморфизованных или даже метаморфических толщах (Павловский, Фролова, 1954). С другой стороны, ископаемые окаменелости известны не только в позднекембрийских, но и в значительно более древних образованиях (Hawkes, 1959; Schindewolf, 1956 и др.; Armstrong, 1960). Следовательно, присутствие в сравнительно слабо метаморфизованных отложениях удоканской серии органических остатков не кажется невероятным. В работах Л. И. Салопы (1958а, е) были приведены указания на то, что в карбонатных породах бутунской свиты встречены конофитоны типа *Granifer* cf. *conicus* Vollogd. и своеобразные органические остатки, принадлежащие, по мнению А. Г. Вологодина, к древнейшим губкам.

Обнаруженные нами проблематические окаменелости были показаны различным специалистам (палеонтологам и литологам) для того, чтобы получить их заключения относительно природы описанных трубчатых форм. По мнению Р. Ф. Геккера, А. В. Копелиовича, В. В. Меннера, Б. С. Соколова и М. С. Швецова, рассматриваемые трубчатые формы скорее всего имеют органическое происхождение. М. С. Швецов считает, что они представляют собой спикулы губок. По мнению же Б. С. Соколова и Р. Ф. Геккера, проблематические окаменелости из строматолитовых известняков бутунской свиты более всего похожи на остатки жизнедеятельности червей-трубкожилов. Это последнее заключение представляется наиболее вероятным и автору (Бердичевская, Лейтес, 1961).

Действительно, вслед за О. Шиндевольфом (Schindewolf, 1956) можно считать, что крайняя редкость достоверных докембрийских окаменелостей объясняется, прежде всего, тем, что представители докембрийского животного мира не имели сколько-нибудь существенной скелетообразующей части, способствующей сохранению остатков ископаемой фауны. Среди не вызывающих сомнений форм животного мира докембрия М. Ф. Глесснер (Glaessner, 1960) указал на следы присутствия бесскелетных организмов типа медуз и червей в толщах позднего докембрия



Фиг. 25. Зарисовка обломка волнисто угасающего кремнистого вещества (пузырчатого строения). Увел. 160

Южной Австралии, намской системы Юго-Западной Африки (Richter, 1955; Дю Тойт, 1957) и докембрия Англии.

В описаниях следов жизнедеятельности различных докембрийских и последокембрийских организмов (Abel, 1935; Seilacher, 1953, 1954, 1956; Lessertisseur, 1955; Schindewolf, Seilacher, 1955) мы не нашли форм, похожих на охарактеризованные выше трубчатые образования. Не похожи они и на ходы червей, известные в отложениях намингской свиты и кратко охарактеризованные ниже (стр. 63, 64). Однако их приуроченность к строматолитовым постройкам наталкивает на мысль, что в данном случае мы встречаемся с явлением комменсализма червей-трубкожилов и строматолитов, сходным с описанным Б. С. Соколовым (1948) для фавозитид.

Нижняя сакуканская свита

Отложения нижней сакуканской свиты согласно перекрывают толщи бутунской свиты. Они распространены на западе, юго-западе и юго-востоке удоканского протерозойского поля, а также на северных склонах Каларского хребта. Выходы их наблюдаются в бассейне правобережья р. Ингамакит, в верховье р. Чина, на водоразделе Чины и Катугина, в верховье Б. Икабии, Талакана и в бассейне правобережья Читканды.

Нижняя часть свиты представлена серыми, розовато- и лиловато-серыми очень плотными массивными кварцитовидными песчаниками, во многом сходными с описанными выше метаморфизованными песчаниками бутунской свиты. Очень характерна грубая или, во всяком случае, неясная слоистость этих пород. Выше следует толща серых и лиловато-серых метаморфизованных мелкозернистых песчаников, чередующихся с метаморфизованными кварцитовидными алевролитами, филлитами и грубообломочными метаморфизованными осадочными породами, среди которых могут быть отмечены грубозернистые метаморфизованные песчаники, гравелиты и, иногда, мелкогалечные конгломераты.

Л. И. Салоп (1958а, е и др.) указывает, что нижняя часть разреза описываемой свиты распространена не повсеместно. Иногда она выклинивается, и тогда более верхняя толща переслаивающихся хорошо слоистых пород залегает непосредственно на верхнем доломитовом горизонте бутунской свиты. В этом случае в основании разреза описываемой свиты наблюдаются линзы конгломератов или неравномернозернистые песчаники. В отложениях этих базальных горизонтов наблюдаются угловатые обломки и слабоокатанная галька карбонатных пород и кварцитовидных песчаников нижележащей бутунской свиты.

В левом борту долины рч. Дорос (правый приток р. Калар) М. Е. Бердичевской изучен разрез отложений нижней сакуканской свиты, представленный здесь темно-серыми мелкозернистыми кварцитовидными песчаниками и алевролитами, переслаивающимися с филлитами. Кварцитовидные песчаники иногда характеризуются неправильной слоистостью, подчеркнутой распределением прослоев, обогащенных минералами тяжелой фракции. В метаморфизованных песчаниках и алевролитах местами наблюдаются хорошо образованные кубики пирита. Изредка в этих породах встречаются кварцевые и кварцево-полевошпатовые прожилки, количество и мощность которых увеличиваются вниз по разрезу. Максимальная мощность таких прожилков достигает 25—30 см. Весь разрез развитых здесь отложений нижней сакуканской свиты представляет собой ритмичное чередование пачек, основание которых сложено метаморфизованными песчаниками, выше следуют метаморфизованные алевролиты, а кровлю образуют темно-серые филлиты с занозистым или щетковидным изломом. Мощность таких пачек изменяется от 1,0—1,5 м до 3—4 м, причем переходы от песчаных разностей к филлитам со-

вершенно постепенные. Кварцитовидные песчаники, залегающие в подошве пачки, часто содержат угловатые обломки филлитов и налегают на размытую поверхность кровли нижележащей пачки.

Мощность нижней сакуканской свиты, по данным Л. И. Салопа (1958е и др.), 1000—1100 м.

Верхняя сакуканская свита

В пределах удоканского поля очень широко развиты отложения верхней сакуканской свиты. Площади их выходов находятся в западной и южной частях поля. Широкая (8—10 км) полоса отложений нижней сакуканской свиты протягивается в юго-восточном направлении из района, расположенного западнее низовья р. Нирунгнакан, в участок водораздела верховий Нирунгнакана, Намингу, Саку и правых притоков Нижнего Ингамакита. Отсюда полоса распространения пород верхней сакуканской свиты следует на северо-восток почти до верховья Кемена. Длина этой полосы превышает 60 км. Значительные площади заняты выходами отложений верхней сакуканской свиты в бассейне верховьев левых притоков р. Калар и их водораздела с притоками Б. Икабии и Читканды. Эта площадь имеет вид широкой (7—9 км) полосы, вытянутой в широтном направлении и протягивающейся почти на 25 км от оз. Амудиси почти до долины Читканды. Довольно крупные участки сложены породами верхней сакуканской свиты на правобережье Калара. Наконец, мелкие разобщенные площади выходов отложений верхней сакуканской свиты наблюдаются в низовье Ингамакита (на западе удоканского поля), в верховье Талакана и на правобережье Читканды (в восточной части поля).

Отложения верхней сакуканской свиты согласно залегают на толщах нижней сакуканской свиты. Они представлены главным образом существенно кварцевыми, полевошпатово-кварцевыми и иногда известковистыми и полимиктовыми метаморфизованными песчаниками, как правило, косослоистыми. Эти метаморфизованные кварцитовидные песчаники содержат подчиненные прослои метаморфизованных «джеспилитоподобных» песчаников, обогащенных рудными минералами железа (магнетитом, мартитом), метаморфизованных алевролитов и филлитов. Среди отложений верхней сакуканской свиты наблюдаются описанные Н. Н. Бакуном (Бакун, Володин, Кренделев, 1958) линзы плохо отсортированных метаморфизованных конгломератов, которые были встречены на левобережье р. Нирунгнакан в бассейне рч. Клюквенный, и своеобразные внутриформационные конгломерато-брекчии. Последние представляют собой метаморфизованные песчаники или алевролиты, содержащие большое количество угловатых или очень плохо окатанных обломков нижележащих пород.

Наиболее детально разрез верхней сакуканской свиты изучен в районе водораздела верховий Нирунгнакана, Намингу и правых притоков Ингамакита в пределах Удоканского месторождения медистых песчаников (Бакун, Володин, Кренделев, 1958; Бакун, 1961; Бердичевская, Лейтес, 1960б, 1961 и др.; Бакун, 1961; Гринталь, Наркелюн, 1962).

Нижняя часть свиты представлена серыми и светло-серыми метаморфизованными песчаниками, которые залегают в виде быстро выклинивающихся и обычно неясно выраженных косослоистых серий (фиг. 26). Мощности таких серий, ограниченных приблизительно параллельными поверхностями, составляет обычно 20—30 см, достигая иногда 85—90 см. Размер зерен обломочного материала убывает к кровле каждой из таких серий и кварцитовидные песчаники сменяются метаморфизованными алевролитами, а иногда и филлитами, на размытую поверхность которых налегает основание следующей серии. Очень характерны

в рассматриваемой нижней части верхней сакуканской свиты линзы серых (иногда с розоватым оттенком) кварцитовидных песчаников, обогащенных магнетитом, мартитом и другими минералами тяжелой фракции («джеспилитоподобные песчаники»). Изредка наблюдаются розовато-серые и серые песчаники с карбонатным цементом.

Н. Н. Бакун (1961) указывает, что в верховье р. Намингу в метаморфизованных песчаниках присутствуют единичные мелкие окатанные гальки кварцитов и гранитов. Интересно указание этого исследователя о том, что в северной части района Удоканского месторождения песчаники несколько более грубозернисты, чем в южной части.

Мощность нижней части верхней сакуканской свиты в районе Удоканского месторождения, по данным Н. Н. Бакуна (1961), изменяется от 1000—1100 до 1970 м.

Верхняя (рудосная) часть верхней сакуканской свиты представляет собой толщу метаморфизованных косослоистых песчаников, содержащих прослой и линзы метаморфизованных конгломерато-брекчий, алевролитов и филлитов. К верхней же части свиты приурочены конгломераты, развитые севернее месторождения на левобережье р. Нирунгакан.

В этих конгломератах преобладают гальки метаморфизованных песчаников. Реже в них отмечаются гальки изверженных пород (Бакун, 1961). На поверхностях напластования алевролитов и филлитов часто наблюдаются знаки волновой ряби и трещины усыхания.

В разрезах верхней части верхней сакуканской свиты хорошо выражено ее сложное ритмичное строение. Толща состоит из многократного чередования отдельных ритмов, представленных последовательно сменяющимися друг друга метаморфизованными осадочными породами, крупность обломочного материала в которых убывает от основания ритма к его кровле (фиг. 27). В составе таких ритмов устанавливаются следующие ряды пород: а) метаморфизованные (обычно косослоистые) песчаники — метаморфизованные алевролиты — филлиты (наиболее частый состав ритмов); б) метаморфизованные конгломерато-брекчии



Фиг. 26. Фрагмент неясно выраженной косослоистой серии кварцитовидных песчаников в нижней части верхней сакуканской свиты. Непосредственно под спичечной коробкой видна тонкая (мощностью около 10 см) пачка метаморфизованных песчаников, обогащенных магнетитом и мартитом, которая выклинивается к левой части фотографии

(«внутриформационные конгломераты») — метаморфизованные песчаники — метаморфизованные алевролиты — филлиты; в) метаморфизованные песчаники — метаморфизованные алевролиты.

Песчаниковая часть таких ритмов резко преобладает по мощности над остальными членами ритма. Мощность песчаниковой части ритма (иногда вместе с конгломерато-брекчиями) составляет обычно 20—30 см, редко достигая 5—6 м, тогда как суммарная мощность метаморфизованных алевролитов и филлитов, образующих кровлю ритма, как правило, не превышает 5—15 см.

Метаморфизованные конгломерато-брекчии, иногда залегающие в основании ритмов, представляют собой такие же кварцитовидные песчаники, что и несколько выше по разрезу ритма, но содержащие большое количество неправильных остроугольных или, реже, округлых обломков метаморфизованных алевролитов или филлитов, развитых в кровле нижележащего ритма. Эти обломки некогда глинистых или алевритистых пород напоминают так называемые глинистые «катуны», характерные для пестроцветных осадочных толщ. Сами же конгломерато-брекчии очень сходны с «внутриформационными конгломератами», описанными В. М. Поповым (1953, 1958 и др.) в джезказганской серии Центрального Казахстана. Для рассматриваемой верхней части верхней сакуканской свиты весьма характерно присутствие в ее разрезе повышенного количества метаморфизованных известковистых песчаников. Мощность прослоев этих пород и их значение в разрезе увеличиваются к середине описываемой толщи. К этой, наиболее обогащенной прослоями метаморфизованных известковистых песчаников части верхней сакуканской свиты приурочен горизонт метаморфизованных медистых песчаников.

Мощность горизонта меденосных пород весьма значительна. В отдельных участках Удоканского месторождения она достигает 200 м. Меденосные породы на том же стратиграфическом уровне наблюдаются также восточнее месторождения на правобережье р. Саку и северо-северо-западнее — на правобережье рч. Клюквенный. Метаморфизованные осадочные породы, слагающие меденосный горизонт верхней сакуканской свиты, отличаются от надрудных и подрудных отложений только развитием медной минерализации.

Описанные отложения верхней части верхней сакуканской свиты имеют изменчивую мощность в различных частях рассматриваемой территории. Изменяется и состав отложений. По данным Н. Н. Бакуна (1961), максимальные мощности верхней толщи (порядка 1000 м) наблюдаются северо-северо-западнее Удоканского месторождения на водоразделе



Фиг. 27. Ритмичное чередование пород с различной крупностью обломочного материала. Верхняя часть верхней сакуканской свиты, рч. Скользкий



Фиг. 28. Переслаивание метаморфизованных мелкозернистых песчаников и алевролитов в самых верхних горизонтах верхней сакуканской свиты (верховье рч. Скользкого)

Нирунгнакана и Клюквенного, где в соответствующих отложениях большую роль играют конгломераты. По направлению на юг мощность рассматриваемых отложений значительно уменьшается и в бассейне правых притоков р. Ингамакит (ручьи Озерный и Заозерный) уже не превышает 200 м. Соответственно изменяется и характер обломочного материала в породах. В районе Удоканского месторождения в разрезе рассматриваемых отложений отсутствуют конгломераты, а еще далее на юг и восток песчаники становятся все более мелкозернистыми. Так, на правом берегу р. Саку (к востоку от Удоканского месторождения) мощность описываемой верхней части верхней сакуканской свиты около 150 м. Сами же отложения представлены здесь переслаивающимися метаморфизованными мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и присутствующими в подчиненном количестве филлитами.

Выше горизонта медистых песчаников в районе Удоканского месторождения чередуются серые, преимущественно мелкозернистые кварцитовидные песчаники и метаморфизованные алевролиты (фиг. 28). Изредка в них наблюдаются прослои метаморфизованных известковистых песчаников и алевролитов, мощность которых вверх по разрезу заметно уменьшается. В основании косослоистых серий здесь также наблюдаются следы местных размывов, а на поверхностях напластования мелкозернистых разностей пород — широкое развитие различных типов волновой ряби и трещин усыхания.

Присутствие на поверхностях напластования пород знаков волновой ряби и трещины усыхания в наиболее тонкозернистых разностях пород характерны вообще для всей верхней части верхней сакуканской свиты (Бакун, 1958, 1961; Бердичевская, Лейтес, 1961).

Суммарная мощность отложений верхней сакуканской свиты 2100—2900 м.

Намингская свита

Отложения намингской свиты пользуются ограниченным распространением. Они согласно перекрывают толщи верхней сакуканской свиты и обнажаются в юго-западной и западной частях удоканского поля нижнепротерозойских отложений. Выходы их наблюдаются в верховье

р. Намингу, на правом берегу р. Саку и на водоразделе р. Нирунгнакан и рч. Клюквенный.

Эти отложения представлены толщей серых и темно-серых полевошпатово-кварцевых метаморфизованных алевролитов, содержащей также подчиненные прослои темно-серых, почти черных филлитов и тонкозернистых метаморфизованных известковистых песчаников.

На поверхностях напластования намингской свиты часто наблюдаются прекрасно сохранившиеся знаки волновой ряби, трещины усыхания, а также отмеченные Н. Н. Бакуном (1961) следы капель дождя и ходы червей.

Переход от пород верхней сакуканской свиты к отложениям намингской свиты осуществляется постепенно и проявляется в смене чередующихся косослойных метаморфизованных песчаников и алевролитов толщей, в строении которой главную роль играют метаморфизованные алевролиты.

По данным Н. Н. Бакуна (1958, 1961), на правом берегу рч. Клюквенный в разрезе намингской свиты преобладают темно-серые массивные метаморфизованные алевролиты. Знаки ряби и трещины усыхания наблюдаются в них редко.

В верховье рч. Скользящий в нижней и средней частях разреза намингской свиты наблюдаются признаки незначительной медной минерализации в виде мелкой вкрапленности сульфидов меди, натечков и корочек малахита по трещинам отдельности и кливажа. Аналогичные меддепроявления наблюдали Н. Н. Бакун, Р. Н. Володин и Ф. П. Кренделев (1958) в нижней части отложений свиты по рч. Заозерный и в верхней части этих отложений на водоразделе рек Левая и Правая Намингу.

Из метаморфизованных алевролитов и филлитов намингской и верхней сакуканской свит, переданных автором С. Н. Наумовой, были выделены единичные ультрамикроскопические споры. Выделенные споры, по устному заключению С. Н. Наумовой, недостаточны для точной оценки возраста вмещающих их отложений. Однако, указывает С. Н. Наумова, такие споры характерны для отложений, во всяком случае, более древних, чем гдовско-ламинаритовые слои Русской платформы.



Фиг. 29. Ходы червей в отложениях намингской свиты.
Фото Н. Н. Бакуна

Н. Н. Бакун любезно предоставил в распоряжение автора образец переслаивающихся метаморфизованных алевролитов и филлитов, переполненных хорошо сохранившимися следами жизнедеятельности червей. Эти следы (фиг. 29, 30) представляют собой различные неправильные ходы, пересекающие породу не только по слоистости, но и под углом к сло-



Фиг. 30. Ходы червей в отложениях намингской свиты. Фото Н. Н. Бакуна

истости или даже почти перпендикулярно к ней. Поперечные сечения имеют неправильную, в общем округлую форму. Диаметр их изменяется от 0,5—0,6 мм до 3—4 мм. Ходы выполнены породой, несколько более грубозернистой и более светлой, чем вмещающие их отложения. Мощность отложений намингской свиты изменяется от 300 до 500 м.

Суммарная мощность всего разреза отложений удоканской серии восточной части Удоканского хребта составляет, таким образом, 6,3—8,5 тыс. м.

Удоканская серия в юго-западном окончании Кодарского хребта

Несколько иной характер имеют метаморфизованные осадочные толщи удоканской серии, развитые в пределах юго-западных отрогов Кодарского хребта в районе бассейна верховья р. Сюльбан, где в составе отложений значительное место занимают грубообломочные (конгломератовые) и карбонатные накопления.

Метаморфизованные осадочные породы удоканской серии занимают в этом районе площадь, превышающую 650 км², которую в дальнейшем мы будем называть верхнесюльбанским полем развития отложений удоканской серии. Развитые в пределах верхнесюльбанского поля отложения расчленены Д. М. Шилиным и Е. Н. Шапошниковой на три толщи: ынаргинскую, кукугундинскую и верхнесюльбанскую.

Ынаргинская свита

Отложения ынаргинской свиты распространены в районе бассейна р. Ынарга (левый приток Сюльбана). Их выходы прослеживаются на правобережье Сюльбана в районе бассейна р. Хильгандо. Вся площадь развития отложений ынаргинской свиты имеет вид полосы, шириной до 5—6 км, вытянутой почти в широтном направлении на расстояние около 50 км.

Породы, слагающие ынаргинскую свиту, описаны Д. М. Шилиным и Е. Н. Шапошниковой как различные парагнейсы, образовавшиеся за счет интенсивного метаморфизма отложений удоканской серии. Эти кристаллические породы, очень сходные по своему облику с описанными выше гнейсами архейского возраста, связаны постепенными переходами с различными роговиками, ороговикованными песчаниками и другими породами удоканской серии, подвергнувшимися воздействию интенсивных процессов контактового метаморфизма.

Речь идет об отчетливо полосчатых, редко массивных, полнокристаллических породах гранобластовой или, реже, порфиробластовой структуры. Они состоят из кварца, калиевого полевого шпата и присутствующей

ших в меньшем количестве плагиоклаза, биотита и роговой обманки. Из аксессуарных минералов могут быть отмечены апатит, ортит, титанит и циркон. Среди рассматриваемых парагнейсов преобладают светло-серые, желтовато-серые и розоватые лейкократовые разности.

В зависимости от количественных соотношений породообразующих минералов, среди парагнейсов Ынаргинской свиты, кроме отмеченных лейкократовых разностей, могут быть выделены меланократовые биотитовые и биотитово-роговообманковые разности, а также разности, по составу отвечающие плагиогнейсам.

Толща парагнейсов пронизана многочисленными согласными линзовидными и пластовыми телами гранито-гнейсов.

Выделение толщи кратко охарактеризованных выше парагнейсов в качестве самостоятельной свиты достаточно условно, так как породы этой толщи совершенно постепенно сменяются различными роговиковыми кристаллическими сланцами. В настоящее время нет убедительных доказательств того, что смена наиболее глубоко измененных процессами контактового метаморфизма пород Ынаргинской свиты роговиковыми кристаллическими сланцами следующей кукугундинской свиты происходит строго по стратиграфической вертикали. Мы можем отметить только, что парагнейсы Ынаргинской свиты, видимая мощность толщи которых достигает 1500 м, по поверхности крутого надвига (в бассейне р. Хальгандо) граничат с породами архейского кристаллического комплекса, а в районе бассейна р. Ынарга с юга прорваны массивом более молодых изверженных пород, тогда как севернее они сменяются занимающими более высокое стратиграфическое положение породами кукугундинской свиты. Граница между обеими этими свитами, как уже отмечалось, условна и указывает только на более низкое в общем положение в разрезе пород Ынаргинской свиты.

Кукугундинская свита

Отложения кукугундинской свиты наблюдаются в верховье Сюльбана. Площадь их развития представляет собой поле неправильной формы, длиной более 30 и шириной около 15 км, приблизительно половина которого перекрыта четвертичными и современными накоплениями.

В составе кукугундинской свиты наблюдаются слюдяно-кварцевые метаморфические сланцы, метаморфизованные средне- и мелкозернистые кварцитовидные песчаники и мраморизованные известняки.

Нижняя часть разреза свиты сложена метаморфическими сланцами, которые совершенно постепенно сменяют роговиковые парагнейсы ниже лежащей Ынаргинской свиты. Среди них преобладают биотитово-кварцевые, биотитово-мусковито-кварцевые и биотитово-кварцево-хлоритово-серицитовые разности. Эти сланцы представляют собой серые, темно-серые или темно-бурые породы с хорошо выраженной сланцеватой текстурой. В качестве главных породообразующих минералов в них присутствуют кварц, кислый плагиоклаз, калиевый полевой шпат, биотит, мусковит, гранат, хлорит, серицит, эпидот, которые наблюдаются в переменных соотношениях.

Совершенно согласно на метаморфических сланцах залегают метаморфизованные песчаники, содержащие прослои и линзы мраморизованных известняков. Метаморфизованные песчаники, которые являются главным членом разреза кукугундинской свиты, представлены кварцитовидными породами, обычно отчетливо слоистого строения. Нередко наблюдаются косослоистые разности.

Среди метаморфизованных песчаников кукугундинской свиты выделяются существенно полевошпатовые (аркозовые), кварцево-полевошпатовые и известковистые разности. Последние, как правило, пространст-

венно ассоциируют с прослоями мраморизованных известняков. Иногда наблюдаются кварцево-полевошпатовые разности кварцитовидных песчаников, отдельные прослои которых обогащены рудными минералами железа.

Прослой мраморизованных известняков, развитые в верхах кукугундинской свиты, чрезвычайно не выдержаны по мощности. Они прослеживаются на 15—20 км по простиранию, причем мощность их изменяется от нескольких до сотен метров.

В контакте с гранитоидами Кодарского массива песчаниковые породы кукугундинской свиты превращены в различные роговики, совершенно подобные роговикам, образовавшимся по аналогичным породам удоканской серии в контакте с гранитоидами Кеменского массива (восточная часть Удоканского хребта). Характеристика этих пород и история их метаморфизма приведена ниже в соответствующем разделе.

В ороговикованных разностях метаморфизованных известковистых кварцево-полевошпатовых песчаников, развитых в районе ручьев Олений рог (левый приток Сюльбана) и Найда (правый приток р. Хадатканда), Д. М. Шилин и Е. Н. Шапошникова установили признаки убогой медной минерализации, представленной налетами и примазками малахита.

Мощность отложений кукугундинской свиты 2000—2500 м.

Верхнесюльбанская свита

Толщи верхнесюльбанской свиты наблюдаются в районе верховья Сюльбана, откуда они прослеживаются в пределы водораздела Сюльбана и крупных левых притоков Сыгыхты.

Эти толщи сложены метаморфизованными кварцитовидными песчаниками, содержащими мощные прослой и линзы конгломератов, мраморизованных известняков и филлитов.

Кварцитовидные песчаники верхнесюльбанской свиты согласно налегают на мраморизованные известняки, увенчивающие разрез кукугундинской свиты. Они представлены породами серого, темно-серого и красновато-бурого цвета, массивной или полосчатой текстуры, по составу очень сходными с кварцитовидными песчаниками кукугундинской свиты. Иногда они отличаются от последних присутствием повышенного количества тонкораспыленного пирита, по которому развиваются гидроокислы железа, придающие красновато-бурю окраску породам. Наиболее часто встречаются кварцево-полевошпатовые разности метаморфизованных песчаников.

Метаморфизованные конгломераты, прослой и линзы которых особенно широко развиты в средней части описываемой свиты, отличаются сравнительно однообразным составом. Галька в количественном отношении преобладает над цементирующим веществом конгломератов. Гальки представлены метаморфизованными песчаниками, тождественными песчаникам кукугундинской и верхнесюльбанской свит. Состав песчанистого цементирующего вещества также совершенно аналогичен составу метаморфизованных песчаников. В нем присутствуют обломочные зерна кварца, полевых шпатов и новообразования серицита, хлорита, биотита, иногда минералов группы эпидота, развившиеся по некогда глинистой составляющей цемента. Метаморфизованные конгломераты образуют мощные (до сотен метров) линзы, быстро выклинивающиеся по простиранию. Иногда среди метаморфизованных конгломератов с песчаниковой цементирующей массой и песчаниковыми гальками наблюдаются линзы известняковых метаморфизованных конгломератов. Конгломераты с песчаниковым цементирующим веществом по простиранию

постепенно переходят в кварцитовидные песчаники, содержащие прослои и линзы филлитов и мраморизованных известняков, а известняковые конгломераты — в мраморизованные известняки.

Мраморизованные известняки представлены серыми, светло-серыми и белыми, обычно полосчатыми мелкозернистыми породами гранобластовой структуры.

В верхней части верхнесюльбанской свиты кварцитовидные песчаники более мелкозернисты и, как правило, содержат повышенное количество известковистого вещества. Они содержат многочисленные прослои филлитов и мраморизованных известняков, которые находятся в тесном переслаивании с метаморфизованными песчаниками.

Мощность верхнесюльбанской свиты не менее 2000 м.

Таким образом, суммарная мощность отложений удоканской серии, наблюдающихся в пределах верхнесюльбанского поля, может быть оценена в 5—6 тыс. м. Разрез развитых здесь отложений, по-видимому, может быть сопоставлен с разрезом удоканской серии восточной части Удоканского хребта, где рассматриваемые отложения расчленены более детально (табл. 8). В настоящее время, когда сделаны только первые шаги в изучении удоканской серии, возможность более дробного расчленения нижнепротерозойских отложений верхнесюльбанского поля и более точной корреляции их с соответствующими отложениями удоканского поля представляется весьма сомнительной.

Удоканская серия в центральной и северной частях Кодарского хребта

Отложения удоканской серии широко развиты в пределах северной и центральной частей Кодарского хребта. Характеристика их приводится по данным Л. И. Салопа (1958б, е и др.).

Наиболее крупное поле развития метаморфизованных отложений удоканской серии, названное нами сыгыхтинским, расположено в бассейне рек Сыгыхта и Эльсер (приток оз. Ничатка). Оно протягивается в северо-восточном направлении из района бассейна р. Халлас (левый приток Сыгыхты) вплоть до оз. Ничатка на расстояние более 75 км при ширине в 12—16 км. Значительная часть этого поля расположена уже за пределами представленной нами карты. Следующее крупное поле, расположенное северо-западнее сыгыхтинского и отделенное от него массивом анатектических гранитоидов куандинского комплекса, также протягивается в северо-восточном направлении из района низовья Сыгыхты к верховью р. Амалык. Это поле полностью находится за пределами составленной нами карты. Небольшие площади, занятые метаморфизованными отложениями удоканской серии, установлены также на водоразделе рек Бургай и Правая Сыгыхта, Бургай и М. Тора, в верховье Малой Торы и на ее водоразделе с р. Сень, а также в бассейне Апсата.

В отличие от описанных выше разрезов удоканской серии, толщи нижнепротерозойских образований в центральной и северной частях Кодарского хребта представлены преимущественно различными кварцитами и метаморфическими сланцами. Метаморфизованные песчаники, преобладавшие в разрезах нижнепротерозойских образований удоканского и верхнесюльбанского полей, имеют здесь подчиненное значение и приурочены главным образом к основанию разреза, общая мощность которого превышает 4000 м. Л. И. Салоп (1958а и др.) считает описываемые отложения наиболее древними частями удоканской серии и выделяет среди них четыре свиты (снизу): сыгыхтинскую, ортурыхскую, борурахскую и икабийскую.

Сыгхтинская свита

Отложения сыгхтинской свиты представлены серыми и темно-серыми слоистыми мелкозернистыми метаморфизованными песчаниками, преобладающими в разрезе. Эти метаморфизованные песчаники содержат прослой кристаллических известняков, развитых в нижней части свиты, и метаморфических сланцев, приуроченных к ее верхней части. Мощность пластов кристаллических известняков не превышает 3 м. Обычно пласты обладают значительно меньшей мощностью. Метаморфизованные песчаники нижней части свиты отличаются заметной известковистостью цемента.

Самые нижние горизонты сыгхтинской свиты не установлены, так как отложения ее прорваны крупными массивами гранитоидов или обрваны поверхностями разрывных нарушений. Предполагается (Салоп, 1958а, е и др.), что к базальным горизонтам удоканской серии следует относить метаморфизованные конгломераты, развитые в верховье р. Верхний Сакукан (В. Укокан, по Л. И. Салопу) в виде крупных ксенолитов в гранитах Кодарского массива. Эти конгломераты, как указывает Л. И. Салоп, состоят из хорошо окатанных галек различных пород архея — гнейсов, гранито-гнейсов, метагаббро и крупнозернистых катаклазированных гранитов, — заключенных в перекристаллизованном биотитсодержащем цементе.

Видимая мощность отложений сыгхтинской свиты достигает 1500 м.

Ортуряхская свита

Отложения ортуряхской свиты представлены довольно однообразными биотитовыми, иногда филлитовидными, метаморфическими сланцами, которые переслаиваются с подчиненными прослоями тонкозернистых метаморфизованных песчаников. Темно-серый, почти черный цвет этих пород обусловлен тонкой вкрапленностью графита, а также присутствием значительного количества чешуек биотита. Наиболее распространены биотито-серпичито-кварцевые сланцы.

Отложения ортуряхской свиты согласно залегают на породах сыгхтинской свиты. Мощность их определяется приблизительно в 1000 м.

Борурахская свита

Борурахская свита представлена кварцитами и метаморфическими сланцами, иногда находящимися в тесном переслаивании друг с другом.

Кварциты, которые на 75—90% состоят из гранобластового агрегата кварца, содержат незначительную примесь зерен олигоклаза, калиевого полевого шпата, ощутимое количество биотита (до 10%), чешуйки мусковита и хлорита. Иногда в них наблюдается вкрапленность сульфидов (пирита, пирротина, арсенопирита). Кварциты обладают либо тонкой, либо грубой слоистостью, отчетливо заметной по характеру их переслаивания со сланцами. Среди них отмечаются не только массивные (сливные), но и сланцеватые разности. Сланцеватость обусловлена параллельным расположением чешуек слюды и хлорита. Окраска кварцитов светло-серая или серая. Выветрелые поверхности часто ржаво-бурые благодаря окислению мелких вкрапленников сульфидов. Среди сланцев преобладают темно-серые биотитово-кварцевые разности.

Несмотря на то, что в составе отложений борурахской свиты присутствуют сланцы, очень сходные со сланцами нижележащей ортуряхской свиты, граница между этими свитами достаточно резкая и четкая. Мощность отложений борурахской свиты приблизительно 800 м.

Толща однообразных темно-серых, иногда почти черных метаморфических сланцев и филлитов, очень похожих на сланцы ортурыхской свиты, заканчивает разрез нижнепротерозойских отложений Кодарского хребта. Видимая мощность толщи в пределах Кодарского хребта превышает 1000 м.

Эта толща чрезвычайно сходна с отложениями, находящимися в основании разреза нижнепротерозойских осадочных образований удоканского поля и выделенными под названием икабийской свиты. Л. И. Салоп счел возможным сопоставить икабийскую свиту удоканского поля с отмеченной выше толщей метаморфических сланцев и филлитов и считать их разновозрастными. Если принять это предположение Л. И. Салопа, то разрез нижнепротерозойских отложений удоканского поля сильно надстраивается снизу, а весь разрез удоканской серии оказывается значительно более мощным, чем это имеет место в пределах любого из выделенных полей развития удоканской серии (табл. 8).

Возможно, что предположение Л. И. Салопа и верно. Однако доказать тождество отложений икабийской свиты удоканского поля и так называемой икабийской свиты, развитой в Кодарском хребте, в настоящее время невозможно, так как приведенная выше характеристика разрезов удоканской серии определенно указывает на то, что в составе серии на различных стратиграфических уровнях присутствуют совершенно однотипные комплексы метаморфизованных осадочных пород. И если в настоящее время основным принципом стратиграфического расчленения отложений удоканской серии является характер непосредственных геологических соотношений различных свит, выделенных среди этих отложений, то приходится считать с тем, что отложения, развитые в Кодарском хребте и отнесенные Л. И. Салопом к икабийской свите, более чем на 100 км отделены от отложений икабийской свиты восточной части Удоканского хребта. Указанное обстоятельство не может не поставить под сомнение обоснованность всей стратиграфической схемы Л. И. Салопа (табл. 8), отдельные части которой, относящиеся к достаточно крупным площадям развития отложений удоканской серии, доказаны очень хорошо и полностью подтверждаются работами автора и других исследователей.

Мы вернулись к этому вопросу, чтобы еще раз подчеркнуть необходимость характеристики разрезов удоканской серии по отдельным полям распространения ее отложений, так как только такой способ ее описания представляется вполне объективным и достаточно обоснованным.

Удоканская серия в междуречье Сюльбана и Конды

В междуречье Сюльбана и Конды метаморфизованные осадочные отложения удоканской серии встречаются редко. Выходы их наблюдаются в пределах отдельных разобщенных площадей размером не более 6—10 км².

Развитые здесь породы удоканской серии представлены роговиками по песчаникам и конгломератам, ороговикоманными песчаниками, алевролитами и мраморизованными известняками. Стратиграфические соотношения между этими разностями пород установить не удалось, так как мы наблюдали их лишь в виде элювиальных и делювиальных россыпей и разобщенных, частью значительно разрушенных коренных выходов. По-видимому, указанные разности метаморфизованных осадочных пород переслаиваются между собой, причем в разрезе, общая мощность

которого не превышает 1000—1500 м, преобладают ороговикованные, обычно интенсивно биотитизированные кварцитовидные песчаники. Не выясненными остались также и непосредственные соотношения толщи метаморфизованных осадочных пород удоканской серии с подстилающими их кристаллическими толщами архейского возраста, характеристика которых была приведена выше.

Общая характеристика разрезов

Не останавливаясь в этой главе на подробной характеристике вещественного состава, литологических особенностях и условиях метаморфизма пород удоканской серии, отметим, что отложения этой серии представляют собой мощную терригенную толщу, состоящую преимущественно из средне- и мелкозернистых метаморфизованных песчаниковых и алевролитовых образований. Подавляющее большинство пород, входящих в состав удоканской серии, отличается средней, а местами даже хорошей окатанностью и отсортированностью обломочного материала.

Эффузивные и пирокластические образования в составе отложений удоканской серии отсутствуют. Конгломераты и другие крупнообломочные породы встречаются, как это следует из приведенного выше описания, редко и приурочены главным образом к западной части рассматриваемой территории.

Карбонатные отложения, присутствующие в разрезе, свидетельствуют, по-видимому, о периодах относительного устойчивости режима осадконакопления, существовавших в отдельные моменты формирования осадочных толщ удоканской серии. Однако подчиненное значение карбонатных пород в разрезе серии указывает на то, что количество таких периодов и их продолжительность были незначительны.

Частые и резкие смены состава пород по простиранию и падению, характерные для отложений удоканской серии, линзовидное залегание отдельных разностей пород или их комплексов, присутствие в составе отложений косослоистых серий с местными размывами и мелкими несогласиями в основании намечающихся ритмов, многочисленные знаки волновой ряби и некоторые другие признаки свидетельствуют о мелководном характере бассейнов, в которых происходило осадконакопление. Отдельные части бассейнов в процессе формирования осадков могли быть выведены на поверхность, на что указывает широкое распространение в отложениях удоканской серии трещин усыхания.

Некоторые данные (Бердичевская, Лейтес, 1960а, б; 1961 и др.), на которых мы остановимся ниже при характеристике вещественного состава, текстур и особенностей метаморфизма удоканской серии, показывают, что толщи описанных выше отложений, по-видимому, следует считать образованиями метаморфизованной пестроцветной терригенной формации. Отсутствие или, во всяком случае, незначительное развитие пестрых окрасок связывается нами, так же как и В. С. Домаревым (1958б), с процессами метаморфизма, которым описанные выше отложения подверглись в большей или меньшей степени.

О возрасте отложений удоканской серии

Отложения удоканской серии были отнесены к протерозою еще Е. В. Павловским (1933б). В дальнейшем эта точка зрения была подтверждена и уточнена Л. И. Салопом (1958а, е и др.), который отнес рассматриваемые отложения к нижнему протерозою. В то же время существует мнение о более позднем — синийском — возрасте удоканской серии (Кузнецов, 1957а, б; Падалка, 1961 и др.; Князев, Крузин, Нови-

ков и др., 1962). Какие же существуют данные по этому вопросу? На основании чего мы можем судить о возрасте описанных отложений и какая же точка зрения верна?

1. В метаморфизованных конгломератах, которые Л. И. Салоп (1958а, е и др.) относит к базальным горизонтам удоканской серии (см. стр. 68), в составе обломочного материала присутствуют различные породы архейского возраста.

2. В сопредельных районах Южно-Муйского хребта (фиг. 52) одно-возрастные отложения удоканской серии эффузивно-осадочные метаморфизованные толщи витимо-муйской серии трансгрессивно перекрывают архейские образования (Салоп, 1958а). В то же время на породах витимо-муйской серии и на прорывающих их интрузивных образованиях в районе бассейнов рек Уакит и Горбылок (Южно-Муйский хребет) и рек Киляна и Б. Падра (Северо-Муйский хребет) с размывом и базальными конгломератами в основании налегает мощная серия сравнительно более слабо метаморфизованных осадочных пород и эффузивов. Эта последняя отнесена к верхнему протерозою, так как входящие в ее состав породы трансгрессивно и с угловым несогласием перекрываются отложениями нижнего кембрия.

3. Резко различен характер метаморфизма архейских образований и отложений удоканской серии. Здесь речь идет не только о том, что породы архейского кристаллического комплекса метаморфизованы всегда значительно интенсивнее, чем отложения удоканской серии, но и о том, что история их метаморфизма или, иными словами, последовательность метаморфических преобразований была совершенно различной.

Характеристика особенностей метаморфизма пород удоканской серии приведена ниже. А пока, забегаая немного вперед, отметим, что даже в тех случаях, как это имеет место, например, в районе верховья р. Сьюльбан, когда степень метаморфизма пород удоканской серии (ынаргинская свита верхнесьюльбанского поля) и более древних пород архея, казалось бы, одинакова, причем и те и другие превращены в изофациальные по своему метаморфизму биотитовые и роговообманково-биотитовые породы, удастся выяснить, что история их метаморфизма совершенно различна. Парагнейсы амфиболитовой фации сравнительно быстро и постепенно сменяются различными метаморфическими сланцами, а затем — слабо метаморфизованными породами, несомненно принадлежащими удоканской серии и сохраняющими все текстурные особенности осадочных пород. Эти метаморфические сланцы и парагнейсы возникли при прогрессивном контактовом метаморфизме осадочных пород удоканской серии. В то же время описанные выше при характеристике архейского кристаллического комплекса различные гнейсы амфиболитовой фации обязаны своим происхождением процессам высокотемпературного регрессивного метаморфизма. В этих гнейсах, образовавшихся по пироксеновым гранулитам архея, удастся распознать реликты состава и структур пород более «глубинного» регионального метаморфизма.

4. Важным свидетельством разновозрастности отложений удоканской серии и кристаллических образований архея могут быть их совершенно различные структурные формы, направления простираения складчатых структур и многие другие элементы тектоники, на описании которых мы остановимся ниже.

5. С указанными геологическими данными согласуются также результаты определений абсолютного возраста интрузивных образований, прорывающих удоканскую серию, и некоторых минералов, присутствующих в метаморфизованных породах удоканской серии. Результаты опубликованных в последние годы определений абсолютного возраста приведены в табл. 9. Следует иметь в виду, что результаты определений

абсолютного возраста минералов из пород удоканской серии (определения 4 и 5) указывают, конечно, не на время осадконакопления, а на время наложенных процессов метаморфизма (метасоматические изменения, скарнирование), с которыми связано образование исследованных минералов.

Таблица 9

Результаты определений абсолютных возрастов

Порода и минерал	Метод определения	Возраст, млн. лет	Литературный источник
1. Пегматиты гранитоидов куандинского комплекса	Свинцовый	1650	Л. И. Салоп (1960б)
2. Граниты чуйско-коддарского комплекса	Аргоновый	1100—1500	То же
3. Граниты Кеменского массива	»	1100	Л. И. Салоп (доклад на Междуведомственном стратиграфическом комитете в апреле 1960 г.)
4. Браннерит из метасоматически измененных пород удоканской серии (Коддарский хребет)	Свинцовый	1140±50	А. П. Виноградов, А. И. Тугаринов, С. И. Зыков, Н. И. Ступникова (1960б)
5. Скарнированные отложения удоканской серии (р. Хадатканда)	»	600	Г. Л. Падалка (1961)
6. Время интенсивного магматизма и метаморфизма в Становой зоне		1100	А. П. Виноградов, А. И. Тугаринов, С. И. Зыков, Н. И. Ступникова (1960б)

6. В пределах исследованной территории в верховье р. Кемен сами породы удоканской серии и прорывающие их граниты Кеменского массива перекрыты позднедокембрийскими — кембрийскими отложениями (Бердичевская, Лейтес, 1961).

7. В. К. Головенко (1961) указывает, что в районе нижнего течения Б. Чуи (северо-западнее рассматриваемой территории) отложения тепторгинской серии налегают на так называемые чуйские граниты, которые Л. И. Салоп (1958б, 1962 и др.) рассматривает как образования, одновозрастные гранитам Кеменского и Коддарского массивов. В то же время, отмечает В. К. Головенко, отложения тепторгинской серии перекрыты базальными конгломератами патомской серии позднего докембрия, налегающими на них трансгрессивно и с размывом.

Приведенные данные достаточно определенно свидетельствуют о том, что толщи удоканской серии, несомненно, моложе комплекса древнейших кристаллических пород, архейский возраст которых автор обосновывает в соответствующем разделе настоящей работы (стр. 35—37) и в более ранней публикации (Лейтес, 1962б). В то же время они древнее позднедокембрийских отложений, а также гранитоидных образований различного возраста, время формирования которых оценивается в 1100—1500 и 1650 млн. лет. Наконец, за пределами рассматриваемой территории отложения удоканской серии, вероятно, древнее толщ, относимых к верхнему протерозою (позднему докембрию, синию, патомскому комплексу и т. д.) или даже среднему протерозою (тепторгинская серия). Цифры определений абсолютного возраста браннерита (1140±50 млн. лет) из метасоматически измененных пород удоканской серии (табл. 9), по-видимому, отвечают времени интенсивного развития процессов магматизма и метаморфизма в Становой зоне, устанавливаемому по данным А. П. Виноградова, А. И. Тугаринова, С. И. Зыкова и Н. И. Ступниковой

(1960б). Возраст минералов из скарнированных отложений удоканской серии, равный 600 млн. лет, указывает на проявление значительно более поздних процессов магматизма и, очевидно, не может быть использован для определения возраста удоканской серии, как это делает Г. Л. Падалка (1961).

По данным Ю. К. Дзевановского и Н. И. Полевой (1961), в пределах всей Становой зоны возможно наметить еще один этап интенсивного развития процессов магматизма и метаморфизма, отвечающий времени 1580—1800 млн. лет (результаты определений абсолютного возраста станových гранитов и пегматитов) и соответствующий значению абсолютного возраста гранитоидов куандинского комплекса.

Если учесть все эти данные и принять во внимание абсолютный возраст регионального метаморфизма архейских пород алданского комплекса, который может быть оценен от 2640 ± 100 до 2000—2100 млн. лет (Виноградов, Тугаринов, Зыков, Ступникова, 1960а, б; Дзевановский, Полевая, 1961), то время отложения пород удоканской серии может быть ограничено достаточно узкими рамками. Это время, очевидно, приходится на интервал 2000—1600 млн. лет.

Таким образом, отложения удоканской серии следует считать нижепротерозойскими, на чем уже давно настаивает Л. И. Салоп (1958е и др. работы), к мнению которого присоединяется и автор.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ НИЖНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ

Магматические образования нижнепротерозойского возраста, известные в пределах рассматриваемой части Олекмо-Витимской горной страны, представлены разнообразными гранитоидами и имеющими ограниченное распространение основными породами. Исследование этих образований не входило в задачи автора, однако здесь приведена их краткая характеристика. Без этой характеристики было бы очень трудно говорить о строении и истории геологического развития описываемой области.

На основании проведенного в последние годы изучения магматических образований описываемой части Олекмо-Витимской горной страны (Салоп, 1958б и др.; Мануйлова, 1960; Падалка, 1961; Лебедев, 1962) среди них выделяют четыре разновозрастных комплекса магматических пород (Салоп, 1958б). Это (начиная с наиболее древнего) — каларский габбро-анортозитовый комплекс, куандинский комплекс гранитоидов, кодарский интрузивный комплекс гранитоидов, комплекс диабазов и габбро-диабазов.

Каларский габбро-анортозитовый комплекс

Основные породы каларского габбро-анортозитового комплекса в пределах рассматриваемой территории наблюдаются достаточно редко. Ими сложен крупный массив, расположенный в верховье рек Нижний Ингамакит и Чина и известный в литературе под названием Чинейского. Массив занимает площадь около 100 км^2 и несколько вытянут в широтном направлении. Среди пород, слагающих Чинейский массив, могут быть выделены габбро-нориты, анортозиты и различные разновидности габбро (кварцевые, амфиболитизированные, оливиновые, серпентинитовые, рудные и др.). Наиболее широко развиты габбро-нориты и осветленные разновидности габбро (Салоп, 1958; Лебедев, 1962).

В пределах Чинейского массива наблюдаются ксенолиты серых мраморизованных известняков, относящихся, по-видимому, к отложениям удоканской серии. В отдельных участках массива отмечены зоны дроб-

ления, простирающиеся в северо-западном направлении. Вдоль этих зон породы массива подверглись интенсивному рассланцеванию.

К юго-восточной и северо-западной частям массива приурочены рудные габбро, осветленные и амфиболизированные габбро, в которых еще М. Н. Петрусевич (1946) установил сплошные титано-магнетитовые залежи и зоны вкрапленных руд. Рудные залежи ориентированы в том же почти широтном направлении, что и массив. Полосчатые текстуры в породах массива также обычно имеют широтное простирание и падение на север. Л. И. Салоп (1958б) предполагает, что Чинейский массив представляет собой плоскую интрузивную залежь, наклоненную на север. Некоторые представления о химизме пород Чинейского массива можно получить по анализам, приведенным в работах А. П. Лебедева (1962) и Г. Л. Падальки (1961).

Чинейский массив и связанные с ним дайки габбро и габбро-диабазов прорывают толщи удоканской серии и оказывают на них контактное воздействие. Сами же габброидные породы прорваны с запада гранитами и гранодиоритами Ингамакитского массива, отнесенными к образованиям кодарского интрузивного комплекса.

Сравнительно небольшие массивы (площадью от 1—5 до 40 км²) габброидных пород находятся в западной части Удоканского хребта на правобережье р. Эймнах и в области междуречья Эймнаха и Лурбуна, а также в верховье р. Конда.

Все эти массивы прорваны более молодыми гранитоидами, принадлежащими к куандинскому комплексу, а частично отнесенными нами к протерозойским магматическим образованиям, не расчлененным на комплексы. Породы, слагающие эти небольшие массивы, интенсивно преобразованы.

К этому же комплексу, по мнению Л. И. Салопа (1958б), принадлежит крупный Олекмо-Каларский массив, образованный преимущественно анортозитами. Олекмо-Каларский массив, изученный в последнее время Г. Н. Баженовой (Мошкин, 1961), находится за пределами рассматриваемой территории. Он протягивается в восток-северо-восточном направлении от верховья Калара до Олекмы на расстояние более 150 км. Породы Олекмо-Каларского массива, по данным Ю. К. Дзевановского (1958в) и Г. Н. Баженовой, прорваны древнестановыми гранитами нижнепротерозойского возраста.

Время формирования массивов каларского комплекса определяется внедрением их в толщи удоканской серии, а также тем, что сами они содержат инъекции гранитов куандинского комплекса, абсолютный возраст которых исчисляется приблизительно в 1650 млн. лет и которые, как это будет показано ниже, вероятно, одновозрастны древнестановым гранитам более восточных районов Становика. Возраст древнестановых гранитов, развитых в бассейне Олекмы и определенных свинцовым методом А. И. Тугариновым по образцам из коллекции Г. Н. Баженовой (Мошкин, 1961), определяется цифрами в 1800 и 1940 млн. лет. Вместе с тем, абсолютный возраст пород Олекмо-Каларского анортозитового массива, инъецированных древнестановыми гранитами, определенный свинцовым методом А. И. Тугариновым по образцам Г. Н. Баженовой, составляет 1700 млн. лет (Мошкин, 1961).

Эти несоответствия в цифрах определений абсолютного возраста можно объяснить, если отказаться от традиционных представлений об условиях образования древнестановых гранитов. Действительно, если считать, что эти гранитоиды возникли в результате интенсивнейших процессов гранитизации архейских пород, некогда широко развитых в зоне Становика, то увеличенные цифры значений абсолютного возраста можно объяснить влиянием вещества первичных (архейских) пород, в настоящее время полностью преобразованных.

У нас нет твердой уверенности в том, что все отмеченные массивы основных, а частично и средних (типа габбро-диоритов и диоритов) пород, следует относить к одному комплексу. Возможно, что некоторые из них представляют собой гибридные образования несколько более молодых гранитоидных массивов, краткая характеристика которых изложена ниже.

В заключение приведенной характеристики основных пород нижнепротерозойского каларского комплекса укажем, что существующие в настоящее время представления о том, что все они являются интрузивными образованиями (Салоп, 19586 и др.; Падалка, 1961; Лебедев, 1962), следует считать, по крайней мере, спорными. В сопредельных районах Становика работами Г. Н. Баженовой (Мошкин, 1961) установлено, что породы сложного Олекмо-Каларского массива возникли в результате метасоматического преобразования более древних пород. Возможно, что такое же происхождение имеют и породы Чинейского массива, а также другие отмеченные выше образования основного состава.

Куандинский комплекс гранитоидов

Гранитоиды куандинского комплекса широко развиты в западной части Удоканского и Кодарского хребтов. Они занимают очень крупные поля, расположенные преимущественно за пределами описываемой территории.

Частью колоссального и, по-видимому, очень сложного массива, образованного главным образом гранитами куандинского комплекса, являются различные гранитоиды, слагающие западные отроги Удоканского хребта и юго-западное ограничение Чарской впадины. Северная граница этой области развития гранитоидов проходит несколько севернее системы озер Леприндо, откуда через район среднего течения р. Угаргасса продолжается в восток-юго-восточном направлении почти вплоть до меридиана 118°. Здесь, в районе нижнего течения р. Лурбун, граница протягивается почти прямо на юг к верховью Лурбуна. Западная граница описываемого массива, по которой он граничит с толщами архейского кристаллического комплекса, проходит в восточной части междуречья Сюльбана и Конды и до оз. Большой Намаракит (на левобережье Конды) прослеживается в юго-юго-западном направлении. Массив продолжается далее на юг и юго-восток далеко за пределы территории, охарактеризованной представленной нами картой. Автор не счел возможным отнести все породы этого еще очень слабо изученного массива к гранитоидам куандинского комплекса. В его северной части (севернее долины Конды и среднего течения р. Лурбун) целесообразнее, на наш взгляд, показать площадь выходов протерозойских гранитоидов, не расчлененных на комплексы, так как здесь, наряду с разностями, характерными для гранитоидов куандинского комплекса, развиты также граниты, весьма сходные с гранитами Кеменского и Кодарского массивов.

Небольшие массивы и пластовые тела гранитоидов куандинского комплекса наблюдаются и несколько западнее — на водоразделе Сюльбана и Конды и на правобережье Сюльбана. Два небольших массива гнейсовидных гранитов куандинского комплекса обнажаются в верховье р. Верхний Саукан, образуя крупные «ксенолиты» в Кодарском массиве более молодых нижнепротерозойских гранитов.

Крупный массив гранитоидов куандинского комплекса находится северо-западнее описываемой территории. Этот массив протягивается из района, расположенного юго-восточнее оз. Орон, далеко на северо-восток в область среднего и верхнего течения р. Сень, где погружается под чехол платформенных отложений кембрия.

Наконец, выше при характеристике архейских образований было указано, что некоторые из массивов гранито-гнейсового комплекса чарского поля архея, возможно, являются не архейскими, а принадлежат к куандинскому комплексу гранитоидов.

Породы, отнесенные Л. И. Салопом (19586) к куандинскому комплексу, очень разнообразны. Среди них преобладают биотитовые гнейсо-граниты и граниты, чаще всего гнейсовидные равномернозернистые или порфириовидные, а иногда и массивные. Подчиненное значение имеют двуслюдяные, мусковитовые и роговообманково-биотитовые граниты, гранодиориты и кварцевые диориты.

Для гнейсо-гранитов и гнейсовидных гранитов характерно широкое развитие полосчатых гнейсовидных структур, выраженных не только в слоистом или линзовидно-слоистом распределении биотита, но и других породообразующих минералов, а также в их закономерной ориентировке. Структура этих пород гранобластовая.

Важной особенностью массивов и даже небольших тел гранитоидов, принадлежащих куандинскому комплексу, является их отчетливая неоднородность и обилие ксенолитов, ориентированных по большей части совершенно согласно с гнейсовидностью.

Минеральный состав гранитов куандинского комплекса довольно прост. В качестве главных породообразующих минералов в них присутствуют калиевый полевой шпат, плагиоклаз (олигоклаз или альбит-олигоклаз), кварц и биотит. Реже среди главных минералов могут быть отмечены мусковит и роговая обманка. Из аксессуарных минералов наблюдаются сфен, апатит, ортит, монацит, циркон и магнетит. Суммарное содержание кварца и полевых шпатов обычно превышает 85—90% объема пород, причем все эти три минерала присутствуют приблизительно в равных количествах. Иногда какой-нибудь из них (обычно калиевый полевой шпат или кварц) резко преобладает над остальными.

В районе междуречья Сюльбана и Конды автор наблюдал совершенно постепенные переходы от биотитовых гнейсов архейского комплекса к гнейсо-гранитам и гнейсовидным гранитам куандинского комплекса. Выше уже было отмечено (стр. 34), что очень сходны и их химические составы (табл. 5, 6, 10, 11). Исследования Л. И. Салопа в бассейне Сыгыхты показали (19586), что гнейсовидные граниты куандинского комплекса, развитые в Кодарском хребте, образовались в результате гранитизации пород удоканской серии. Для них, указывает Л. И. Салоп, характерна отчетливая линейная текстура, повторяющая структурные элементы осадочной толщи (удоканской серии), за счет метасоматического замещения которой они образовались. В расположении этих гранитов наблюдается отчетливая приуроченность к сланцевым и песчаниковым толщам. В бассейне р. Сыгыхты, по данным Л. И. Салопа, метасоматическому замещению подвергались, например, в основном сланцевые толщи, в то время как кварциты оказались гранитизированными в очень небольшой степени и поэтому хорошо прослеживаются среди гранитов.

Массивные разности биотитовых гранитов куандинского комплекса, особенно широко развитые в районе перевала между системой озер Леприндо и р. Сюльбан, обычно связаны с гнейсовидными гранитами постепенными переходами.

Однако иногда (в верховье Конды, например) автору удалось также наблюдать прорывание гнейсовидных гранитов массивными разностями, а в районе перевала между оз. Леприндо и Сюльбаном — ксенолиты гнейсовидных биотитовых гранитов в равномернозернистых массивных биотитовых гранитах.

Не останавливаясь на описании массивных разностей гранитов куандинского комплекса, укажем, что по составу они совершенно подобны

Результаты химических анализов гранитов куандинского комплекса *

	10		11	
	Обр. 1004, биотитовый гранит, перевал от озер Леприндо к р. Сюльбан		Обр. 1192, биотитовый гнейсовидный гранит, правобережье р. Конда	
	вес. %	мол. колич.	вес. %	мол. колич.
SiO ₂	70,99	1,182	73,51	1,224
TiO ₂	0,48	0,006	0,19	0,003
Al ₂ O ₃	13,81	0,135	13,47	0,132
Fe ₂ O ₃	0,95	0,006	0,99	0,006
FeO	1,42	0,019	0,66	0,009
MnO	0,05	0,001	0,04	0,000
MgO	0,33	0,008	0,26	0,006
CaO	1,62	0,029	1,03	0,019
Na ₂ O	3,52	0,056	4,01	0,065
K ₂ O	5,78	0,062	4,83	0,051
H ₂ O ⁺	0,27	0,015	0,43	0,024
H ₂ O ⁻	0,28	0,016	0,12	0,008
P ₂ O ₅	0,40	0,003	0,26	0,002
CO ₂	0,06	0,001	0,07	0,001
C	0,03		0,03	
Сумма	99,99		99,93	

* Анализы выполнены в химической лаборатории Геологического института АН СССР аналитиком Э. В. Пушкиной.

Таблица 11

Пересчеты анализов по методу А. Н. Заварицкого

№ анализа	a	c	b	S	a'	f'	m'	c'	n	t	φ	Q	a/c
10	15,8	1,2	3,5	79,5	—	61,5	15,4	23,1	47,4	0,5	23,1	+26,2	18,2
11	15,4	1,1	2,0	81,5	—	70,0	20,0	10,0	56,0	0,2	40,0	+31,1	14,0

гнейсовидным разностям и отличаются от них только большей однородностью в распределении породообразующих минералов, которая находит свое выражение в массивной текстуре. Кроме того, в этих породах обычно наблюдаются гранитная или гипидиоморфнозернистая структуры, свойственные вообще обычным интрузивным гранитам.

Л. И. Салоп (1958б и др.) считает гранитоиды куандинского комплекса метасоматическими образованиями. Такой же точки зрения придерживается и Г. Л. Падалка (1961), который описывает их под названием оронского комплекса.

Автор не хотел бы более подробно останавливаться на характеристике гранитоидов куандинского комплекса, которые не входили в сферу его исследования. Однако необходимо высказать некоторые замечания по этому вопросу. Так, например, наши наблюдения позволяют утверждать, что породы куандинского комплекса возникли не только за счет гранитизации терригенных осадочных толщ удоканской серии, что, по-

видимому, доказано Л. И. Салопом для района бассейна р. Сыгыхта и подтверждено Г. Л. Падалкой (1961), но и путем гранитизации глубоко-метаморфизованных толщ архейского возраста. Это положение подтверждается как непосредственными и постепенными переходами гранитизированных биотитовых гнейсов архея в гнейсо-граниты и гнейсовидные граниты куандинского комплекса, наблюдавшимися нами в междуречье Сюльбана и Конды, так и тем, что явления преобразования и высокотемпературного регрессивного метаморфизма описанного выше комплекса архейских полиметаморфических пород, несомненно, были связаны с тем же самым регионально проявившимся процессом гранитизации, конечным результатом которого было формирование гранитоидов куандинского комплекса.

Во-вторых, при описании куандинского комплекса гранитоидов Л. И. Салоп неоднократно подчеркивает значительное воздействие, которое оказывали гранитоиды куандинского комплекса на вмещающие породы удоканской серии и которое выражалось в явлениях интенсивного щелочного метасоматоза и «глубоких метасоматических преобразованиях, приводящих к гранитизации». Здесь мы сталкиваемся с определенными противоречиями. Дело в том, что если сами гранитоиды куандинского комплекса представляют собой результат гранитизации, а это, по-видимому, так, то они уже никакой гранитизации и сколько-нибудь серьезного изменения вмещающих пород вызвать не могут. И формирование гранитоидов куандинского комплекса, и те глубокие преобразования, которые испытали в определенных зонах Олекмо-Витимской страны архейские кристаллические породы и толщи удоканской серии, являются следствием одного и того же сложного и длительного процесса гранитизации.

Другая сторона проблемы гранитоидов куандинского комплекса — вопрос о происхождении массивных разностей гранитов. Л. И. Салоп (1958б) отмечает, что генезис этих гранитов не совсем ясен. Он предполагает, что они кристаллизовались из магматического расплава, однако остается не совсем понятным, является ли этот расплав результатом реоморфизма метасоматических гранитов или же его следует рассматривать как самостоятельную гранитную магму. Автор вполне согласен с Л. И. Салопом относительно вероятности образования значительной части этих пород путем кристаллизации из нормального магматического расплава. Примеры гранитизации, доходящей в конце концов до магмаобразования, описаны в литературе (Mehnert, 1959; Менерт, 1963). Однако, имея дело с куандинским комплексом гранитоидов, еще очень плохо изученным, можно предположить, что под этим названием на геологических картах объединены не только породы, образовавшиеся в результате гранитизации, пусть и доходящей до магмаобразования, но и граниты иного — магматического — происхождения. Можно предположить также, что в составе этого комплекса существуют граниты, значительно более поздние, чем те, которые образовались в результате гранитизации. Именно поэтому в настоящее время целесообразнее изображать эти образования на геологических картах в ряде мест как массивы протерозойских гранитоидов, не расчлененных на комплексы, подчеркнув тем самым необходимость их дальнейшего изучения.

Предположение о существовании среди полей гранитоидов куандинского комплекса массивов более молодых магматических гранитов может быть подкреплено некоторыми косвенными данными. Так, породы удоканской серии в пределах верхнесюльбанского протерозойского поля и в междуречье Сюльбана и Конды подверглись интенсивному контактовому метаморфизму. Контактный метаморфизм и, в частности, явления ороговикования едва ли возможно увязать с процессами гранитизации и анатексиса, вызвавшими образование значительной части пород,

отнесенных к куандинскому комплексу. Приходится поэтому предполагать существование среди этих пород магматических гранитов.

Что касается возраста гнейсовидных гранитов куандинского комплекса, то он определяется величиной порядка 1650 млн. лет. Кроме того, эти граниты, несомненно, более молодые, чем породы удоканской серии, прорваны гранитоидами кодарского интрузивного комплекса, абсолютный возраст которых определяется в 1100—1500 млн. лет (Салоп, 1960б).

Кодарский интрузивный комплекс

Различные гранитоидные образования, принадлежащие к кодарскому интрузивному комплексу, слагают очень крупные массивы батолитового типа. К ним относятся Кодарский массив (в центральной части Кодарского хребта), расположенные в пределах Удоканского хребта Ингамкитский, Кеменский, Икабьинский, Икабеканский и Ханинский массивы, а также находящийся преимущественно за пределами описываемой территории Каларский массив.

Кодарский массив находится в наиболее высокогорной части Кодарского хребта и занимает площадь около 1800 км² в районе водоразделов рек Сюльбан, Сыгыхта, Верхний и Средний Сакукан. Массив детально описан М. М. Мануйловой (1960), по данным которой ниже дается его краткая характеристика.

Кодарский массив представляет собой очень сложное тело, образовавшееся в результате многофазной, слабо дифференцированной интрузии. Предполагается, что в ходе трех последовательных фаз происходило внедрение отдельных порций магмы, несколько отличных одна от другой по свойствам.

В первую фазу возникли различные гибридные породы, очень разнообразные по составу и структурам. Наиболее широко развиты среди них диориты. Значительно реже встречаются монзониты, кварцевые диориты и габбро-диориты, граносиениты и сиениты. Гибридными породами первой фазы Кодарского плутона, по данным М. М. Мануйловой (1960), сложены небольшие тела неправильной формы, расположенные в верховьях рек Ынарга, Олений рог (притоки Сюльбана), Верхний Сакукан, Ортурах, в бассейнах рек Хадатканда и Кукугунда. Все эти тела находятся в контакте с метаморфизованными отложениями удоканской серии, которые в данном районе заметно обогащены известковистым веществом. Контакты гибридных пород с вмещающими их отложениями обычно резкие и достаточно четкие.

Вторая, главная, фаза представлена крупнозернистыми биотитовыми и роговообманково-биотитовыми гранитами серого цвета, слагающими большую часть Кодарского массива. Эти граниты имеют несколько более раннюю краевую субфазу, представителями которой являются среднезернистые биотитовые и биотитово-роговообманковые граниты и гранодиориты. Более позднее образование гранитоидов второй фазы сравнительно с гибридными породами первой фазы обосновывается присутствием в гранитах второй фазы в большей или меньшей степени переработанных ксенолитов гибридных пород. Кроме того, тела гибридных пород прорваны жилами среднезернистых биотитовых гранитов краевой субфазы второй фазы. Последние, в свою очередь, претерпевают контактное воздействие гранитоидов главной фазы, которое, по наблюдениям Д. М. Шилина (Мануйлова, 1960), выражено в их интенсивном окварцевании и микроклинизации.

Третьей фазой заканчивается формирование массива. К ней принадлежат, по-видимому, не только жилы, дайки и небольшие неправильные тела лейкократовых гранитов, отнесенные к третьей фазе М. М. Мануйловой (1960), но и довольно крупные (до 30—60 км² в плане в совре-

менном эрозионном срезе) массивы и штоковые тела мелкозернистых порфиroidных гранитов и аляскитоидных гранитов. Эти наиболее поздние образования Кодарского массива имеют, как указывает Л. И. Салоп (19586), отчетливые интрузивные контакты с более ранними гранитоидами. Они богаты кремнеземом и отличаются повышенной щелочностью.

Контакты Кодарского массива с вмещающими его породами резкие и крутые. В районе верхнего течения р. Хадатканда автор мог наблюдать, что линия контакта наклонена под углами порядка $80-85^\circ$ от массива. Такие же, в общем, цифры падения поверхности контакта ($85-90^\circ$) М. М. Мануйлова (1960) отмечает для всей северо-западной периферии массива, указывая, что далее к северу углы падения становятся более пологими. На глубине контакты, вероятно, становятся значительно более сложными и в ряде участков сильно выволаживаются. Отмеченные выше явления интенсивного ороговикования отложений удоканской серии, развитых в пределах верхнесюльбанского поля, присутствие среди них секущих сателлитных тел, принадлежащих к образованиям Кодарского массива, свидетельствуют, как нам кажется, о сравнительно неглубоком залегании погребенной кровли Кодарского массива и о ее пологом залегании. Это предположение подтверждается и М. М. Мануйловой (1960), считающей, что в современном эрозионном срезе вскрыта только апикальная часть массива.

Заканчивая описание крупного Кодарского массива, отметим, что детальную петрографическую характеристику слагающих его пород можно найти в работе М. М. Мануйловой (1960), где, кроме того, приведены данные о химизме различных пород массива.

Граниты кодарского интрузивного комплекса очень широко развиты и в Удоканском хребте. Ими сложен крупный и еще очень мало изученный Ингамакитский массив, занимающий область водораздела рек Лурбун и Верхний Ингамакит, среднее и верхнее течение Верхнего Ингамакита и его водораздел с Нижним Ингамакитом. Массив продолжается, по-видимому, и далее на юг, где скрывается под покровом молодых базальтов. Массив обнажается на площади около 1000 км^2 и сложен биотитово-роговообманковыми и биотитовыми гранитами и гранодиоритами. На западе массив прорывает гнейсы и кристаллические сланцы архея и гнейсовидные гранитоиды куандинского комплекса. Северный контакт массива, по которому он граничит с отложениями удоканской серии, скрыт под покровом древнечетвертичных и современных рыхлых накоплений. На востоке — в области левобережья Нижнего Ингамакита — массив прорывает отложения удоканской серии и породы Чинейского массива основных пород Г. Л. Падалка (1961) приводит анализы некоторых пород Ингамакитского массива и отмечает, что для этого массива, так же как и для Кодарского, характерно развитие гибридной краевой фации.

Крупный (площадью около 700 км^2 в современном срезе) Кеменский массив обнажается в верхнем и среднем течении р. Кемен и на водоразделе Кемена и Нерунгнакана. На юго-западе, юго-востоке и северо-востоке массив прорывает отложения удоканской серии. Его северо-западное продолжение скрыто под рыхлыми накоплениями Чарской впадины. Массив сложен крупнозернистыми биотитово-роговообманковыми и биотитовыми гранитами, среднезернистыми биотитовыми, часто лейкократовыми гранитами и имеющими резко подчиненное значение мелкозернистыми аплитовидными гранитами и пегматитами. Светло-серые или розовато-серые, а иногда розовые граниты Кеменского массива часто обладают порфиroidным строением. В отдельных разностях этих гранитов среди полевых шпатов преобладает микроклин, тогда как в других значительно большее значение имеет плагиоклаз (№ 20—25). Результаты

химических анализов гранитов Кеменского массива и их пересчеты по методу А. Н. Заварицкого представлены в табл. 12 и 13. Приведенные данные указывают на то, что граниты Кеменского массива очень сходны со средними типами гранитов по Р. Дэли и принадлежат к породам,

Таблица 12

Результаты химических анализов гранитов Кеменского массива (кодарский интрузивный комплекс)

	12		13		14	
	Лейкократовый биотитовый гранит, левобережье р. Саку *		Розовый гранит (Падалка, 1961, табл. 1, анализ 4)		Биотитовый гранит, верховье р. Кемен (Павловский, Цветков, 1934)	
	вес. %	мол. колич.	вес. %	мол. колич.	вес. %	мол. колич.
SiO ₂	74,25	1,236	70,13	1,168	69,64	1,159
TiO ₂	0,19	0,003	0,57	0,007	0,67	0,009
Al ₂ O ₃	13,32	0,130	13,57	0,133	13,63	0,133
Fe ₂ O ₃	0,49	0,003	0,46	0,003	1,68	0,011
FeO	1,59	0,010	3,74	0,023	2,33	0,014
MnO	—	—	0,07	0,002	0,46	0,013
MgO	0,04	0,001	0,86	0,021	0,94	0,023
CaO	1,12	0,020	2,17	0,039	2,43	0,044
Na ₂ O	2,98	0,048	2,71	0,044	2,83	0,046
K ₂ O	5,30	0,056	4,52	0,048	4,72	0,050
H ₂ O ⁺	0,46	0,026	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	0,02	0,001	0,32	0,018	0,53	0,030
П. п. п.	0,35	—	0,65	—	0,53	—
Сумма	100,11		99,77		100,30	

* Анализ выполнен в химической лаборатории ИГЕМ АН СССР.

Таблица 13

Пересчеты анализов по методу А. Н. Заварицкого

№ анализа	a	c	b	S	a'	f'	m'	c'	n	t	φ	Q	a/c
12	13,6	1,3	2,8	82,3	30,9	66,7	2,4	—	45,9	0,2	14,3	+35,7	10,3
13	12,4	2,6	5,8	79,2	4,6	70,9	24,4	—	47,7	—	—	+31,0	5,2
14	12,9	2,5	6,0	78,6	—	66,7	25,5	7,8	53,5	—	—	+28,8	5,2

пересыщенным кремнеземом и богатым (анализ 12) или умеренно богатым щелочами (анализы 13 и 14). Эти граниты отличаются от гранитов куандинского комплекса (табл. 10 и 11) несколько меньшей щелочностью.

Контакты Кеменского массива с вмещающими породами удоканской серии, достаточно крутые на юге (фиг. 5, разрез В — Г к геологической карте), становятся значительно более пологими на северо-восточной периферии массива. Этот массив, так же как и Кодарский, вскрыт в современном срезе очень неглубоко.

Несколько меньшие площади (300—350 км²) занимают массивы крупнозернистых, иногда порфиридных, биотитовых и роговообманково-биотитовых гранитов светло-серого, розовато-серого и желтовато-

серого цвета, известные в районе водораздела Б. Икабии и Бурунгны (крупный правый приток Кемена) и среднего течения Б. Икабии — Икабьинский массив, и в среднем течении Икабьекана — Икабьеканский массив.

Крупный и сложный Ханинский массив гранитоидных пород, расположенный на водоразделе Читканды, Хани и Саку, по данным В. Б. Дитмара, М. М. Гапеевой и других, сложен граносиенитами, кварцевыми диоритами, сиенитами, гранитами и гранодиоритами. Возможно, что среди пород этого массива, прорывающего не только отложения удоканской серии (в районе левобережья р. Читканда), но и гнейсы и гранито-гнейсы архея, присутствуют и более молодые образования. Изучен этот массив еще очень слабо.

Наконец, в крайней юго-восточной части рассматриваемой территории (на правобережье Калара) находится северный край крупного Каларского массива гранитоидов, по свидетельству Г. Л. Падалки (1961), совершенно аналогичных гранитам Кеменского массива. В этой же работе Г. Л. Падалка приводит несколько анализов гранитов Каларского массива.

Гранитоиды кодарского интрузивного комплекса, как уже отмечалось, прорывают и метаморфизуют отложения удоканской серии. Они прорывают также гранитоидные образования куандинского комплекса. Их верхняя возрастная граница определяется налеганием на граниты Кеменского массива базальных горизонтов позднедокембрийских — кембрийских отложений, что было отмечено еще в 1952 г. Л. И. Салопом и подтверждено наблюдениями М. Е. Бердичевской в верховье р. Кемен. За пределами рассматриваемой территории граниты, отнесенные к кодарскому интрузивному комплексу, перекрыты конгломератами патомской серии позднего докембрия.

Абсолютный возраст гранитов Кеменского массива, по определениям, сделанным Н. И. Полевой аргоновым методом (С. В. Обручев, 1958), равен 980—1000 млн. лет. Выше, в табл. 9, были приведены цифры абсолютного возраста гранитов Кеменского массива (крупнозернистый биотитовый гранит с р. Кемен, выемка дороги над водопадом), пересчитанные Л. И. Салопом (1960б) по результатам тех же определений и оказавшиеся равными 1100 млн. лет. В целом же возраст пород кодарского интрузивного комплекса Л. И. Салоп (1960б, стр. 97) оценивает в 1100—1500 млн. лет, указывая, однако, что «эти значения, по-видимому, преуменьшены».

Комплекс диабазов и габбро-диабазов

В пределах рассматриваемой территории довольно широко развиты также дайки и сравнительно немногочисленные штоки диабазов и габбро-диабазов. Подавляющее большинство диабазов и габбро-диабазов пространственно ассоциирует с массивами гранитоидов кодарского интрузивного комплекса и вмещающими их отложениями удоканской серии и архейскими образованиями.

В гранитах Кодарского и Кеменского массивов и в отложениях удоканской серии (в бассейне р. Чина) наблюдаются горизонтальные или полого залегающие тела габбро-диабазов и диабазов. Два таких тела мощностью от 0,5 до 5,0 м, залегающие почти параллельно одно другому, очень полого (5—10°) наклоненные на северо-запад и лежащие горизонтально, прослеживаются, как отмечает Л. И. Салоп, почти по всему правобережью р. Средний Сакукан на расстоянии более 20 км.

Наряду с горизонтально и полого залегающими телами широко развиты также дайки, достаточно круто наклоненные и даже вертикальные. Они подчинены линиям крупных разрывных нарушений и обычно ориен-

тированы в северо-восточном, северо-западном или, реже, в широтном направлениях. Мощность даек составляет, как правило, 5—10 м, хотя иногда в Удоканском хребте наблюдаются дайки, мощностью до 300 м.

Небольшие штоки габбро-диабазов (площадью до 2,0—2,5 км² в современном срезе) прорывают отложения удоканской серии на правобережье Калара в его верховье. Такие же тела известны в верховьях левых притоков Читканды, где они, по-видимому, трассируют зону разлома, вытянутого почти в меридиональном направлении.

Возраст подавляющего большинства даек габбро-диабазов и диабазов определяется нами, вслед за Л. И. Салопом, как нижнепротерозойский, так как тесная парагенетическая, а быть может, и генетическая связь их с гранитоидами кодарского интрузивного комплекса в ряде случаев не вызывает сомнений. Однако часть даек габбро-диабазов и диабазов, несомненно, принадлежит к более молодым образованиям. Так, в верховье Кемена наблюдаются пластовые интрузии габбро, внедрившиеся в карбонатные породы позднего докембрия — кембрия (Бердичевская, Лейтес, 1961). Прорывание кембрийских отложений Малоторской впадины габбро-диабазовой дайкой отмечено также в работах Е. В. Павловского (1933б, 1948а).

Вопросы возрастного расчленения рассматриваемого комплекса диабазов и габбро-диабазов еще ожидают своих исследователей. Думается, что эту задачу удастся решить при систематическом площадном картировании Олекмо-Витимской горной страны.

То же самое относится, конечно, и к другим кратко охарактеризованным выше магматическим образованиям. Автор все время стремился подчеркнуть, что эти образования, не входившие непосредственно в сферу его работы, изучены еще далеко недостаточно. В то же время знать о них необходимо, так как не имея, пусть очень схематичных, представлений об истории магматизма и о строении и составе магматических образований, невозможно иметь суждение ни о тектонике района, ни о его геологической истории.

ПОСЛЕНИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Посленижнепротерозойские образования, за исключением рыхлых четвертичных и современных накоплений, распространены лишь на ограниченных площадях. К ним относятся, кроме уже отмеченных рыхлых накоплений, отложения проблематичного позднего докембрия, отложения кембрийской системы, юрские отложения, мезозойские (по-видимому, послеюрские) интрузивные образования и покровы молодых (третичных-четвертичных) базальтов.

Проблематичные позднедокембрийские и кембрийские отложения

Рассматриваемые отложения развиты в районе верховья р. Кемен, между р. Кемен и системой озер Амудиси и по левобережью верхнего течения р. Калар в пределах Верхнекаларской депрессии, где они обнажаются в низовьях рек Читканда, Талакан, Сакукан и Нэптерныкит, а также в долине р. Калар.

В верховье р. Кемен, где эти отложения трансгрессивно налегают на эродированную поверхность гранитов Кеменского массива и на метаморфизованные отложения удоканской серии, в основании их разреза наблюдаются грубозернистые кварцевые песчаники. Эти белесые светло-серые или светло-желтые породы содержат не только гравийные зерна кварца, но и гальку и мелкие угловатые обломки подстилающих пород. По наблюдениям М. Е. Бердичевской, несколько выше контакта с отло-

жениями удоканской серии в кварцевых песчаниках наблюдаются крупные и грубые трещины усыхания, шириной около 5 мм, выполненные таким же песчаниковым материалом. Л. И. Салоп (1954) указывает, что рассматриваемые песчаники иногда имеют характер мелкого сцементированного щебня. Мощность кварцевых песчаников не превышает 10—15 м.

Выше по разрезу, вскрытому р. Кемен, кварцевые песчаники постепенно сменяются известковистыми и доломитистыми песчаниками, которые, в свою очередь, совершенно постепенно переходят в карбонатные породы. Мощность всей пачки песчаниковых пород, выделенной Л. И. Салопом (1954) под названием нижнекеменской свиты, достигает 20—25 м.

Пачка карбонатных пород, названная Л. И. Салопом верхнекеменской свитой и залегающая непосредственно на описанных выше песчаниках, представлена главным образом тонкозернистыми очень плотными известняками и доломитами. Эти темно- и светло-серые карбонатные породы с толстоплитчатой или, реже, тонкоплитчатой отдельностью, местами сильно окремнелые, содержат быстро выклинивающиеся линзовидные прослои пестроцветных тонкоплитчатых известковистых песчаников и брекчиевидных пород. Последние образованы остроугольными обломками кремнистых, глинистых и карбонатных пород, сцементированных карбонатным или кремнисто-карбонатным веществом. Прослои брекчиевидных и песчаных разностей пород верхнекеменской свиты приурочены к нижней части ее разреза. В верхней половине разреза известняки и доломиты содержат маломощные (до 1,5—2,0 м) пачки тонкоплитчатых, иногда даже листоватых мергелистых пород зеленовато-серой или лиловато-красной окраски. Иногда эти породы сильно уплотнены и содержат кварцево-халцедоновые включения неправильной формы (типа конкреций). Мощность толщи карбонатных пород достигает 200 м.

Еще выше карбонатные породы верхнекеменской свиты сменяются толщей, в которой преобладают пестроцветные мергелистые, известково-мергелистые и известково-песчаные сланцы, чередующиеся с маломощными прослоями доломитов, известняков и песчаниковых карбонатных пород. Количество прослоев существенно карбонатных пород заметно убывает вверх по разрезу. В мергелистых породах этой верхней толщи, названной Л. И. Салопом (1954) пестроцветной свитой, нередко наблюдаются псевдоморфозы мергеля по каменной соли, хорошо заметные на отпрепарированных выветриванием поверхностях слоистости (фиг. 31).

Мощность отложений пестроцветной свиты достигает 700 м, а всей толщи позднедокембрийских и кембрийских отложений — 900 м.

В притоках Кемена, впадающих в него в его верховье, М. Е. Бердичевская наблюдала пластовые тела сильно выветрелых и превращенных в «сыпучку» габбро, залегающие согласно с вмещающими их карбонатно-мергелистыми отложениями кембрия. Поверхность слоя на контакте с габбро неровная. В толще карбонатно-мергелистых пород наблюдаются изгибы пластов и плейчатость.

Описанные отложения были отнесены И. А. Ефремовым и А. А. Арсеньевым к нижнему отделу кембрийской системы еще в 1935 г. на основании их сопоставления с платформенными толщами нижнего кембрия Токко-Чара-Олекминского водораздела. В дальнейшем кембрийский возраст этих отложений был принят Л. И. Салопом (1954 и др.).

Автор относит их к позднему докембрию и кембрию. Дело в том, что из собранного нами материала (известняки верхнекеменской свиты) С. Н. Наумова выделила остатки проблематических окаменелостей, похожих, по ее мнению, на древние корненожки, аналогичные наблюдавшимся ею в породах позднего докембрия восточного склона Алданского щита. Такое предположение не противоречит и представлениям



Фиг. 31. Псевдоморфозы мергеля по каменной соли в отложениях пестроцветной свиты. Верховье р. Кемен

Л. И. Салопа, параллелизирующего отложения нижнекеменской свиты с дикимдинской свитой бассейна Олекмы, верхнекеменскую — с порохтахской, а пестроцветную свиту — с юедейской свитой, так как на северном склоне Алданского щита и в бассейне Чары из перечисленных выше свит несомненно, принадлежит к кембрийской системе (самые низы нижнего кембрия) только юедейская свита. Отложения же дикимдинской и порохтахской свит, согласно подстилающие толщи юедейской свиты, многими исследователями рассматриваются как позднекембрийские (синийские, рифейские и т. д.) образования.

Юрские отложения

Юрские угленосные отложения развиты в высокогорной части Кодарского хребта, где ими сложены отдельные площади водораздела рек Средний Сакукан и Апсат и по левобережью Апсата, и в пределах Каларской впадины, где выходы их протягиваются в виде полосы почти широтного простирания вдоль южных склонов Удоканского хребта, располагаясь в районе средних течений рек Читканда, Талакан, Сакукан и рч. Нэптерныкит.

Юрские отложения Кодарского хребта, впервые установленные здесь Д. В. Никитиным (1918), на водоразделе Среднего Сакукана и Апсата залегают на эродированной поверхности Кодарского гранитного массива, обнажаясь в пределах нескольких разобщенных в современном срезе полей. На левобережье Апсата юрские отложения налегают на размытую поверхность гранитов Кодарского массива, прорываемые ими метаморфизованные отложения удоканской серии, не расчлененные на свиты, и на кристаллические породы архея. Кроме довольно крупного (площадью около 100 км²) поля юрских отложений, здесь наблюдается несколько разобщенных значительно более мелких (от 0,5 до 10 км²) площадей развития юрских отложений. Северную границу отмеченного крупного поля очерчивает крутой надвиг, по которому на юг, на юрские отложения надвинуты архейские образования. По надвику, проходящему на водоразделе Среднего Сакукана и Апсата, т. е. южнее, граниты Кодарского массива надвинуты на север, на юрские отложения.

Л. И. Салоп и А. А. Арсеньев, описавшие юрские отложения всей Олекмо-Витимской горной страны, отмечают, что юра Кодарского хребта представлена мощной толщей аркозовых песчаников, содержащей подчиненные прослои и горизонты алевролитов, гравелитов, конгломератов, углисто-глинистых сланцев и каменных углей, и приводят описание разреза этой толщи. Они указывают также, что в угленосной пачке, приуроченной к нижней части разреза, были собраны остатки растений, по мнению В. Д. Принады, сходные с остатками флоры Верхне-амурской угленосной толщи, и приводят список окаменелостей. Общая мощность юрских отложений Кодарского хребта превышает 1200 м.

Юрские отложения Каларской впадины, отделенные крупным разломом от метаморфизованных отложений удоканской серии, залегают на отложениях кембрийской системы и образуют единое довольно крупное поле, на западе и юге перекрытое четвертичными накоплениями.

По данным И. В. Серейского и В. А. Кривенко, В. И. Конивца (1958а, б), Л. И. Салопа и А. А. Арсеньева и наблюдениям автора, юрские отложения Каларской впадины сложены толщей переслаивающихся песчаников, гравелитов, конгломератов и алевролитов, содержащей прослои и пласты каменных углей. В отличие от отложений Кодарского хребта, здесь развиты более грубообломочные накопления. Значительно большую роль в разрезе, имеющем ритмичное строение, установленное в 1956 г. В. И. Конивцем (1958а, б), играют конгломераты и гравелиты. Если в Кодарском хребте пачка угленосных пород приурочена к нижней части разреза, то здесь прослои и пласты каменных углей, которых в Каларской впадине не менее 20—25, встречаются по всему разрезу. Число пластов каменного угля и их мощность увеличиваются в верхней части толщи.

Любопытной особенностью юрских отложений, до сих пор не освещенной в геологической литературе, являются признаки их некоторого метаморфизма. В шлифах грубозернистых юрских песчаников, перекрывающих в среднем течении Читканды отложения удоканской серии, наблюдаются заметные явления перекристаллизации с образованием участков роговиковых структур, а иногда и довольно интенсивная биотитизация пород. Новообразованный биотит развивается не только по цементу песчаников, но корродирует также и обломочные породообразующие минералы. Метаморфизованы и ископаемые угли. Если в мезозойских впадинах Забайкалья развиты преимущественно бурые угли, то угли Каларской и Чарской впадин относятся к спекающимся каменным.

В юрских отложениях Каларской впадины присутствуют многочисленные остатки растений, по заключениям А. Н. Криштофовича, В. Д. Принады и И. Н. Сребродольской, сходные с флористическим комплексом юрских отложений верховья Амура и Буреинского бассейна. Списки определений остатков флоры, свидетельствующие, по-видимому, о верхнеюрском возрасте рассматриваемых отложений, можно найти в работах В. И. Конивца (1958б).

Мощность юрских отложений Каларской впадины превышает 1000 м. Самые верхние горизонты скрыты в западной части впадины под покровом четвертичных отложений.

Мезозойские интрузивные образования

Интрузивные образования, условно отнесенные к мезозойскому (послеюрскому) алданскому комплексу, пользуются незначительным распространением. В пределах рассматриваемого района к ним относятся щелочные породы, развитые в верховьях рек Хани и Саку и на водоразделе этих рек с левыми притоками Читканды, и породы субвулкани-

ческой интрузии гранит-порфиров, развитые на левобережье Конды близ озер Намаракит.

Сложный массив субвулканических пород, выступающий на левобережье Конды, по данным В. А. Баранова, сложен розовыми среднезернистыми лейкократовыми, иногда аляскитоидными, биотитовыми гранитами, средне- и крупнозернистыми гранит-порфирами и гранофирами. Этот массив очень сходен с массивом гранит-порфиров, аляскитоидных гранитов, кварцевых порфиров, гранофиров и фельзитов, ассоциирующих с туфолавами и туфами кварцевых порфиров, который известен в верховье р. Эймнах (Падалка, 1961). Предполагается, что образование обоих массивов связано с глубокими расколами фундамента и что осуществлялось оно, по крайней мере, в две или даже три фазы. В первую фазу происходило извержение пирокластического материала и туфолав. Затем во вторую фазу в толщу вулканогенных накоплений внедрялась кислая магма, после чего вновь происходило извержение пирокластического материала.

Совершенно аналогичные массивы мезозойских субвулканических и типобиссальных мезозойских магматических образований известны не только в сопредельных районах Становика (Нагибина, 1962), но и в более южных районах Забайкалья (Арсеньев, Буфф, Лейтес, 1958).

К этому же комплексу принадлежит, по-видимому, и крупная трещинная интрузия сиенитов, которая находится в верховье рек Хани и Саку. Массив сложен, по данным Л. И. Салопы, В. Г. Дитмара и других исследователей, эгириновыми, эгириново-меланитовыми и нефелиновыми сиенитами, связанными между собой постепенными переходами. Массив, протягивающийся более чем на 25 км при ширине от 1 до 2,5—3,0 км, приурочен, по-видимому, к крупному разлому почти меридионального простирания.

Кайнозойские базальты

Покровы кайнозойских базальтов, широко распространенные на водоразделе Калара и верховьев Чары, заходят и в пределы южной части рассматриваемой площади. Поля, сложенные покровами излившихся кайнозойских пород, наблюдаются в области междуречья рек Лурбун, Верхний и Нижний Ингамакит.

В составе покровов, по данным Л. И. Салопы (19586), присутствуют различные базальты, андезито-базальты, андезиты и их туфы, а также щелочные анортотлазовые трахибазальты и трахиандезиты. Л. И. Салоп предполагает, что излияния происходили преимущественно вдоль глубоких расколов. Извержения центрального типа, по его мнению, играли подчиненную роль и были приурочены к зонам разломов.

Четвертичные и современные отложения

Рыхлые четвертичные и современные накопления особенно широко развиты в пределах Чарской и Каларской впадин, а также по долинам крупных рек. Они представлены отложениями различных генетических типов, среди которых выделяются аллювиальные, ледниковые, флювиогляциальные, делювиальные, элювиальные, пролювиальные, озерные, озерно-болотные и эоловые образования.

Не останавливаясь на сколько-нибудь подробной характеристике четвертичных и современных отложений, описанных Е. В. Павловским (1928, 19336 и др.) и другими исследователями, отметим, что одной из особенностей рассматриваемой территории является присутствие здесь ледниковых и флювиогляциальных отложений и даже современных ледников и снежников (Преображенский, 1960), развитых в области Кодарского хребта.

Современные ледники и древние ледниковые отложения, представленные главным образом валунными отложениями, развиты в верховьях троговых долин и в карах. Флювиогляциальные отложения, сложенные мощными толщами песчаных и галечных накоплений, развиты преимущественно по периферии конечно-моренных отложений.

Отметим также своеобразные эоловые образования, расположенные на левобережье Чары между низовьями рек Верхний Сакукан и Средний Сакукан и выше устья р. Апсат. Эти любопытные образования представлены подвижными песками, образовавшимися, по-видимому, за счет перевевания мощных флювиогляциальных толщ в условиях сравнительно хорошего дренажа и довольно глубокого залегания вечной мерзлоты. Мелко- и среднезернистые подвижные пески формируют перемещающиеся барханы, которые образуют многократно повторяющиеся цепи.

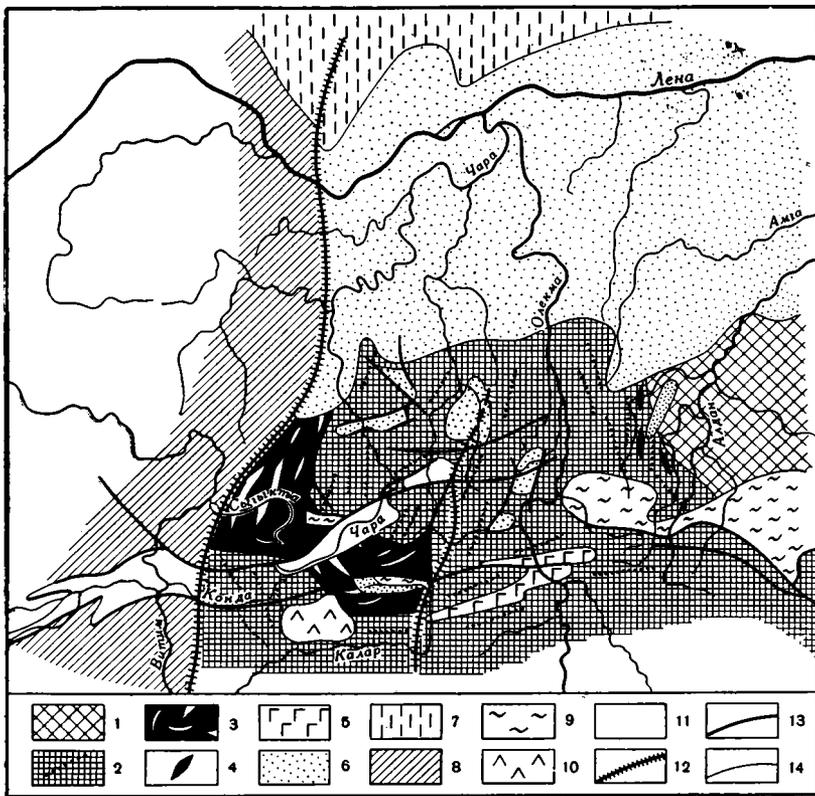
Делювиальные и элювиальные образования слагают каменистые глыбовые россыпи и осыпи по склонам и вершинам гор. Меньше развиты пролювиальные отложения, наблюдаемые в виде конусов выноса. Современные аллювиальные, озерные и озерно-болотные накопления приурочены к долинам крупных рек (Чары, Конды, Сюльбана), древнеаллювиальные отложения наблюдаются также в пределах водораздельных пространств современного Удоканского хребта (Кренделев, 1960).

ТЕКТОНИКА СЕВЕРО-ВОСТОКА ОЛЕКМО-ВИТИМСКОЙ ГОРНОЙ СТРАНЫ

Сделанный выше обзор геологических комплексов северо-востока Олекмо-Витимской горной страны показывает, что рассматриваемая территория — прекрасный пример области очень широкого, почти сплошного развития докембрийских образований. Выяснение особенностей их структуры и истории развития раскрывает некоторые черты своеобразного режима земной коры в раннем докембрии, позволяет выделить и описать здесь естественные тектонические зоны. Особенно важное значение имеет правильное выделение и характеристика таких естественных тектонических зон, которыми являются главнейшие структуры земной коры, для докембрия, так как решение общих вопросов, и прежде всего стратиграфии докембрийских толщ, возможно, как это показал Н. С. Шатский (1960), только с помощью историко-геологического (тектонического) метода. Без тектонической основы, т. е. без изучения, выделения и классификации естественных тектонических зон, нет принципиальных исходных данных для научно обоснованного металлогенического районирования и прогнозирования различных видов минерального сырья (Абдулаев, 1960; Смирнов, 1961, и др.).

ПОЛОЖЕНИЕ СЕВЕРО-ВОСТОКА ОЛЕКМО-ВИТИМСКОЙ ГОРНОЙ СТРАНЫ В ОБЩЕЙ СТРУКТУРЕ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

В настоящее время существуют две принципиально различные схемы тектонического районирования Восточной Сибири. Не останавливаясь на разборе истории развития общих представлений о тектонике этой обширной территории, уже давно сделанном Е. В. Павловским (1948а), отметим, что на современных обзорных тектонических картах (Тектоническая карта СССР и сопредельных территорий масштаба 1 : 4 000 000, 1952; масштаба 1 : 5 000 000, 1956; Тектоническая карта СССР масштаба 1 : 10 000 000, 1961) повторяется, в сущности, давнишняя схема Н. С. Шатского (1932). Почти вся рассматриваемая нами на схеме тектонического районирования (фиг. 32) территория отнесена на этих картах к области байкальской складчатости, с запада и юга ограничивающей докембрийский Алданский щит. Исключение составляет Чарское поле архея, показанное на отмеченных выше картах в качестве самой западной части Алданского щита. Аналогичная трактовка структурного положения района дана и на тектонических схемах, сопровождающих работы Л. И. Салопа (1958в, е; 1960а, б, в). На схемах Л. И. Салопа иначе рассматривается только Чарское поле. Оно изображено в виде самостоятельного структурного элемента, отделено от Алданского щита и названо Чарской глыбой. Предполагается, что Чарская глыба



Фиг. 32. Схема тектонического районирования западной части Алданского щита. Масштаб 1: 5 000 000

Элементы структуры Алданского щита: 1 — область архейской складчатости (эпипрорейское ядро Алданского щита); 2 — области архейской складчатости, переработанные наложенными процессами древнепротерозойского (древне-стенового) метаморфизма и гранитизации (точечным пунктиром указаны направления простирания складчатых форм); 3 — Кодаро-Удоканская зона — структуры дислоцированных нижнепротерозойских отложений и прорывающие их массивы гранитоидов (незалитые участки указывают простирания важнейших складчатых форм); 4 — нижнепротерозойские шовные прогибы (по Е. М. Лазько, 1956); 5 — Олекмо-Каларский анортозитовый массив (нижнепротерозойский).

Осадочный чехол Сибирской платформы; 6 — позднедокембрийский и кембрийский; 7 — мезозойский.

8 — область байкальских каледонид (по Е. В. Павловскому, 1948а, 1956).

Структуры, созданные процессом аркогенеза и сопутствующие ему: 9 — мезозойские (юрские) впадины; 10 — покров кайнозойских базальтов; 11 — кайнозойские впадины.

Прочие знаки: 12 — зоны тектонических швов; 13 — разломы; 14 — границы структурных элементов

представляет собой вытянутую очень узкую пластину, протягивающуюся из района Олекмо-Витимской горной страны далеко на северо-восток. Л. И. Салоп считает, что Чарская глыба только к позднему докембрию спаялась с «Алданской платформой», образовав Чарско-Алданскую платформу, с юга и запада ограниченную складчатыми сооружениями байкалид. Следовательно, на опубликованных тектонических картах СССР и на тектонических схемах Л. И. Салопа территории развития архейского гнейсового и гранито-гнейсового комплекса изображены как единая очень крупная структура, с юга и запада окруженная байкалидами. Именно этот крупный элемент структуры Восточной Сибири на-

зывается Алданским щитом на опубликованных обзорных тектонических картах.

Принципиально иные схемы тектоники Восточной Сибири предложены в работах Е. В. Павловского (1944, 1948а, 1956), Е. М. Лазько (1956), Ю. К. Дзевановского (1958а, б) и Н. В. Фроловой (1958, 1962б). Общим в представлениях этих исследователей, вложивших много труда в изучение различных аспектов геологии Алданского щита и хорошо знакомых также с районами Байкальской горной страны и Становика, является вывод о том, что структура древнего кристаллического массива, выступающего на огромных пространствах Восточной Сибири, неоднородна. Эти исследователи выделяют в современной структуре Восточной Сибири область архейской складчатости и метаморфизма — наиболее древнее ядро Восточной Сибири, область нижнепротерозойской складчатости, окаймляющая архейский кристаллический массив с юга и запада, и область каледонской складчатости.

Некоторые различия в схемах Е. В. Павловского (1956) и Е. М. Лазько (1956) вызваны разной трактовкой понятия «щит». Е. М. Лазько, вслед за А. Д. Архангельским (1941, 1947), считает, что под названием Алданский или Алдано-Витимский щит следует выделять «всю область выходов на поверхность складчатых докембрийских пород в рамках очерченных на схеме тектоники СССР А. Д. Архангельского (1941), исключая восточную границу этой области, так как восточная граница щита... должна быть проведена значительно восточнее» (Лазько, 1956, стр. 160). Е. В. Павловский (1944) называет Алданской плитой или эпиархейским Алданским щитом (1962а) часть каледонской платформы Восточной Сибири, после периода архейской складчатости не вовлекавшуюся в складкообразовательные процессы.

Если пользоваться понятием щит так, как это предлагал Н. С. Шатский (1947), или как это считается общепринятым в настоящее время (Материалы по тектонической терминологии, 1961), то под названием Алданского щита следует, очевидно, рассматривать, вслед за Е. М. Лазько (1956), весь древний кристаллический массив Восточной Сибири.

Складчатая структура этого докембрийского массива оформилась, как мы увидим ниже, в архейское и древнепротерозойское время. После протерозойской эры породы, слагающие докембрийский кристаллический массив Восточной Сибири, не подверглись ни сколько-нибудь значительным складчатым деформациям, ни относительно крупным метаморфическим преобразованиям. Характерной особенностью массива является, кроме того, незначительная мощность послепротерозойского осадочного чехла.

Следовательно, именно ко всему докембрийскому массиву Восточной Сибири, а не только к эпиархейскому ядру этого массива, применимо название «щит», так как под термином «щит» Н. С. Шатский (1947) предлагал выделять самостоятельные структурные единицы древних платформ, верхний структурный ярус которых, представленный мало мощными слабо деформированными породами всех отложений, начиная с кембрия, сохраняется только в синеклизах. Характерными признаками щитов, по мнению Н. С. Шатского, являются их устойчивость и положительный знак движений, благодаря чему они не испытывают таких значительных опусканий, как другие основные единицы платформ — плиты.

Очевидно далее, что в пределах такой крупной тектонической единицы, как Алданский щит, можно выделить тектонические элементы меньшего ранга. Автор попытался изобразить эти элементы на схеме тектонического районирования западной части Алданского щита (фиг. 32).

Прежде чем перейти к характеристике важнейших элементов структуры Алданского щита, изображенных на схеме, остановимся на вопросе о границах щита.

Северный контур щита проведен по южной границе сплошного пространства позднедокембрийского и кембрийского платформенного чехла Сибирской платформы.

Западный контур проведен по структурному шву, отделяющему элементы тектоники западной части Алданского щита, сформировавшиеся в раннем протерозое и в дальнейшем не являющиеся уже более ареной ни геосинклинальной седиментации, ни сколько-нибудь значительных складчатых деформаций и регионального метаморфизма, от складчатой области байкальских каледонид, выделяемой нами так, как это делает Е. В. Павловский (1948а, 1956 и др.). Эта граница проходит почти в меридиональном направлении вдоль среднего течения Витима, несколько восточнее его. Южнее резкого поворота Витима на запад линия структурного шва плавно изгибается и близ оз. Орон принимает северо-восточное простирание, следуя так до оз. Ничатка. Севернее оз. Ничатка структурный шов вновь делает плавный изгиб и продолжается затем на север. На схеме не изображена южная граница щита, по которой к нему причленяются средне-верхнепалеозойские складчатые сооружения Монголо-Охотского пояса. Пока еще нет достаточных данных для сколько-нибудь убедительного обоснования этой границы. Возможно, что ее следовало бы провести приблизительно так, как была проведена северная граница области средне-верхнепалеозойской складчатости Забайкалья на схеме, составленной автором совместно с А. А. Арсеньевым в 1956 г. (Арсеньев, Буфф, Лейтес, 1958). Во всяком случае, эта граница проходит южнее территории, изображенной на представленной здесь схеме (фиг. 32).

В пределах западной части Алданского щита можно выделить различные элементы его внутренней структуры. Это, прежде всего, наиболее древнее архейское кристаллическое ядро щита, уже в нижнем протерозое, несомненно, выступавшее в виде положительной структуры. Структуры и история развития этого древнего ядра, которое Е. В. Павловский (1962а) называет эпиархейским Алданским щитом, описаны в работах многих исследователей (Коржинский, 1939; Павловский, 1944, и др.; Фролова, Клековкин, 1945; Фролова, 1951, 1962а, б; Лазько, 1956; Дзевановский, 1958б; Другова, Климов, Крылова и др., 1959; Дзевановский, Судовиков, 1960).

Замечательной особенностью эпиархейского ядра Алданского щита является, как указывает Е. В. Павловский (1962а), то, что его нижний структурный ярус — кристаллический фундамент — не многоэтажный, как в большинстве других щитов, а одноэтажный. Глубоко метаморфизованные кристаллические породы «алданской фации», слагающие фундамент, образованы в результате единого мощного и однозначного на колоссальных пространствах процесса метаморфизма (Павловский, Флоренсов, 1951). Явления диафтореза архейских пород выражены здесь, как неоднократно указывала Н. В. Фролова (1958, 1962а и др.), очень слабо и локализованы в зонах контактов с мезозойскими интрузиями. Весь комплекс слоистокристаллических пород эпиархейского Алданского щита собран в систему крупных и относительно простых линейных складок хорошо выдержанного северо-западного простирания, сформированных в ходе позднеархейской складчатости и не переработанных сколько-нибудь значительно более молодыми движениями.

Западная граница эпиархейского ядра Алданского щита в достаточной степени условна. Е. В. Павловский (1956) проводит ее в области Олекмо-Алданского междуречья, где породы кристаллического основания Алданского щита подверглись интенсивной переработке наложенными процессами древнепротерозойского метаморфизма и гранитизации. Е. М. Лазько (1956) смещает эту границу еще восточнее и проводит ее по правобережью Алдана почти параллельно реке. Южную границу

ядра, вероятно, следует проводить вдоль структурного шва, отделяющего эпиархейский Алданский щит от области переработанных архейских пород Станового хребта.

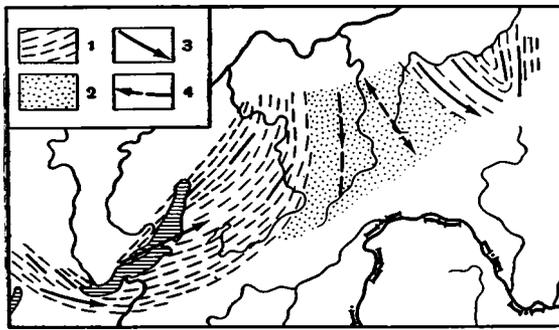
Следующим крупным элементом структуры Алданского щита является область, в пределах которой в нижнем протерозое с большей или меньшей интенсивностью происходили процессы осадконакопления, складчатых деформаций пород, магматизма и метаморфизма.

В современном эрозионном срезе в пределах этой территории, которую мы ниже будем называть западной частью Древнестановой области Алданского щита, выделяются: участки выходов архейского кристаллического основания, переработанного процессами древнепротерозойского (древнестанового) метаморфизма и гранитизации; Кодаро-Удоканская зона, в пределах которой развиты дислоцированные нижнепротерозойские отложения удоканской серии и прорывающие их массивы магматических пород; нижнепротерозойские шовные прогибы, установленные Е. М. Лазько (1956) близ эпиархейского ядра Алданского щита.

Не останавливаясь здесь на подробной характеристике тектоники западной части Древнестановой области Алданского щита, так как специальный раздел данной работы (см. стр. 96—119) отведен описанию строения Кодаро-Удоканской зоны и прилегающих к ней участков выходов архейского основания, отметим все же некоторые особенности структуры этой самой западной части Алданского щита. В отличие от эпиархейского ядра щита и подобно многим другим древним щитам, докембрийские образования образуют здесь два отчетливо выраженных структурных этажа.

Нижний — кристаллический цоколь области — сложен архейскими образованиями, претерпевшими не только глубокий региональный метаморфизм «алданской фации» в архее, но и высокотемпературный регрессивный метаморфизм, проявившийся на огромных площадях и связанный с явлениями гранитизации, имевшими место в нижнем протерозое. Во всяком случае, изучая последовательность метаморфических преобразований (Лейтес, 1962б; стр. 20—37 данной работы), можно сделать вывод о неоднократности процессов метаморфизма в породах кристаллического основания рассматриваемой области. То же самое относится, по мнению Е. М. Лазько (1956), и к складчатым структурам основания, которые, как полагает этот исследователь, основательно переработаны в ходе протерозойского тектогенеза. Автор данной работы, вслед за Е. В. Павловским (1962а), считает, что раннепротерозойская переработка тектоники кристаллического цоколя Алданского щита выразилась в образовании куполовидных структур и развитии различных мелких форм, осложняющих крупные элементы тектоники основания.

Так, если обратить внимание на простирания складчатых форм архейских кристаллических образований, изображенные на схеме тектонического районирования (фиг. 32), то обнаруживается определенная закономерность. На схеме видно, что северо-западные простирания, характерные для эпиархейской части щита, наблюдаются также в пределах Олекмо-Алданского междуречья. Западнее, на водоразделе Олекмы и Токко, простирания становятся северо-северо-восточными. В районе междуречья Токко и Чары преобладают северо-северо-восточные и северо-восточные простирания, а в пределах Чарского поля — меридиональные и более редкие северо-северо-восточные. В самой западной части Алданского щита, на междуречье Сюльбана, Конды и Калара, вновь наблюдаются северо-западные простирания архейских толщ. Наконец, в бассейне среднего течения Калара, на водоразделе Калара и Олекмы, в среднем течении Олекмы и вообще в пределах Станового хребта (южнее эпиархейской части Алданского щита) преобладают широтные или восток-северо-восточные простирания. Точно так же (в восток-северо-



Фиг. 33. Схема предполагаемого строения архейского фундамента юго-востока Восточной Сибири (Фролова, 19626)

1 — синклиновые зоны; 2 — антиклинорные зоны; 3 — шарниры синклинориев; 4 — шарниры антиклинориев

восточном направлении) протягивается и Олекмо-Каларский нижнепротерозойский анортозитовый массив.

Мы видим, следовательно, что простираения складчатых форм архейских кристаллических образований, нанесенные нами на схему тектонического районирования (фиг. 32) по данным геологических карт, хорошо согласуются со схемой предполагаемого строения архейского фундамента юго-востока Восточной Сибири, приведенной в одной из последних работ Н. В. Фроловой (19626).

На схеме Н. В. Фроловой (фиг. 33) элементы структуры архейского фундамента юго-востока Восточной Сибири, в пределах которой расположен весь рассматриваемый нами регион, выявились благодаря анализу площадного распространения пород различных стратиграфических серий восточно-сибирского архея. Н. В. Фролова исходила из стратиграфических принципов и использовала при построении своей схемы достаточно грубые стратиграфические категории. Весь разрез парапород архея Восточной Сибири расчленен лишь на три серии, причем мощности каждой из этих серий измеряются несколькими километрами. На схеме отчетливо выражен общий рисунок структуры архейских образований Восточной Сибири и совершенно ясно видно, что «алданские», «саянские» и «байкальские» простираения кристаллических толщ архея являются элементами единого структурного плана, оформившегося в результате архейского тектогенеза. Это обстоятельство, подмеченное Н. В. Фроловой (19626), представляется нам чрезвычайно важным для анализа развития структуры Восточной Сибири в более позднее время. К нему нам придется вернуться ниже при обсуждении истории геологического развития Кодаро-Удоканской зоны.

Пока же, забегая вперед, хотелось бы обратить внимание на то, что простираения более молодых (протерозойских, каледонских) складчатых структур в области каледонид Восточной Сибири находятся в соответствии с простираениями архейского цоколя, тогда как структуры нижнепротерозойской удоканской серии дисгармоничны плану складчатых деформаций архея. В тех случаях, когда складки удоканской серии, которым свойственна, как это будет показано ниже, известная брахиформность, обнаруживают некоторую линейность, простираения таких, как будто бы линейных, форм часто секут направления простираения структур архейского цоколя под крутыми углами.

Резкие изменения простираения структур архейского основания Древнестановой области наблюдаются, казалось бы, и южнее эпиархейского Алданского щита, в пределах Станового хребта. Однако и здесь, как это

убедительно показано в самое последнее время С. П. Кориковским (1962), «алданские» северо-западные структуры эпиархейской части щита плавно изгибаются и непосредственно по простиранию переходят в почти широтные «становые». Вероятно, и в области Станового хребта складчатая структура архея не была сколько-нибудь серьезно переработана во время древнепротерозойского тектогенеза.

Верхний структурный этаж западной части Древнестановой области Алданского щита представлен нижнепротерозойскими терригенными толщами удоканской серии и эффузивно-осадочными толщами шовных прогибов. В современном эрозионном срезе дислоцированные отложения удоканской серии сохранились лишь в пределах Кодаро-Удоканской зоны. Характеристика структурных элементов этой зоны, одновременно и простых и сложных, приведена ниже. Отметим здесь только, что породы этого верхнего яруса докембрийского Алданского щита, регионально метаморфизованные в условиях самых низкотемпературных субфаций фации зеленых сланцев, подверглись также в большей или меньшей степени контактовому метаморфизму в связи с интрузиями более молодых магматических образований.

Что касается шовных прогибов, описанных Е. М. Лазько к западу от западной окраины эпиархейской части Алданского щита, то, судя по описаниям этого исследователя (Лазько, 1956), они представляют собой длинные и узкие прогибы, заполненные в различной степени, но в общем слабо метаморфизованными породами. В основании разреза прогиба, развитого в бассейне рек Амедици и Ярогу, залегают метаморфизованные эффузивы основного состава, различные туфогенные породы, превращенные в зеленые сланцы и конгломераты. Выше наблюдается толща филлитов, кварцитов, слюдяных, слюдяно-кремнистых, графито-кремнистых и других сланцев. Заканчивается разрез горизонтом кварцитов и кварцито-сланцев. В прогибе, который установлен Г. Б. Митичем в верховье р. Ярогу (Лазько, 1956), разрез заканчивается толщей порфиroidов по кислым эффузивам, а в прогибе, находящемся в нижнем течении р. Чуга, Е. М. Лазько наблюдал только самые верхи разреза, представленные в этом районе различными зелеными сланцами, роговиками и залегающим выше них горизонтом кварцитов и кварцито-сланцев.

В каждом из трех отмеченных прогибов породы образуют узкие длинные синклинальные складки субмеридионального простирания, западные крылья которых сорваны надвигами. Синклинали имеют асимметричное строение с пологими восточными и значительно более крутыми западными крыльями. Иногда наблюдается опрокидывание синклиналей на восток. По разрывам, отграничивающим западные крылья складок от архейского цоколя, породы цоколя надвинуты на восток на эффузивно-осадочные толщи нижнего протерозоя. Иногда разрывы наблюдаются и вдоль восточных крыльев складок.

Из приведенной выше краткой характеристики узких линейных складок, заимствованной из монографии Е. М. Лазько (1956), можно сделать вывод об их большом морфологическом сходстве с прогибами тимискамингского типа, недавно выделенными М. С. Марковым (1962). Так же как и в Канаде, речь идет об очень узких длинных желобообразных бороздах. Эффузивно-осадочные формации толщ, заполняющих эти борозды в теле Алданского щита, так же как и отчетливо линейная форма прогибов, указывают, по-видимому, на их шовный характер. Вероятно, именно эти структуры трассируют западную границу эпиархейского ядра Алданского щита.

Необходимо, по-видимому, остановиться и на вопросе о главных разрывных нарушениях, определяющих современную структуру западной части Алданского щита. К ним, прежде всего, следует отнести зону структурного шва, отделяющего Алданский щит от области байкальских

каледонид и следующего в субмеридиональном направлении. Частью аналогичного структурного шва является, по-видимому, шов, также проходящий в субмеридиональном направлении и следующий из района верховья Калара на северо-северо-восток. Вдоль этого шва, заложившегося, вероятно, в раннем протерозое, происходили интрузии нижнепротерозойских гранитоидов и щелочных пород мезозойского возраста. Гранитоиды нижнего протерозоя образуют крупный массив, вытянутый в северо-северо-восточном направлении, а щелочные породы — узкие массивы трещинного типа. Третий структурный шов субмеридионального, но на этот раз северо-северо-западного направления проходит вдоль западной окраины эпиархейской части Алданского щита. Этот шов также следует по зоне разрывов древнего заложения. Вдоль него проходят кратко охарактеризованные выше желобообразные прогибы, сформировавшиеся в нижнем протерозое.

Наконец, большое значение в современной структуре щита имеют разрывы широтного и близкого к нему простирания. Эти разломы, вероятно, значительно более молодые, чем отмеченные выше зоны структурных швов, формировались, скорее всего, в процессе образования Саяно-Станового сводового поднятия в юрское время. Они неоднократно подновлялись и позднее. Эти разломы, как правило, хорошо выражены в рельефе. Движения по ним происходят и в настоящее время.

Среди структурных форм, более молодых, чем нижнепротерозойские, в западной части Алданского щита следует выделить реликты структур позднекембрийских — кембрийских синеклиз, а также структуры, созданные процессом аркогенеза и сопутствующие ему. Среди последних на схеме выделены мезозойские (юрские) и кайнозойские впадины и покровы кайнозойских базальтов.

Таким образом, территория Кодаро-Удоканской зоны, к рассмотрению структуры и геологической истории которой мы приступим ниже, располагается в западной части докембрийского Алданского щита. Последний, как это следует из приведенного выше обзора его главнейших структурных элементов, представляет собой сложное гетерогенное образование, состоящее из различных структурных единиц.

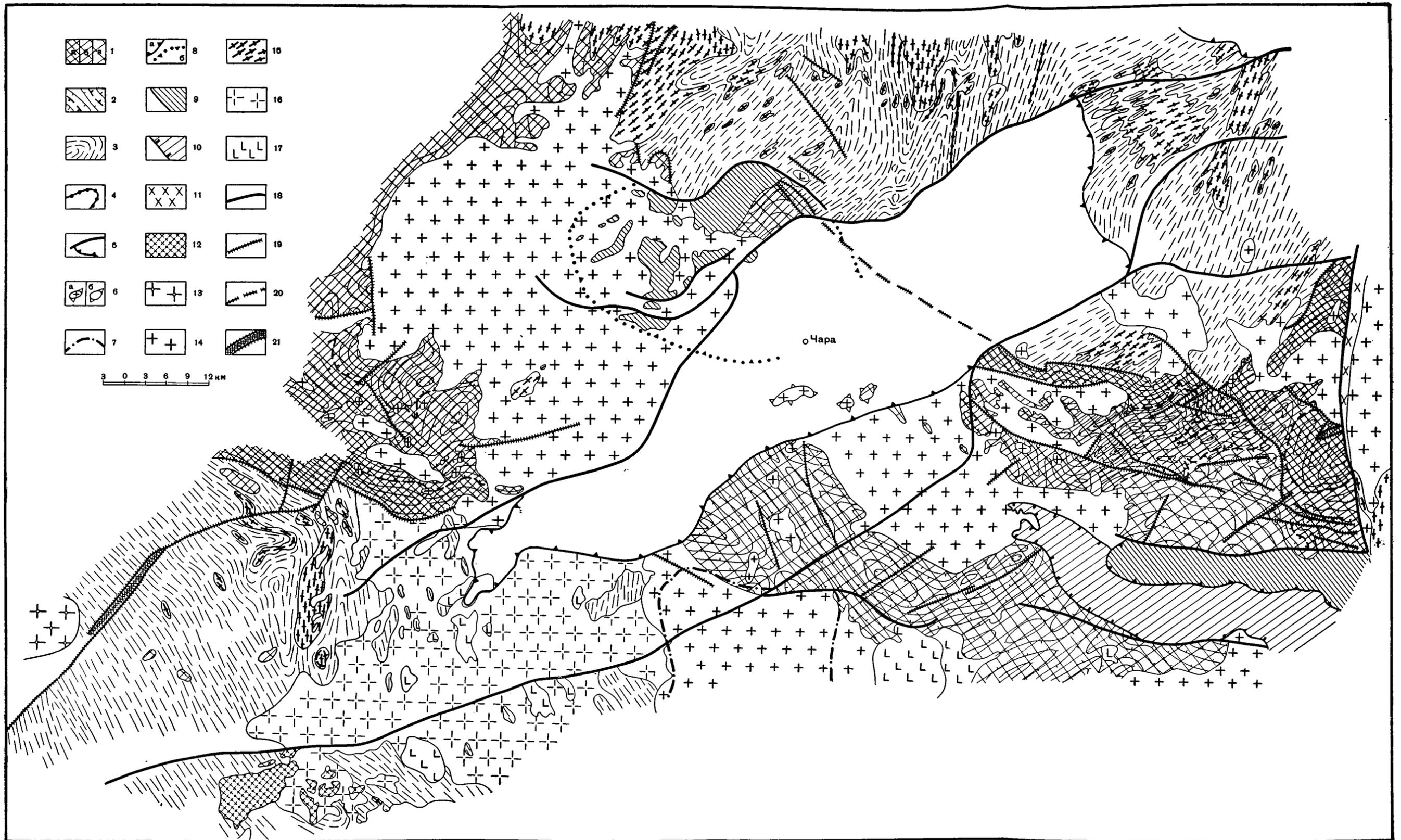
КОДАРО-УДОКАНСКАЯ ЗОНА И СМЕЖНЫЕ ТЕРРИТОРИИ

Комплексы, описанные выше в главе «Характеристика геологических комплексов северо-восточной части Олекмо-Витимской горной страны», слагают, как это было только что показано, западную часть выделенной нами Древнестановой области Алданского щита.

Тектоническое районирование

В пределах рассматриваемой западной части Древнестановой области может быть выделена зона распространения дислоцированных терригенных толщ удоканской серии, названная Л. И. Салопом (1958а, е и др.) Кодаро-Удоканской зоной внешнего пояса байкалид, и участки выходов архейского основания. По-видимому, целесообразно сохранить название Кодаро-Удоканской зоны для площади развития дислоцированных толщ удоканской серии и прорывающих их магматических образований. Эта зона, в состав которой входит восточная половина Удоканского хребта и западная часть Кодарского хребта, образует пологую дугу (фиг. 32). Протяженность внешнего края дуги, обращенной выпуклой стороной на юго-запад, превышает 250 км.

На западе Кодаро-Удоканская зона граничит по структурному шву с областью байкальских каледонид, на севере (в бассейне р. Сень) структуры зоны погружаются под позднекембрийский — кембрийский



Фиг. 34. Тектоническая карта северо-востока Олекмо-Витимской горной страны (районы Удоканского и Кодарского хребтов)

Структуры нижнепротерозойской удоканской серии: 1 (а — образованные толщами нижней части серии, б — средней части серии, в — верхней части серии); 2 — структурные линии удоканской серии (условные стратонизогипсы). 3 — направления простираения частных структур архейских толщ, наблюдаемые в обнажениях; 4 — горизонты железистых кварцитов в гнейсовом комплексе архея; 5 — контуры кайнозойских впадин. Выступы нижнепротерозойского основания в кайнозойской впадине: 6 (а — массивы гранитов, б — метаморфизованные толщи удоканской серии); 7 — контур распространения в современном срезе покровов молодых базальтов.

Контуры юрских впадин: 8 (а — в современном срезе, б — предполагаемый); 9 — останцы структур юрских впадин. 10 — Структуры позднекембрийской—кембрийской синеклизы. 11 — Массив мезозойских щелочных пород; 12 — массив мезозойских гипабиссальных гранитоидов; 13 — массив нижнепалеозойских гранитоидов; 14 — массивы нижнепротерозойских интрузивных гранитов кодарского комплекса; 15 — массивы нижнепротерозойских (частично, может быть, архейских) гнейсовидных гранитов, возникших в результате процессов гранитизации; 16 — массивы нерасчлененных нижнепротерозойских гранитоидов; 17 — массивы нижнепротерозойских основных пород каларского комплекса.

Р а з л о м ы: 18 — молодые (мезо-кайнозойские и современные), выраженные в рельефе; 19 — древние (докембрийские и нижнепалеозойские); 20 — под покровом чехла кайнозойской впадины; 21 — древние зоны катаклаза

осадочный чехол Сибирской платформы. Северо-восточная граница Кодаро-Удоканской зоны, совпадающая с вогнутым краем дуги, проходит по разломам, отделяющим дислоцированные толщи удоканской серии от архейских структур Чарского поля. Восточную границу зоны, вероятно, следует проводить по структурному шву субмеридионального простирання, проходящему на водоразделе рек Читканда, Хани и Саку. Южная граница зоны следует в широтном направлении в водораздельной части Каларского хребта, где под покровом кайнозойских базальтов поворачивает на северо-запад и проходит в этом направлении до Чарской впадины, откуда продолжается по зоне разломов на восток-северо-восток до структурного шва, который определяет западную границу Кодаро-Удоканской зоны. В пределах этой зоны в нижнем протерозое происходило накопление мощных терригенных осадочных толщ удоканской серии.

Северо-восточнее и юго-западнее Кодаро-Удоканской зоны находятся выступы структур архейского цоколя Древнестановой области. Северо-восточный, или Чарский, выступ сложен породами Чарского поля архея. На юге он граничит со структурами Кодаро-Удоканской зоны, на севере — погружается под осадочный чехол Сибирской платформы. В пределы территории, охарактеризованной представленными в данной работе схематической геологической картой (фиг. 5) и тектонической картой (фиг. 34), попадает лишь юго-западная часть этого выступа, продолжающегося далеко на восток (вплоть до эпиархейского ядра Алданского щита). Юго-западный, или Сьюльбано-Кондинский, выступ, представляет собой, по-видимому, северо-восточное продолжение Муйской глыбы, большая часть которой находится за пределами рассматриваемой территории, в области байкальских каледонид.

В качестве элементов более поздней (последокембрийской) тектоники могут быть выделены участки развития структур позднекембрийской — кембрийской синеклизы, мезозойские и кайнозойские впадины.

Реликты позднекембрийской-кембрийской синеклизы сохранились в верховье р. Калар и на водоразделе Калара с Кеменом и левыми притоками Б. Икабии. Останцы структур одной из юрских впадин находятся в южной части Кодарского хребта в бассейне рек Апсат и Средний Сажукан, причем впадина ранее продолжалась, по-видимому, дальше на юго-восток. Другая юрская впадина расположена в верховье Калара. В центре рассматриваемой площади, в верховье Чары, находится наиболее молодая Чарская впадина, заполненная кайнозойскими и современными рыхлыми накоплениями. Наконец, в верховьях правых притоков Чары на юге района наблюдаются останцы покрова молодых базальтов, который продолжается далеко на юг вплоть до долины Калара.

Выступы архейского основания

Чарский выступ

Как уже упоминалось, в пределах Чарского выступа обнажены глубоко метаморфизованные толщи гнейсового комплекса архея. Структура Чарского выступа сложна и очень слабо изучена. Характеристика ее, по материалам Л. И. Салопа (1958в и др.), А. Е. Дербиной, К. А. Метцгера и других исследователей, может быть сделана лишь в самых общих чертах.

Л. И. Салоп (1958в) указывает, что архейские толщи Чарского выступа собраны в крутые и сжатые сравнительно небольшие складки северо-восточного и почти меридионального простирання. Такую же ориентировку, по данным Л. И. Салопа, имеют конкордантные синтетонические интрузии гранито-гнейсов. В то же время анализ геологических карт этого исследователя показывает, что в строении Чарского

блюдается на правобережье Чары ниже устья р. Курунг-Урях. Очень много более мелких массивов и тел гранито-гнейсов на водоразделе Апсата, Б. Торы и левых притоков Чары, а также в непосредственной близости от упомянутого только что массива, расположенного на правобережье Чары. Площади выходов этих массивов и тел гранито-гнейсов и гнейсовидных гранитов изменяются от 0,5—1,0 до 5—6 км². Наиболее крупные из них достигают 15—20 км². Накснец отдельные еще более мелкие тела гранитоидного состава, различные согласные, а иногда и секущие жилы особенно широко развиты в зонах интенсивной мигматизации.

Вытянутые согласно простирацию складчатых структур архея пластовые тела гранито-гнейсов и гнейсовидных гранитов формировались, по мнению Л. И. Салопа (19586), в архее. Выше уже было отмечено, что многие из этих массивов могли образоваться и позднее в ходе мощных процессов гранитизации, охвативших породы архейского доколя Восточной Сибири в нижнем протерозое.

Небольшие куполовидные структуры, наблюдающиеся на юге Чарского выступа в участках сочленения крупных складок, также, очевидно, связаны с процессами гранитизации, имевшими место в конце архея или в начале протерозоя, или в обе эти эпохи. Речь идет о небольших (площадью до 2—3 км²) изометричных куполах, которые вырисовываются структурными линиями простираний архейских толщ. Куполовидные структуры, вообще очень характерные для выступов архейского доколя Алданского щита (Павловский, 1962а), так же как и большинство тел гранито-гнейсов и гнейсовидных гранитов, имеют, по-видимому, более поздний — древнепротерозойский — возраст.

Более поздний, чем архейский, возраст имеют и различные разрывные нарушения, которыми рассечены складчатые структуры Чарского антиклинория и осложняющие их массивы гнейсовидных гранитоидов. Один из таких разломов отделяет Чарский выступ архея от кайнозойской Чарской депрессии. В бассейне р. Апсат разлом имеет характер надвига, и архейские толщи надвинуты по нему на юрские отложения. Многочисленные более мелкие разломы, усложняющие структуру Чарского выступа, совершенно не изучены.

Сюльбано-Кондинский выступ

Кристаллический комплекс, слагающий Сюльбано-Кондинский выступ и еще очень слабо изученный, до настоящего времени рассматривался как толщи нижнепротерозойской удоканской серии, подвергшиеся интенсивнейшему прогрессивному метаморфизму. Выше (стр. 20—37) была приведена детальная характеристика состава, особенностей метаморфизма и обоснование архейского возраста кристаллического комплекса Сюльбано-Кондинского выступа.

Внутреннее строение выступа почти не изучено. Можно сказать, что наблюдаемые в обнажениях частные структуры архейских толщ ориентированы преимущественно в северо-западном направлении. Лишь в крайней восточной части выступа простираения становятся близкими к меридиональным. Так же, как и в пределах Чарского выступа, речь идет о крутых и сжатых, нередко изоклинальных небольших складках, часто осложненных дополнительной мелкой гофрировкой. Углы падения на крыльях этих складок достигают 60—80°. Нередко наблюдаются опрокинутые складки. Часто в обнажениях, как это имеет место, например, в скальных выходах по правому берегу Конды, можно видеть, что толща гнейсов и кристаллических сланцев имеет моноклиналиное залегание с падением слоев к северо-востоку или юго-западу (фиг. 36). Моноклиналиное залегание пород кристаллического комплекса иногда прослеживается на расстоянии 200—300 м вкрест простираения слоев.

Сами по себе небольшие (амплитудой до 15—20 м) складки, в которые смяты гнейсы и кристаллические сланцы, вероятно, являются локальными элементами структуры более крупных складок, по всей вероятности, такого же типа, что и описанные в южной части Чарского выступа. Однако такие — более крупные — складки здесь пока не выявлены.

В пределах Сюльбано-Кондинского выступа, так же как и на Чарском выступе, наблюдаются согласные тела гранито-гнейсов и гнейсовидных гранитов, относящихся здесь к куандинскому комплексу и возникших в результате гранитизации архейских образований. Наиболее широко процессы гранитизации проявились на восточной окраине выступа в верховье Конды и в верховье Сюльбана, где выступ граничит с крупным массивом нерасчлененных нижнепротерозойских гранитоидов.

В восточной половине выступа обнажения гнейсового комплекса нередко представляют собой правильное чередование «слоев» гранитного состава и облика и слоев более меланократовых кристаллических сланцев. Такие согласные пластовые тела гранито-гнейсов и гнейсовидных гранитов имеют мощность порядка 10—20 см (до 0,5—1,5 м), иногда ветвятся и дают секущие апофизы во вмещающий их субстрат. К участкам «переслаивания» кристаллических сланцев и гнейсовидных гранитов приурочены зоны широкого развития пегматитов и аплитов, залегающих в виде секущих жил, мощностью до 1,0—1,5 м, неправильных или изометричных тел, размером до 2—3 м в поперечнике.

Наконец, здесь, на востоке Сюльбано-Кондинского выступа, кроме отмеченных пластовых тел гранито-гнейсов и гнейсовидных гранитов, которые не могут быть изображены в масштабе составленных геологической и тектонической карт, есть и сравнительно крупные массивы гранитоидов, отнесенных к куандинскому магматическому комплексу. Наиболее крупный среди них — массив, площадью около 50 км², вытянутый почти в меридиональном направлении и протягивающийся на 18 км из района правобережья р. Сюльбан, где находится его северная половина, на левобережье этой реки почти до ее водораздела с Кондой. Массив этот, как указывалось, вытянут в общем согласно с простиранием складок архейского гнейсового комплекса и, судя по данным Д. М. Шилина и Е. Н. Шапошниковой, содержит многочисленные реликты недогранитизированных кристаллических пород гнейсового комплекса.

Еще более отчетливо выражено согласное со структурами гнейсов и кристаллических сланцев залегание массива гранито-гнейсов, расположенного несколько северо-западнее. Этот массив полностью повторяет изгибы складчатых структур гнейсов и образует согласное пластовое



Фиг. 36. Моноклинальное залегание толщи гнейсов и кристаллических сланцев на правом берегу Конды. Светлые прослои — биотитовые гнейсы

тело, в современном эрозионном срезе имеющее ширину (в плане) до 1 км при длине около 15 км.

Более мелкие тела гранито-гнейсов и гнейсов обнажены в современном срезе на площадях около 2—3 км². Это, как правило, изометричные или несколько вытянутые согласно простиранию гнейсов и кристаллических сланцев тела, длиной до 3 км. Они слагают, по-видимому, ядра куполовидных структур, возникших в результате процессов гранитизации.

На востоке Сьюльбано-Кондинского выступа, т. е. там, где наиболее широко развиты гнейсовидные граниты и гранито-гнейсы и где, следовательно, происходили наиболее интенсивные процессы гранитизации, особенно широко развиты мелкие складчатые и разрывные деформации в породах гнейсового комплекса. Речь идет о малых складках, амплитуда которых измеряется несколькими метрами, сантиметрами или даже миллиметрами, о явлениях будинажа (фиг. 37) и различных мелких разрывах сплошности слоев. Складки характеризуются резкими перегибами в сводах, увеличением мощности в замках, частыми разрывами и явлениями выклинивания слоев в крыльях складок. Изучение и характеристика таких мелких структур могли бы стать темой самостоятельного исследования. В данной же работе мы ограничимся лишь указанием на то, что мелкие структуры архея Сьюльбано-Кондинского выступа внешне совершенно подобны аналогичным формам, детально описанным М. Д. Крыловой для более восточных районов Алданского щита (Другова, Климов, Крылова и др., 1959).

Наблюдаемое в породах кристаллического комплекса Сьюльбано-Кондинского выступа возрастание интенсивности мелких деформаций в зонах наибольшей гранитизации хорошо согласуется также с результатами современных исследований в области петрологического эксперимента. И. Кренк и Р. Ойя (Krank, Oja, 1960), моделировавшие в лабораторных условиях процессы частичного расплавления горных пород при антексисе, пришли к выводу об исключительно высокой способности к складчатым деформациям гранитизируемых (подвергшихся частичному расплавлению) кристаллических горных пород. Они отмечают, что кристаллические породы, подвергающиеся воздействию одних только высоких температур и давления (без участия минерализаторов), соответствующих условиям РТ амфиболитовой фации, приобретают способность к пластическому течению, которая может быть сравнима с аналогичной способностью песков, пропитанных водой («пльунов»). Любопытно, что указанные исследователи, проводившие эксперименты над кристаллическими породами самых различных типов, отмечают, что наиболее высокая способность к гранитизации и частичному расплавлению обнаруживается у пород гранулитовой фации метаморфизма.

Все эти мелкие деформации, судя по их пространственной связи с зонами раннепротерозойской гранитизации, возникли в ходе протерозойской переработки архейских структур выступа.

Древнепротерозойский возраст имеют, вероятно, и зоны древних расколов, в пределах которых образовались, по-видимому, описанные выше (стр. 29—31) гнейсы со «струйчатым» биотитом, сформировавшиеся за счет каких-то интенсивно катаклазированных кристаллических пород архея. Гнейсы со «струйчатым» биотитом слагают две широкие зоны, расположенные на правом берегу Сьюльбана и протягивающиеся в восток-северо-восточном направлении. Ориентировка гнейсовидности, подчеркнутая закономерным распределением скоплений биотита, преимущественно очень пологая, что дает основание соответственно изобразить и одну из таких зон (на разрезе Д—Е к геологической карте — фиг. 5) на геологическом профиле. Расположение зон биотитовых гнейсов со «струйчатым» биотитом указывает на их секущее положение относительно более древней складчатой структуры архейских образований и, по-ви-



Фиг. 37. Будины амфиболитов в биотитовом гнейсе. Левобережье Сьюльбана в его верховье

димому, может служить свидетельством их возникновения по древним зонам разломов.

Судя по данным Д. М. Шилина и Е. Н. Шапошниковой, еще более отчетливая зона древних расколов архейского цоколя устанавливается на правобережье Сьюльбана, где она выражена узкой полосой очковых милонитов, заключенной между двумя крупными разломами. Полоса очковых милонитов протягивается на северо-восток из района устья рч. Бальбухта, а затем, вероятно, выклинивается. Анализ геологических карт наших предшественников позволяет предположить, что полоса очковых милонитов прослеживается, вероятно, более чем на 15 км, после чего оконтуривающие ее разломы сливаются в один, который продолжается далее в восток-северо-восточном направлении почти до устья рч. Хильгандо (правый приток Сьюльбана).

Разрывам северо-восточного направления подчинены наблюдающиеся в пределах Сьюльбано-Кондинского выступа дайки протерозойских диабазов и габбро-диабазов. Поля широкого распространения даек находятся на западе водораздела Сьюльбана и Конды и в северо-восточной части выступа на правобережье Сьюльбана.

Сьюльбано-Кондинский выступ рассечен также молодыми разрывами, движения по которым отмечаются и в настоящее время. В частности, на восточном продолжении зоны разрывов, проходящей по правобережью Конды, находится современная сейсмогенная структура Довочан, детально описанная В. П. Солоненко (1962). Именно с этой зоной разрывов связано, по-видимому, и десятибалльное Муйское землетрясение 1957 г. (Пучков, Солоненко, Тресков, Флоренсов, 1958) с эпицентром в районе озера Намаракит. Зона молодых разломов, следующая вдоль Конды и проходящая далеко на восток-северо-восток через структуру Довочан, среднее течение р. Ингамакит и низовье р. Намингу к южному краю Чарской впадины, заложилась, вероятно, еще в начале кайнозоя и осталась тектонически активной и в настоящее время. Во всяком случае, после Муйского землетрясения 1957 г. в пределах зоны возникло много новых трещин, сбросов и сбросо-сдвигов. Специальное изучение этих дислокаций позволило В. П. Солоненко (1962) закартировать

в районе структуры Довочан многочисленные разрывы типа сбросов и левобочковых сбросо-сдвигов с амплитудой видимого вертикального смещения от 2—4 до 175—180 м. Последствия десятибалльного Муйского землетрясения 1957 г. в виде образования зияющих трещин и обвалов в горах автор наблюдал в 1957 г. на восточном продолжении рассматриваемой зоны разломов в восточной части Удоканского хребта, а в 1958 г.— в долине Конды.

Не вполне ясно положение восточной границы выступа. Вероятно, ее следует проводить где-то в районе поля нерасчлененных нижнепротерозойских гранитоидов, находящемся южнее верховья Чары. Выше, уже было указано, что по крайней мере часть этих гранитоидов возникла в результате гранитизации пород архейского цоколя. Массив архейских кристаллических пород, расположенный в среднем течении р. Лурбун, либо представляет собой самую восточную часть Сюльбано-Кондинского выступа, либо самостоятельный блок архейского основания, находящийся уже в пределах Удокано-Каларского прогиба.

Есть сомнения и в положении северо-восточного контура выступа. Здесь, на правобережье Сюльбана, гнейсы и кристаллические сланцы архея, подвергшиеся высокотемпературному диафорезу, граничат с интенсивно метаморфизованными и, в сущности, изофациальными с ними толщами удоканской серии, представленными различными парагнейсами и кристаллическими сланцами. Породы, относящиеся к этим различным комплексам и в то же время очень сходные по своему внешнему облику и составу, в пределах данного участка и деформированы как будто бы очень сходно. И толщи гнейсов архея, и парагнейсы, и кристаллические сланцы удоканской серии обладают здесь одним и тем же запад-северо-западным простиранием. Если ограничиться только этим участком, то легко прийти к представлению о конформности структур отложений, вне всякого сомнения принадлежащих к удоканской серии, со структурами кристаллического комплекса междуречья Сюльбана и Конды. Нетрудно также сделать вывод и о том, что кристаллические образования этого комплекса являются продуктами ультраметаморфизма отложений удоканской серии. Они здесь, действительно, как будто бы переходят друг в друга, что, видимо, и дало основание Л. И. Салопу считать кристаллические образования Сюльбано-Кондинского междуречья отложениями удоканской серии, подвергшимися интенсивнейшему метаморфизму в особых условиях.

Не останавливаясь вновь на обосновании архейского возраста кристаллического комплекса междуречья Сюльбана и Конды, отметим, что структуры отложений удоканской серии в пределах Кодаро-Удоканской зоны, характеристика которых приводится ниже, сильно отличаются от складок архейских толщ. Однако в данном конкретном случае проведение границы между структурами удоканской серии и структурами архейских комплексов Сюльбано-Кондинского выступа без специального геологического картирования, не входившего в задачи автора, затруднительно. Граница эта проведена нами условно, по данным Д. М. Шилина и Е. Н. Шапошниковой и Л. И. Салопа.

Мы ничего не можем сказать о структурах удоканской серии, развитых в пределах Сюльбано-Кондинского выступа. Возможно, что кроме отдельных небольших и, пока что, бесструктурных «пятен», при проведении геолого-съемочных работ здесь будут обнаружены и несколько более крупные площади выходов отложений удоканской серии, по которым удастся составить представление о структуре сложного ими верхнего яруса Сюльбано-Кондинского выступа. Отметим только, что развитый здесь разрез удоканской серии отличается сокращенной мощностью.

Удокано-Каларский прогиб

Структурные элементы Кодаро-Удоканской зоны возникли на фоне протяженного, широкого и сравнительно неглубокого нижнепротерозойского прогиба. Они сложены смятыми в довольно простые складки толщами удоканской серии и прорывающими их магматическими образованиями. В современном эрозионном срезе отчетливо выявляются реликты строения очень крупной и сложно устроенной синклинальной структуры, вплавленной в колоссальный гранитный массив. Эта структура возникла на месте упомянутого выше нижнепротерозойского прогиба. В более ранних работах (Бердичевская, Лейтес, 1960а, б; 1961; 1962; Лейтес, 1962а) автор называл эту структуру Удокано-Каларским синклинорием, имея в виду сложную в деталях тектонику дислоцированных толщ удоканской серии, которые в пределах сравнительно простого в целом прогиба образуют небольшие простые или сложные синклинальные складки и разделяющие их антиклинальные пережимы. Ниже применяется термин более широкого содержания — Удокано-Каларский прогиб, — так как термин синклинорий заранее предполагает геосинклинальную природу прогиба.

Останцы элементов структуры Удокано-Каларского прогиба наблюдаются в восточной половине Удоканского хребта, на западе Кодара и за пределами описываемой территории — на северном склоне Каларского хребта. На востоке Удоканского хребта находится часть северного крыла и ядра прогиба. Крылья его сложены толщами нижней и средней частей удоканской серии (икабийская, аянская, инырская, читкандинская, александровская и бутунская свиты), а ядро — отложениями верхов удоканской серии (нижняя сакуканская, верхняя сакуканская и намингская свиты).

В самой восточной части Удоканского хребта осевая зона прогиба перекрыта покровом платформенных отложений позднего докембрия — кембрия, а также юрскими и четвертичными осадками, выполняющими Каларскую впадину. Ось прогиба в этом участке проходит, по-видимому, в запад-северо-западном направлении от устья р. Читканда к верховью Кемена. В верховье Кемена ось плавно изгибается и продолжается на юго-запад, к верховью р. Намингу, где вновь поворачивает на северо-запад и следует далее по направлению к долине Чары. На северном склоне Удоканского хребта, в области водораздела р. Ингамакит и рч. Клюквенный, структуры осевой части прогиба перекрыты кайнозойскими накоплениями Чарской впадины.

Севернее Чарской впадины останцы Удокано-Каларского прогиба наблюдаются в пределах Кодарского хребта. На западном склоне хребта в бассейне верховья Сюльбана находится часть южного крыла и ядра прогиба. Останцы структур северного крыла устанавливаются и в других участках Кодарского хребта — в нижнем и верхнем течении р. Апсат, а также в осевой части хребта и на его северо-западном склоне. На Кодарском хребте, так же как и на востоке Удоканского, в ядре прогиба выступают наиболее молодые отложения удоканской серии (верхнесюльбанская свита), тогда как крылья его сложены более древними членами разреза (кукугундинская и ынаргинская свиты в бассейне Сюльбана, сыгыхтинская свита и толщи удоканской серии, не расчлененные на свиты, в других частях Кодарского хребта).

Осевая зона прогиба уничтожена здесь, по-видимому, почти полностью интрузией Кодарского плутона. Однако, судя по простирающимся складчатым формам в южном крыле прогиба, можно предположить, что ось его прослеживалась в запад-северо-западном, почти широтном направлении в той части Кодарского хребта, где сейчас находится южная половина Кодарского плутона, почти до района верховья Сюльбана.

Здесь ось довольно круто, по-видимому, изгибалась и следовала затем в северо-северо-восточном направлении параллельно западному краю Чарского выступа.

В юго-восточной четверти рассматриваемого района сравнительно полно представлено северное крыло прогиба, его ядро и примыкающая к ядру часть южного крыла. Большая часть последнего находится в области Каларского хребта за пределами описываемой территории и здесь не рассматривается.

Северная граница прогиба в современном эрозионном срезе проходит в запад-северо-западном, почти широтном, направлении в районе водо-раздела Б. Икабии и Икабьекана, где наиболее древние толщи удоканской серии (отложения икабийской свиты) отделены разломом от архейских гнейсов и кристаллических сланцев. На юго-запад, по направлению к ядру прогиба, складки, составляющие северное крыло синклинория, сложены все более и более молодыми свитами удоканской серии. Аналогичная картина наблюдается и на южном крыле. Ближе к ядру находятся породы более молодых свит; юго-западнее ядра — более древних.

Такие же соотношения наблюдаются и на северо-западном продолжении Удокано-Каларского прогиба — в Кодарском хребте, где проходит граница южного крыла прогиба со структурами архейского Сюльбано-Кондинского выступа. Здесь структурные элементы прогиба также отделены от архейских образований зоной разлома, причем граничат с породами архейского кристаллического комплекса наиболее древние члены разреза отложений удоканской серии, развитых в верхнем течении Сюльбана. На севере, по направлению к ядру прогиба, часть которого сохранилась в верховье Сюльбана, наблюдаются все более молодые толщи удоканской серии.

На схематической геологической карте и разрезах (фиг. 5) видно довольно сложное в деталях строение сохранившейся в современном эрозионном срезе части Удокано-Каларского прогиба. Особенности его внутреннего строения автор попытался изобразить на тектонической карте (фиг. 34) структурными линиями (условными стратоизогидами), в разных местах карты проведенных с большей или меньшей достоверностью. Принятый шаг стратоизогида, составляющий примерно 500 м, позволяет выявить и изобразить особенности внутренней структуры прогиба. Наиболее достоверны проведенные структурные линии в восточной части Удоканского хребта, где удоканская серия изучена и расчленена наиболее детально и где находится северное крыло прогиба. Менее всего надежны структурные линии в области Кодарского хребта, где местами не удалось даже показать направления бергштрихов, и, пожалуй, на северном склоне Удоканского хребта в осевой зоне прогиба. И все же предпринятая нами попытка изображения структурных элементов Удокано-Каларского прогиба в условных изолиниях в сочетании с изображением части этих элементов на геологических разрезах дает как будто бы возможность составить представление о характерных чертах этого сложного сооружения.

Анализ внутренней структуры прогиба показывает, что крылья его устроены несколько сложнее, чем центральная часть. В северном крыле, на границе с Чарским выступом, структурные изолинии вырисовывают северные центроклинальные замыкания нескольких крупных синклинальных складок, отделенных одна от другой южными периклинальными окончаниями сложных антиклинальных складок, сопряженных и соизмеримых с упомянутыми синклинальными формами. Простирающиеся осей всех этих крупных складок ориентированы в северо-восточном направлении. Горизонтальная амплитуда складок (расстояние между осями смежных синклиналей и антиклиналей) составляет здесь 7—8 км и

увеличивается к юго-западу. В юго-западном направлении по мере приближения к осевой зоне прогиба синклинальные складки все более и более раскрываются. Шарниры антиклинальных складок сравнительно быстро (на расстоянии 10—15 км от контакта с архейскими структурами Чарского выступа) погружаются, и синклинальные складки, сначала отделенные одна от другой широкими куполовидными антиклиналями, а затем узкими гребневидными антиклинальными пережимами, сливаются и образуют широкую (шириной порядка 20—25 км) осевую зону Удокано-Каларского прогиба. Замки рассматриваемых складок, судя по участкам их замыкания, достаточно просты, с пологой или слабоволнистой сводовой (или килевой) линией. Зеркало складчатости этих складок также, по-видимому, достаточно полого, хотя сами складки (особенно их крылья) обычно осложнены многочисленными простыми симметричными складками.

На северном склоне Удоканского хребта, в среднем течении Б. Икабии, описываемое северное крыло прогиба в значительной мере уничтожено интрузией гранитов Кеменского массива. Сохранившиеся здесь останцы складчатых структур северного крыла не позволяют выделить крупных складок, о которых шла речь выше. В пределах этих останцов выявляются только мелкие второстепенные синклинальные и сопряженные и равновеликие с ними антиклинальные структуры с амплитудой до 3—4 км. Простирания этих мелких складчатых форм довольно устойчивы и следуют, в общем, параллельно оси прогиба в юго-восточном направлении, в бассейне р. Бурунгны (правый приток Кемена), т. е. ближе к осевой зоне прогиба, поворачивая почти на юг. Складки сложены здесь отложениями читкандинской и александровской свит, подвергшимися интенсивному контактовому метаморфизму.

Восточнее Кеменского массива в северном крыле прогиба можно выделить две крупные синклинали, раскрывающиеся на юго-запад — Икабийскую и Читкандинскую — и сопряженные с ними антиклинали. Оси этих структур простираются в северо-восточном направлении. Крылья синклиналей и своды антиклиналей сложены толщами икабийской, аянской и инырской свит, а ядра синклиналей — отложениями александровской, читкандинской, бутунской и нижней сакуканской свит.

Антиклинальная складка, расположенная северо-западнее Икабийской синклинали, на границе с архейскими структурами Чарского выступа образует в плане почти правильный полукруг, диаметром около 10 км. Шарнир антиклинали в нижнем течении р. Саукан (правый приток Б. Икабии) полого погружается на юго-запад, слегка ундулируя по простиранию. На погружении шарнира антиклиналь становится очень узкой. Во всяком случае, расстояние между осями сопряженных с ней с северо-запада и юго-востока синклинальных складок не превышает 3,0—3,5 км. На левобережье Б. Икабии складка затухает. Вскрытые здесь толщи читкандинской свиты залегают почти горизонтально (фиг. 16).

Икабийская синклиналь имеет довольно сложное внутреннее строение. Ее центроклинальное замыкание осложнено небольшой куполовидной антиклиналью, в результате чего область замыкания представляет собой две небольшие синклинали, разделенные почти изометричным сводом. Шарнир Икабийской синклинали сначала, в области распространения аянской и инырской свит, круто (под углами от 45 до 60°) погружается на юго-запад, а затем выполаживается и продолжается уже в запад-юго-западном направлении в виде слегка волнистой линии. Южнее большой излучины Сакукана шарнир вновь изгибается в плане и следует в юго-западном направлении. На левобережье Б. Икабии шарнир несколько воздымается. Юго-западная часть Икабийской синклинали уничтожена интрузией Кеменского массива, и можно только пред-

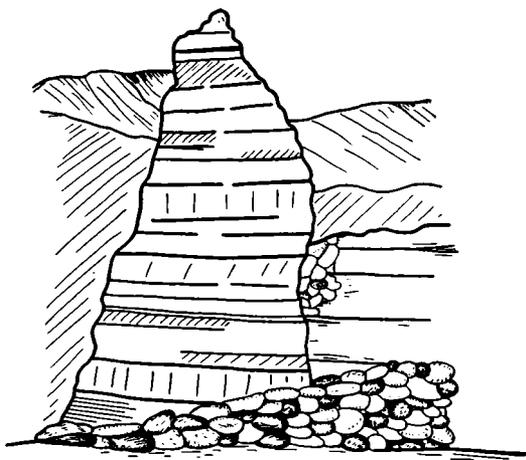
полагать, что где-то в верховье Кемена складка раскрывалась и сочленялась таким образом со структурами осевой зоны Удокано-Каларского прогиба.

Ядро Икабийской синклинали сложено толщами верхов читкандинской свиты, отложениями александровской и бутунской свит. Породы последних двух свит слагают небольшие — длиной до 10—12 и шириной до 1,5—2,0 км — мульды, приуроченные к осевой зоне синклинали и отделенные одна от другой узкими, но довольно пологими антиклинальными пережимами. В сводах таких антиклинальных структур отложения удоканской серии залегают почти горизонтально (фиг. 38). Все эти мульды ориентированы согласно с простиранием оси Икабийской синклинали и вытянуты, следовательно, либо в юго-западном, либо в западно-юго-западном направлении. Углы падения на крыльях мульд, а также на северо-западном и юго-восточном крыльях Икабийской синклинали — 25—35°, возрастающая лишь близ разрывных нарушений, где достигают 60—70° и более. Обычно наблюдается симметричное строение мульд. Северо-западное крыло, как правило, является зеркальным отображением юго-восточного (фиг. 5, разрез А—Б к геологической карте). Шарниры у всех этих мульд пологие; иногда шарниры образуют слегка волнистые линии, как это можно наблюдать, например, в среднем течении Б. Икабии, в 4—5 км выше устья рч. Красный, где разрез В—Г (к геологической карте) проведен почти по оси двух мульд, расположенных в ядре Икабийской синклинали.

Мульды, сложенные толщами бутунской и александровской свит, располагаются и на крыльях Икабийской синклинали. Наиболее крупными из них являются мульды, которые наблюдаются в среднем течении Б. Икабии (одна — на северо-западном крыле — в районе рч. Красный; другая — на юго-восточном крыле — против устья р. Иныр). Оси этих мульд следуют параллельно простиранию мульд в ядре синклинали, а сами они располагаются кулисообразно по отношению к мульдам, составляющим центральную часть Икабийской синклинали. В карбонатных породах бутунской свиты, залегающих в ядрах мульд, иногда наблюдаются мелкие складки (фиг. 39), амплитудой до 0,5—1,0 м.

В целом Икабийскую синклинали следует рассматривать как крупную сложную складку со слабоволнистым зеркалом складчатости, причем эта волнистость идет не только параллельно осевой линии складки, но и перпендикулярно ей. Об этом свидетельствует развитие второстепенных мульд и флексур на крыльях синклинали, а также пологие ундуляции по простиранию ее шарнира, что находит отражение в характере расположения мульд, приуроченных к ядру синклинали.

Юго-восточнее Икабийской синклинали находится крупная и опять-таки довольно сложная антиклинальная складка, отделяющая ее от Читкандинской синклинали. Сводовая часть этой антиклинали, сложенная сланцами и метаморфизованными песчаниками икабийской и аянской свит,



Фиг. 38. Почти горизонтально залегающие отложения читкандинской свиты. Свод небольшой антиклинальной складки. Правобережье р. Б. Икабия



Фиг. 39. Мелкие складки в карбонатных породах бутунской свиты, слагающих ядра мульд на левобережье Большой Икабии

прослеживается в юго-западном направлении из района оз. Читканда через водораздел Читканды и Икабьекана к верховью Б. Икабии. Ширина сохранившейся части свода антиклинали, к северо-востоку от водораздела Читканды и Икабьекана представляющей собой останцы кровли крупного массива нижнепротерозойских гранитоидов, достигала, по видимому, 10—12 км. В области верховья Б. Икабии ширина свода сокращается до 6—7 км, а далее к юго-западу вместе с постепенным, но довольно быстрым погружением шарнира антиклинали происходит резкое сужение свода антиклинали до 2,0—2,5 км. Вместе с тем, если в более северо-восточных участках антиклинали свод ее представляет собой нечто вроде очень большого купола, причем слагающие его толщи осложнены дополнительной мелкой гофрировкой, то в верховье Б. Икабии, на юго-западном продолжении антиклинали, и в среднем течении Б. Икабии в районе поворота реки на северо-запад, в области погружения шарнира антиклинали, вырисовывается довольно узкая антиклинальная складка коробчатого типа.

Складка несколько асимметрична. Северо-западное крыло ее, сопряженное с Икабийской синклиналью, падает под углами 45—50°, тогда как юго-восточное крыло, одновременно являющееся северо-западным крылом Читкандинской синклинали, значительно положе и погружается на юго-восток под углами в 25—30°. Несмотря на то, что в области погружения рассматриваемая антиклиналь имеет характер узкой складки, длина которой в несколько раз превышает ее ширину, свод у нее, по-прежнему, остается сравнительно пологим (фиг. 5, разрез А—Б к геологической карте). На правобережье Б. Икабии выше устья рч. Иныр северо-западное крыло антиклинали осложнено дополнительной антиклинальной складкой, юго-западная половина которой сорвана разломом. Северо-восточная периклиналь складки образует небольшой структурный нос, отделенный неглубоким синклинальным пережимом, раскрывающимся на северо-восток от описываемой крупной антиклинали.

Рассматриваемая антиклинальная складка прослеживается и по левобережью Б. Икабии, где находится область ее периклинального за-

мыкания. Периклиналь частью скрыта под покровом четвертичных накоплений, частью сброшена по разлому, проходящему через весь Кеменский массив с северо-запада на юго-восток и продолжающемуся затем в пределах водораздела Б. Икабии и левых притоков Калара.

Зеркало складчатости описанной крупной антиклинальной складки, разделяющей Икабийскую и Читкандинскую синклинали, так же, как это было отмечено относительно Икабийской синклинали, вырисовывается как пологоволнистая поверхность. Волнистость здесь точно так же ориентирована и параллельно оси складки, и перпендикулярно ей.

К юго-востоку от описанной только что антиклинальной складки находится крупная, открытая к юго-западу Читкандинская синклиналь. Северо-восточная центроклинальная часть ее прорвана массивом гранитоидов, располагающимися на водоразделе рек Читканда, Хани и Саку, и осложнена разрывами. Крылья Читкандинской синклинали сочленяются здесь в плане под углом порядка 30—40°. Ось этой синклинали проходит из района, расположенного в 10 км южнее оз. Читканда, на юго-юго-запад в область водораздела рек Читканда, Хани и Саку, откуда продолжается в юго-западном направлении между ручьями Сатый и Кумака к низовью рч. Кумака. На правом берегу Читканды синклиналь раскрывается. Угол между крыльями увеличивается сначала до 50—60°, затем до 90° и, наконец, превышает 90°. Западнее долины Читканды в области водораздела верховий Б. Икабии, правых притоков Читканды и левых притоков Калара Читкандинская синклиналь полностью раскрывается и сочленяется со структурами осевой зоны прогиба.

Крылья Читкандинской синклинали сложены толщами аянской, инырской и читкандинской свит, а ядро — отложениями александровской, бутунской, нижней сакуканской и верхней сакуканской свит. Восточное крыло сочленяется с крупной изометричной куполовидной антиклинальной складкой, выступающей на левобережье Читканды. Диаметр этой куполовидной структуры достигает в плане 10—12 км. Восточная и северо-восточная границы этой структуры, которая в современном эрозионном срезе выглядит почти как полукруг, определяются контактом с массивом гранитоидов и разломами, следующими вдоль него. Возможно, что рассматриваемая куполовидная структура представляет собой фрагмент области периклинального замыкания крупной антиклинали такого же типа, как антиклиналь, разделяющая Икабийскую и Читкандинскую синклинали.

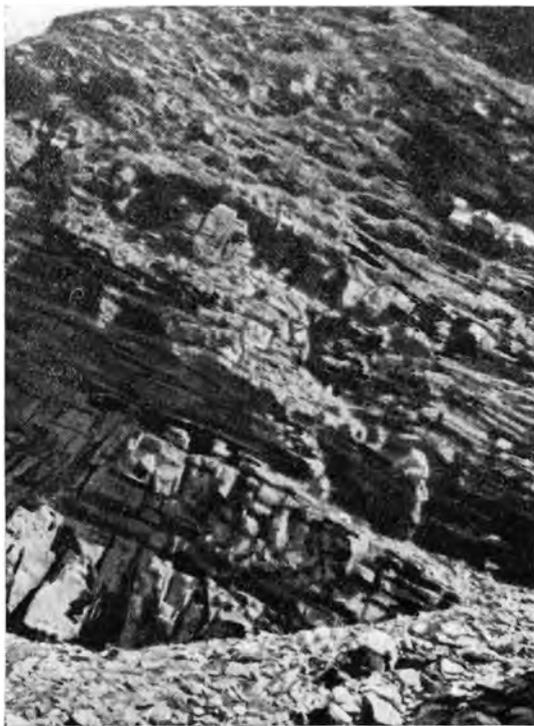
Возвращаясь к Читкандинской синклинали, заметим, что крылья ее, более или менее интенсивно осложненные разрывными нарушениями, в общем довольно полого огибают сопряженные с ними антиклинальные структуры. Северное крыло погружается на юг, а восточное — на запад, причем погружение происходит не постепенно, а по серии флексур — как бы отдельными ступенями. Протяженные участки спокойного моноклинального залегания пород с углами падения 15—25°, реже 30—35°, внешне сменяются зонами, в пределах которых пласты падают под углами в 50—70°. Такие зоны более крутых падений прослеживаются вкострости до 1,0—1,5 км, а по простиранию — до 5—10 км. Они сменяются затем новыми участками сравнительно спокойного залегания, иногда осложненными (особенно на северном крыле Читкандинской синклинали) мелкими мульдами, оси которых ориентированы согласно с общим простиранием соответствующего крыла Читкандинской синклинали. Крылья кажутся несколько асимметричными. Если на северном крыле прослеживаются устойчивые восток-северо-восточные простирания на фоне довольно спокойного моноклинального погружения на юго-юго-восток, то восточное крыло осложнено не только серией разломов и флексур, но и мелкими складчатыми структурами. Меридиональные простирания наблюдаются на этом крыле в пределах левобережья Читкан-

ды. На правом берегу Читканды, где крыло осложнено двумя антиклиналями второго порядка и разделяющей их синклиналью, меридиональные простирания сменяются северо-восточными, а затем юго-восточными. Многочисленные разломы сильно нарушают и без того сложную структуру восточного крыла и придают ей облик «битой тарелки».

В ядре Читкандинской синклинали располагается крупная мульда, выполненная толщами бутунской, нижней сакуканской и верхней сакуканской свит. Неправильные и довольно извилистые контуры мульды хорошо вырисовываются выходами карбонатных пород бутунской свиты. Длина мульды достигает 15—16 км, а ширина — 6—8 км. Простирание оси — восток-северо-восточное. Восточное центроклиналиное замыкание мульды проходит вдоль долины Читканды ниже устья рч. Бутун. Его крайняя восточная часть сорвана по разлому. Разломы осложняют также и западную центроклинали, и южное крыло мульды. Южное крыло мульды одновременно является северным крылом одной из антиклинальных складок, осложняющих восточную половину Читкандинской синклинали. В верховьях левых притоков Калара пласты отложений удоканской серии, падавшие до этого на север, к центру мульды, перегибаются и погружаются на юго-юго-запад. Читкандинская синклинали раскрывается и сочленяется со структурами осевой зоны Удокано-Каларского прогиба. На северном крыле мульды, осложненном многочисленными флексурами и мелкими мульдами, длина которых не превышает 0,8—1,0 км, пласты полого погружаются на юг. Шарнир рассматриваемой крупной мульды очень полого ундулирует по простиранию. Местные погружения шарнира выявляются по мелким чашеобразным структурам, развитым в центре мульды и выполненным отложениями верхней сакуканской свиты.

Эти чашеобразные структуры имеют изометричные немного неправильные очертания. Иногда в плане они эллипсовидные, причем длинная ось эллипса ориентирована в восток-северо-восточном направлении согласно с общим простиранием оси мульды. Длина их достигает 2,5—3,0 км, ширина — 1,5—2,0 км.

Углы падения на крыльях складок в осевой части Читкандинской синклинали составляют обычно 35—40° (фиг. 40), резко возрастают лишь близ зон разрывных нарушений, где углы падения нередко достигают 60—70° (фиг. 41) и более, а иногда даже наблюдаются явления опрокидывания.



Фиг. 40. Спокойное моноклиналиное залегание отложений александровской свиты в осевой части Читкандинской синклинали. Водораздел Большой Икабии и рч. Бутун

Заканчивая разбор частных структур северного крыла Удокано-Каларского прогиба, хотелось бы еще раз подчеркнуть, что речь идет — и это видно на тектонической карте, на геологической карте и на разрезах — либо о простом, либо о сложном сочетании довольно простых складок. Едва ли возможно говорить о закономерной линейной ориентировке этих складок. Некоторые элементы линейности можно усмотреть лишь в общей тенденции погружения толщ с северо-северо-востока на юго-юго-запад и в ориентировке крупных складок, составляющих северное крыло Удокано-Каларского прогиба, как-то перпендикулярно его оси. Ярко выражена изометричность многих мелких складчатых форм и как бы петельчатое расположение второстепенных синклиналей, отделенных одна от другой пологими антиклинальными перегибами.

Прежде чем перейти к характеристике строения осевой зоны прогиба, следует, по-видимому, немного остановиться на структурах южного крыла. Оно, как было указано, находится главным образом за пределами описываемой площади. На рассматриваемой же территории, в верховье р. Чина и в районе бассейна Дороса (правый приток Чины) находится несколько сопряженных друг с другом и соизмеримых антиклинальных и синклинальных складок с размахом крыльев до 8—10 км. Оси этих складок ориентированы в северо-восточном направлении. В этом же направлении, т. е. к осевой зоне, раскрываются синклинальные складки. На правобережье Калара, к югу от системы озер Амудиси, находятся участки периклинального замыкания двух антиклинальных складок и область сочленения складок южного крыла со структурами осевой зоны прогиба. Западнее (в верховье Чины) область сочленения складок южного крыла со структурами осевой зоны перекрыта отложениями, заполняющими Каларскую впадину.

В пределах рассматриваемой территории складчатые структуры южного крыла прогиба сложены толщами самых верхних свит удоканской серии: верхней сакуканской, нижней сакуканской и бутунской. По мере удаления от осевой зоны в строении сохранившихся фрагментов складок южного крыла все большее и большее значение приобретают более древние толщи удоканской серии вплоть до отложений инырской свиты. Последние отмечены в 1961 г. Л. И. Салопом в бассейне р. Катугин. Таким образом, и здесь, так же как и на северном крыле прогиба, выдерживается общая тенденция смены более древних отложений удоканской серии, слагающих крылья, более молодыми, развитыми близ осевой зоны.

За пределами описываемой площади структуры южного крыла прогиба прорваны массивами гранитоидов и сохранились в современном срезе лишь в виде отдельных фрагментов. На рассматриваемой части правобережья верховья Калара также наблюдаются лишь части складчатых структур южного крыла. Выше было отмечено, что это сопряженные и соизмеримые одна с другой синклинальные и антиклинальные складки. Построены они довольно просто и, в отличие от складок северного крыла прогиба, оси их обнаруживают выдержанное северо-восточное или восток-северо-восточное простираение.

Одной из таких складок является крупная антиклиналь, вдоль свода которой проходит верхнее течение р. Чина. Широкий (шириной до 5—6 км) свод антиклинали сложен толщами бутунской свиты и осложнен дополнительным короблением. На тектонической карте в своде этой антиклинали структурными линиями (условными стратоизогипсами) изображены второстепенные мульды и куполовидные поднятия, сходные с второстепенными складками северного крыла прогиба. Видимая длина антиклинали 16—17 км. Ее северо-восточная часть оборвана разломом и погружена под покров более молодых структур Каларской впадины, а юго-западная часть прорвана Чинейским массивом основных пород. Северо-западное крыло под углами в 30—35° моноклинально погружается



Фиг. 41. Крутые падения пластов александровской свиты близ зоны разрывных нарушений. Водораздел Большой Икабии и рч. Бутун

на северо-северо-запад под толщи, слагающие осевую зону прогиба. Юго-восточное крыло антиклинали — одновременно и северо-западное крыло крупной синклинали складки, раскрывающейся на северо-северо-восток. Ядро этой синклинали выполнено толщами верхней сакуканской свиты, а крылья — породами нижней сакуканской свиты. Далее на юго-восток по правобережью Калара наблюдаются две антиклинальные складки, шарниры которых полого погружаются на восток-северо-восток.

Таким образом, и на южном крыле прогиба обнаруживается сочетание сравнительно простых складчатых форм. И хотя, в отличие от крупных складок северного крыла прогиба, здесь обнаруживается некоторая линейность структуры, что выражается в одинаковой ориентировке осей складок, назвать складки южного крыла линейными едва ли возможно. Это очень простые складки коробления. Длина их, судя по сохранившимся фрагментам, ненамного превосходит ширину. Спокойные моноклинальные падения пластов на крыльях лишь изредка нарушены флексурами, дополнительными второстепенными складками и разломами.

Еще проще внутреннее строение осевой зоны прогиба. На фоне общей синклинали структуры этой зоны прогиба, представляющей собой его наиболее прогнутую часть — его ядро, — наблюдаются кулисообразно расположенные синклинали складки, разделенные седловинами. Расположение этих складок определяется, по-видимому, местными погружениями и воздыманиями шарнира прогиба. Форма их в плане эллипсовидная с ориентировкой длинной оси эллипса согласно с простираем шарнира прогиба или неправильная изометричная. Ядра таких мелких мульд сложены породами намингской свиты и верхов верхней сакуканской свиты, а крылья и седловины — породами середины и низов верхней сакуканской свиты. Длина таких чашеобразных синклиналей составляет обычно 3—5 км при ширине от 1,5 до 2,5—3,0 км.

Одной из наиболее характерных структур этого типа является синклиналь Намингу, к крыльям которой приурочено Удоканское месторождение медистых песчаников. Синклиналь Намингу находится в центре осе-

вой зоны прогиба на водоразделе р. Намингу (левый приток Кемена) и р. Н. Ингамакит. Ядро складки сложено филлитами и метаморфизованными алевролитами намингской свиты, а крылья — различными метаморфизованными песчаниками и подчиненными им филлитами и метаморфизованными алевролитами верхней сакуканской свиты.

Ось синклинали Намингу протягивается в северо-западном направлении. Длина ее превышает 15 км, а ширина 10 км. В плане синклиналь Намингу образует несколько неправильный эллипс. Восточная и западная половины складки имеют различное строение. Восточная половина синклинали представляет собой опрокинутую складку с падением обоих крыльев на юго-запад под углами порядка 30—40°, причем в юго-западном (подвернутом) крыле углы падения достигают 55—70°. Западная часть синклинали Намингу представляет собой нормальную симметричную синклинальную складку с пологими крыльями. Пласты юго-западного крыла падают на северо-восток под углами в 30—40°. Северо-восточное крыло падает на юго-запад под такими же углами. Смена падений в юго-западном крыле синклинали связана, по-видимому, с перемещениями по зоне разрывов северо-восточного простирания. По этой же зоне внедрилась крупная дайка габбро-диабазов. На северо-западном и юго-восточном центроклинальных замыканиях синклинали Намингу падения становятся более пологими и спокойными. В ядре синклинали наблюдаются мелкие (диаметром в десятки или сотни метров) куполовидные изометричные складки, падения крыльев которых не превышают 20—30°.

Сходное строение имеют и другие мульды, развитые в осевой части прогиба. Наиболее крупные из них — синклинали, расположенные на правом берегу р. Саку (правый приток Кемена), а также синклинали, которые находятся в верховьях правых притоков Н. Ингамакита и в бассейне рч. Ключвенный.

На северо-западном склоне Удоканского хребта, к югу от пос. Сосновый бор, в современном срезе сохранилась еще одна часть южного крыла прогиба. Складчатые структуры его прорваны здесь массивами гранитоидов, перекрыты в значительной мере чехлом четвертичных накоплений и погружены на северо-западе под покров осадочного выполнения Чарской впадины. Пласты метаморфизованных осадочных толщ удоканской серии простираются здесь в северо-западном направлении с общим падением к северо-востоку, т. е. к осевой зоне прогиба. На фоне очень спокойного и очень пологого погружения пластов к северо-востоку вырываются отдельные синклинальные складки, разделенные антиклинальными пережимами. Одна из таких складок находится в низовье р. Ингамакит на ее правом берегу. Ядро синклинали сложено породами верхней, а крылья — нижней сакуканской свиты.

Северо-западное продолжение прогиба находится на западе Кодарского хребта северо-западнее озер Леприндо. В настоящее время сохранилась лишь часть южного крыла и ядра складчатого сооружения, в значительной степени уничтоженного интрузиями более молодых, но также нижнепротерозойских гранитоидов и подвергшихся последствию энергичному размыву.

Сохранившаяся часть южного крыла прогиба сложена толщами нижней и средней части удоканской серии — ынаргинской и кукугундинской свитами, — а структуры ядра прогиба — отложениями самых верхов представленного здесь разреза удоканской серии — породами верхнесольбанской свиты. Так же, как и в пределах Удоканского хребта, в сохранившейся части прогиба отчетливо прослеживается смена более древних толщ удоканской серии более молодыми в северном и северо-восточном направлении, т. е. к его осевой зоне.

Крыло прогиба на юге по зоне разломов запад-северо-западного направления граничит со структурами архейского цоколя, выходящими на

поверхность в пределах Сюльбано-Кондинского выступа, и с гранитоидами куандинского комплекса.

Выше (стр. 104) было указано, что положение границы между архейскими структурами и южным крылом прогиба будет, по-видимому, уточнено в результате площадного геологического картирования. В настоящее же время можно отметить только, что складки интенсивно метаморфизованных в этом районе толщ удоканской серии простираются в северо-северо-западном направлении, как будто бы согласно с простираaniem складок архейского цоколя. Заметим, правда, что речь идет здесь о простираании складок второго и более высоких порядков, которые осложняют моноклинальное погружение толщ удоканской серии на северо-восток к осевой зоне прогиба и что, следовательно, крупная структура нижнепротерозойских толщ (Удокано-Каларский прогиб), вероятно, все же дисгармонична структуре архея. Во всяком случае, намеченное положение оси прогиба (см. стр. 105, 106) резко дисгармонично генеральным простирааниям складок архейского основания.

Сохранившийся в Кодарском хребте фрагмент прогиба с севера и востока обрзан контактом с Кодарским гранитным массивом. Граниты внедрились на месте северного крыла прогиба и части его ядра и как бы обрубили складки вкрест их простираания.

Внутреннее строение сохранившейся в Кодарском хребте части прогиба, в общем, сравнительно просто. На фоне погружения пластов к осевой зоне наблюдается более или менее интенсивная дополнительная гофрировка с амплитудой складок до 0,5—1,0 км и довольно крупные мульды неправильной формы, также осложненные дополнительными мелкими складками.

Одна из таких мульд находится западнее верховья р. Хадатканда. Ось ее проходит в юго-юго-западном направлении к среднему течению р. Хадатканда, где резко изгибается и следует на северо-восток. Длина этой мульды по ее оси — несколько более 25 км. Южное крыло мульды представляет собой естественное продолжение моноклинально погружающегося на север крыла прогиба. Восточное крыло мульды оборвано гранитным массивом. Северное и западное крылья мульды, пласты в которых падают к ее ядру, т. е. на юг и на восток, на водоразделе Сюльбана и Хадатканды перегибаются, и пласты вновь спокойно погружаются в общем северном направлении к осевой зоне прогиба.

Крупные синклинальные складки, разделенные антиклинальными перерегибами, наблюдаются на правом берегу Сюльбана западнее и северо-западнее устья р. Хадатканда. Длина складок в плане в два-три раза превосходит их ширину. Однако все эти складки II порядка не изменяют, как уже указывалось, общей тенденции довольно спокойного и пологого погружения южного крыла прогиба на север.

Углы падения пластов на крыльях складок II порядка обычно составляют в верховье Сюльбана 20—30°, значительно увеличиваясь (до 50—60°, вертикального и даже опрокинутого залегания) близ разломов и контактов с интрузивами. Так например, в самом верховье Сюльбана близ контакта с Кодарским массивом складки опрокинуты в сторону массива и их симметричные крылья падают в одну сторону — на юго-запад (фиг. 5, разрез Д — Е к геологической карте).

Структура южного крыла и сохранившейся части осевой зоны прогиба осложнена также небольшими (площадью в 1—2 км², реже до 6—7 км²) телами интрузивных пород, прорывающих складки, сложенные толщами удоканской серии.

Наконец, севернее и северо-восточнее верховья Сюльбана вдоль северо-западного края Кодарского массива находятся складки, сложенные отложениями средней части удоканской серии. Эти складки представляют собой восточную окраину сложного складчатого сооружения, располо-

женного за пределами описываемой территории, и здесь не рассматриваются. Заметим только, что, судя по материалам Л. И. Салопа, это по-прежнему крупные сравнительно простые складки. Правда, в отличие от складок нижнепротерозойских толщ, которые наблюдаются в Удоканском хребте и на юго-западе Кодарского хребта, здесь выявляется определенная линейность в ориентировке складок. Оси подавляющего большинства из них протягиваются в выдержанном северо-северо-восточном направлении вдоль западного края Чарского выступа архейского цоколя.

Закончив, таким образом, характеристику морфологии структур удоканской серии, которые можно наблюдать на поверхности в современном эрозионном срезе, следует отметить некоторые важные особенности строения Кодаро-Удоканской зоны (включая и участки выступов архейского цоколя).

Прежде всего, это — широкое развитие колоссальных массивов гранитоидных пород. Выходы их в современном срезе достигают почти трети площади рассматриваемого района. В изучении и описании этих массивов сделаны лишь самые первые шаги. Кроме большой и очень интересной работы М. М. Мануйловой (1960) по Кодарскому массиву, других специальных исследований гранитоидов рассматриваемого региона пока не было. Очень краткая характеристика их была приведена выше при описании геологических комплексов. Важно, по-видимому, отметить, что в районе есть два главных типа массивов гранитоидов: а) массивы, в строении которых в большей или меньшей степени намечаются элементы структуры замещенных ими метаморфических толщ и реликты метаморфических пород, связанные с гранитами постепенными переходами, и б) массивы, внешне гомогенные, сложенные массивными гранитами, имеющими резкие контакты с вмещающими толщами и оказывающими на них контактное воздействие. К первым принадлежат гнейсовидные граниты нижнепротерозойского (гранитоиды куандинского комплекса) и частично архейского (гранитоиды гранито-гнейсового комплекса) комплексов. Массивы пород обоих комплексов обычно характеризуются постепенными переходами к вмещающим их метаморфическим толщам и составляют как бы часть структуры этих толщ. Иными словами, это — массивы сложного строения, в общем согласные со структурой вмещающих толщ. Ко вторым относятся граниты кодарского интрузивного комплекса. Основываясь на данных М. М. Мануйловой (1960) по Кодарскому массиву, можно предположить, что структура остальных массивов гранитоидов данного комплекса, которые еще ждут своих исследователей, также достаточно сложна.

Рассматривая тектонику района, необходимо четко разделить эти два типа массивов и отметить, что массивы первого типа, независимо от того, архейские ли они или нижнепротерозойские, не изменяют сколько-нибудь существенно складчатую структуру района. Массивы второго типа, наоборот, являясь образованиями, редко дисгармоничными складчатой структуре. Они прорывают складки, как будто бы совершенно не считаясь с ними, и в современном эрозионном срезе выглядят, как это хорошо видно на разрезах, приложенных к геологической карте, как основание, на котором лежит метаморфизованный и дислоцированный чехол, представленный толщами удоканской серии. Это обстоятельство кажется нам очень существенным. Структуры удоканской серии, а частично и архейских кристаллических толщ, являются, в сущности, фрагментами кровли громадного тела более молодых гранитов.

Во-вторых, в пределах всех отмеченных зон складчатых структур докембрия широко развиты различные разломы и зоны разломов, которые, так же как и структура массивов изверженных пород, должны стать объектом самостоятельного исследования. Среди них могут быть выделены древние (докембрийские и нижнепалеозойские) и молодые (мезо-кай-

нозойские и современные). По молодым разломам, как правило, хорошо выраженным в рельефе, отчетливо устанавливаются значительные вертикальные перемещения. По результатам картирования можно сделать предположение о возможности горизонтальных смещений. Специальное изучение разломов начато лишь в самое последнее время (Солоненко, 1962).

Преобладающие простирания древних разломов северо-восточные и северо-западные, реже — почти широтные. Разломы часто трассируются дайками габбро-диабазов. К зонам разломов часто приурочены интенсивные проявления процессов альбитизации. Трещины, зоны расколов и дробления, возникшие в докембрийское время, заполнены либо веществом даек, либо иным жильным субстратом.

Трещины молодых зон разломов «сухие» и, как правило, не сопровождаются перекристаллизацией горных пород. Обычно эти зоны хорошо выражены в рельефе. Некоторые из молодых разломов явились каналами для внедрения трещинных интрузий мезозойских щелочных пород и гранитоидов. Мезозойские, кайнозойские и современные разломы имеют запад-северо-западные или восток-северо-восточные, близкие к широтным, или северо-северо-западные, близкие к меридиональным, простирания. Северо-восточные и восток-северо-восточные разломы ограничивают, например, северный край Чарской впадины.

В нашем распоряжении слишком мало данных для характеристики, хотя бы самой краткой, морфологии элементов разрывной тектоники. Можно заметить только, что среди них есть не только сбросы различного типа и сбросо-сдвиги, но также и надвиги с крутым (50—70°) падением поверхностей сместителя. Так, вдоль северного борта Каларской впадины проходит крупный надвиг, по которому породы удоканской серии надвинуты на юрские отложения впадины. Надвиги наблюдаются и в Кодарском хребте, где на юрские отложения надвинуты гнейсы архея и нижнепротерозойские граниты.

Третья важная особенность Кодаро-Удоканской зоны — отчетливое двухъярусное строение слагающих ее докембрийских комплексов. Складки удоканской серии представляются, как это видно из приведенного выше описания, образованиями совершенно иного типа, чем структуры архейских кристаллических толщ. Структура, которую образуют складки удоканской серии, резко дисгармонична по отношению к структуре архейских образований. Наконец, существенным отличием структур архейских и нижнепротерозойских толщ является качественно иное состояние вещества горных пород, составляющих эти структуры. Если толщи архея подверглись интенсивному и равномерному региональному метаморфизму высшей ступени, а затем высокотемпературным регрессивным преобразованиям, то отложения удоканской серии изменены сравнительно слабо и, главное, очень неравномерно. Степень их регионального метаморфизма отвечает низкотемпературным субфациям фации зеленых сланцев, а наложенные контактовые изменения, пусть нередко и очень значительные, охватывают лишь участки, непосредственно примыкающие к гранитным массивам.

В настоящее время еще нет достаточно детальных материалов относительно распределения и изменения мощностей и фаций отложений удоканской серии как по всему Удоканско-Каларскому прогибу в целом, так и по отдельным структурным элементам внутри него. Те немногие сведения, которыми мы располагаем, указывают на то, что существует определенная тенденция к погрубению обломочного материала в породах и к сокращению мощности отложений удоканской серии по направлению к выступам архейского цоколя. Ниже при характеристике формационных особенностей удоканской серии будет приведена схема распределения естественных парагенетических ассоциаций пород серии в пределах про-

гиба (фиг. 52, стр. 153). Здесь же необходимо отметить, что Удокано-Каларский прогиб принадлежит, по-видимому, к числу длительно развивавшихся так называемых конседиментационных структур. Можно предположить также, что конседиментационными были и крупные складки внутри прогиба. Аргументом в пользу этого предположения может быть характер распределения метаморфизованных осадочных пород на крыльях этих складок. В пределах одного и того же горизонта иногда наблюдается смена более тонкозернистых пород, развитых ближе к ядру синклинали складок, более грубозернистыми на крыльях или в области антиклинальных пережимов. Другим аргументом может быть зональное распределение первично сингенетических осадочных медных руд Удоканского месторождения в синклинали Намингу. Пиритовые руды, формировавшиеся, по-видимому, в наиболее глубоководной обстановке, находятся в наиболее прогнутой сводовой части синклинали, тогда как на крыльях наблюдаются борнито-халькозиновые руды, образовавшиеся в менее глубоководной обстановке.

Следовательно, можно предполагать, что общий рисунок внутренней структуры Удокано-Каларского прогиба определялся первоначально тектоническим рельефом архейского цоколя, т. е. нижнего структурного яруса. Дальнейшее усложнение структуры прогиба и крупных синклиналичных и антиклинальных складок внутри него вызвано, вероятно, тангенциальными напряжениями (сжатием), исходившими от выступов архейского основания. Такими сжимающими усилиями могло быть обусловлено возникновение равновеликих и соизмеримых синклиналей и антиклиналей, расположенных на крыльях прогиба и обнаруживающих признаки некоторой линейности. В пределах выступов архейского цоколя, наоборот, преобладали в это время растягивающие усилия, обеспечившие условия, благоприятные для гранитизации пород архея.

Структура Удокано-Каларского прогиба могла быть очень сходна, следовательно, с тектоникой верхнепалеозойской Джезказганской впадины Центрального Казахстана, Мансфельдской впадины в ГДР и других аналогичных прогибов неохрона. Полного подобия, однако, не возникло. Удокано-Каларский прогиб характеризуется, как уже было отмечено, мощным гранитоидным магматизмом, происходившим в нижнем протерозое и наложившим неизгладимый отпечаток на современную структуру прогиба.

Элементы последокембрийской тектоники

Среди элементов последокембрийской тектоники на тектонической карте (фиг. 34) изображены реликты структуры позднекембрийской — кембрийской синеклизы, юрские и кайнозойские впадины, массивы мезозойских гранитоидов и молодые (мезо-кайнозойские) разломы, как правило, хорошо выраженные в рельефе.

Останцы позднекембрийской — кембрийской синеклизы находятся в верховье Калара и на водоразделе Калара с Кеменом и левыми притоками Большой Икабии. На разрезе А—Б (фиг. 5) видно, что в современном срезе позднекембрийские — кембрийские отложения образуют моноклинал, полого погружающуюся на юго-восток и осложненную дополнительной довольно интенсивной гофрировкой. В ряде случаев (например, в верховье Кемена) толщи, слагающие синеклизу, залегают практически горизонтально. Л. И. Салоп (1954) в качестве характерной особенности тектоники позднекембрийских — кембрийских отложений отмечает моноклиналное залегание этих толщ с малыми углами падения (до 15—30°), когда они залегают на нижнепротерозойских гранитах, и значительно более интенсивные деформации в случае залегания их на отложениях удоканской серии. В последнем случае позднекембрийские — кембрийские отложения смяты в крутые и прямые складки

довольно выдержанного северо-западного простирания. Углы падения крыльев таких складок достигают иногда 80—90°.

Основываясь на интенсивности складчатых дислокаций позднедокембрийских — кембрийских толщ, Л. И. Салоп не считает возможным отнести их к типичным платформенным образованиям и предполагает, что структура, сохранившаяся в настоящее время в верховье Калара, представляет собой часть передового прогиба, окаймлявшего Байкальскую складчатую зону.

Вероятно, более правильно рассматривать эти толщи как платформенные образования, так как они представлены характерными платформенными формациями позднего докембрия — кембрия склонов Алданского щита и мощность их относительно невелика (порядка 900 м). Речь идет, по-видимому, о северном крыле крупной синеклизы, т. е. платформенной структуры. Интенсивная гофрировка слоев и развитие в пределах этой, в общем очень простой складчатой формы крутых складок II порядка весьма сходны с деформациями Юрских гор, хорошо изученными и детально описанными зарубежными геологами (Cloos, 1936; Aubert, 1949; Glangeaud, 1949; Glangeaud, Schneegans, 1949—1950; Lees, 1952; Wegmann, 1954, 1961; Suter, 1956, и др.). Принадлежность складчатых деформаций Юрских гор к деформациям платформенного чехла в настоящее время не вызывает сомнений.

Останцы структур юрских впадин сохранились в верховье Калара, а также на юге Кодарского хребта в бассейне рек Апсат и Средний Сакукан. По данным Л. И. Салопа, юрские отложения, развитые в Кодарском хребте, разорваны крутыми надвигами и близ зон надвигов смяты в складки, местами даже опрокинутые. В удалении от надвигов юрские отложения залегают почти горизонтально. Почти горизонтально залегают они и в верховье Калара.

Юрские толщи, формировавшиеся, вероятно, в континентальных впадинах, в настоящее время располагаются на очень высоких уровнях. Останцы юрской впадины, развитые в Кодарском хребте, находятся приблизительно на 1500 м выше соседней Чарской впадины, возникшей уже в кайнозойе. Юрская впадина в прошлом, по-видимому, продолжалась дальше на юго-восток, и в настоящее время ее юго-восточная половина перекрыта кайнозойскими рыхлыми накоплениями Чарской впадины. В то же время в верховье Калара останцы юрской впадины находятся на 1000—1200 м ниже вершин соседних хребтов. Такие значительные колебания уровня современного положения юрских отложений свидетельствуют об интенсивности послейюрских вертикальных перемещений по зонам молодых разломов.

С молодыми послейюрскими разломами связано внедрение трещинного массива щелочных пород (на водоразделе Читканды, Хани и Саку), гипабиссальных интрузивных тел (на левобережье Конды) и излияния покровов базальтов и андезито-базальтов.

Краткая характеристика разрывных нарушений была приведена выше при описании крупных структурных единиц района.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ УДОКАНСКОЙ СЕРИИ И ПАРАГЕНЕЗИСЫ ПОРОД

Прежде чем перейти к выводам по всей работе в целом, остановимся на характеристике вещественного состава пород удоканской серии и на разборе их естественных парагенетических ассоциаций.

Отложения удоканской серии отличаются, как уже было сказано, преобладанием толщ терригенных осадочных пород, подвергшихся более или менее значительному метаморфизму. Толщи представлены ритмично переслаивающимися пачками однообразных, преимущественно серых и тем-

но-серых мелко- и среднезернистых существенно кварцевых, кварцево-полевошпатовых, известковистых и обогащенных рудными минералами железа метаморфизованных песчаников. Значительно меньшее значение в составе толщ удоканской серии имеют метаморфизованные алевролиты, филлиты, грубообломочные и карбонатные породы.

Очень важной особенностью метаморфизованных отложений удоканской серии является то, что в них очень хорошо сохранились первичные текстуры осадочных пород — слоистые текстуры и текстуры на поверхностях наслоения. Текстурные особенности удоканской серии (особенно ее верхней части) специально изучались и были детально описаны Н. Н. Бакуном (Бакун, Володин, Кренделев, 1958; Бакун, 1958, 1961) и М. Е. Бердичевской (Бердичевская, Лейтес, 1961). Не повторяя подробного описания и иллюстраций осадочных структур, сделанных указанными исследователями, отметим все же типичные текстуры отложений.

Во всех без исключения породах удоканской серии хорошо сохранилась отчетливая первичная слоистость. Наблюдаются различные косо-слоистые, волнистослоистые и горизонтальнослоистые текстуры. В отложениях пород удоканской серии происходит сложное переслаивание пачек пород, мощность которых изменяется от десятков сантиметров до десятков метров, а протяженность достигает сотен метров.

Косая слоистость распространена чаще всего. Она характерна для метаморфизованных песчаников и конгломератов и хорошо выявляется по чередованию прослоев с различной крупностью обломочного материала или даже различного минерального состава. Н. Н. Бакун (1961), сравнивая изученные им косослоистые текстуры с текстурами палеозойских, мезозойских и современных осадков, выделяет три главных генетических типа косой слоистости удоканской серии: русловую (аллювиальную), подводных течений и прибрежную. Действительно, косослоистые текстуры песчаников удоканской серии очень сходны, а нередко просто идентичны соответствующим текстурам более молодых осадочных толщ.

Волнистая слоистость характерна для метаморфизованных алевролитов и филлитов. Кроме того, и среди косослоистых песчаников наблюдаются прослои с волнистой слоистостью. Н. Н. Бакун выделяет асимметричную и симметричную волнистую слоистость. Наконец, горизонтальная слоистость, по мнению Н. Н. Бакуна (1961), свойственная наиболее тонкозернистым отложениям верхов удоканской серии, по нашему мнению, очень характерна для отложений нижней и средней частей серии.

На поверхностях наслоения отложений удоканской серии сохранились также различные текстуры осадочных пород. К ним, по данным Н. Н. Бакуна (1961) и нашим наблюдениям, относятся разнообразные знаки ряби, трещины усыхания, следы капель дождя, ходы червей. Кроме того, в филлитах и метаморфизованных алевролитах наблюдаются атектонические нарушения слоистости — текстуры оползания осадка, которым свойственна причудливая гофрировка, связанная с течением вещества.

ОПИСАНИЕ ПОРОД УДОКАНСКОЙ СЕРИИ

Важной особенностью отложений удоканской серии можно считать их монотонный, существенно песчаниковый состав. Вся мощная серия представляет собой, в сущности, единую формацию, в составе которой резко преобладают метаморфизованные песчаники, а другие породы имеют подчиненное значение, хотя и являются характерными членами этой единой формации. К ним относятся метаморфизованные конгломераты, метаморфизованные алевролиты, филлиты и карбонатные породы.

Метаморфизованные конгломераты наблюдаются редко. Среди них мы выделяем нормальные конгломераты с более или менее

хорошо окатанной галькой и своеобразные «внутриформационные» конгломераты, часто залегающие в основании косослоистых серий.

Метаморфизованные конгломераты из верхов удоканской серии описаны Н. Н. Бакуном (1958) в бассейне рч. Ключвенный (приток р. Нирунгнакан). Они состоят на 40—70% из окатанной и полуокатанной гальки метаморфизованных песчаников, карбонатных пород и более редких гранитов, заключенной в песчаниковой цементирующей массе. В составе гальки преобладают метаморфизованные песчаники. Н. Н. Бакун выделяет средне- и мелкогалечные конгломераты с размером гальки от 1 до 4—5 см, однако отмечает частое присутствие в среднегалечных конгломератах более крупной гальки и даже мелких валунов.

Сходные метаморфизованные конгломераты наблюдаются в верховье Сюльбана в отложениях верхнесюльбанской свиты, а также на водоразделе Сюльбана и Конды. Галечный материал их, представленный преимущественно такими же метаморфизованными песчаниками, как и в нижележащих толщах, заключен в песчаниковом цементирующем веществе, по составу тождественном метаморфизованным песчаникам. В дополнение к краткой характеристике этих метаморфизованных конгломератов, приведенной выше при описании разреза (см. стр. 66), укажем, что конгломераты, встреченные в бассейне Сюльбана, иногда сильно ороговикованы. И галька, и цементирующее песчаниковое вещество в подобных случаях интенсивно биотитизированы и превращены в биотито-полевошпатово-кварцевые породы, сохраняющие, однако, реликты конгломератного строения.

Метаморфизованные конгломераты, как уже отмечалось, образуют в разрезах верхних свит прослой и линзы, быстро выклинивающиеся по простиранию. В Кодарском хребте мощность этих линз достигает сотен метров, в Удоканском — не превышает нескольких десятков сантиметров. Маломощные прослои залегают в основании косослоистых серий, подчёркивая местные размывы внутри толщи (фиг. 42).

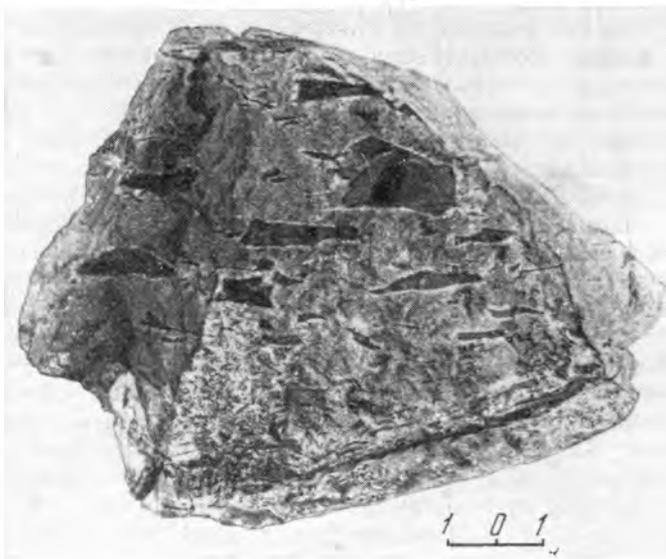
Метаморфизованные конгломераты отмечены и в основании удоканской серии. Они отличаются от описанных тем, что галька в них представлена породами архея (гнейсами, гранито-гнейсами и др.), заключенными в метаморфизованном песчаниковом цементирующем веществе. Такие конгломераты, по данным Л. И. Салопа (1958а, е), образуют кселолиты в кодарском гранитном массиве в верховье Верхнего Сакукана.

Метаморфизованные «внутриформационные» конгломераты или, как их называет Н. Н. Бакун (1961), конгломерато-брекчии представляют собой породы, сложенные обломками темно-серых метаморфизованных алевролитов, филлитов и, реже, мелкозернистых метаморфизованных песчаников и карбонатных пород, сцементированные мелко- и среднезернистым метаморфизованным песчаниковым материалом, в свою очередь обладающим преимущественно карбонатным или кварцево-серицито-карбонатным цементом. 60—70% объема породы обычно составляет цементирующее песчаниковое вещество; реже преобладают обломки. Форма обломков самая различная. Чаще всего наблюдаются неправильные остроугольные обломки (фиг. 43), иногда полуокатанные и даже хорошо окатанные, похожие на «глинистые катуны». Размер обломков изменяется обычно от 0,5—1,0 до 5—7 см, хотя иногда наблюдаются конгломерато-брекчии с более крупными обломками и даже глыбами величиной до 20—30 см. По составу среди обломков преобладают первично глинистые породы, в настоящее время преобразованные в филлиты.

Очень характерно положение конгломерато-брекчий в частных разрезах терригенных толщ удоканской серии. Они залегают, как правило, только в основании ритмов, примеры которых были приведены выше (стр. 60, 61), и свидетельствуют о многочисленных местных размывах, происшедших при формировании первичной осадочной толщи. Любо-



Фиг. 42. Метаморфизованные конгломераты с разрывом залегают на кослоистых метаморфизованных песчаниках. Верхняя сауканская свита, рч. Клюквенный. Фото Н. Н. Бакуна



Фиг. 43. Метаморфизованный внутриформационный конгломерат с остроугольными обломками. Верхняя сауканская свита

пытныс, что среди обломков почти всегда преобладают породы непосредственно подстилающего ритма. Можно считать, что нижележащие отложения, обломки которых преобладают в конгломерато-брекчиях, размывались очень быстро после своего отложения.

Выше уже было указано (стр. 61), что конгломерато-брекчии удоканской серии очень сходны с «внутриформационными конгломератами», описанными В. М. Поповым (1958 и др.) в джезказганской серии Центрального Казахстана и вообще характерными для пестроцветных терригенных формаций.

Метаморфизованные конгломерато-брекчии удоканской серии образуют прослой и линзы невыдержанной мощности, которая изменяется от 0,15—0,20 до 0,5—0,7 м. Значительно реже наблюдаются прослой, мощностью до 2,0—2,5 м. Прослой конгломерато-брекчий наиболее часто приурочены к пачкам метаморфизованных песчаников с карбонатным цементом.

Метаморфизованные песчаники преобладают над всеми остальными породами удоканской серии. Именно они определяют петрографический облик рассматриваемой толщи метаморфизованных терригенных осадочных пород. Это плотные более или менее отчетливо слоистые породы различных оттенков серого цвета. Чаще всего наблюдаются серые, светло-серые или темно-серые метаморфизованные песчаники; реже — разности зеленовато-серого, буровато-серого цветов или разности серого цвета с розоватым, красноватым или лиловым оттенком.

Метаморфизованные песчаники образуют пласты, мощностью от нескольких сантиметров до 2—3 м, в которых обнаруживается отчетливое слоистое строение. Наиболее часто наблюдается косая слоистость.

По составу среди метаморфизованных песчаников выделяются разности кварцево-полевошпатовые и кварцевые с кварцево-серицитовым, кварцево-серицито-карбонатным или карбонатным цементом; разности, существенно обогащенные рудными минералами железа (магнетитом и мартитом) и метаморфизованные медистые песчаники. Количественные соотношения породообразующих минералов обломочной части метаморфизованных песчаников очень изменчивы, и в пределах одного и того же пласта кварцево-полевошпатовые метаморфизованные песчаники с кварцево-серицитовым цементом постепенно сменяются существенно кварцевыми кварцитовидными разностями, а затем джеспилитоподобными разностями, обогащенными магнетитом и мартитом.

По-видимому, целесообразно ограничиться характеристикой наиболее типичных крайних групп метаморфизованных песчаников, подобно тому, как это сделала М. Е. Бердичевская при описании песчаников верхних свит удоканской серии (Бердичевская, Лейтес, 1961).

Кварцево-полевошпатовые и кварцевые метаморфизованные песчаники с кварцево-серицитовым и кварцево-серицито-кальцитовым цементом состоят из обломочных зерен кварца, полевых шпатов и некоторых других второстепенных минералов, заключенных в микрозернистой цементирующей ткани. Размер обломочных зерен колеблется от 0,1 до 0,20—0,25 мм, редко достигая 0,4—0,5 мм. Обломочные зерна составляют до 80—85% объема породы.

Кварц преобладает сравнительно с другими породообразующими минералами, присутствующими среди обломочных зерен. В существенно кварцевых кварцитовидных песчаниках содержание его достигает 70—80% обломочной части породы, в кварцево-полевошпатовых — 50—60%.

Кварц образует зерна неправильной формы, иногда гранулированные и превращенные в микрозернистый агрегат, часто сохраняющий контур первоначального зерна. Порой удается проследить переходы от кварцевых зерен с мозаичным угасанием до интенсивно гранулированных зерен,

похожих на обломки микрокварцитов. Некоторые зерна гранулированы лишь по периферии.

Кварцевые зерна обычно имеют неправильные зубчатые контуры, обусловленные нарастанием вторичных регенерационных кайм. Мощность таких вторичных кайм достигает 0,01—0,02 мм, причем каймы обрастают обломочные зерна неравномерно. Особенно отчетливо наблюдаются каймы в том случае, когда они разрастаются вокруг обломочных зерен, на поверхности которых сохранились реликты первичной железистой «рубашки». Каймы, обрастающие близко расположенные зерна, нередко соприкасаются, и в породе появляются участки зубчатой гранобластовой структуры, характеризующиеся почти полным отсутствием цементирующей основной ткани породы и тесным соприкосновением зерен обломочных минералов. Лишь между соприкасающимися каймами наблюдаются единичные чешуйки серицита.

Кварцевые зерна часто содержат мелкие включения полевых шпатов, апатита, эпидота, серицита и рудного минерала. Регенерационные каймы, как правило, свободны от включений. В самой внешней части кайм иногда наблюдаются чешуйки серицита, по-видимому, представляющие собой реликт цементирующей ткани породы.

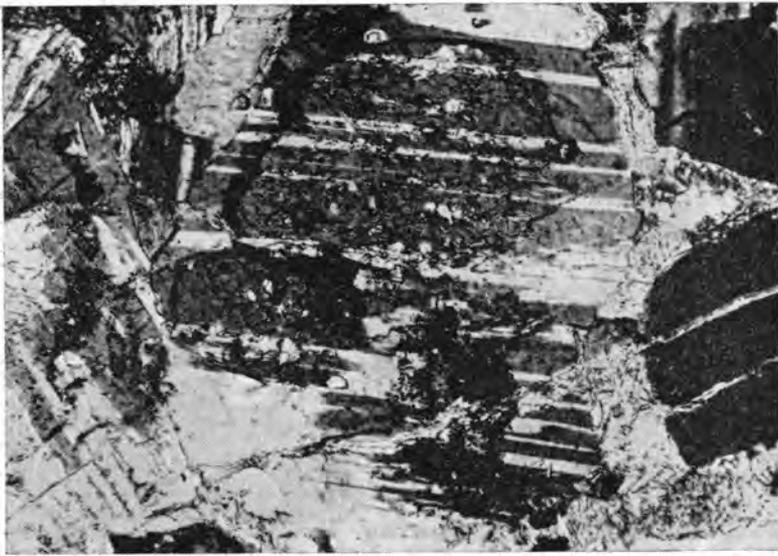
Полевые шпаты наблюдаются несколько реже. Они составляют до 40—50% обломочной части породы в кварцево-полевошпатовых разностях и до 20—25% — в существенно кварцевых кварцитовидных песчаниках. В породах верхних свит удоканской серии они представлены калиевыми полевыми шпатами, альбитом и средними плагиоклазами, в породах, слагающих среднюю и нижнюю части разреза удоканской серии, преобладает альбит.

Среди зерен калиевого полевого шпата есть как решетчатые, так и нерешетчатые разности. Обычно калиевый полевой шпат несколько пелитизирован. Передко в калиевых полевых шпатах наблюдаются пертитовые вроски, иногда — микрографические вроски кварца. В отдельных зернах отмечены реликтовые включения плагиоклаза, обладающего полисинтетическим двойниковым строением.

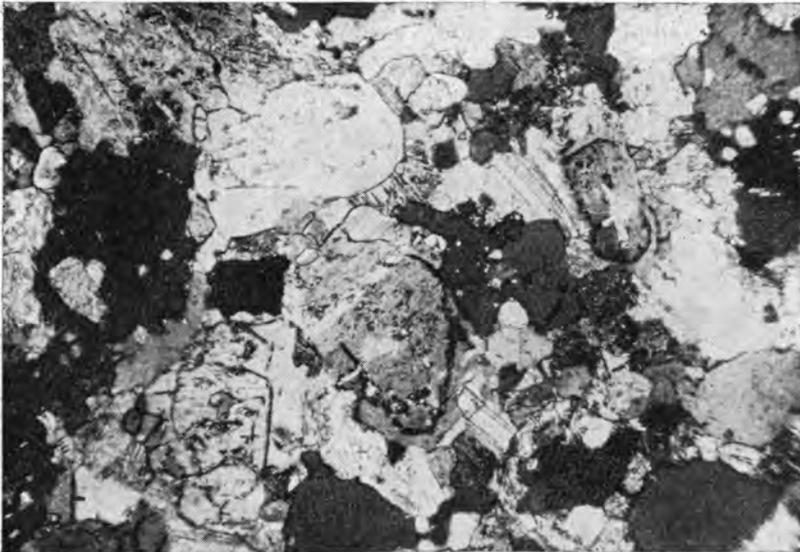
Плагиоклаз в обломочных зернах представлен преимущественно альбитом и альбит-олигоклазом. Зерна его, как правило, обладают хорошо выраженным полисинтетическим двойниковым строением. Отмечены также зерна шахматного альбита. Плагиоклаз несколько серицитизирован, причем расположение чешуек серицита иногда позволяет выявить реликтовое зональное строение, что дает возможность предположить более основной состав первичного плагиоклаза. О более основном составе первичного плагиоклаза свидетельствуют также зерна, представляющие собой в настоящее время кристаллы альбита, проросшие агрегатом серицита, эпидота и карбоната.

Регенерация зерен полевых шпатов наблюдается еще чаще, чем у кварца. Ширина регенерационных кайм (фиг. 44, 45, 46, 47), обрастающих вокруг плагиоклазов, достигает 0,03 мм. Каймы образует только альбит, причем его показатель преломления несколько меньше, чем у сохранившегося обломочного зерна. Двойниковые полосы продолжают из обломочного зерна в кайму, однако каймы очень хорошо заметны при одном никеле и включенной диафрагме (фиг. 47). Изредка вокруг обломочных зерен полевых шпатов удается наблюдать реликты железистой «рубашки», которые подчеркивают окатанную или угловатую форму первоначальных обломочных зерен.

Многие зерна полевых шпатов корродированы цементирующей тканью породы. Зерна в подобных случаях приобретают неправильные извилистые очертания. Кварцево-серицитовый или кварцево-серицито-карбонатный микрозернистый агрегат основной ткани проникает внутрь зерен по трещинам или по двойниковым швам кристаллов.



Фиг. 44. Регенерационная кайма вокруг обломочного зерна плагиоклаза (метаморфизованный песчаник с известковистым цементом). Двойниковые полосы продолжаются из зерна на кайму. Увел. 200. Николи +



Фиг. 45. Регенерационные каймы вокруг обломочных зерен полевых шпатов (метаморфизованный песчаник с известковистым цементом). Увел. 90. Николи +

Среди обломочных минералов описываемых пород встречаются также непрозрачные рудные минералы железа, среди которых могут быть отмечены магнетит, мартит, гематит и титаномагнетит. Они представлены в основном изометричными или неправильными зернами. Реже наблюдаются новообразованные идиоморфные или почти идиоморфные зерна рудных минералов, обычно несколько более крупные, чем зерна других порообразующих минералов. Количество зерен рудных минералов железа в породах описываемой группы очень изменчиво и достигает 5—7%, хотя в отдельных разностях эти минералы отсутствуют. Чаще они беспорядочно распределены по всей породе, реже — группируются в тонкие прослои и линзы. Нередко удается заметить несколько растворенные зерна, как бы изъеденные цементирующей тканью породы.

Незначительную по составу примесь составляют акцессорные обломочные минералы, среди которых наблюдаются циркон, апатит, сфен, турмалин, серендибит и эпидот.

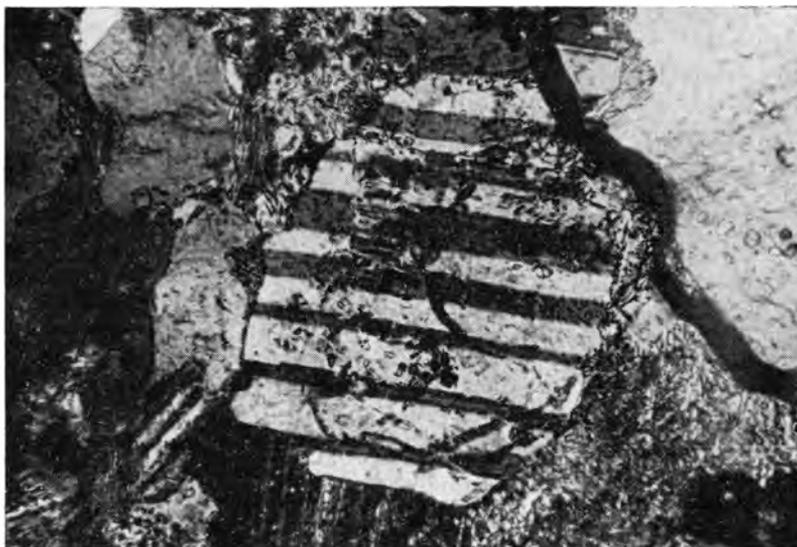
Циркон встречен в виде мелких призматических кристаллов, хорошо окатанных или угловатых обломков. Некоторые зерна отчетливо зональны. Иногда выявляется двойниковое строение. Титанит и апатит отмечены в виде хорошо окатанных зерен, обычно несколько трещиноватых. Эпидот, наряду с окатанными округлыми зернами, присутствует так же как новообразованный минерал. Мелкие неправильные зерна новообразованного эпидота или скопления этих зерен корродируют полевые шпаты и кварц.

Турмалины присутствуют преимущественно в виде более или менее хорошо окатанных зерен с интенсивным плеохроизмом в буровато-зеленых тонах. Отдельные зерна обладают зональным строением. На обломочных зернах турмалина почти всегда наблюдаются регенерационные каймы новообразованного турмалина, который замещает цементирующую ткань породы. Новообразованный турмалин развивается и в цементе. Зерна новообразованного турмалина заполняют промежутки между зернами других порообразующих минералов и имеют либо неправильную форму, либо образуют мелкие удлиненные призматические кристаллы.

М. Е. Бердичевская обнаружила в метаморфизованных песчаниках верхней сакуканской свиты серендибит — очень редкий алюмоборосиликат, — известный в породах архея Алданского щита. Этот минерал был установлен в единичных зернах в отдельных препаратах тяжелой фракции. Он представлен мелкими зернами неправильной формы с раковистым изломом или обломками таблитчатой формы. Минерал имеет стеклянный блеск и голубовато-зеленую окраску. Плеохроизм отчетливый от светло-желтого и голубовато-желтого до интенсивного голубого и синевато-зеленого. М. Е. Бердичевская исследовала оптические свойства серендибита в иммерсионных препаратах. Минерал обладает очень высокой дисперсией оптических осей. Показатель преломления по $N_g = 1,722$, а по $N_p = 1,719$. Часто наблюдаются полисинтетические двойники, сходные с плагиоклазовыми.

Цементирующая основная ткань пород рассматриваемой группы представлена микрозернистым кварцево-серицитовым агрегатом, иногда с примесью кальцита. Кроме того, в цементирующей ткани присутствуют также мельчайшие обломочные зерна кварца, полевых шпатов, рудного минерала, эпидота и различные новообразованные минералы (биотит, мусковит, хлорит, турмалин, эпидот и т. д.). Количество цемента редко превышает 15—20% объема породы.

Размер чешуек серицита колеблется от 0,005 до 0,010 мм, редко достигая 0,04—0,05 мм. Расположены они, как правило, беспорядочно, хотя изредка наблюдается отчетливая линейная ориентировка. Иногда среди них находятся более крупные (размером до 0,2 мм) листочки буровато-



Фиг. 46. Регенерационная кайма вокруг обломочного зерна плагиоклаза (метаморфизованный песчаник с известковистым цементом). Увел. 200. Николи ↗



Фиг. 47. То же, что на фиг. 43, но при одном николе

зеленого или коричневого биотита или бесцветного мусковита. В отдельных разностях, расположенных обычно близ контакта с гранитами кодарского интрузивного комплекса, среди слюдяных минералов цемента преобладает биотит. Пластинки его часто хлоритизированы, а иногда нацело замещены хлоритом и пылевидным рудным минералом. В таких случаях цемент становится кварцево-хлоритовым.

Отдельные участки цементирующей ткани породы сложены тончайшим существенно кварцевым агрегатом с большей или меньшей примесью альбита. В этом агрегате присутствуют разобщенные листочки слюд, а также (иногда) отдельные скопления зерен кальцита. Породы, в которых преобладает существенно кварцевая цементирующая ткань, отличаются кварцитовидным обликом и массивным строением с неясно выраженной слоистостью.

Некоторые разности описываемых пород обладают кварцево-серицитокальцитовым цементом, в составе которого большое значение имеет мелко- и даже крупнозернистый кальцит. Кальцит перекристаллизован и часто обладает двойниковым строением. Нередко можно наблюдать, как кальцит заполняет трещины в обломочных зернах, раздвигает их и проникает в глубь зерен. Кальцит, в свою очередь, замещается эпидотом.

В цементирующей ткани присутствуют также рудные минералы железа и различные акцессорные минералы. Чаще они распределены

Таблица 14

Результаты химических анализов * метаморфизованных кварцево-полевошпатовых и кварцевых песчаников верхней сауканской свиты удоканской серии

	15	16	17	18	19
	Кварцитовидный метаморфизованный песчаник, рч. Скользкий	Отсортированный метаморфизованный песчаник с прослоями естественного шлиха	Неотсортированный косослоистый метаморфизованный песчаник	Отсортированный метаморфизованный песчаник с прослоями естественного шлиха	Неотсортированный косослоистый метаморфизованный песчаник
Горизонт медистых песчаников					
SiO ₂	63,99	71,80	73,64	61,28	77,08
TiO ₂	0,39	0,97	0,29	2,52	0,19
Al ₂ O ₃	11,65	10,83	13,68	8,83	11,45
Fe ₂ O ₃	2,71	6,24	1,64	13,35	Не обнар.
FeO	1,22	1,76	1,61	2,34	0,59
P ₂ O ₅	0,70				
CaO	11,12	0,57	1,64	2,64	1,28
MgO	2,51	0,83	0,25	0,87	0,72
MnO	0,32	0,04	0,04	0,07	Следы
S		0,03	0,02	0,05	0,11
Na ₂ O	2,16	3,12	2,35	2,90	2,67
K ₂ O	1,26	3,15	3,38	3,52	4,51
H ₂ O ⁺	1,57	Не обнар.	0,24	0,16	0,52
H ₂ O ⁻	Нет		Не обнар.	Не обнар.	Не обнар.
П. п. п.		0,84	0,88	0,82	Не обнар.
Сумма	99,60	100,22	99,72	99,46	99,34

* Анализ 15 выполнен в химической лаборатории Геологического института АН СССР аналитиком М. А. Канакиной (образец из коллекции автора); анализы 16—19 заимствованы из работы Н. Н. Бакуна (1961).

равномерно, реже — группируются отдельными пятнами или линзовидными участками. Количество рудных минералов нередко достигает 5—10% объема основной ткани, иногда же они отсутствуют.

Цементирующая ткань заполняет промежутки между обломочными зернами, окаймляет их в виде кайм и тонких пленок и часто проникает внутрь обломочных зерен по трещинам, разъедая их. С другой стороны, при регенерации обломочных зерен происходит замещение цементирующей ткани новообразованными регенерационными каймами с образованием гранобластового цемента разрастания.

Структура описанных метаморфизованных песчаников неоднородна, и это часто можно наблюдать даже в пределах одного шлифа. Наиболее характерна blastosammitовая структура (особенно хорошо видны реликты обломочных зерен полевых шпатов). В то же время, часто наблюдаются участки гранобластовой структуры, представленные мозаичным агрегатом кварца и полевых шпатов.

Результаты химических (табл. 14) анализов и петрографического изучения метаморфизованных песчаников рассматриваемой группы указывают, в общем, на очень однообразный состав этих пород, близкий к среднему составу пород архея (табл. 1, 3 и 5).

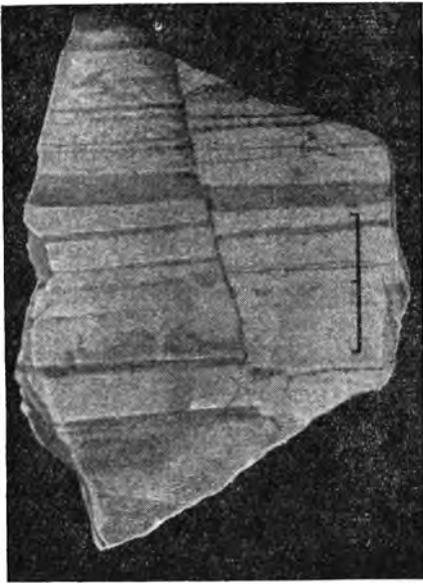
В то же время, при постепенном увеличении содержания рудных минералов железа, концентрировавшихся в первичной породе в виде естественного шлиха, описанные песчаники переходят в своеобразные кварцитовидные железистые песчаники, очень похожие внешне на джеспилиты. При увеличении роли кальцита в цементе появляются кварцево-полевошпатовые и кварцевые метаморфизованные песчаники с карбонатным цементом. Наконец, разности, содержащие большое количество биотита и других новообразованных минералов и пространственно приуроченные к зонам контактов с гранитами кодарского интрузивного комплекса, вероятно, целесообразно называть ороговикованными метаморфизованными песчаниками и рассмотреть отдельно.

Метаморфизованные железистые песчаники являются характерными членами разреза верхней сакуканской, александровской и читкандинской свит. Они образованы чередующимися прослоями, сложенными в основном рудными минералами железа и прослоями «пустой» породы существенно кварцевого состава, образуют пачки, часто линзовидной формы, мощность которых меняется от нескольких сантиметров до нескольких метров. Мощность отдельных прослоев в таких пачках изменяется от нескольких миллиметров до 1,0—1,5 см, но изредка достигает 5—6 см. Сами «рудные» прослои имеют сложное строение и содержат тонкие (мощностью в 0,3—0,7 мм) прослои существенно кварцевого состава.

В пачках железистых песчаников часто видна косая слоистость. Рудные минералы при этом играют роль естественного шлиха и концентрируются в нижних частях косослоистых серий ближе к неровным поверхностям местных размывов.

Присутствие в рассматриваемых породах прослоев различного минерального состава отчетливо выявляет слоистое строение пород. Очень хорошо заметны нарушения сплошности слоев — микросбросы, амплитудой порядка 0,5—2,0 см (фиг. 48). Трещины, образовавшиеся в связи с такими разрывами, заполнены жильным материалом преимущественно кварцевого состава. Иногда в прожилках, кроме кварца, присутствуют также кальцит, эпидот, хлорит и слюды. Прожилки особенно хорошо выражены в прослоях, сложенных рудными минералами.

Обломочный материал в железистых песчаниках составляет около 60—70, реже до 80% объема породы. Размер обломочных зерен колеблется от 0,15 до 0,35 мм. Представлены они кварцем, значительно более редкими полевыми шпатами и рудными минералами железа, количество



Фиг. 48. Микросброс в метаморфизованном железистом песчанике из верхней сакуканской свиты

которых составляет до 20, редко 25% объема породы. Подчиненное значение имеют обломочные зерна эпидота, апатита, турмалина, циркона, титанита и монацита и единичные обломки кварцево-микроклиновой породы с микропегматитовой структурой. Изредка наблюдаются новообразованные эпидот, хлорит, мусковит, роговые обманки и титанит.

Зерна кварца очень сходны с описанными в предыдущей группе. Они имеют угловатые или угловато-округлые очертания. Отдельные зерна (особенно наиболее крупные) гранулированы. Кварц в рассматриваемых песчаниках часто содержит точечные включения рудных минералов, игольчатых кристаллов рутила, апатита и серицита. Зерна кварца обрастают вторичными регенерационными каймами, обладающими той же оптической ориентировкой, что и обломочное зерно. Изредка обломочные зерна кварца обрастают тонкой каемкой хлорита.

Полевые шпаты представлены обломками неправильной формы и, реже, таблитчатыми зернами. Среди калиевых полевых шпатов преобладают нерешетчатые разновидности; обломки микроклина с хорошо выраженной решеткой более редки. Нерешетчатые калиевые полевые шпаты обычно пелитизированы; зерна микроклина почти не затронуты пелитизацией. Плагноклазы представлены серицитизированными зернами, иногда обнаруживающими реликты зонального строения. Полисинтетические двойники наблюдаются редко. По составу плагноклаза отвечает альбиту и альбит-олигоклазу, хотя признаки зонального строения позволяют предположить более основной состав первичного плагноклаза.

Обломки кварца и полевых шпатов, обрастая регенерационными каймами, приобретают сложную неправильную форму. По зубчатым границам соприкосновения зерен происходит их взаимное проникновение, порождая приобретает кварцитовидный облик.

Рудные минералы железа представлены магнетитом, мартитом, титаномагнетитом и гематитом. Преобладают среди них зерна величиной 0,1—0,2 мм. Форма зерен преимущественно округлая, однако контуры многих зерен неправильные, зубчатые, что обусловлено, по-видимому, процессами растворения. В других разновидностях метаморфизованных железистых песчаников рудные минералы образуют идиоморфные кристаллы с хорошо выраженными кристаллографическими очертаниями. В шлифах наблюдаются сечения в виде квадратов, ромбов, шестигранников или неправильные зерна с отдельными гранями. Некоторые из зерен имеют «ажурное» строение. Зерно состоит из отдельных неправильных скопленных рудного минерала, промежутки между которыми заполнены кварцево-серицитовым агрегатом. Наблюдаются как бы скелетные формы рудного минерала. Кроме того, в породах отмечены скопления мельчайших, иногда пылевидных зерен рудного минерала, также сцементированных кварцем. Размер таких скоплений не превышает 0,2—0,3 мм.

Вокруг некоторых зерен рудного минерала (вероятно титаномагнетита) развивается кайма лейкоксена. Внутри крупных выделений лейко-

ксена встречены плохо индивидуализированные зерна титанита, развившегося, по-видимому, по лейкоксену.

Анализы рудных минералов из метаморфизованных железистых песчаников (табл. 15) показывают, что рудные минералы в большинстве

Таблица 15

Результаты химических анализов рудных минералов из метаморфизованных железистых песчаников верхней сакуканской свиты, рч. Скользкий

	20	21		20	21		20	21
SiO ₂	15,30	5,78	FeO	2,30	26,18	Na ₂ O	0,27	0,12
TiO ₂	2,52	2,52	MnO	Следы	0,44	K ₂ O	0,43	0,30
Al ₂ O ₃	3,83	6,20	CaO	0,46	0,20	H ₂ O ⁺	0,07	0,09
Fe ₂ O ₃	75,90	59,25	MgO	Нет	0,44	H ₂ O ⁻	Нет	0,08
Сумма							101,08	101,60

представлены магнетитом (84,5% рудного вещества по анализу 21) или мартитом (76% — по анализу 20), образующим псевдоморфозы по магнетиту. Присутствие титана в химических анализах, так же как и формирование новообразованного лейкоксена, свидетельствует о том, что какая-то часть рудных минералов железа представлена титаноммагнетитом.

Акцессорные минералы приурочены преимущественно к рудным прослоям железистых песчаников. В подавляющем большинстве зерна этих минералов хорошо окатаны. Зерна турмалина окружены регенерационными каймами.

Цементирующая ткань рассматриваемых метаморфизованных песчаников сложена агрегатом мелкочешуйчатого серицита, хлорита и мелких зерен кварца и эпидота, располагающимся в промежутках между обломочными зернами.

Местами в цементирующей ткани наблюдаются выделения новообразованных минералов группы эпидота и, реже, кальцита, которые замещают кварцево-серицито-хлоритовый цемент и корродируют обломочные зерна. К участкам цемента, сложенным кальцитом, обычно приурочены более крупные чешуйки новообразованного мусковита. В цементе иногда наблюдаются длинные кристаллы (до 0,3 мм) призматического полихромного турмалина с плохо образованными концевыми гранями.

Структура метаморфизованных железистых песчаников преимущественно бластопаамитовая. Отдельные интенсивно перекристаллизованные участки обладают гранобластовой структурой.

Обломочный характер зерен значительной части рудных минералов, хорошая отсортированность обломочного материала, его группировка в рудные и безрудные полосы, а также приуроченность к рудным прослоям минералов тяжелой фракции (циркона, сфена, апатита, эпидота и др.), обычно хорошо окатанных, убедительно подтверждают мнение Л. И. Салопа (1958е) об обломочном происхождении описанных выше метаморфизованных железистых песчаников, часто имеющих облик джеспилито-подобных пород.

В то же время можно предположить, что часть рудных минералов возникла во время формирования осадка путем осаждения гидроокислов железа, т. е. имеет хемогенное происхождение. В дальнейшем в ходе процессов диагенеза и метаморфизма гидроокислы железа были преобразованы в магнетит и другие рудные минералы железа.

Состав метаморфизованных железистых песчаников, их условия залегания и текстурные особенности хорошо согласуются, по нашему мнению, с представлениями Л. И. Салопа (1958е) об образовании осадка, из которого возникли указанные породы, в прибрежной зоне (может быть, в зоне приобья), где могли существовать условия концентрации тяжелых обломочных минералов и где, следовательно, могло происходить накопление естественного шлиха.

Наконец, состав этого естественного шлиха позволяет считать, что источником обломочного материала железистых песчаников были породы архея, аналогичные породам иенгрской серии Алданского района или гнейсового комплекса Чарского выступа, среди которых известны железистые кварциты и другие магнетитсодержащие породы.

Кварцево-полевошпатовые и кварцевые метаморфизованные песчаники с карбонатным цементом представляют собой плотные массивные породы светло-серого, серого и лило-вато-серого цветов. Выветрелые поверхности их покрыты неровной ноздреватой корочкой коричнево-бурого цвета. Мощность такой корочки, имеющей многочисленные следы выщелачивания, не превышает 0,3—0,7 см. Глубже в породе не наблюдается изменений ни в окраске, ни в строении.

Рассматриваемые известковистые метаморфизованные песчаники слагают прослойки, мощностью до 2—3 м, в пачках кварцево-полевошпатовых и кварцевых метаморфизованных песчаников с кварцево-серицитовым и кварцево-серицито-кальцитовым цементом. Реже (в разрезах бутунской, александровской и читкандинской свит) известковистые песчаники образуют мощные пачки, содержащие прослойки других разновидностей метаморфизованных песчаников, алевролитов и филлитов. В подошве пачек или мощных слоев известковистых песчаников часто находятся прослойки и линзы описанных выше «внутриформационных» конгломератов (конгломерато-брекчий). В пачках и слоях метаморфизованных известковистых песчаников наблюдается косая или горизонтальная слоистость, подчеркнутая в обнажениях различной устойчивостью слоев к выщелачиванию и присутствием в породах тонких прослоев, обогащенных рудными минералами железа. Своеобразен внешний облик описываемых метаморфизованных песчаников из бутунской свиты. Слоистость в них выражена менее отчетливо. Благодаря равномерно распределенным в породе мельчайшим зернам гематита метаморфизованные песчаники имеют лиловатый или сиренево-серый цвет.

Так же как и остальные разновидности метаморфизованных песчаников, известковистые песчаники представлены преимущественно мелко- и среднезернистыми породами. Размер обломочных зерен колеблется от 0,1 до 0,25—0,30 мм, редко достигая 0,4 мм. Форма зерен угловатая или угловато-окатанная.

Обломочный материал составляет 50—60, редко 70—75% объема породы. В составе его преобладают кварц и полевые шпаты. Среди второстепенных и аксессуарных минералов отмечены рудные минералы железа, турмалин, эпидот, апатит и циркон. Состав и форма всех этих обломочных минералов совершенно подобны таковым у аналогичных минералов в описанных выше породах удоканской серии. Аналогичны и новообразованные минералы.

Цементирующая ткань породы представлена преимущественно кальцитом, определенным М. Е. Бердичевской в иммерсии, микрохроматической реакцией с ализарином, а также по результатам химических анализов, которые указывают на преобладание кальцита в составе цемента. Цемент образует разномасштабный агрегат мелких и крупных зерен кальцита неправильной формы, сдвойникованных по ромбоэдру. В отдельных участках известковистых метаморфизованных песчаников наблюдается

также кварцево-серицитовый цемент. В мелкозернистых разностях рассматриваемых песчаников цементирующая ткань породы сложена пелитоморфным известковистым веществом, образующим существенную примесь и в участках кварцево-серицитового цемента. Наконец, отдельные участки цемента сложены агрегатами новообразованных минералов группы эпидота.

Известковый цемент заполняет промежутки между обломочными зернами, проникает в зерна по трещинам и интенсивно разъедает их. Наиболее сильно подвержены коррозии зерна плагиоклаза. Последние иногда корродированы настолько интенсивно, что от некогда целого обломочного зерна сохраняются лишь отдельные фрагменты, заключенные в кальцитовом агрегате. В отдельных участках известкового цемента наблюдаются густые скопления чешуек серицита. Возможно, что эти скопления представляют собой реликты нацело разъеденных и замещенных цементом зерен плагиоклаза.

Одними из характерных особенностей метаморфизованных известковистых песчаников являются сравнительно большое количество пластинок новообразованного мусковита в цементе и отмеченные выше агрегатные скопления новообразованных минералов группы эпидота.

Структура метаморфизованных известковистых песчаников бластосаммитовая. Так же как и в других описанных выше разностях песчаников, наблюдаются участки гранобластовой структуры. Это, прежде всего, относится к самому кальцитовому цементу и к соприкасающимся зернам обломочных минералов, которые, обрастая регенерационными каймами, приобретают неправильные лапчатые очертания и граничат друг с другом по зубчатым поверхностям.

Метаморфизованные медистые песчаники по составу, текстурам и структурам совершенно подобны описанным выше кварцево-полевошпатовым и кварцевым метаморфизованным песчаникам с кварцево-кальцитовым цементом и отличаются от них только присутствием рудных минералов меди.

В пачках меденосных пород, как и в других пачках удоканской серии, наблюдается хорошо выраженная косая или, реже, горизонтальная слоистость, а также отчетливое ритмичное строение.

Меденосные горизонты отмечены как в верхах удоканской серии (верхняя сакуканская свита), так и в ее средней части (александровская, читкандинская, бутунская и кукугундинская свиты). Во всех случаях меденосные горизонты представляют собой пачки переслаивающихся мелко- и среднезернистых метаморфизованных песчаников, метаморфизованных алевролитов и филлитов. Мощности отдельных прослоев, слагающих эти пачки, изменчивы. Они колеблются от 10—20 см до 1,5—2,5 м. Меденосны все три типа перечисленных выше пород, однако наиболее значительные рудные концентрации сосредоточены в метаморфизованных песчаниках.

Главными пороодообразующими минералами метаморфизованных медистых песчаников являются кварц и полевые шпаты. Только в разностях, обогащенных рудными минералами железа, наблюдается повышенное содержание магнетита и маргита (до 10—15% обломочного материала). Второстепенные и аксессуарные минералы представлены минералами группы эпидота, турмалином, цирконом, апатитом и титанитом. Контуры зерен неровные, часто зубчатые. Цемент — главным образом кварцево-серицито-кальцитовый, реже — кварцево-серицитовый. Местами в кварцево-серицито-кальцитовом цементе роль кальцита настолько велика, что цемент может быть назван известковистым. В цементе часто присутствуют также хлорит и мусковит.

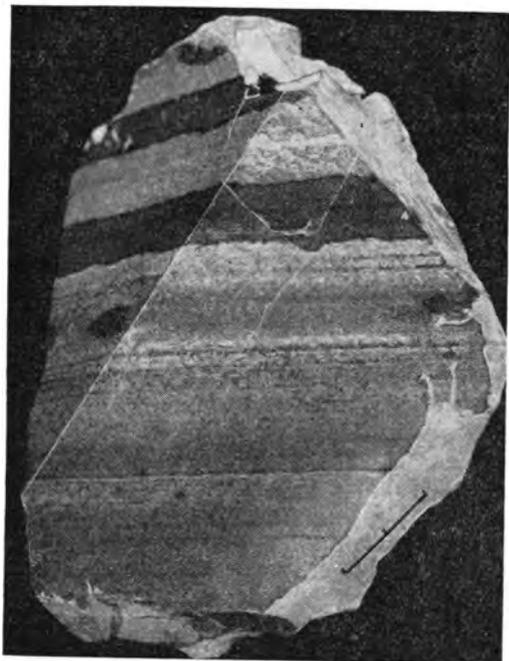
Медное оруденение представлено сульфидами, карбонатами и силикатами меди. Сульфиды — халькозин, борнит, халькопирит и ковеллин —

слагают неправильные прослои и линзы, гнезда и образуют мелкую рассеянную вкрапленность. Сульфиды, распределенные в медистых песчаниках, подчеркивают их слоистое строение (фиг. 49, 50). В метаморфизованных конгломератобрекчиях меденосных горизонтов сульфиды присутствуют также в «катунах», представленных в настоящее время метаморфизованными алевролитами и филлитами.

Наряду с мелкой рассеянной вкрапленностью сульфидов меди, характерной главным образом для медистых песчаников с кварцево-серицитовым или кварцево-серицито-кальцитовым цементом, в разностях с существенно кальцитовым цементом наблюдаются крупные скопления сульфидов меди, замещающих кальцитовый цемент и местами формирующих рудный цемент. К крупным скоплениям сульфидов иногда приурочены сравнительно крупные (до 0,2 мм) пластинки мусковита и хлорита.

Карбонаты (малахит и, реже, азурит) и силикаты (хризоколла) меди образуют налеты и корочки по трещинам или пропитывают цемент песчаников. Прочие новообразованные минералы (мусковит, эпидот, турмалин, кварц и полевые шпаты в регенерационных каймах, хлорит и др.) аналогичны описанным выше при характеристике главных типов метаморфизованных песчаников.

Медное оруденение распространено в медистых песчаниках неравномерно. Подобно тому, как это наблюдалось в железистых джеспилитоподобных песчаниках, рудные минералы меди локализованы в отдельных прослоях и линзах. Прослои с богатым содержанием меди чередуются с безрудными и слабо минерализованными, залегая совершенно согласно с ними.

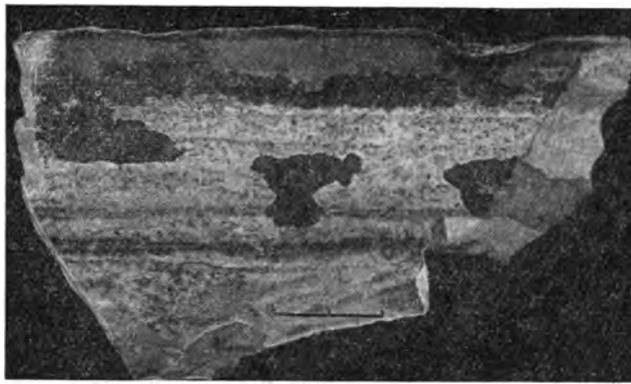


Фиг. 49. Слоистость метаморфизованного медистого песчаника подчеркнута полосами, обогащенными рудными минералами меди

Приведенная выше характеристика главных типов метаморфизованных песчаников показывает, что они представляют собой слабо метаморфизованные осадочные породы, сохранившие присущие песчаникам текстурные особенности, а также отчетливые реликты псаммитовой структуры и, в ряде случаев, первичного вещественного состава.

Исходными породами, за счет которых возникли описанные выше разновидности метаморфизованных песчаников, были кварцево-полевошпатовые псаммитовые осадки, содержавшие большую или меньшую примесь глинистого или глинисто-известкового цементирующего вещества, иногда с примесью сульфидов меди и (или) окислов железа.

Преобразования, которые претерпели эти осадки, — интенсивная перекристаллизация, развитие регенерационных кайм, появление гранобластовых структур и новообразо-



Фиг. 50. Слоистость метаморфизованного медистого песчаника подчеркнута послойным распределением рудных минералов меди

ванной цементирующей основной ткани кварцево-серицитового состава и многочисленных новообразованных минералов — связаны, вероятно, с процессами позднего эпигенеза и слабого регионального метаморфизма. Последний, по-видимому, соответствовал наиболее низкотемпературной субфации фации зеленых сланцев.

Значительное число новообразованных минералов возникло еще позже под влиянием наложенных процессов контактового воздействия нижнепротерозойских магматических образований и связанного с ними гидротермального метасоматоза. Речь идет об ороговикании метаморфизованных песчаников, об их интенсивной альбитизации, о появлении в контактово-измененных частях метаморфизованных песчаников новообразованного биотита (магматическая стадия ороговикования), турмалина и мусковита (пневматогидротермальная стадия) и т. д.

Автор не ставил перед собой задачу детального обсуждения петрологии всех преобразований, которые претерпели породы удоканской серии в ходе своего развития. Это могло бы быть темой большого специального исследования, далеко выходящего за рамки настоящей работы. В то же время необходимо, хотя бы кратко, охарактеризовать метаморфизованные песчаники, подвергшиеся контактовому воздействию, уже потому, что контактовые изменения очень широко охватили толщи удоканской серии, которые, как это было показано выше, представляют собой в настоящее время сравнительно крупные геологические тела, вплавленные в массивы более молодых гранитоидов.

Ороговиканные метаморфизованные песчаники представлены кварцитовидными породами розовато-серого, зеленовато-серого или серого цвета, сохраняющими текстурные особенности песчаников. Они состоят из зерен кварца и полевых шпатов, размером до 0,3—0,5 мм, заключенных в микрозернистом гранобластовом кварцево-полевошпатовом или гранолепидобластовом кварцево-полевошпато-слюдистом агрегате.

Зерна имеют округлую изометричную форму, неправильные извилистые или зубчатые очертания. Внутри обычно наблюдается реликт первичного обломочного зерна, окруженный регенерационной каймой. Количество таких зерен изменяется от 30—35 до 70—75% объема породы. Они концентрируются в отдельные, часто неясно выраженные полосы. Цементирующая ткань распределена в породе неравномерно. Зерна либо погружены в нее и не соприкасаются друг с другом, либо отделены тонкочешуйчатым агрегатом серицита и биотита, либо непосредственно примыкают друг к другу по зубчатым поверхностям.

Преобладают интенсивно перекристаллизованные и часто гранулированные зерна кварца. Калиевый полевой шпат и плагиоклаз (альбит)

встречаются значительно реже. Их общее количество составляет обычно 10—15% объема породы и не превышает содержания кварца. Они представлены зернами таблитчатой или округлой формы, в значительной степени замещенными или серицитом (плаггиоклаз), или пелитовым веществом (калиевый полевой шпат). Среди зерен калиевого полевого шпата присутствуют нерешетчатые и решетчатые разновидности с отчетливой тонкой микроклиновой решеткой. По калиевому полевому шпату развивается шахматный альбит. Отдельные зерна плаггиоклаза сохранили реликтовое зональное или полисинтетическое двойниковое строение. В тех случаях, когда зерна окружены цементирующей тканью, очертания у них плавные, извилистые. Если же зерна соприкасаются, то можно наблюдать зубчатые сутурообразные поверхности соприкосновения двух соседних зерен (микростиллитовые швы, зубцы в которых заходят один в другой на 0,01—0,02 мм).

В ороговикovaných железистых песчаниках присутствуют хорошо образованные идиоморфные зерна магнетита. Среди зернистых компонентов ороговикovaných песчаников наблюдаются также турмалин, титанит, циркон и апатит. Зерна апатита иногда окружены тонкой новообразованной кварцевой каймой. Некоторые реликтовые обломочные зерна обрастают каймами полевого шпата.

В кварцитовидных ороговикovaných песчаниках цементирующая ткань породы сложена тонкозернистым кварцево-полевошпатовым материалом, среди которого присутствуют также неправильные лапчатые выделения эпидота, титанит, рудный минерал, кальцит и более редкие гранат и актинолит. Новообразованные слюды (биотит, мусковит) в цементирующей ткани кварцитовидных ороговикovaných песчаников, близких по составу и облику к полевошпатово-кварцевым роговикам, наблюдаются реже.

В цементирующей основной ткани ороговикovaných метаморфизованных песчаников с известковым цементом большое значение (до 20—25%) приобретают новообразованные минералы группы эпидота, появляются кристаллы граната, актинолита, зеленой роговой обманки и многочисленные пластинки зеленовато-бурого биотита. В отдельных шлифах наблюдается замещение биотита хлоритом и мусковитом, граната — актинолитом и эпидотом, плаггиоклаза — актинолитом, а актинолита — эпидотом. Изредка можно наблюдать замещение альбита и биотита микроклином. В большем удалении от контактов с гранитоидами биотита в породах немного. Ближе к контактам (в 1,0—1,5 км при крутых и в 4—5 км при пологих контактах интрузивных массивов) в цементирующей ткани появляется все больше и больше пластинок новообразованного биотита. Сначала они распределены в породе беспорядочно, затем появляются отдельные пятна, диаметром до 2—3 см, с многочисленными порфиробластами биотита, а затем в непосредственной близости от контакта ороговикované пятнистые биотитизированные песчаники сменяются биотитово-кварцевыми или кварцево-полевошпатовыми роговиками. Такая последовательность преобразования метаморфизованных песчаников под влиянием контактового воздействия гранитов кодарского интрузивного комплекса особенно отчетливо наблюдается в среднем течении Большой Икабии на контакте с Кеменским массивом и в верховье Сюльбана на контакте с Кодарским массивом.

В двух-трехкилометровой зоне контактового ореола часто наблюдается коричнево-красный новообразованный биотит. Буровато-зеленый, обычно хлоритизированный биотит отмечен и в значительно большем удалении от контактов с интрузивными массивами.

Нередко новообразованные слюды (биотит, мусковит) обладают линейной ориентировкой, в общем соответствующей первичной слоистости пород. Возникают как бы начальные элементы сланцеватой текстуры, ха-

рактерной уже для роговиковых сланцев, распространенных в непосредственной близости от контактов.

Явления микроклинизации цементирующей основной ткани рассматриваемых пород локализованы в сравнительно узких зонах контактовых ореолов. В микроклинизированных ороговикованных песчаниках наблюдаются отдельные округлые участки, сложенные крупными зернами (0,3—0,5 мм) совершенно свежего микроклина с веретеновидным рисунком решетки и редкими включениями рудного минерала. Многочисленные более мелкие выделения микроклина присутствуют в основной ткани пород и, как было указано выше, корродируют и обрастают реликтовые обломочные зерна породообразующих минералов.

Ороговикованные метаморфизованные песчаники, даже подвергшиеся наиболее глубоким изменениям, не утратили текстурных особенностей осадочных пород первичного песчаникового состава. В них неплохо выражена слоистость, а в косослоистых разностях хорошо сохранились все элементы косослоистых серий. Интенсивные процессы перекристаллизации и замещения породообразующих минералов маскируют первичные структуры ороговикованных песчаников, однако реликты обломочных зерен, как правило, сохраняются. Структура ороговикованных песчаников преимущественно бластопаппистовая с многочисленными участками гранобластовой и лепидогранобластовой.

Метаморфизованные алевролиты слагают прослои и линзы, мощностью в 0,2—0,3 м. Мощность отдельных прослоев достигает 1,2—1,5 м. Метаморфизованные алевролиты чаще всего находятся в верхах ритмично чередующихся пачек пород удоканской серии; середина и основание таких пачек сложены более грубообломочными породами. Метаморфизованные алевролиты играют заметную роль в разрезах самых верхов удоканской серии (намингская и верхняя часть сакуканской свиты), в середине (бутунская, александровская и читкандинская свиты) и в низах серии (аянская и икабийская свиты).

Метаморфизованные алевролиты представлены тонкослоистыми породами темно-серого цвета. Они состоят из тонкозернистой основной ткани, образованной кварцево-полевошпатовым агрегатом и мелкими чешуйками серицита и хлорита и цементирующей обломочные зерна кварца и полисинтетически сдвойникового или шахматного альбита. Количество обломочных зерен обычно не превышает 40—50% объема породы.

Округлые или неправильной формы обломочные зерна кварца, размером 0,02—0,08 мм, иногда до 0,1—0,2 мм, наблюдаются значительно чаще, чем зерна полевого шпата. Нередко в метаморфизованных алевролитах содержатся участки неправильной или линзовидной формы, сложенные тонкозернистым филлитовым веществом. В породах этой группы присутствуют также зерна эпидота, столбчатые кристаллы зеленого турмалина, идиоморфные и неправильные зерна рудного минерала (магнетита и маргита), количество которых иногда достигает 5—10% объема породы, а также титанит, циркон и апатит. М. Е. Бердичевской в метаморфизованных алевролитах верхней сакуканской свиты обнаружены единичные обломочки зерна серендибита (Бердичевская, Лейтес, 1961). Отдельные разности метаморфизованных алевролитов из низов удоканской серии (икабийская свита) содержат до 5—10% углистого вещества, группирующегося в отдельные полосы. Очень часто в породах рассматриваемой группы наблюдается значительная примесь карбоната, который, судя по проведенным М. Е. Бердичевской реакциям окрашивания, представлен кальцитом. В известковистых разностях метаморфизованных алевролитов, характеристика которых дана ниже, кальцит составляет до 50% объема породы. В цементирующей основной ткани кальцит иногда замещается эпидотом.

В основной ткани метаморфизованных алевролитов присутствует также биотит, количество которого нередко достигает 10—15% объема породы и увеличивается в ороговикованных разностях.

Обломочные зерна расположены в основной ткани по-разному. Чаше обломочные зерна разобщены и основная ткань играет роль базального цемента. Реже отдельные зерна соприкасаются, и тогда основная ткань заполняет лишь поры между неровностями в контурах зерен или в виде тонких пленок окружает обломочные зерна.

Структура описываемых пород blastoalevritовая с участками лепидогранобластовой. Текстура тонкослоистая, иногда микроплойчатая, причем микроплойчатость подчеркнута полосами, обогащенными тонко-распыленным углистым веществом.

Так же как и в других породах удоканской серии, в результате процессов растворения и перекристаллизации многие зерна утратили свою первичную обломочную форму и приобрели неправильные лапчатые очертания. Особенно это относится к зернам кварца и полевого шпата, обросшим регенерационными каймами. В то же время зерна рудного минерала, очевидно лучше поддающиеся собирательной перекристаллизации, получили идиоморфные правильные контуры.

В метаморфизованных алевролитах присутствуют также гнезда и линзовидные участки вторичных выделений кремнезема в виде халцедона и кварца.

Состав метаморфизованных алевролитов, как это видно из приведенного описания и результатов химического анализа одного из образцов (табл. 16), очень сходен с составом метаморфизованных кварцитовидных песчаников (анализ 15 из табл. 14).

Таблица 16

Результаты химического анализа метаморфизованного алевролита из верхней сакуканской свиты, рч. Скользкий (анализ 22)

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	P ₂ O ₅	CaO	MgO	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	CO ₂	C	Сумма
Вес. %	61,53	0,52	16,57	6,56	1,16	0,81	1,24	3,49	0,11	1,67	4,85	1,19	0,06	Нет	Нет	99,76

Метаморфизованные известковистые алевролиты состоят из мелких (обычно менее 0,1 мм) обломочных зерен кварца, альбита, иногда карбоната, имеющего подчиненное значение рудного минерала и значительно более редкого турмалина, заключенных в микрозернистой серицитово-карбонатной основной ткани породы.

Обломочные зерна распределены в основной ткани неравномерно. Наряду с участками blastoalevritовой структуры, в которых угловатых, а иногда и изометричных обломочных зерен больше цементирующей массы, наблюдаются беспорядочно расположенные участки филлитового состава, не содержащие обломочных зерен. Такие участки иногда обладают несколько угловатыми контурами. В то же время среди описываемых пород бывают разности и с относительно равномерным алевролитовым строением. Филлитовые участки в них редки. Однако в таких разностях трудно провести грань между обломочным материалом (очень тонкозернистым) и цементирующей основной тканью, которой сравнительно немного.

Основная ткань обычно составляет около 50—60% объема породы. Она представлена главным образом карбонатом, мелкими чешуйками серицита, тонкими зернами рудного минерала. Во многих разностях опи-

сываемых пород присутствуют мелкие единичные листочки новообразованного зеленовато-бурого биотита, тяготеющего к участкам алевролитового состава.

Иногда количество биотита в породе достигает 5—10%. Изредка в цементе отмечаются также хлорит, развившийся, по-видимому, по биотиту, и листочки мусковита.

Метаморфизованные известковистые алевролиты часто обладают хорошо выраженной линейной текстурой. В этом случае обломочные зерна группируются в прерывистые полосы, мощность которых изменяется от 0,2—0,3 до 1 мм.

Часто метаморфизованные алевролиты разбиты трещинами. Последние выполнены либо тонкоперетертым неполярнующим материалом, либо зернистым агрегатом кварца, альбита, более редкого карбоната (в известковистых разностях), единичных зерен рудного минерала и листочков зеленого хлорита. В зальбандах некоторых тонких прожилков, развитых в известковистых метаморфизованных алевролитах, наблюдаются полосы из зерен карбоната.

Ороговикованные метаморфизованные алевролиты сложены тонкочешуйчатым биотитово-серицитовым агрегатом, в котором находятся мелкие обломочные зерна кварца и альбита. В участках широкого развития обломочных зерен основная ткань породы представлена тонким слюдяно-альбитово-кварцевым агрегатом.

Участки основной ткани слюдяного состава располагаются в виде отдельных незакономерно распределенных пятен с неправильными контурами. В участках основной ткани, содержащих обломочные зерна, появляются более крупные (0,1—0,2 мм) листочки биотита, а также мелкие окатанные зерна апатита. Изредка в таких участках находятся неправильные зерна карбоната. Отдельные участки основной ткани содержат тонкораспыленный рудный минерал. Более крупные, порядка 0,10—0,15 мм, зерна рудного минерала отмечены по всей породе.

Ороговикованные метаморфизованные алевролиты обладают лепидогранобластовой структурой с участками бластоалевритовой. Текстура отчетливо слоистая, причем мощность слоев достигает 1,5—2,0 см. Иногда наблюдаются микроплоччатые разности. В хорошо слоистых разностях полосы состава метаморфизованных ороговикованных алевролитов чередуются с полосами такого же состава, но обогащенными рудным минералом. Биотит в последних заметно хлоритизирован. Нередко на границе двух таких полос находятся выклинивающиеся и прерывающиеся полосы филлитового состава, мощностью в 0,3—0,5 мм. В плоччатых разностях можно заметить, как, следуя изгибам микроплоччатости, в породе проходят редкие послонные прожилки гребенчатого кварца, мощностью до 1,0—1,5 мм.

Приведенное описание показывает, что, как и в других породах удоканской серии, в метаморфизованных алевролитах обнаруживаются отчетливые следы процессов интенсивного позднего эпигенеза и весьма слабого регионального метаморфизма наиболее низкотемпературной субфации зеленых сланцев. На породы, подвергшиеся равномерному воздействию указанных процессов, с большей или меньшей интенсивностью наложился последствия контактового воздействия более молодого протерозойского магматизма.

Исходными породами метаморфизованных алевролитов были алевритовые осадки, в различных соотношениях содержавшие примесь глинистого, песчаного и известкового материала, о чем свидетельствует их состав, хорошо сохранившиеся вплоть до настоящего времени первичные текстуры осадочных пород и реликты их строения.

Наиболее значительные преобразования претерпели ороговикованные разности, подвергшиеся контактовому воздействию гранитов кодарского

интрузивного комплекса. Они характеризуются широким развитием новообразованного биотита. Изменения вещества основной ткани метаморфизованных алевролитов совершенно подобны изменениям вещества в филлитах, которые описаны ниже.

Филлиты имеют подчиненное значение в разрезах удоканской серии и в то же время являются одним из ее характерных компонентов. Они образуют тонкие, мощностью от нескольких миллиметров до 3—5 см, редко до 10—15 см, быстро выклинивающиеся прослой и линзы и залегают в кровле ритмично чередующихся пачек. Обломки филлитов и метаморфизованных алевролитов наблюдаются в виде включений в метаморфизованных конгломерато-брекчиях.

Филлиты состоят из тонкочешуйчатой основной ткани и большего или меньшего количества (от 5—10 до 40—60%) тонкого обломочного материала.

Основная ткань представлена агрегатом чешуек серицита и хлорита, среди которых присутствуют мелкие угловатые зерна кварца, а иногда и карбоната. В этой очень тонкой основной ткани породы беспорядочно расположены более крупные (около 0,1 мм, редко до 0,2—0,3 мм) изометричные зерна кварца, таблитчатые или округлые зерна полисинтетически сдвойникового или шахматного альбита, квадратные, ромбовидные или неправильные в срезе зерна рудного минерала. Изредка наблюдаются мелкие листочки буровато-зеленого биотита, столбчатые или неправильные зерна зеленого турмалина, плеохроирующего от темно-зеленого, параллельно *Ng*, до розовато-коричневого, параллельно *Np*. Встречаются также редкие мелкие зерна циркона, титанита и апатита.

Отдельные, отчетливо полосчатые в шлифе, разности филлитов состоят из чередующихся тонких слоев различного состава, а иногда и различной крупности зерен. В толщах средней части удоканской серии отмечены филлиты, которые состоят из тонких слоев хлоритово-серицитового состава, мощностью в 0,05—0,10 мм, чередующихся с несколько более мощными (до 4—5 мм) слоями, содержащими мелкий обломочный материал алевритовой размерности. К полосам хлоритово-серицитового состава приурочены более крупные листочки новообразованного биотита.

Значительно чаще (и в средней, и верхней частях удоканской серии) наблюдаются филлиты, в которых слоистость подчеркнута присутствием в отдельных прослоях рудного минерала (магнетита, мартита) и их особым расположением. В слоях, содержащих зерна рудного минерала, наибольшее их количество приурочено к нижним половинам слоев. Далее вверх по слою количество зерен рудного минерала уменьшается, и слой представлен главным образом тонкочешуйчатым хлоритово-серицитовым веществом. Затем этот слой резко сменяется слоем, содержащим большое количество (около 50% объема) мелких угловатых или округлых зерен кварца. Рудный минерал в таком слое практически не содержится. За безрудным слоем вновь следует слой с рудным минералом и т. д.

В известковистых разностях филлитов более крупные зерна карбоната приурочены к слоям, содержащим зерна алевритовой размерности.

Описанные тонкие слои в полосчатых разностях филлитов не имеют постоянной мощности и быстро выклиниваются.

В филлитах, так же как и в других породах удоканской серии, зерна минералов подверглись перекристаллизации и растворению и в ряде случаев утратили присущую им обломочную форму. Некоторые зерна кварца регенерированы. Плаггиоклаз, в настоящее время имеющий состав альбита, первоначально был более основным, о чем свидетельствуют реликты его зонального строения.

Среди многочисленных новообразованных минералов в филлитах могут быть отмечены буровато-зеленый биотит, более редкий мусковит, идиоморфные кристаллы рудного минерала, лейкоксен, окружающий зерна рудного минерала, эпидот и хлорит, развившиеся по биотиту, кальцит и турмалин.

Структура филлитов лепидобластовая с элементами бластоалевролитовой. Текстура слоистая, иногда сланцеватая, подчеркнутая линейной ориентировкой листоватых породообразующих минералов и зерен, обладающих в срезе овальным сечением. Некоторые новообразованные минералы — такие, как мусковит и столбчатые кристаллы турмалина, располагаются под углом к линейно ориентированным минералам.

Охарактеризованные выше породы первоначально были аргиллитами или аргиллитистыми алевролитами с большей или меньшей примесью псаммитового материала. Под влиянием процессов эпигенеза и регионального метаморфизма низшей ступени (наиболее низкотемпературная субфация фации зеленых сланцев) они превратились в филлиты. В филлитах отчетливо обнаруживаются также последствия наложенных процессов контактового метаморфизма, вызвавших появление биотита, мусковита и турмалина. С падением температуры по биотиту развились хлорит и эпидот. Приуроченность крупных сравнительно идиоморфных зерен рудного минерала к эпидоту указывает на то, что вместе с эпидотом была перетолжена или, по крайней мере, перекристаллизована часть рудного минерала.

В случае более сильного контактового воздействия возникли орго-викованные филлиты, в которых полосами распределены листочки буровато-зеленого биотита, размером до 0,2 мм. В полосах, обогащенных биотитом, наблюдаются также пластинки мусковита. Мощность этих существенно слюдястых полос, обладающих лепидобластовой структурой, — от 0,2 до 0,5—1,0 мм. Они чередуются с полосами кварцево-полевошпатового состава, иногда не содержащими биотита и обладающими несколько большей мощностью (до 2—3 мм).

Карбонатные породы, как уже было отмечено, наблюдаются в разрезах удоканской серии довольно редко. Горизонты, прослой и линзы карбонатных пород встречены в верхах разреза юго-западного окончания Кодарского хребта (верхнесюльбанская свита) и в середине разреза восточной половины Удоканского хребта (бутунская свита). Среди них отмечены метаморфизованные доломитовые известняки, брекчии карбонатных пород, сланцеватые доломитовые известняки и силикатные мраморы (кальцифиры).

Метаморфизованные доломитовые известняки состоят из мелких идиоморфных зерен кальцита и доломита, размером до 0,1 мм. Средний размер зерен — 0,05 мм. Нередко, особенно в строматолитовых доломитовых известняках, детально описанных при характеристике бутунской свиты в разделе, посвященном проблематическим окаменелостям, наблюдаются параллельные полосы, сложенные более крупными зернами карбоната, обычно полисинтетически сдвойникового. В породе присутствуют также мелкие (размером около 0,05 мм) угловатые зерна кварца, таблитчатые или неправильные зерна альбита, хлорит, листочки флогопита и единичные зерна рудного минерала.

Иногда в рассматриваемых породах содержится значительное количество (до 15%) альбита и до 5% зерен кварца, размером 0,20—0,25 мм. Альбит № 3—4 представлен таблитчатыми или неправильными зернами. Кристаллы альбита корродируются крупными зернами карбоната и, в свою очередь, корродируют карбонат основной ткани доломитовых известняков.

Обычно в описываемых породах содержится до 5—10% некарбонатных компонентов.

Мелкозернистые разности полосчатых доломитовых известняков, развитые в бассейне р. Бутун, наряду с мелкими угловатыми зернами кварца и таблитчатыми зернами альбита содержат крупные призматические порфиробласты скаполита. Длинные (до 2,0—2,5 см) кристаллы скаполита, обладающие правильным квадратным или восьмигранным сечением со стороной квадрата до 3,5 мм, пересекают породу в самых различных направлениях. Они содержат включения мелких неправильных зерен карбоната, аналогичного присутствующему в основной ткани породы, и кварца. В поперечных сечениях скаполита, одноосного, оптически отрицательного, по хорошо выраженным трещинам спайности развивается тонкочешуйчатый агрегат бесцветной слюды и изотропное вещество. Кристаллы скаполита иногда нацело замещены агрегатом чешуек мусковита. На микрофотографиях (фиг. 23 и 24) легко видеть различия в строении кристаллов скаполита и проблематических трубчатых форм, описанных нами под названием *Udokania problematica*.

Брекчии карбонатных пород сложены угловатыми обломками описанных выше доломитовых известняков, отдельными крупными (величиной до 1—2 мм) зернами карбоната или скоплениями нескольких менее крупных. Обломки цементируются тонкозернистым агрегатом карбоната, иногда содержащим гребенчатые или округлые зерна кварца.

Сланцеватые доломитовые известняки по составу совершенно подобны описанным выше метаморфизованным доломитовым известнякам и отличаются от них хорошо выраженной полосчатой сланцеватой текстурой. Эти породы состоят из чередующихся полос линейно ориентированных кристаллов кальцита с неровными контурами, между которыми расположены более мелкие (0,1—0,2 мм) ромбовидные кристаллы доломита. Полосы, мощностью до 1 мм, сложенные более крупнозернистыми (размером до 0,5—1,0 мм) кристаллами, чередуются с еще более тонкими, мощностью 0,2—0,3 мм, полосами, сложенными мелкозернистым (размер зерен менее 0,1 мм) агрегатом кальцита и доломита. Между зернами карбонатных минералов иногда наблюдаются округлые мелкие зерна кварца и альбита. Изредка зерна кварца группируются в линзовидные скопления, к которым приурочены чешуйки серицита.

В контактах карбонатных пород удоканской серии с нижнепротерозойскими гранитоидами в верховье Сюльбана наблюдаются силикатные мраморы (кальцифиры). Эти породы сложены крупными (размером 2—3 мм) изометричными зернами кальцита, полисинтетически сдвойникованными и иногда обладающими хорошо выраженной штриховкой по ромбоэдру. Нередко зерна несколько гранулированы. Кристаллы кальцита содержат пойкилобласты силикатных минералов. Иногда это форстерит, иногда диопсид, бесцветная роговая обманка, скаполит, иногда диопсид, флогопит и скаполит, иногда скаполит и хлорит. Количество силикатных минералов достигает 25—30% объема породы. Изредка среди них отмечаются единичные зерна титанита.

Округлые или неправильные пойкилобласты форстерита (оптически положительного), размером от 0,3 до 1,0 мм, разбиты трещинами. По трещинам и по периферии зерен форстерита наблюдается листоватый антигорит. В сростании с форстеритом отмечены зерна рудного минерала, размером до 0,5 мм.

Иногда между зернами карбоната, корродируя их, располагаются выделения микролина, содержащие реликты плагноклаза.

Прежде чем перейти к характеристике тех компонентов удоканской серии, в метаморфизме которых наибольшее значение имели наложенные процессы контактового метаморфизма и первичный характер которых часто нельзя установить, кратко остановимся на жильных образованиях и подведем итоги уже сделанному описанию.

Породы удоканской серии рассечены многочисленными прожилками и жилами, мощностью от нескольких миллиметров до 5—7 см. Жилы большей мощности (до 50—60 см) встречаются редко. Среди них выделяются кварцевые, кварцево-полевошпатовые, кварцево-полевошпатово-эпидотовые, эпидотовые, кальцитовые, кварцево-хлоритовые и крайне редкие гипсовые жилы и прожилки. В жилах иногда присутствуют: калиевый полевой шпат (преимущественно микроклин), мусковит, хлорит, гематит, магнетит и другие новообразованные минералы. В более крупных жилах наблюдаются друзы кварца, щеточки кальцита, иногда хорошо образованные кристаллы гематита, свидетельствующие о кристаллизации в условиях свободного пространства.

Прожилки и жилы, как правило, наблюдаются в метаморфизованных песчаниках. Значительно реже они отмечаются в метаморфизованных алевролитах, филлитах и карбонатных породах. Приурочены жильные образования к трещинам отдельности и зонам локальных разрывных нарушений. Контакты жил с вмещающими породами резкие. Околожильные изменения, как правило, отсутствуют. Жилы и прожилки часто пересекают только один слой и не продолжают за пределы его кровли и подошвы.

Минеральный состав жильного материала, в общем, подобен составу вмещающих метаморфизованных пород. Жилы и прожилки содержат те же минералы, что и слагающие вмещающие породы или возникшие в этих породах в ходе эпигенеза и метаморфических преобразований. Так, кальцитовые или кварцево-кальцитовые жилы приурочены к пластам метаморфизованных песчаников с известковистым цементом; гематит и магнетит появляются в жилах, секущих железистые песчаники; рудные минералы меди наблюдаются в жилах и прожилках, секущих медистые песчаники и т. д. Сходство минерального состава жил с составом вмещающих пород, их приуроченность к определенным пластам и отсутствие околожильных изменений не оставляют сомнений в том, что речь идет о метаморфических (альпийских) жилах, возникших благодаря растворению и переотложению материала вмещающих пород без существенного привноса извне. Важную роль в формировании жил и прожилков, несомненно, играли процессы замещения первичных минералов новообразованными — эпигенетическими и метаморфическими.

Итак, если «снять» следы наложенных процессов контактового метаморфизма и гидротермальных преобразований, то последствия эпигенетических преобразований и регионального метаморфизма, отчетливо выраженные в описанных выше породах, окажутся не столь уже значительными.

Эти преобразования привели к перестройке минерального состава пород и их структур, однако породы не утратили своих первичных текстур, характерных для терригенных отложений. В то же время процессы преобразования минерального состава и первичных структурных особенностей — регенерация обломочных зерен кварца, полевых шпатов, турмалина и других породообразующих минералов; образование кварцевого и кварцево-полевошпатового цемента разрастания; перекристаллизация цемента и возникновение кварцево-серицитовой, кальцитовой, сульфидной и иной цементирующей ткани пород; разъедание зерен породообразующих минералов цементирующей основной тканью породы; появление таких новообразованных минералов, как альбит, серицит, хлорит, эпидот, мелкочешуйчатый биотит, идиоморфные кристаллы рудных минералов железа и т. д., а также бластопсаммитовых, бластоалевролитовых и даже гранобластовых структур — сохранили реликты первичного минерального состава и первичных структур осадочных пород.

Минеральные парагенезисы метаморфизованных пород удоканской серии, многочисленные реликты структур осадочных пород в них, а так-

же полная сохранность текстур осадочных пород свидетельствуют о невысокой степени их метаморфических преобразований — где-то на грани между поздним эпигенезом и ранним метаморфизмом. По-видимому, эти преобразования соответствуют, как уже было отмечено выше, наиболее низкотемпературной (филлитовой, по Эскола) субфации зеленых сланцев регионального метаморфизма. Возможно, правда, что нижние члены разреза удоканской серии (аянской и икабийская свиты, например) подверглись региональному метаморфизму несколько более высокотемпературной ступени и соответствуют уже кварц-альбито-эпидотово-биотитовой субфации фации зеленых сланцев, по Ф. Тернеру и Дж. Ферхугену (1961). В целом же региональный метаморфизм удоканской серии ограничен, вероятно, рамками двух верхних субфаций фации зеленых сланцев регионального метаморфизма, т. е. кварц-альбито-мусковитохлоритовой и кварц-альбито-эпидото-биотитовой (Тернер, Ферхуген, 1961).

Для того, чтобы закончить характеристику вещественного состава удоканской серии, нам остается рассмотреть породы, настолько глубоко измененные процессами наложенного метаморфизма — контактового и гидротермального, — что обоснованное суждение об их первичном характере часто невозможно. Эти породы, как правило, приурочены к узким зонам контактовых ореолов гранитных массивов нижнего протерозоя и, в меньшей степени, к контактам с основными породами чинейского массива и дайками габброидного состава. Ширина зон интенсивного контактового воздействия колеблется от нескольких или десятков метров при крутых контактах до нескольких сотен метров при пологих контактах. Различные роговики, гнейсовидные породы и кальцифиры, возникшие в зонах непосредственного воздействия изверженных пород, в удалении от контакта сменяются более или менее ороговикованными разновидностями пород удоканской серии, а затем — слабо метаморфизованными песчаниками, алевролитами и т. д. Принадлежность их к удоканской серии не вызывает, следовательно, сомнений.

Внешний облик пород, возникших в результате контактового метаморфизма, довольно разнообразен. Это серые, темно-серые, зеленовато-серые, красноватые и зеленовато-бурые породы, часто пятнистые или неправильно полосчатые. Кварцево-биотитовые разности нередко имеют гнейсовидное строение. Местами в них наблюдаются инъекции розовых аплитовидных и мелкозернистых гранитов, мощностью до 5—7 см, секущих породы параллельно слоистости или, несколько реже, в поперечном или диагональном направлении. В гнейсовидных кварцево-полевошпатово-биотитовых породах («парагнейсах») ынаргинской свиты в верховье Сюльбана залегают многочисленные согласные тела гранито-гнейсов.

Биотитовые роговики представлены породами, еще сохраняющими иногда реликтовые бластопсаммитовые структуры. Наиболее сильно измененные разности биотитовых роговиков обладают типичной роговиковой, иногда порфиробластовой структурой. Они состоят из мелкозернистого агрегата кварца и альбита, размер зерен в котором не превышает 0,1 мм. Этот мелкозернистый агрегат нередко обладает линейной ориентировкой. Между зернами кварца и альбита находятся листочки красно-коричневого биотита, размером 0,05—0,20 мм, также линейно ориентированные. Отдельные листочки хлоритизированы. В наиболее глубоко метаморфизованных разностях размер листочков биотита достигает 1 мм.

Некоторые разности биотитовых роговиков содержат порфиробласты кордиерита. Кордиерит обладает сетчатой структурой и иногда нацело замещен пинитом. Порфиробласты кордиерита корродированы биотитом.

В крайне редких случаях наблюдаются гранато-кордиеритов-биотитовые роговики, в которых гранат образует крупные (до 2 мм) порфиробласты. По периферии порфиробластов граната развивается волокнистый фибролитовый агрегат. По трещинам в гранате располагаются листочки красно-коричневого биотита.

Кроме биотитовых, отмечены биотито-амфиболовые и амфиболовые роговики, в минеральном составе которых большое значение имеет роговая обманка. Она образует порфиробласты неправильной формы, размером 1,5—2,0 мм, бледно-зеленого, иногда зеленовато-бурого цвета, часто переполненные мелкими округлыми зернами кварца. По трещинам и по периферии порфиробластов роговая обманка замещается биотитом. Отдельные порфиробласты зеленовато-бурой роговой обманки содержат реликты моноклинного пироксена.

Во многих разностях биотито-амфиболовых роговиков наблюдается микроклин, заполняющий промежутки между зернами основной ткани породы.

Пироксеновые роговики находятся в непосредственном контакте с гранитами кодарского интрузивного комплекса. Цветной минерал в них представлен пироксеном (диопсидом), который развивается в интерстициях основной ткани и замещается зеленой роговой обманкой и эпидотом.

В некоторых случаях наблюдались также диопсидо-кварцевые роговики. Они представляют собой породы, состоящие из изометричных зерен кварца и диопсида, среди которых отмечены единичные реликтовые зерна альбита.

Диопсид в рассматриваемых породах распределен неравномерно. Там, где зерна его преобладают, кварц присутствует в виде мелких округлых зерен, а диопсид образует крупные кристаллы размером до 1,5—2,0 мм. В участках, где преобладает кварц, диопсид образует мелкие зерна лапчатой формы.

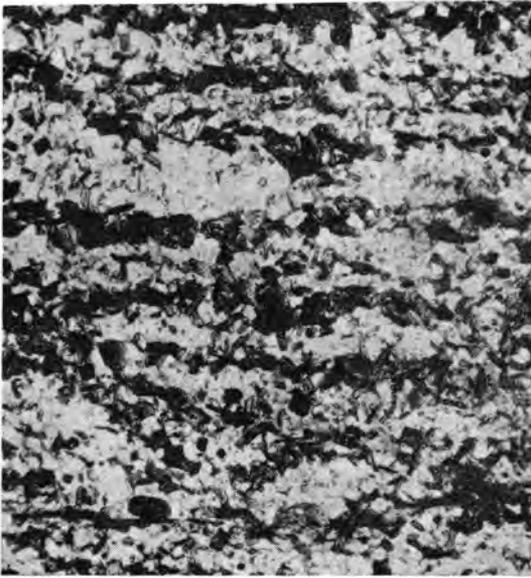
Кварцево-полевошпатовые роговики состоят из кварца (20—30%), полевых шпатов (50—60%) и биотита (15—20%). Меньшее значение имеют мусковит и эпидот. Акцессорные представлены единичными зернами рудного минерала. Кварц образует зерна размером до 0,3—0,4 мм. Такой же размер и у зерен других пороодообразующих минералов.

Полисинтетически sdвойникованные зерна плагиоклаза (альбита) содержат точечные включения эпидота. По плагиоклазу развивается биотит и, реже, мусковит.

Калиевый полевой шпат представлен двумя разновидностями. Зерна нерешетчатого сильно пелитизированного калиевого полевого шпата, вероятно, являются реликтами исходной породы, тогда как решетчатые разности, слагающие совершенно свежие зерна с четкой микроклиновой решеткой, представляют собой новообразования. В этих новообразованных зернах иногда были отмечены реликтовые участки бурого пелитизированного калиевого полевого шпата. Изредка зерна новообразованного калиевого полевого шпата корродированы биотитом.

Биотит образует листочки, равномерно распределенные в породе и плеохроирующие от зеленовато-желтого, параллельно *Np*, до зеленовато-бурого, параллельно *Ng*. Биотит замещается хлоритом, мусковитом и микроклином.

Во многих разностях рассматриваемых роговиков до 20—25% объема породы составляют минералы группы эпидота, развившиеся, по-видимому, по кальцитовому цементу. Они образуют включения самой различной формы, гнезда и жилки. В агрегатах эпидота часто присутствует новообразованный ортит, зерна которого окружены плеохроичными ореолами.



Фиг. 51. Кварцево-полевошпатово-биотитовая гнейсовидная порода из зоны контакта пород удоканской серии с гранитами Кеменского массива; р. Бурунгна. Ув. 90 ×. При одном никеле

С увеличением содержания биотита в рассматриваемых роговиках появляются гнейсовидные текстуры и породы переходят в так называемые парагнейсы, особенно широко развитые в бассейне р. Бурунгна в Кеменском гранитном массиве в виде крупных ксенолитов и в основании разреза удоканской серии юго-западного окончания Кодарского хребта (Ынаргинская свита). Эти гнейсовидные кварцево-полевошпатово-биотитовые породы состоят из чередующихся полос кварцево-полевошпатового и существенно биотитового состава (фиг. 51), которыми обусловлена гнейсовидная текстура. Иногда биотит четко линейно ориентирован, и в породе намечаются признаки сланцеватости.

Рассматриваемые породы состоят из кварца, калиевого полевого шпата и присутствующих в меньшем количестве плагиоклаза, биотита и роговой обманки. Акцессорные минералы представлены апатитом, ортитом, титанитом и цирконом. Породообразующие минералы внутри отмеченных выше полос слагают кристаллобластовый агрегат изометричных зерен. Гнейсовидные породы, названные Д. М. Шилиным и Е. Н. Шапошниковой парагнейсами, внешне очень сходны с гнейсами и кристаллическими сланцами архея, однако принадлежность их к породам удоканской серии, подвергшимся интенсивному контактовому метаморфизму, не вызывает сомнений.

В распределении различных разновидностей описанных выше контактовых пород в пределах ореолов непосредственного воздействия гранитных массивов обнаруживается определенная закономерность. Ближе к контактам с массивами располагаются полевошпатовые и пироксеновые роговики, кварцево-биотитовые гнейсовидные породы, а также биотитовые роговики с кордиеритом и гранатом. В некотором удалении от контакта находятся амфиболовые роговики, которые далее, через амфиболово-биотитовые разности, сменяются биотитовыми роговиками. Парагенезисы минералов в этих контактовых породах соответствуют минеральным ассоциациям, переходным от фации зеленых сланцев до амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Они возникли при прогрессивном контактовом метаморфизме первично осадочных пород удоканской серии, испытавших до этого слабый региональный метаморфизм в условиях низкотемпературных субфаций фации зеленых сланцев. Контактные породы сохранили лишь отдельные реликты исходных пород (реликтовые осадочные структуры и текстуры), но связаны с ними, как уже было указано, постепенными переходами через слабо ороговоженные разности.

Состав описанных выше роговиков соответствует, в общем, составу пород удоканской серии, о чем свидетельствует не только их минеральный состав, но и сравнение результатов химических анализов слабо ме-

таморфизованных пород (табл. 14 и 16) с анализами роговиков (табл. 17). В то же время степень метаморфизма этих пород, их внешний облик, а часто и минеральный состав очень близки с соответствующими характеристиками архейских биотитовых гнейсов, подвергшихся высокотемпературному регрессивному метаморфизму. Если провести изограды метаморфизма в районе верховья Сюльбана, где оба комплекса непосредственно граничат друг с другом, то изограды будут пересекать границу между архейскими кристаллическими толщами и так называемыми парагнейсами ынаргинской свиты. Другими словами, отделить эти комплексы друг от друга обычными приемами петрографии и полевого геологического исследования едва ли возможно. Именно поэтому кристаллические толщи архея, слагающие область междуречья Сюльбана и Конды, были отнесены нашими предшественниками к удоканской серии, причем предполагалось, что они претерпели в данном районе ультраметаморфические преобразования. Выяснить их действительное место в общей стратиграфической последовательности, а, значит, и в структуре района удалось только путем применения исторического принципа — путем изучения методами петрологии истории метаморфизма, т. е. выяснения направленности процессов метаморфизма в этих внешне очень сходных, но глубоко различных по своей истории породах.

Таблица 17

Результаты химических анализов * роговиков по породам удоканской серии

	23		24			23		24	
	Биотитово-кварцевый роговик, верховье р. Читканда, икабийская свита		Гранатсодержащий кварцево-полевошпатовый роговик, рч. Клюквенный, верхняя сакуканская свита			Биотитово-кварцевый роговик, верховье р. Читканда, икабийская свита		Гранатсодержащий кварцево-полевошпатовый роговик, рч. Клюквенный, верхняя сакуканская свита	
SiO ₂	65,70	63,99	MnO	0,14	0,32				
TiO ₂	0,55	0,39	Na ₂ O	1,78	2,16				
Al ₂ O ₃	16,60	11,65	K ₂ O	3,56	1,26				
Fe ₂ O ₃	0,91	2,71	H ₂ O ⁺	1,72	1,57				
FeO	5,60	1,22	H ₂ O ⁻	0,26	Нет				
P ₂ O ₅	0,87	0,70	CO ₂	Нет	Нет				
CaO	0,66	11,12	C	Нет	Нет				
MgO	2,21	2,51							
			Сумма	100,56	99,60				

* Анализы выполнены в химлаборатории Геологического института АН СССР аналитиком М. А. Канакиной.

Автор, разумеется, отдает себе отчет в том, что результаты его работы в этой области еще очень несовершенны. Пока что сделаны лишь первые шаги в исследовании метаморфизма докембрийских толщ северо-востока Олекмо-Витимской горной страны. Однако без изучения сходства и различий пород архея, претерпевших высокотемпературный регрессивный метаморфизм, и глубоко метаморфизованных пород удоканской серии, испытавших прогрессивный контактовый метаморфизм, нам не удалось бы отделать эти комплексы друг от друга и выяснить особенности тектоники района.

В заключение данного раздела отметим, что А. О. Розенцвит (1955, 1959) опубликовал интересные данные о гидротермальном метасоматозе пород удоканской серии. Преобразования, связанные с этим процессом, выразились в локальном окварцевании, альбитизации, эпидотиза-

ции, биотитизации и, в меньшей степени, в микроклинизации или хлоритизации пород удоканской серии под влиянием воздействия основных интрузий и поздних гидротерм гранитных интрузий. Интенсивность этих процессов в различных участках района неодинакова. В зоне контактового ореола Чинейского массива А. О. Розенцвит (1955) отмечает почти мономинеральные альбитовые породы (адиноли), возникшие по метаморфизованным песчаникам и алевролитам бутунской, нижней и верхней сакуканской свит.

В бассейне Большой Икабии и Читканды вне видимой связи с основными интрузиями автор наблюдал явления альбитизации метаморфизованных песчаников и алевролитов бутунской, александровской и читкандинской свит, причем альбитизации сильнее всего были подвержены породы, обогащенные кальцитом.

В результате этого процесса возникли массивные розовые или розовато-серые альбититы, которые представляют собой мелкозернистые (размер зерен не более 0,1—0,2 мм) породы кварцево-альбитового или почти мономинерального альбитового состава. Количество кварца в них не превышает 10%. В альбититах присутствует также до 20% карбоната. Среди аксессуарных минералов отмечены рутил, турмалин и единичные зерна циркона. В отдельных разностях наблюдаются единичные зерна рудного минерала железа.

Кварц встречен в виде мелких округлых зерен, расположенных между зернами альбита. Мелкие выделения альбита не сдвойникованы, более крупные (0,1—0,2 мм) имеют полисинтетическое двойниковое строение. Среди более крупных зерен в редких случаях присутствует шахматный альбит.

Карбонат образует мелкие выделения неправильной формы, располагающиеся между зернами кварца и альбита.

Рудный минерал, рутил и турмалин расположены в породе беспорядочно, и только в отдельных участках можно уловить полосчатое распределение рудного минерала, слагающего тонкие прерывистые цепочки, мощностью до 0,2 мм. В этих участках, по-видимому, сохранились реликты слоистой текстуры исходной породы.

Альбититы разбиты многочисленными трещинами, заполненными крупными (0,3—0,4 мм) зернами полисинтетически сдвойникового альбита, кварца и карбоната. В пределах этих прожилков альбит корродируется карбонатом, а кварц разъедает и альбит и карбонат. Между выделениями альбита и карбоната развиваются столь же крупные листочки мусковита. В отдельных прожилках отмечены скопления бурых игольчатых кристаллов рутила, в других — длиннопризматические кристаллы рудного минерала. Наиболее тонкие прожилки, мощностью 0,1—0,5 мм, сложены тонкозернистым агрегатом карбоната. В непосредственной близости от таких прожилков в породе развиваются идиоморфные крупные (до 0,5 мм) порфиробласты карбоната, иногда содержащие внутри округлые зерна альбита или кварца.

Не оспаривая точки зрения А. О. Розенцвита о генезисе всех проявлений альбитизации, следует все же указать, что и альбитизация, и окварцевание, и эпидотизация, и другие отмеченные выше наложенные процессы, в первую очередь, по-видимому, связаны с поздней гидротермальной деятельностью гранитных интрузий, «подпирающих» снизу толщи удоканской серии. Влияние общих процессов регионального метаморфизма, с которыми часто связаны процессы альбитизации, как убедительно показал В. С. Домарев (1956) на примере Криворожья, так же как и влияние основных интрузий было, по-видимому, второстепенным.

Нам остается добавить, что изменения, обусловленные процессами эпигенеза, регионального метаморфизма, контактового и гидротермально-

ного преобразования пород удоканской серии, очень тесно переплетаются. В большинстве случаев невозможно провести границу между ними и различать, где кончаются изменения, вызванные одними процессами, а где — другими.

ДРЕВНЯЯ ПЕСТРОЦВЕТНАЯ ПОЛИКОМПОНЕНТНАЯ ТЕРРИГЕННАЯ ФОРМАЦИЯ

Сейчас, когда описаны последовательность и условия залегания толщ удоканской серии, их вещественный состав и характер преобразований, которые претерпели первично осадочные породы этой серии, уместно рассмотреть эту серию как единое геологическое тело, сложенное определенными естественными ассоциациями горных пород. Мы можем также в этом разделе «снять» с пород удоканской серии метаморфизм и рассмотреть их, когда в этом представится необходимость, как нормальные осадочные породы.

Уже стратиграфическое описание показало, что удоканская серия представлена мощной толщей метаморфизованных осадочных пород. В составе этой толщи главную роль играли средне- и мелкозернистые кластические осадки (различные песчаники). Меньшее значение имели тонкокластические алевроитовые и глинистые осадки. Редкими, но весьма характерными компонентами толщи являлись грубообломочные (конгломераты и конгломерато-брекчии) и карбонатные отложения. Эффузивные и пирокластические образования отсутствовали.

Следовательно, речь идет о мощной терригенной формации, представленной только одними осадочными породами. В строении этой единой терригенной формации обнаруживается определенная ритмичность и закономерная повторяемость отдельных компонентов в разрезе. Отдельные ритмы, или устойчивые парагенетические сообщества тех или иных осадочных пород, постоянно прослеживаются в разрезах удоканской серии на самых различных стратиграфических уровнях. Примеры ритмов, наблюдаемых в обнажениях, были приведены выше (стр. 60, 61). Некоторое подобие ритмичности устанавливается и в микрообъектах. Микроритмы выражены чередованием прослоев различной крупности обломочного материала, а нередко и различного состава, несколько раз повторяющихся в пределах одного шлифа. Во всех этих макро- и микроритмах крупность обломочного материала убывает от подошвы ритма к его кровле. Идеализированная последовательность отложений в ритмично чередующихся пачках пород удоканской серии выглядит следующим образом (снизу): грубообломочные отложения (конгломерато-брекчии, конгломераты) — псаммитовые отложения (песчаники) — алевроитовые отложения (алевролиты) — алевроитово-глинистые отложения (аргиллиты) — карбонатные отложения.

Естественно, что отдельные ритмы в конкретных макроритмах нередко отсутствуют. Чаще всего это относится либо к самым нижним, либо к самым верхним компонентам идеализированной схемы. Однако общая последовательность отложений именно в таком ряду устанавливается вполне строго. Важно, по-видимому, еще одно обстоятельство. Как правило, в толщах удоканской серии ведущим компонентом является песчаниковая часть ритмов, хотя в ряде случаев могут преобладать отложения иного типа. Так, например, в верхах верхней сакуканской свиты все большее и большее значение начинают приобретать алевроитовые компоненты ритмов, а в ритмах залегающей выше намингской свиты алевроитовые и алевроитово-глинистые компоненты уже преобладают. В то же время ритмы нижней сакуканской свиты представлены преимущественно псаммитовыми осадками, среди которых важное значение имеют грубозернистые и даже гравелистые компоненты.

Таким образом, и в самой удоканской серии могут быть намечены еще более крупные ритмы, мощностью в 3—4 км. Л. И. Салоп (1958а) выделяет три таких ритма осадконакопления, каждый из которых характеризуется постепенной сменой грубообломочных осадков, залегающих в основании, все более и более мелкообломочными. Речь идет о том, что в низах этих крупных ритмов, охватывающих отложения нескольких свит, преобладают ритмично чередующиеся пачки (парагенетические ассоциации) преимущественно песчаникового или даже несколько более грубообломочного состава, а в верхах такие чередующиеся парагенезы осадочных пород или, иными словами, ритмы II порядка представлены главным образом песчано-алевритовыми, алевритовыми, а местами даже карбонатными отложениями. Особенно отчетливо все эти три крупные ритма I порядка выделяется в восточной части Удоканского хребта. Самый верхний из них, соответствующий намингской, верхней и нижней сакуканским свитам, представлен, как уже было сказано, чередующимися ритмами II порядка, в составе которых преобладают средне- и мелкозернистые песчаники. Средний ритм I порядка (бутунская, александровская, читкандинская и инырская свиты) характеризуется, в основном, пачками мелкозернистых песчаников и алевролитов. В верхах его присутствуют горизонты карбонатных пород. Нижний ритм, который начинается базальными конгломератами, отличается все же наиболее мелкообломочными породами. Исходными породами различных сланцев и метаморфизованных песчаников, слагающих этот ритм, по-видимому, были существенно алевритовые и песчано-алевритовые отложения.

Привлекает внимание еще одна поразительная особенность удоканской серии. Несмотря на частые и резкие смены пород по простиранию и падению, их линзовидное залегание с быстрым выклиниванием отдельных разностей или комплексов пород, а также местные размыты и мелкие несогласия в основании ритмов II порядка, поражает исключительная выдержанность общего вещественного состава отложений удоканской серии. В сущности, все многообразие описанных выше метаморфизованных пород удоканской серии обязано своим происхождением метаморфизму монотонной и однообразной осадочной терригенной толщи, в которой преобладали средне- и мелкозернистые отложения кварцево-полевошпатового и кварцевого состава с большей или меньшей примесью карбонатного материала. Подавляющее большинство пород удоканской серии представляет собой комбинацию небольшого числа породообразующих компонентов очень простого состава. Эта важная особенность рассматриваемой терригенной серии свидетельствует, во-первых, о постоянстве областей размыта и, во-вторых, о единых тектонических условиях во время седиментации, происходившей на больших пространствах.

Следующая характерная особенность терригенных отложений удоканской серии — общность условий их образования. Текстуры пород удоканской серии (косая и горизонтальная слоистость отложений с местными размытами и несогласиями в основании пачек, многочисленные знаки ряби, присутствие в породах трещин усыхания, следов капель дождя) свидетельствуют об условиях прибрежного мелководья при осадконакоплении. Отдельные части бассейна седиментации временами находились выше уреза воды, на что указывают трещины усыхания и следы капель дождя.

Специальные литологические исследования, проведенные Н. Н. Бакуном (1958, 1961), и сравнение текстурных особенностей отложений верхней сакуканской и намингской свит с текстурами соответствующих отложений неохрона позволили ему выделить среди отложений удоканской серии различные генетические типы пород. Н. Н. Бакун выделяет русловые (аллювиальные), пойменно-озерные дельтовые отложения и

отложения мелководного бассейна, включающие фации подводной части дельты и фации прибрежной зоны волнений. В то же время другие исследователи — В. С. Домарев (1958б), Э. Ф. Гринталь, М. И. Корольков — ограничиваются более общей характеристикой и считают отложения удоканской серии прибрежно-морскими или прибрежно-дельтовыми. Автор не считает возможным проводить полной аналогии между условиями, существовавшими в глубокой древности и в неохроне. Поэтому здесь, так же как и в совместных работах с М. Е. Бердичевской (Бердичевская, Лейтес, 1960а, б; 1961), предполагается, что накопление осадков удоканской серии осуществлялось в мелководных прибрежно-дельтовых, а частично, может быть, субаэральных условиях.

Текстурные особенности пород рассматриваемой терригенной формации и, особенно, их состав очень сходны с соответствующими характеристиками признаками красноцветных (пестроцветных) терригенных формаций неохрона, выделяемых в пределах платформенных областей или областей с режимом, переходным от геосинклинального к платформенному (Рухин, 1953; Домарев, 1958б). При описании пород удоканской серии были отмечены реликты первичных пестрых, по-видимому, преимущественно красноцветных окрасок первичных отложений («железистые» рубашки первичных обломочных зерен). Можно думать, что породы удоканской серии утратили свою первичную пеструю окраску в результате процессов метаморфизма, как считает В. С. Домарев (1958б, стр. 373). Тонкодисперсное железистое красящее вещество при метаморфизме отложений удоканской серии перешло, по-видимому, в магнетит. Возможно, также, что часть железистого вещества вошла в новообразованный биотит, как это предполагает Дж. Флетт для метаморфизованных пород серии Мойн Северной Шотландии (Phemister, 1948).

В то же время ритмичное строение серии, как будто бы не свойственно пестроцветным терригенным формациям неохрона. Однако, если обратиться к известным древним пестроцветным формациям, то их ритмичное строение подмечено уже давно. Так, например, отчетливая грубая ритмичность характерна для пестроцветных отложений серии Мойн Северной Шотландии (Phemister, 1948; Павловский, 1958), возраст которых, вероятно, следует считать дорифейским. Ритмичное строение наблюдается и в позднедокембрийских пестроцветных отложениях системы Катанга меднорудного пояса Африки (Ковалев, 1931; Домарев, 1958а; The Geology of the Northern Rhodesian Copperbelt, 1961). Наконец, ритмичное строение обнаруживается и в некоторых молодых пестроцветных меденосных толщах. Так, например, отчетливая ритмичность наблюдается в нижнепалеозойских толщах верховья Лены (Одинцов, 1947, 1948; Галабурда, 1962), в олигоценовых меденосных пестроцветных толщах Северной Испании (Bügg, 1958), в верхнепалеозойской пестроцветной джекказганской серии Центрального Казахстана (Сапожников, 1948; Попов, 1960) и в некоторых других меденосных толщах (Попов, 1960).

Таким образом, и эта важная особенность строения удоканской серии не мешает прийти к выводу о том, что рассматриваемая древняя терригенная формация некогда была представлена пестроцветными отложениями и что ее следует считать пестроцветной терригенной формацией.

Общим для подавляющего большинства отложений удоканской серии является средняя или даже хорошая окатанность и отсортированность обломочного материала. Выше, однако, было показано, что форма обломочных зерен породообразующих минералов, как правило, сильно изменена последующими преобразованиями. Зерна акцессорных минералов, по-видимому, не затронутые этими преобразованиями или затронутые в меньшей степени, хорошо окатаны и отсортированы, что осо-

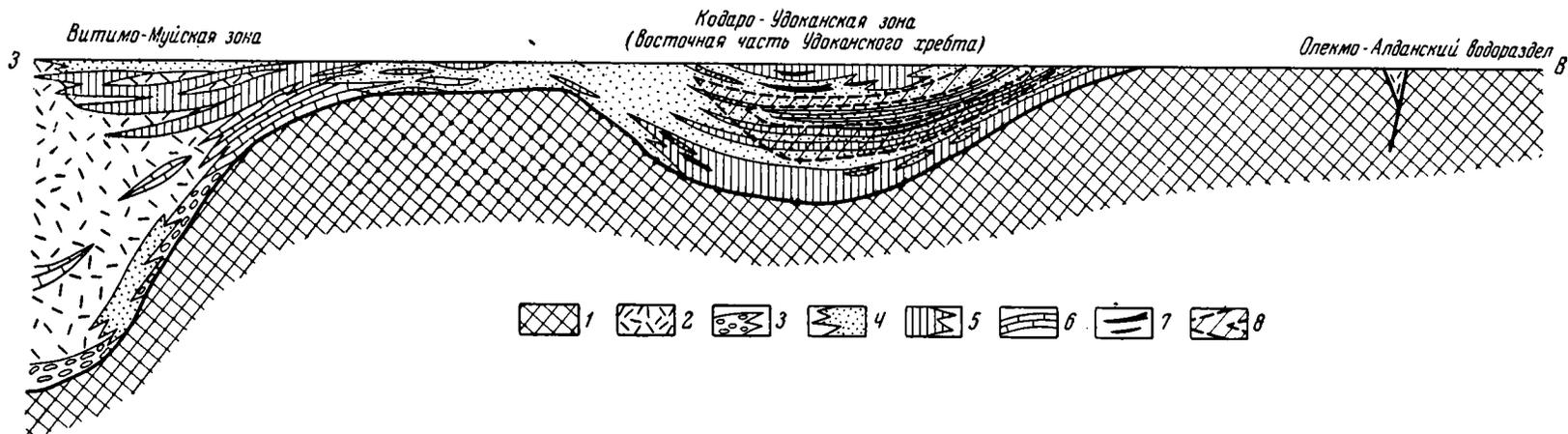
бенно заметно в железистых джеспилитоподобных песчаниках, представляющих собой метаморфизованный естественный шлик. Перечисленные данные указывают на удаленность области седиментации от главных областей размыва и сноса и незначительную расчлененность рельефа во время образования осадков.

Однако присутствие в осадках верхнего и среднего ритмов своеобразных «внутриформационных конгломератов» и многочисленные местные размывы свидетельствуют о многократном размыве, переотложении и быстром захоронении осадочного материала в пределах самой области седиментации. По мнению Л. В. Пустовалова (1940), такие условия характерны для формирования осадков подводных дельт.

В составе рассматриваемой древней пестроцветной терригенной формации северо-востока Олекмо-Витимской горной страны можно выделить ряд субформаций, представленных определенными естественными ассоциациями пород различного типа. Это — средне- и мелкообломочная (песчаниковая), грубообломочная (конгломератовая), тонкообломочная (алевролитово-аргиллитовая), карбонатная и меденосная субформации и субформация джеспилитоподобных песчаников. Все они выделяются по ведущему компоненту ритмов II порядка, который представлен соответственно полевошпатово-кварцевыми песчаниками, конгломератами, алевролитами и аргиллитами, карбонатными породами, медистыми песчаниками и алевролитами и, наконец, железистыми джеспилитоподобными песчаниками. Ведущий компонент составляет до 80—90% объема той или иной субформации, а остальные компоненты представлены, как правило, близкими породами. В грубообломочной и карбонатной субформациях, которые имеют резко подчиненное значение в составе формации, ритмичное строение либо не выражено совсем, либо выражено очень неотчетливо.

На схеме предполагаемого распространения и соотношения формаций нижнего протерозоя Олекмо-Витимской горной страны (фиг. 52) изображен общий порядок распределения субформаций в пределах описываемой древней пестроцветной формации и показано, как она, вероятно, сочленялась в прошлом со спилитово-кератофировой формацией Витимо-Муйской эвгеосинклинальной зоны нижнего протерозоя, изображенной по данным Л. И. Салопа (1958e). Речь идет о идеализированной вполне условной схеме, изображающей, как происходило образование древней пестроцветной формации, и как в пределах прогиба, отвечающего области осадконакопления, сочетались составляющие ее субформации.

Мы видим, что наиболее тесное чередование и переплетение субформаций по всем признакам происходило на востоке Удоканского хребта, где находился северо-восточный край прогиба, что, вероятно, следует связывать со сравнительно частыми сменами тектонических условий седиментации. Именно здесь, вслед за базальными конгломератами, вероятно, располагались толщи тонкообломочной субформации, отвечающей нижнему ритму удоканской серии. Можно предположить, что эта субформация прослеживалась далеко на запад, почти до юго-западного края прогиба, а мощность ее увеличивалась в осевой зоне прогиба. Тонкообломочная субформация нижнего ритма сменяется чередованием средне- и мелкообломочных, тонкообломочных и карбонатной субформаций среднего ритма, с которыми сочетаются слабо развитая здесь меденосная субформация и субформация джеспилитоподобных песчаников. Предполагается, что все они выклиниваются на западе и сменяются в юго-западном борту прогиба средне- и мелкообломочной (песчаниковой) субформацией, которая, в свою очередь, в области Сьюльбано-Кондинского поднятия сочленялась с терригенными компонентами витимо-муйской спилитово-кератофировой формации, развитыми вдоль восточного



Фиг. 52. Схема предполагаемого распространения и соотношения формаций нижнего протерозоя северо-востока Олекмо-Витимской горной страны.
 Примерное отношение горизонтального масштаба к вертикальному — 1 : 3

1 — архейский кристаллический щит. Формации нижнего протерозоя: 2 — спилито-кератофировая формация. Пестроцветная поликомпонентная терригенная формация; 3 — грубообломочная (конгломератовая) субформация; 4 — средне- и мелкообломочная (песчанниковая) субформация; 5 — тонкообломочная (алевролитно-аргиллитовая) субформация; 6 — карбонатная субформация; 7 — меденосная субформация; 8 — субформация джеспилитоподобных песчаников

склона эвгеосинклинального прогиба. О характере сочленения судить очень трудно, так как в современном эрозионном срезе сохранились лишь отдельные фрагменты развитых здесь в прошлом отложений удоканской серии, представленных, по-видимому, специфическим разрезом сокращенной мощности (см. стр. 69, 70). Центральная часть прогиба была заполнена субформациями верхнего ритма I порядка. Песчаниковая субформация основания этого ритма перекрывает карбонатные и тонкообломочные отложения среднего ритма I порядка. Вверх по разрезу она сочетается с субформацией джеспилитоподобных песчаников, а затем с меденосной субформацией Удоканского месторождения. Самая верхняя часть этого ритма образована тонкообломочной субформацией, которая протягивалась, по-видимому, далеко на восток от осевой зоны прогиба, частично замещая на востоке образования средне- и мелкообломочной субформаций.

Предпринятая нами реконструкция размещения естественных ассоциаций пород удоканской серии позволяет предположить, что тектонический режим на юго-западном и северо-восточном склонах прогиба был несколько различным. Если на северо-востоке периоды относительного покоя, о которых свидетельствуют породы тонкообломочной и карбонатной субформаций, чередовались с периодами несколько большей тектонической активности, проявившимися в разрезах в виде толщ средне- и мелкообломочной субформации, то на юго-западе прогиба, близ его границы с Сюльбано-Кондинским поднятием, примыкающим к эвгеосинклинальному прогибу, преобладала тенденция устойчивого прогибания и размыва в области сноса, на что указывает широкое развитие здесь средне- и мелкообломочной субформаций. Вероятно, именно с этим обстоятельством связано асимметричное строение рассматриваемой терригенной поликомпонентной формации.

Не повторяя характеристики вещественного состава пород субформаций, составляющих пестроцветную терригенную формацию северо-востока Олекмо-Витимской горной страны, следует, по-видимому, остановиться на вопросах меденосности и с этой точки зрения более подробно рассмотреть меденосную субформацию.

О меденосности удоканской серии

Как уже было указано в обзоре истории геологических исследований, медное оруденение в Олекмо-Витимской горной стране установлено сравнительно недавно. В настоящее время здесь известно Удоканское месторождение, открытое в 1949 г. Е. М. Буровой и разведываемое Читинским геологическим управлением, и ряд других проявлений медного оруденения. Оруденение сосредоточено в метаморфизованных медистых песчаниках и алевролитах. Характеристика его приведена в многочисленных публикациях (Бакун, Володин, Кренделев, 1958; Кренделев, 1959а, б, 1960; Домарев, Богданов, 1959; Бердичевская, Лейтес, 1960а, б, 1961; Гринталь, Наркелюн, 1965 и др.).

Мы ограничимся здесь по возможности кратким описанием меденосных отложений, рассматривая их как часть древней пестроцветной терригенной формации, как образование меденосной субформации. Породы, входящие в состав этой ассоциации терригенных отложений, как было отмечено выше, отличаются от подстилающих и перекрывающих отложений средне- и мелкообломочной субформации (кварцево-полевошпатовых и кварцевых метаморфизованных песчаников с кварцево-серицитом-кальцитовым цементом) только присутствием рудных минералов меди. Это серые и темно-серые плотные кварцитовидные породы, обычно с хорошо выраженной слоистостью (фиг. 49 и 50), содержащие раз-

личные сульфиды, карбонаты, сульфаты и силикаты меди, которые образуют рудную вкрапленность.

По данным Р. Н. Володина (Бакун, Володин, Кренделев, 1958) и Ю. В. Богданова (Домарев, Богданов, 1959), в рудном горизонте Удоканского месторождения различаются следующие типы первичных руд: пиритовые, пирит-халькопиритовые, борнитовые, борнит-халькозиновые и халькозиновые, причем борнит-халькозиновые преобладают. Все эти руды содержат значительную примесь обломочных зерен кварца, полевых шпатов, магнетита и титаномагнетита, а также, в небольшом количестве обломки апатита, циркона, титанита, турмалина и других акцессорных минералов.

Вторичные (окисленные) руды наблюдаются преимущественно на поверхности, а в глубоких горных выработках приурочены к системам трещин и зонам разрывных нарушений. Среди окисленных руд наиболее распространен малахит; реже встречаются азурит, хризоколла, куприт и другие минералы. Явления вторичного сульфидного обогащения, по данным указанных исследователей, выражены в локальном замещении халькопирита борнитом, халькозином и ковеллином, а борнита — халькозином и ковеллином.

Прочие рудные минералы представлены магнетитом, гематитом, сфалеритом и крайне редким молибденитом (Володин, 1958), а из вторичных рудных минералов — гидроокислами железа и мелантеритом.

Перечисленные типы руд, по данным В. С. Домарева, Ю. В. Богданова (1959) и Р. Н. Володина (1962), закономерно распределены в меденосном горизонте Удоканского месторождения. В основании его залегают пиритовые, пирит-халькопиритовые и халькопиритовые руды, сменяющиеся выше борнитовыми, борнит-халькозиновыми и халькозиновыми. В верхах меденосного горизонта Удоканского месторождения обычно находится халькозиновые руды. Иногда эта зональность усложняется неоднократным чередованием отдельных разновидностей руд.

Аналогичный минеральный состав и облик имеют толщи меденосной субформации, расположенные в других частях удоканской серии (Лейтес, 1958; Бердичевская, Лейтес, 1961 и др.).

Структуры медных руд Удоканского месторождения довольно разнообразны. Общей для всех руд является цементная структура. Она характерна для сульфидных руд и довольно часто наблюдается также в окисленных рудах, представленных малахитом, несколько реже азуритом и хризоколлой, являющихся в подобных случаях составной частью цемента. В сульфидных рудах чаще всего развиты зернистые структуры — аллотриоморфнозернистая, гипидиоморфнозернистая и структуры взаимных границ.

В халькопирит-борнитовых и борнит-халькозиновых рудах Р. Н. Володиным и Ю. В. Богдановым установлены структуры распада твердых растворов борнита и халькопирита. Наиболее широко распространены решетчатые структуры распада. Реже борнит и халькопирит образуют петельчатые и эмульсионные структуры распада и различные графические структуры прорастания. Структуры распада твердых растворов вообще характерны для метаморфизованных месторождений меди (Заварицкий, 1950; Логинов, 1950; Домарев, 1958а).

Наиболее распространенными текстурами сульфидных медных руд являются мелкозернистая вкрапленная, линзовидная, пятнистая, слоистая (полосчатая) и ее разновидность — косослоистая. Реже наблюдаются каемчатая и сплошная или массивная текстуры.

Вкрапленность пирита и халькопирита обычно приурочена к кварцитовидным разностям песчаников с кварцево-серицитовым цементом и редко наблюдается в песчаниках с известковистым цементом. Мелкая

вкрапленность пирита широко развита также в гальках внутрiformационных конгломератов. Обычно вкрапленность сульфидов меди располагается без видимой закономерности, но иногда сульфиды концентрируются вокруг обломков алевролитов и аргиллитов внутрiformационных конгломератов, что, по данным В. М. Попова (1953, 1958), характерно и для медистых песчаников Джебгазганского месторождения.

Полосчатые или слоистые текстуры встречаются наиболее часто. Они образованы обычно чередованием прослоев, мощностью в 0,1—0,2 см, с различным содержанием сульфидов меди. В меденосном горизонте наблюдались различные типы косослоистых серий, в которых слоистость подчеркивается прослоями с сульфидами (преимущественно с халькопиритом). В богатых рудах полосчатые текстуры местами переходят в сплошные или массивные.

Каемчатая текстура характерна главным образом для обломков типа глинистых «катунов» во внутрiformационных конгломератах (конгломерато-брекчиях), вокруг которых в известковистых песчаниках зерна пирита и халькопирита или борнитово-халькозиновые руды иногда образуют каемки, шириной до 0,5 см. Для окисленных руд характерно значительное развитие натечных и корковых текстур.

Условия залегания отложений меденосной субформации одинаковы на всех стратиграфических уровнях древней пестроцветной терригенной формации северо-востока Олекмо-Витимской горной страны. Везде меденосные отложения залегают совершенно согласно с вмещающими толщами и отличаются от них лишь присутствием рудных минералов меди.

Медистые песчаники обнаруживают тесную парагенетическую связь с известковистыми разностями песчаников и алевролитов или, иными словами, с известковистыми компонентами средне- и мелкообломочной формации и несколько более отдаленную связь с субформацией железистых песчаников. Толщи меденосной субформации, так же как и отложения других субформаций, характеризуются ритмичным многоярусным строением. Они сложены переслаивающимися пачками мелко- и среднезернистых, иногда кварцитовидных метаморфизованных песчаников, метаморфизованных алевролитов и филлитов. Песчаники представлены главным образом разностями с кварцево-серицито-кальцитовым или кальцитовым цементом. Тектурные особенности медистых песчаников Удоканского месторождения, по мнению Н. Н. Бакуна (1958, 1961), свидетельствуют, что они являются аллювиальными отложениями. По-видимому, более справедливо указание Э. Ф. Гринталя и Л. Ф. Наркелюна (1965), которые считают, что «положение богатых рудных слоев и линз в ряде случаев определяется поверхностями внутрiformационных размывов, являющихся, очевидно, элементами руслообразных депрессий». То же самое, по мнению автора, справедливо и для других участков развития меденосной субформации — в частности, для участка по рч. Красный (правый приток Б. Икабии).

Мощность отдельных прослоев пород, слагающих меденосный горизонт Удоканского месторождения, изменяется от 20—30 см до нескольких метров. По простиранию и падению они быстро выклиниваются или, наоборот, раздуваются. Изменчивы также и мощности отдельных меденосных горизонтов. Количество и мощность прослоев наиболее тонкообломочных пород (в прошлом — алевритовых и пелитовых осадков) увеличивается вверх по разрезам меденосных горизонтов рассматриваемой терригенной пестроцветной формации. Протяженность горизонтов по простиранию измеряется десятками километров. В частности, меденосный горизонт Удоканского месторождения прослежен почти по всему эллипсу синклинали Намингу, в крыльях которой он выходит на поверхность.

Сиклинали Намингу, как было отмечено выше (стр. 104, 113), представляет собой довольно простую складку. Складка сложена отложениями средне- и мелкообломочной и меденосной субформаций, образующими ее крылья, и толщами тонкообломочной субформации, составляющими ядро синклинали. В крыльях синклинали Намингу, строго подчиняясь общему направлению залегания отложений удоканской серии и располагаясь приблизительно в 200—300 м ниже подошвы тонкообломочной субформации (метаморфизованные алевролиты и филлиты намингской свиты), находятся отложения меденосного горизонта Удоканского месторождения. Небольшие и незначительные по размерам оруденения линзовидные тела меденосной субформации наблюдаются в пределах синклинали Намингу и в ее ядре, где они сочетаются с отложениями тонкообломочной субформации, и в более низких горизонтах средне- и мелкообломочной субформации.

Участки развития меденосной субформации в пределах рассматриваемой древней пестроцветной терригенной формации не исчерпываются Удоканским месторождением.

Кроме тяготеющих к этому месторождению проявлений меди в песчаниках верхней сакуканской свиты в бассейне рч. Клюквенный и в районе р. Саку, незначительных по содержанию меди и размерам ее концентрации, известны также признаки медного оруденения, связанные с породами среднего ритма описываемой формации. Они расположены в бассейнах рек Б. Икабия и Читканда.

Указанные проявления меденосной субформации приурочены к кварцитовидным песчаникам и метаморфизованным алевролитам александровской и читкандинской свит, содержащим существенную примесь карбоната кальция и обладающим специфическими текстурными особенностями осадков мелководных и прибрежных бассейнов (знаки волновой ряби, трещины усыхания и т. д.). Пласты мелкозернистых кварцитовидных песчаников и метаморфизованных алевролитов, содержащие убогую вкрапленность минералов меди, протягиваются на расстояния в 10—15 и более километров.

Наиболее крупными из них представляются выходы меденосных пород по рч. Красный (крупный правый приток Б. Икабии). Горизонт меденосных пород сложен здесь перемежающимися темно-серыми полосчатыми метаморфизованными алевролитами, серыми толстослонстыми известковистыми метаморфизованными песчаниками и среднезернистыми, внешне неслоистыми кварцитовидными песчаниками александровской свиты. Песчаники и алевролиты содержат вкрапленность халькопирита, борнита и халькозина.

М. Е. Бердичевская установила признаки меденосной субформации также и в средней части бутунской свиты, обнажающейся в левом борту меридионального участка р. Чины (примерно в 0,5 км выше поворота реки на восток). Тонкорассеянная вкрапленность халькопирита наблюдается на этом участке в серых мелкозернистых известковистых метаморфизованных песчаниках и темно-серых косо- и неправильнослоистых метаморфизованных алевролитах. По трещинам в этих породах отмечены налеты и примазки малахита и, реже, азурита.

Незначительная по масштабам медная минерализация, известная в верховье Сюльбана, приурочена к кварцитовидным песчаникам кукугундинской свиты. Эти песчаники, так же как и отложения читкандинской и александровской свит, принадлежат к среднему ритму рассматриваемой древней пестроцветной формации.

Таким образом, во всех отмеченных выше случаях медное оруденение связано с породами верхнего и среднего ритмов удоканской серии, причем пачки мелко- и среднезернистых кварцевых и кварц-полевошпатовых песчаников и алевролитов меденосной субформации часто содер-

жат повышенные количества карбоната и обладают специфическими текстурными особенностями пестроцветных осадков прибрежного мелководья. В этой связи понятно парагенетическое сообщество меденосной субформации с железистой субформацией, ведущий компонент которой — джеспилитоподобные песчаники — представляет собой преобразованный естественный шлик.

Породы меденосного горизонта, так же как и другие описанные выше отложения удоканской серии, как уже было отмечено, подверглись процессам эпигенеза и метаморфическим преобразованиям. В результате этих преобразований в медистых песчаниках и алевролитах возникли бластокластические структуры, связанные с переотложением и перекристаллизацией вещества породы. Для них весьма характерно появление различных новообразованных минералов и интенсивная регенерация обломочных зерен. С этими преобразованиями, сопровождавшимися явлениями растворения и перераспределения первичного материала пород, связано образование кварцевых, кварцево-кальцитовых и, реже, кварцево-хлоритовых и гипсовых жил, в составе которых наблюдается тот же комплекс минералов, что и во вмещающих их породах. В частности, медные минералы находятся только в жилах, которые рассекают меденосные песчаники. Такие же метаморфические (альпийские) жильные образования характерны и для других пластовых месторождений меди (меднорудный пояс Катанги и Северной Родезии, Джеккаган, Мансфельд и т. д.).

Остается обсудить вопрос о происхождении медного оруденения в меденосной субформации древней пестроцветной формации северо-востока Олекмо-Витимской горной страны.

Давно подмечено (Пустовалов, 1940; Домарев, 1948; Шатский, 1955б) постоянство ассоциации пластовых месторождений меди с отложениями пестроцветных формаций и отсутствие медистых песчаников и сланцев в других группах формаций. Уже одно это, т. е. фактор формационного контроля, свидетельствует в пользу осадочного происхождения пластовых месторождений меди, к числу которых принадлежат и медистые песчаники удоканской серии. Н. С. Шатский (1955б) писал, что постоянство ассоциации «медистых песчаников и сланцев» с группой так называемых пестроцветных формаций и отсутствие аналогичных руд в других группах формаций не оставляют никаких сомнений в том, что все медные руды этого типа — осадочного происхождения и указывал далее, что все минералогические и петрографические доказательства эпигенетического характера некоторых рудных минералов касаются постседиментационной миграции медных соединений внутри меденосной пестроцветной формации, а не привноса их со стороны.

Для отложений удоканской серии характерно пластовое залегание всех без исключения рудных тел меденосной субформации. Эти пластовые тела залегают совершенно согласно с вмещающими толщами в пределах какого-либо одного определенного стратиграфического горизонта. Весьма характерен также фактор контроля оруденения текстурными особенностями осадочных пород. Распределение рудных минералов подчеркивает слоистые, линзовиднослоистые и косослоистые текстуры меденосных кварцитовидных песчаников Удоканского месторождения. Некоторые из косых прослоек в косослоистых разностях сложены сульфидами меди. Н. Н. Бакун, Р. Н. Володин и Ф. П. Кренделев (1958) указывают, что сульфидные минералы, присутствующие в срезаных прослойках, наблюдаются также и в перекрывающих прослойках. Кроме того, в безрудных алевролитах меденосного горизонта Удоканского месторождения есть трещины усыхания, выполненные песчаниками с вкрапленностью сульфидов меди. Иногда наблюдаются также медистые песчаники со знаками волновой ряби, состоящие

из чередования волнообразных прослоев рудных и безрудных метаморфизованных песчаников и алевролитов.

Для Удоканского месторождения было отмечено (Домарев, Богданов, 1959) зональное распределение сульфидов меди, характерное также для медистых песчаников Северной Родезии (Garlick, 1953; Davis, 1954) и Джезказгана (Попов, 1958 и др.), свидетельствующее, по мнению В. С. Домарева (1958а), об их осадочном происхождении.

Так же как другие пластовые месторождения меди, меденосные толщи удоканской серии отличаются сравнительно однообразным минеральным составом и малым количеством пирита, весьма характерного для месторождений меди магматического и гидротермального генезиса. Наконец, на Удоканском месторождении не наблюдается какой бы то ни было связи оруденения с элементами разрывной тектоники и гранитоидами Кеменского массива, более молодыми, чем толщи, вмещающие оруденение.

В то же время, наряду с медной минерализацией осадочного генезиса, на северо-востоке Олекмо-Витимской горной страны есть признаки медного оруденения в основных породах Чинейского массива, расположенного на 8—10 км юго-восточнее Удоканского месторождения. Сложный массив дифференцированных габбро и габбро-норитов, помимо крупных и протяженной залежей титаномагнетитов, содержит по всей площади неравномерную вкрапленность халькопирита. Значение медной минерализации этого типа пока не выяснено. Едва ли оно особенно велико, так как, по данным А. П. Лебедева, детально исследовавшего петрографию пород Чинейского массива в 1958 г., повышенные концентрации меди в породах указанного массива связаны с процессами ассимиляции пород удоканской серии (Лебедев, 1962).

Откуда же могла поступать медь во время накопления осадков удоканской серии? Следует иметь в виду два возможных источника.

Данные всех наших предшественников, так же как и наши наблюдения, показывают, что источником обломочного материала для формирования осадков удоканской серии являлись более древние кристаллические сланцы и гнейсы архея. Решительно весь «набор» породообразующих минеральных компонентов отложений удоканской серии мог быть получен в результате размыва выступов архейского основания. Очень интересны в этом отношении данные Д. П. Сердюченко (1960а, б), указавшего на широкое развитие медной минерализации в алданском архее, и в частности, в железных рудах и вмещающих их породах на месторождениях Таежное, Пионерское, Десское и Сивагли. С породами иенгурской серии алданского архея связаны многочисленные горизонты железистых кварцитов, нередко содержащие повышенные количества меди. В пределах Чарского выступа архейского цоколя также известны железистые кварциты и основные породы, содержащие несколько повышенные количества меди. Именно размыв железорудных толщ алданского архея мог привести к образованию парагенетически связанных в описанной выше древней пестроцветной формации обломочных отложений меденосной и железистой субформаций, в породах которых встречен даже редкий и характерный для алданского архея минерал серендибит.

Предположения о том, что источником обломочного материала, в том числе и меди, при формировании толщ удоканской серии были архейские породы Алданского щита и Чарского выступа, высказывались сравнительно давно (Салоп, 1958е; Бакун, Володин, Кренделев, 1958 и др.). Эти предположения сейчас подкреплены приведенными Н. Н. Бакуном (1958, 1961) массовыми замерами слоистости в породах меденосной толщи Удоканского месторождения. Замеры показали, что при отложении этой толщи обломочный материал поступал с северо-востока, т. е. с соседнего Чарского выступа.

И все же, наряду с этим, наиболее вероятным, по-видимому, источником, бесспорно обеспечивавшим бассейн седиментации обломочным материалом, мог существовать еще и иной путь обогащения медью бассейна, в котором накапливались осадки удоканской серии. Медь могла поступать также и в результате фумарольной деятельности, происходившей в Витимо-Муйской эвгеосинклинальной зоне, где, по данным Л. И. Салопа (1958е), в нижнем протерозое формировался мощный комплекс спилитово-кератофировых образований, связанный с интенсивными подводными излияниями основных лав.

Предположение об этом втором источнике поступления меди в бассейн седиментации не может изменить общего у всех исследователей Удоканского месторождения мнения о первично осадочном происхождении меденосных толщ и о принадлежности меденосной субформации, описанной в данном разделе древней пестроцветной формации, к одной из самых древних в мире первично осадочных меденосных толщ. Не останавливаясь более на обсуждении вопросов об источниках меди в осадках меденосной субформации, отметим, что Витимо-Муйская эвгеосинклинальная зона, где в настоящее время выведены на поверхность образования нижнепротерозойской спилит-кератофировой формации, может быть районом возможного развития месторождений меди колчеданного типа.

Если сравнить древнюю меденосную субформацию северо-востока Олекмо-Витимской горной страны с другими уже давно изученными меденосными толщами, то нетрудно убедиться, что есть очень много характерных черт, общих для меденосных толщ самого различного возраста и географического положения.

Наиболее общим из этих многочисленных признаков является, как уже было сказано, пестроцветность первичных осадочных толщ, содержащих медное оруденение. Пестроцветными являются, например, меденосные верхнепалеозойская джезказганская серия Центрального Казахстана (Сатпаев, 1935, 1955, 1956, 1961; Попов, 1955, 1959, 1960), нижнепалеозойские отложения верхнего течения Лены (Одинцов, 1947, 1948; Галабурда, 1962), позднекембрийские отложения системы Катанга в меднорудном поясе Южной Африки (The Geology of the Northern Rhodesian Copperbelt, 1961). Реликты первичных пестрых окрасок были отмечены выше и в породах меденосной субформации удоканской серии.

Обычными признаками меденосных терригенных пестроцветных толщ, свидетельствующими об их мелководности, является «наличие местных размывов с образованием внутрiformационных конгломератов, содержащих гальку подстилающих конгломераты слоев, ... обилие знаков ряби на плоскостях пластов песчаников и алевролитов, трещин усыхания и др. Весьма обычна косая слоистость» (Домарев, 1958б, стр. 372). В составе меденосных толщ, как правило, преобладают песчаники и алевролиты. Другие компоненты — глинистые сланцы или алевролиты, горизонты известняков и внутрiformационные конгломераты. Читатель мог убедиться, что все эти признаки характерны и для описанной выше пестроцветной терригенной формации нижнего протерозоя Олекмо-Витимской горной страны.

Все без исключения меденосные толщи прослеживаются без существенных изменений на многие десятки, а иногда (пермские медистые песчаники Приуралья, меденосные толщи южноафриканского меднорудного пояса, меденосные толщи Центрального Казахстана) и сотни километров. В то же время отдельные пласты и пачки обладают непостоянной мощностью и часто выклиниваются на протяжении нескольких сотен метров или даже того менее. И эти признаки, как было показано выше, характерны для нижнепротерозойской меденосной субформации.

Для всех меденосных толщ различного возраста и положения харак-

терно многоярусное расположение рудоносных горизонтов, находящихся на различных стратиграфических уровнях и отличающихся от вмещающих пород только развитием медной минерализации. Предполагается, что многоярусность оруденения обусловлена ритмичным характером седиментации и, следовательно, ритмичным строением меденосных толщ.

Наконец, все месторождения меди пластового типа не обнаруживают никаких видимых генетических связей с магматическими и гидротермальными образованиями и локальными элементами структуры (зонами дробления, разрывов, куполами и т. д.), тогда как такие связи весьма характерны для месторождений магматического и гидротермального происхождения. Рудные тела пластовых месторождений меди представляют собой естественные члены стратиграфического разреза и участвуют в строении складчатых структур, повторяя все их элементы. Так, например, меденосные горизонты Удоканского месторождения и месторождения меди по рч. Красный (меденосная субформация удоканской терригенной пестроцветной формации), точно так же как и рудные горизонты месторождений Роан Антелоп (Gärlick, Brummer, 1951; Davis, 1954; Brummer, 1955; The Geol. of the N. Rhod. Copperbelt., 1961), Чамбиши (Davidson, 1931; The Geol. of the N. Rhod. Copperbelt, 1961), Северной Родезии, участвуют в строении более или менее сложных синклинальных складок. Рудные тела Джекказганского месторождения находятся, как указывает Л. Ф. Наркелюн (1960), и в купольных частях складок, и в мульдах.

В то же время меденосные толщи различного возраста имеют и некоторые различия. Парагенетическая связь меденосных пестроцветных толщ с гипсо- и соленосными отложениями, подмеченная В. М. Поповым (1955) для палеозойского, мезозойского и кайнозойского времени, не наблюдается в более древних меденосных осадочных толщах. В частности, такой связи не отмечается для нижнепротерозойской меденосной субформации Удоканского района. Редкие и маломощные гипсовые жилы в породах меденосного горизонта Удоканского месторождения могли бы указывать разве только на очень слабое развитие гипсоносных отложений в толщах древней пестроцветной формации.

Своеобразие меденосной субформации Олекмо-Витимской горной страны, сближающее ее со сходными отложениями меднорудного пояса Южной Африки, выражено также в отчетливой известковистости некоторых компонентов этой субформации, что совсем не характерно для подавляющего большинства меденосных толщ неохрона. Кроме того, меденосные отложения неохрона занимают, как известно, краевое положение в пестроцветных формациях, тогда как меденосная субформация Олекмо-Витимской горной страны приурочена к центральной части развитой здесь формации (фиг. 52).

Древняя пестроцветная терригенная формация Олекмо-Витимской горной страны отличается, наконец, от соответствующих формаций неохрона присутствием своеобразных железистых джеспилитоподобных песчаников. Появление среди древних пестроцветных терригенных отложений песчаников, существенно обогащенных рудными минералами железа, следует, как нам кажется, связывать с особыми условиями концентрации железа в протерозойских отложениях. Эти специфические условия, не повторявшиеся, по-видимому, в ходе дальнейшего развития земной коры, связаны, как это показала Н. В. Фролова (1951), с особенностями формирования сиалической оболочки в архее. В сущности, железосодержащие осадочные породы были в нижнем протерозое в той или иной мере неизбежными компонентами осадочных толщ. И действительно, отложения протерозойского возраста являются вмещителем джеспилитовых толщ, как известно не повторявшихся в дальнейшем.

Вероятно, столь же необратимыми были и процессы концентрации меди в месторождениях осадочного генезиса. Если учесть, что в совре-

менном эрозионном срезе докембрийские толщи выходят на сравнительно небольших площадях, а значительная часть мировых запасов меди сосредоточена в толщах докембрия (Garlick, 1960; The Geol. of the N. Rhod. Copperbelt, 1961; Быховер, 1963), то нетрудно понять, что в ходе дальнейшего развития земной коры условия были все менее и менее пригодными для повышенной концентрации меди при образовании осадочных пород. Наиболее значительные месторождения приурочены к осадочному чехлу крупных структурных единиц докембрия — протоплатформ, выделенных недавно Е. В. Павловским (1962б).

В неохроне меденосные осадочные толщи формировались либо при смене геосинклинального режима платформенным (Джезказган), либо в платформенных условиях (медистые песчаники верховья Лены, Приуралья, Донбасса и т. д.). Медистые толщи, развитые в палеозойском и более позднем чехле древних платформ, отличаются, как правило, сравнительно небольшой мощностью, значительным площадным распространением и весьма убогим содержанием меди. Меденосные отложения, возникшие при вырождении геосинклинальных областей и переходе их к платформенному развитию, т. е. в условиях, сходных с тектоническим режимом протоплатформ докембрия, обнаруживают большое сходство с древними меденосными толщами. Месторождения, связанные с толщами, возникшими в этих переходных условиях (Джезказганское в Центральном Казахстане, Мансфельдское в ГДР), отличаются высокой концентрацией медного оруденения. Руды таких месторождений, так же как и руды меденосных толщ докембрия, имеют большое народнохозяйственное значение.

Автор не хотел бы входить в более обстоятельное обсуждение проблем классификации медных месторождений пластового типа. Возможно, что соображения, изложенные выше, будут полезны при разработке такой классификации.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В этом разделе сделана попытка подвести итоги по всему материалу, изложенному выше. Более всего нас интересовала удоканская серия. Все сведения по более древним и более молодым геологическим комплексам были приведены только для того, чтобы можно было наиболее обоснованно уяснить возрастные рамки, пространственное положение, историю формирования и развития этой своеобразной серии метаморфизованных осадочных пород. Естественно, что и в данном разделе главное внимание уделено истории геологического развития в раннем протерозое, когда формировались отложения удоканской серии и когда произошли наиболее важные события, определившие современный облик этой серии.

О самых ранних этапах геологического развития рассматриваемой территории можно судить по широко развитым здесь комплексам пород архейского возраста. Выдержанность их состава, довольно заметную роль в котором играют, по-видимому, породы первично осадочного происхождения, и их однообразие на значительных площадях определенно указывают на то, что толщи этих пород формировались в очень широком прогибе, не обладавшем сколько-нибудь серьезной внутренней расчлененностью. Огромные мощности архейских образований свидетельствуют, по-видимому, не столько об интенсивности процесса прогибания, сколько о его большой длительности, которая, вероятно, измерялась несколькими сотнями миллионов лет. Своеобразие условий длительного и непрерывного осадконакопления, сопровождавшегося временами энергичной магматической деятельностью, которое в архейское время было свойственно всей огромной территории современной Саяно-Байкало-Алданской области, давно уже выяснено Н. В. Фроловой (1951). В этих специфических условиях, непохожих, вероятно, ни на условия геосинклинальных прогибов, ни на условия, характерные для платформенных областей послерахейских этапов геологической истории, более 2 млрд. лет назад произошли процессы складчатости и регионального метаморфизма. В ходе этих, по-видимому, весьма продолжительных процессов породы, заполнявшие прогиб, были превращены в кристаллические сланцы высшей ступени метаморфизма, минеральные ассоциации которых соответствуют парагенезисам наиболее «глубинной» гранулитовой фации метаморфизма (Лейтес, 1962б) и собраны в систему складок меридионального простиранья. Конечным результатом архейского метаморфизма явилось формирование пород гранито-гнейсового комплекса.

Н. В. Фролова в 1953 г., суммируя имевшиеся к тому времени материалы и опираясь на результаты своих многолетних исследований докембрия Восточной Сибири, а также на работы Н. С. Шатского (1932), Д. С. Коржинского (1939, 1945) и особенно Е. В. Павловского, (1944,

1947, Павловский и Флоренсов, 1951), отметила, что Алданский щит¹ является древнейшим элементом Сибирской платформы. Он представляет собой реликт эpiarхейской (нижнепротерозойской) платформы, «... не вовлекавшийся после периода архейской складчатости в складкообразовательные процессы» (Павловский, 1944, стр. 93). «В пределах Алданского щита отсутствуют протерозойские образования — осадочные и магматогенные — и непосредственно на складчатый фундамент трансгрессивно налегают спокойно лежащие морские отложения нижнего кембрия. В пределах Алданского массива отсутствуют также какие-либо признаки регионального развития проявлений обратного метаморфизма (диафтореза) в архейских породах. В других, более молодых структурных элементах Восточной Сибири, где архейские породы вовлекались в процессы протерозойского, каледонского и более молодых циклов складчатого тектогенеза, роль и значение процессов ретроградного метаморфизма в архейском комплексе была весьма заметной, и явления его имеют региональное распространение. Под воздействием этих процессов архейские породы преобразованы очень значительно» (Фролова, 1953, стр. 30).

Следовательно, в пределах эpiarхейского ядра Алданского щита архейские породы образовались в течение одного (архейского) цикла тектогенеза, составляя единый геологический комплекс и в дальнейшем существенно не изменялись. История же метаморфизма архейских образований, распространенных в пределах сопредельных областей, в том числе и в Кодаро-Удоканской зоне, отличалась значительной сложностью.

Действительно, после того, как была создана архейская складчатая система, «в первой половине протерозойской эры в пределах Восточной Сибири с достаточной отчетливостью намечается дифференциация земной коры на две основные категории тектонических элементов — геосинклинальные области и платформы» (Павловский и Флоренсов, 1951, стр. 5).

На месте архейского прогиба, история развития которого подробно раскрыта в работе Н. В. Фроловой (1951), обособились крупная структурная единица платформенного типа, в состав которой входил весь современный Алданский щит, и окаймлявшая ее с запада и, вероятно, с юга область нижнепротерозойской геосинклинальной седиментации. Строение и история развития нижнепротерозойской геосинклинальной области были достаточно сложными и рассмотрение их не входит в задачи данной работы. В пределах нижнепротерозойской платформенной структуры можно выделить, как это показано на схеме тектонического районирования (фиг. 32), область эpiarхейского ядра Алданского щита, области выступов архейского цоколя, переработанного наложенными процессами древнепротерозойского (древнестанового) метаморфизма и гранитизации, и область развития дислоцированного нижнепротерозойского осадочного чехла. Всю эту крупную структурную единицу платформенного типа следует отнести, по-видимому, к категории протоплатформ.

Недавно Е. В. Павловский (1962б) на примерах Южной Африки, Балтийского и Канадского щитов обосновал необходимость выделения протоплатформ, т. е. наиболее древних геологически доказуемых структур платформенного типа, которые появились в раннем протерозое около 2 млрд. лет тому назад. Ряд особых свойств отличает протоплатформы от так называемых древних платформ неохрона, хотя размеры этих крупных структурных единиц земной коры вполне соизмеримы.

¹ Следует иметь в виду, что Н. В. Фролова, Е. В. Павловский и некоторые другие исследователи называют Алданским щитом или Алданским массивом только эpiarхейскую часть Алданского щита в понимании автора данной работы.

Е. В. Павловский указывает, что фундаментом протоплатформ служили либо гранитизированные нуклеарные ядра континентов, либо складчатые комплексы архейских прогибов геосинклинального типа. Мощный и спокойно лежащий осадочный чехол протоплатформ сохранился в прогибах типа синеклиз и в зонах перикратонных опусканий. «Жесткость» протоплатформ, отмечает Е. В. Павловский (1962б), была заметно слабее, чем у платформ неогея. Области протоплатформ были полем деятельности интенсивного гранитоидного и иного магматизма, охватывавшего не только цоколь, но и осадочный чехол. Толщи чехла, сложенные формациями, сходными с формациями осадочного покрова платформенных структур неохрона, местами подверглись более или менее интенсивным складчатым деформациям, а иногда и заметному метаморфизму. Протоплатформы, по мнению Е. В. Павловского, в течение протерозоя нередко распадались на отдельные более или менее крупные фрагменты, разделенные наложенными геосинклинальными трогами, и лишь в предрифейское время спаялись в единое целое, образовав гетерогенный фундамент крупных платформ неогея.

Перечисленные признаки прекрасно подходят и к древней структурной единице платформенного типа, частью которой является детально охарактеризованная в настоящей работе Кодаро-Удоканская зона, вознившая на месте широкого и протяженного нижнепротерозойского прогиба и поднятий архейского основания. Что же это был за прогиб? Не являлся ли этот прогиб вместе с окружающими его областями относительных поднятий частью геосинклинальной области нижнего протерозоя? Может быть это какой-то своеобразный краевой прогиб? Все эти предположения имеют под собой определенную почву. Почему же отдано предпочтение предположению о том, что это структура платформенного типа?

В 1957 г., делая самые первые шаги в изучении геологии докембрия северо-востока Олекмо-Витимской горной страны, автор предположил, что удоканская серия формировалась в условиях краевого прогиба. Действительно, относительная простота складчатых форм удоканской серии, слабый метаморфизм первично осадочных терригенных толщ и положение прогиба как будто бы на краю древней платформенной структуры, по-видимому, отвечают признакам краевых прогибов неогея. Это предположение, к которому недавно пришел и Ю. А. Косыгин (Карта докембрийской тектоники Сибири, 1962), наталкивается, однако, на трудно преодолимые препятствия. Снос обломочного материала, заполнявшего прогиб, шел не со стороны геосинклинальной области, а с древней платформенной структуры. В нижнем протерозое в пределах прогиба происходили процессы интенсивного гранитоидного, а частично и основного магматизма. Оставалось неясным, почему в складчатом сооружении, возникшем на месте прогиба, не наблюдается никакого усложнения складчатых деформаций по мере приближения к геосинклинальной области? Привлекательное на первый взгляд предположение о краевом прогибе пришлось отвергнуть.

Следующим было предположение (Бердичевская, Лейтес, 1960а, б; Лейтес, 1962а, б) о принадлежности прогиба к миогеосинклинальной зоне нижнепротерозойской геосинклинальной области. Это предположение подкреплялось работами Е. В. Павловского (1956, Павловский, Флоренсов, 1951), выделившего на севере Олекмо-Витимской горной страны область нижнепротерозойской складчатости, и Л. И. Салопа (1958в, д, е и др.), описавшего Кодаро-Удоканскую зону как часть внешней зоны геосинклинальной системы байкалид. Выводы Л. И. Салопа о принадлежности Кодаро-Удоканской зоны к складчатой системе байкалид, приведенные не только в многочисленных работах этого исследователя, но и отображенные на всех изданиях Тектонической карты СССР

и сопредельных стран (1952, 1956, 1957, 1961), не могут быть, однако, подкреплены необходимым фактическим материалом. Выше было показано, что в течение второй половины протерозойской эры и в ходе дальнейшей геологической истории территория Кодаро-Удоканской зоны и прилегающих к ней областей выступов архейского основания не была ареной ни геосинклинального осадконакопления, ни интенсивных складчатых деформаций, ни метаморфических преобразований. К этому выводу подошел и Л. И. Салоп (1960б, стр. 97), указавший, что «тектонические движения в конце раннего протерозоя обусловили заметную перестройку структурного плана байкалид. Значительные участки внешнего пояса... вошли в состав платформенных сооружений».

Труднее было отказаться от мысли о принадлежности Кодаро-Удоканской зоны к геосинклинальной системе древних протерозоид. Положение ее между древней структурой платформенного типа и эвгеосинклинальной Витимо-Муйской зоной нижнепротерозойской геосинклинальной области, сравнительно слабый метаморфизм терригенных толщ удоканской серии, заполнивших прогиб, меньшая напряженность складчатых деформаций, чем это наблюдается обычно в эвгеосинклинальных зонах,— все эти признаки как будто бы подтверждали мнение, что Удокано-Каларский прогиб некогда входил в состав миогеосинклинальной зоны геосинклинальной системы раннего протерозоя. Особенно характерным казалось положение крупных структурных элементов этой зоны по отношению к соседней платформенной структуре, примыкавшей с востока, и эвгеосинклинальной зоне, располагавшейся западнее.

Если обратиться к работе Ж. Обуэна (Aubouin, 1961), который на примерах главным образом средиземноморской геосинклинальной области произвел типизацию геосинклиналей неохрона, то нетрудно заметить поразительное внешнее сходство в положении крупных структурных элементов рассматриваемого района со структурными элементами типовой геосинклинальной области. Обуэн намечает следующий ряд структурных элементов геосинклинальной области, располагающихся вкрест ее простирания: кратон — миогеосинклинальный прогиб — миогеосинклинальное поднятие — эвгеосинклинальный прогиб — эвгеосинклинальное поднятие.

Этому последовательному ряду крупных структурных элементов геосинклинальной области, закономерно сменяющих друг друга, соответствовал совершенно аналогичный ряд поднятий и прогибов, существовавших в Восточной Сибири в нижнем протерозое. С востока на запад здесь располагаются (фиг. 32, 52): Алданский щит (кратон) — Удокано-Каларский прогиб — Сьюльбано-Кондинское поднятие — Витимо-Муйский (эвгеосинклинальный) прогиб.

Казалось бы, в этом ряду Удокано-Каларский прогиб прочно занимает место миогеосинклинального прогиба, а Сьюльбано-Кондинский выступ отвечает миогеосинклинальному поднятию. Внешнее, морфологическое сходство несомненно.

Однако и от этого представления пришлось отказаться. Геологическая история структурных элементов северо-востока Олекмо-Витимской горной страны сравнительно с историей развития смежной эвгеосинклинальной зоны протекала, как это следует из материала изложенного в предыдущих разделах, совсем иначе, чем в миогеосинклинальных зонах неохрона. В последних (Stille, 1940, 1942; Aubouin, 1961) намечается отчетливая миграция орогенических движений и времени замыкания геосинклинали в направлении от эвгеосинклинальной зоны к кратону. Иными словами, складчатость и вырождение геосинклинального режима в эвгеосинклинальной зоне должны были произойти раньше складчатости в смежной миогеосинклинальной зоне. В нашем случае события развертывались по-другому.

В конце архея или в начале нижнего протерозоя в пределах территории, рассматриваемой в настоящей работе, на складчатом архейском основании заложился широкий и протяженный Удокано-Каларский прогиб. Он располагался между двумя поднятиями — Чарским и Сюльбано-Кондинским — и протягивался почти в широтном направлении из района современного верховья Калакана (Каларского) до верховья Чары, откуда следовал сначала в северо-западном, а затем в меридиональном и даже северо-северо-восточном направлении вдоль западной окраины Чарского поднятия. В этом прогибе, ширина которого, судя по современному распространению пород удоканской серии, составляла не менее 100 км, а протяженность — не менее 300—400 км, накапливались пестроцветные терригенные отложения в прибрежных, местах дельтовых, а временами, вероятно, и субаэральных условиях. Осадконакопление несколько меньшей интенсивности происходило, по-видимому, и в пределах Чарского и Сюльбано-Кондинского поднятий. Осадконакопление сопровождалось, вероятно, значительными движениями по разломам глубинного заложения, по которым в это же время происходило внедрение изверженных пород основного состава. Такие разломы могут быть намечены, прежде всего, вдоль южной и северной окраин прогиба. Важное значение имели, вероятно, разломы субмеридионального простирания, на западе отделяющие протоплатформу от Витимо-Муйской эвгеосинклинальной зоны, а внутри протоплатформы, обособлявшие отдельные элементы ее структуры.

Крупные разломы, возникшие глубоко в теле протоплатформы, привели к образованию узких шовных прогибов тимискаминского (по М. С. Маркову, 1962) типа на границе между эпиархейским ядром Алданского щита и областями выступов архейского основания, переработанного процессами древнепротерозойской гранитизации и метаморфизма.

Выше при описании древней пестроцветной терригенной формации мы уже отмечали, что в пределах области нижнепротерозойской седиментации, несмотря на одинаковый, в общем, характер осадконакопления, существовали участки несколько различного тектонического режима. Различия условий выражены в настоящее время разными типами разрезов нижнего протерозоя северо-востока Олекмо-Витимской горной страны. Анализ закономерностей распределения типов осадочных пород удоканской серии, проведенный автором совместно с М. Е. Бердичевской (Бердичевская, Лейтес, 1962), показывает, что различия условий осадконакопления, определявшиеся тектоническим режимом, проявлялись не только между областями прогиба и смежных поднятий, но и внутри Удокано-Каларского прогиба. С разной степенью выражена в пределах прогиба ритмичность в строении древней пестроцветной формации, особенно отчетливая на востоке прогиба, где последовательно чередуются субформации древней пестроцветной поликомпонентной терригенной формации. На юго-западном склоне прогиба, как уже было отмечено, преобладали отложения средне- и мелкообломочной субформации. Меденосная субформация была приурочена к осевой части прогиба.

И все же в течение нижнего протерозоя общность условий сравнительно спокойного и однородного тектонического режима обеспечивала накопление весьма однородных терригенных осадочных толщ.

Во время накопления толщ удоканской серии, а может быть, несколько раньше, в соседней Витимо-Муйской эвгеосинклинальной зоне происходило формирование спилитово-кератофировой формации, типичной для аналогичных зон и в неохроне. Складчатость нижнепротерозойской витимо-муйской серии не имела «завершающего» значения. Она не привела к вырождению геосинклинального режима в Витимо-Муйской зоне. Геосинклинальные условия и после этой складчатости существовали

здесь долгое время, не только в течение всего протерозоя, но даже и в нижнем кембрии. Более того, в пределах Витимо-Муйской зоны после нижнепротерозойской складчатости не возникло сколько-нибудь значительного горного сооружения, которое могло бы стать областью размыва и источником сноса обломочного материала в Удокано-Каларский прогиб. Мы видим, таким образом, что допущение о миогеосинклинальной природе Кодаро-Удоканской зоны, сколь бы оно ни казалось привлекательным на первый взгляд, не соответствует содержанию геологической истории этой зоны и смежной с ней эвгеосинклинальной Витимо-Муйской зоны. Ведь в этом случае получалось бы, что складчатость и вырождение геосинклинального режима в миогеосинклинальной зоне произошли значительно раньше, чем в соседней эвгеосинклинальной зоне, которая продолжала унаследованно развиваться как геосинклинальная еще более миллиарда лет.

Можно было бы продолжить перечисление аргументов в пользу принадлежности рассмотренной нами территории к нижнепротерозойской протоплатформе. Ограничимся лишь еще одним из них. Мы уже говорили (стр. 94) о подмеченном Н. В. Фроловой (1962б) факте единства структурного плана архейского цоколя Восточной Сибири. В этой связи хотелось бы напомнить о дисгармоничности складчатых дислокаций удоканской серии и структуры архейского основания, тогда как в Витимо-Муйской зоне, так же как и в других районах байкальских каледонид, простираясь более молодых (протерозойских, каледонских) структурных элементов находятся, в общем, в согласии с простираниями архейского основания. Стало быть в пределах Кодаро-Удоканской зоны структуры осадочного нижнепротерозойского чехла дисгармоничны структурам цоколя и элементам тектоники соседней эвгеосинклинальной зоны. Такие соотношения, как известно, характерны для смежных платформенной и геосинклинальной структур, но не для двух смежных геосинклинальных зон.

Следовательно, Удокано-Каларский прогиб не может быть отнесен ни к краевым, ни к миогеосинклинальным прогибам. Нельзя, по-видимому, отождествлять этот широкий и протяженный внутриплатформенный прогиб и с синеклизами, т. е. структурными единицами платформ неогей, обладающими синклинальной формой не столько в геометрическом, сколько в геологическом смысле. Удокано-Каларский прогиб обнаруживает известное внешнее морфологическое сходство с прогибами типа зевгогеосинклиналей, описанными М. Кэем (1955). Этот прогиб, так же как и зевгогеосинклинали М. Кэя, находится внутри кратона и заполнен обломочным материалом эродированных поднятий кратона.

Н. С. Шатский в предисловии к переводу книги М. Кэя (1955) отметил, что в советской геологической литературе нет терминов эквивалентных зевгогеосинклиналям, хотя аналогичные структурные формы существуют и в пределах СССР. Примером зевгогеосинклиналей эпигерцинских платформ, по мнению Н. С. Шатского (1955а), может служить Ферганский прогиб. В то же время, Н. С. Шатский выразил сомнение в целесообразности отнесения внутрикратонных прогибов, в том числе и тех, что были названы М. Кэем зевгогеосинклиналями, к классу геосинклиналей. Действительно, в советской геологической литературе принято обычно противопоставлять геосинклинали кратонам (платформам), а не выделять геосинклинали внутри платформенных областей или платформы внутри геосинклинальных областей. Принято считать, что это структурные единицы одного ранга. С этой точки зрения для крупных прогибов, расположенных внутри так называемых древних или молодых платформ неохрона (типа зевгогеосинклиналей М. Кэя), представляется более рациональным термин эндократонные (внутрикратонные, внутриплатформенные) прогибы.

Описанный в данной работе Удокано-Каларский прогиб отличается от сходных эндократонных форм неохрона (зевгогеосинклиналь Центрального Колорадо, Ферганский прогиб) не только большей сложностью внутреннего строения, но также осязаемым метаморфизмом осадочных пород прогиба и проявлениями мощного гранитоидного магматизма. Прогиб возник непосредственно на древнем архейском складчатом кристаллическом фундаменте. Все эти признаки обусловлены принадлежностью Удокано-Каларского прогиба к очень древней тектонической единице платформенного типа — протоплатформе. В порядке постановки вопроса представляется целесообразным выделять прогибы типа Удокано-Каларского в качестве особой категории структурных элементов протоплатформ и называть их эндопротоплатформенными прогибами. Интересной задачей будущих исследований может быть выявление других эндопротоплатформенных прогибов, которые, так же как и Удокано-Каларский, вероятно, могли бы оказаться вмещающим ценных полезных ископаемых, связанных с древними пестроцветными терригенными формациями.

Вернемся, однако, к дальнейшей истории геологического развития северо-востока Олекмо-Витимской горной страны в раннем протерозое, обзор которой был начат при обосновании принадлежности Удокано-Каларского прогиба и смежных поднятий к нижнепротерозойской протоплатформе Восточной Сибири.

Мощные толщи пестроцветной терригенной формации, накопившиеся в пределах Кодаро-Удоканской зоны, уже в нижнем протерозое испытали интенсивный эпигенез и прогрессивный региональный метаморфизм фации зеленых сланцев. Преобразования вещества отложенной древней пестроцветной терригенной формации, начались, вероятно, еще в процессе накопления осадочных толщ. Они стали, по-видимому, наиболее значительными (прогрессивный региональный метаморфизм) во время образования гранитоидов куандинского комплекса и возникновения складчатых деформаций, охвативших, вероятно, в это же время толщи удоканской серии.

Автор вполне разделяет мнение Л. И. Салопа (19586) о том, что гранитоиды куандинского комплекса представляют собой результат гранитизации и сопутствовавших ей процессов палингенеза. Однако возникли они в нашем районе не только за счет ультраметаморфизма и реоморфизма пород удоканской серии — этого мы не наблюдали, — но и в результате гранитизации архейского кристаллического фундамента.

Преобразования пород архейского основания нашли свое выражение в регрессивном метаморфизме гиперстенсодержащих пород гранулитовой фации регионального метаморфизма и их гранитизации, в результате чего образовались полиметаморфические породы кристаллического комплекса междуречья Сюльбана и Конды (Лейтес, 19626). Отметим здесь же, что массивы палингенных гранитоидов куандинского комплекса оказали несомненное контактовое воздействие на породы удоканской серии. Более того, непосредственно севернее, в бассейне р. Сыгыхта, гранитоиды куандинского комплекса, по данным Л. И. Салопа (19586), даже образуются за счет гранитизации пород удоканской серии. В это же время произошло и оформление своеобразной складчатой структуры Удокано-Каларского прогиба. Поднятия превратились в выступы архейского цоколя, сопряженные с прогибом.

Одновременно, по-видимому, процессы в чехле протоплатформы привели к усложнению конседиментационных складок удоканской серии и к прогрессивному региональному метаморфизму низшей ступени в породах этой серии, а в фундаменте — к значительному регрессивному метаморфизму и частично к образованию анатектических гранитоидов. Характерной особенностью этих гранитоидов является их приурочен-

ность к выступам архейского цоколя, которые, вероятно, представляли собой в то время области растяжения, наиболее благоприятные для процессов гранитизации.

Все эти процессы были, как нам кажется, достаточно длительными и проходили, по-видимому, не в одну стадию. Особенно это относится к процессам регрессивного метаморфизма кристаллического основания, начавшимся, возможно, еще в позднем архее. Продолжительность метаморфических преобразований пород цоколя и формирования гранитоидов куандинского комплекса могла быть, во всяком случае, соизмеримой с временем накопления отложений удоканской серии, а сами эти процессы могут, по-видимому, рассматриваться как конседиментационные или почти как конседиментационные. Ведь речь идет о чрезвычайно продолжительном процессе становления гранитного вещества. Формирование же отдельных массивов анатектических гранитов могло происходить в течение позднеархейской и раннепротерозойской истории района в самое различное время.

Процессы докембрийского гранитоидного магматизма северо-востока Олекмо-Витимской горной страны завершились внедрением колоссальных масс интрузивных гранитов кодарского комплекса. Массивы кодарских гранитоидов внедрились в осевой части Удокано-Каларского эндопротоплатформенного прогиба, спокойно проплавляли цоколь и складки дислоцированного осадочного чехла протоплатформы. Граниты кодарского комплекса вызвали наложенный неравномерный, но местами очень сильный контактовый и контактово-гидротермальный метаморфизм. Именно они в современной структуре района являются как бы кристаллическим фундаментом, на котором покоятся фрагменты более древних складчатых форм удоканской серии, сохранившиеся в виде огромных провесов кровли.

С внедрением этих, наиболее молодых из нижнепротерозойских гранитоидов протоплатформа приобрела необходимую «жесткость». Ее структурные элементы спаялись в единое целое, образовав область высокого стояния в неохроне — докембрийский Алданский щит — часть Сибирской платформы. В пределах всей этой территории, включая и область Станового хребта, с конца первой половины протерозойской эры и в ходе дальнейшего геологического развития не было более ни геосинклинального осадконакопления, ни интенсивных складчатых деформаций, ни интенсивных метаморфических преобразований. Лишь в самом конце позднего докембрия и в нижнем кембрии территория Алданского щита была вовлечена в процессы опускания, сопровождавшиеся трансгрессией позднедокембрийского — кембрийского моря, отложившего терригенно-карбонатные осадки.

В середине мезозойской эры на огромной площади Восточной Сибири и в том числе на территории северо-востока Олекмо-Витимской горной страны сформировалось аркогеническое Саяно-Становое поднятие (Павловский, 1948б, 1956; Павловский, Флоренсов, 1951), в ходе развития которого во впадинах произошло накопление континентальных угленосных отложений юрской системы, а по разломам внедрились интрузии щелочных пород и излились основные и средние кайнозойские эффузивы. В четвертичном периоде и в настоящее время происходит накопление разнообразных рыхлых отложений. С этим последним этапом геологической истории, отзвуки которого мы наблюдаем в виде землетрясений, связано образование впадин байкальского типа, таких как Муйско-Куандинская и Чарская впадины, и современной величественной горной страны.

В данном заключительном разделе нам хотелось бы остановиться еще на одном вопросе, общем для докембрия Восточной Сибири. Речь идет о так называемом становом комплексе.

Выше было отмечено, что толщи однообразных биотитовых и роговообманково-биотитовых гнейсов, плагиогнейсов и амфиболитов, широко развитые в районе бассейна Олекмы, на водоразделе Олекмы и Алдана и на Становом хребте, обнаруживают поразительное сходство по составу с описанным выше комплексом кристаллических пород между речья Сюльбана и Конды (Лейтес, 1962б). Представления о возрасте этих толщ окончательно еще не оформились. Совсем недавно комплекс гнейсов и кристаллических сланцев, впервые описанный в качестве архейского А. А. Арсеньевым (1939) и названный Н. В. Фроловой (Фролова и Клековкин, 1945) олекминской серией, единодушно рассматривался всеми исследователями в качестве наиболее древнего среди архейских образований Восточной Сибири.

В дальнейшем Н. В. Фролова (1958, стр. 242) предложила общую схему стратиграфии архея Восточной Сибири, согласно которой «весь разрез парарод восточносибирского архея достаточно ясно расчленяется на три толщи или серии (снизу вверх)»: 1) алданскую или иенгурскую; 2) ангаро-олекминскую или ангаро-тимптонскую и 3) учуро-слюдянскую. Олекминская серия попадает в этой схеме в середину архейского разреза и соответствует по возрасту тимптонской серии Ю. К. Дзевановского (1958б) или, что то же самое, серии гиперстеновых гнейсов Д. С. Коржинского (1939). Н. В. Фролова указывает, что эта общая стратиграфическая схема архея Восточной Сибири очень близка к схеме, предложенной еще в 1939 г. Д. С. Коржинским, и является ее дальнейшим развитием. Изменение названий серий, по сравнению с предложенными Д. С. Коржинским, указывает Н. В. Фролова (1958), вызвано, во-первых, необходимостью подчеркнуть широкое распространение и хорошую выдержанность этих серий в виде определенных стратиграфических единиц и, во-вторых, желанием избежать названия «серия гиперстеновых гнейсов», так как «в районах, где архейские породы претерпели явления диафтореза, даже сравнительно незначительные, гиперстеновые гнейсы обычно становятся неустойчивыми и переходят в роговообманковые или роговообманково-гранатовые гнейсы. Вследствие этого в некоторых районах в породах ангаро-тимптонской серии (аналога серии гиперстеновых гнейсов) гиперстеновые гнейсы не встречаются совсем или имеют малое распространение» (Фролова, 1958, стр. 244).

Ю. К. Дзевановский, который ранее (Дзевановский, 1958б) считал породы олекминской серии наиболее древними среди архейского комплекса Восточной Сибири, в последнее время (Дзевановский 1960; Дзевановский и Судовиков, 1960) пересмотрел эту точку зрения и отнес породы олекминской серии к нижнему протерозою¹. Основанием для такого решительного пересмотра положения олекминской серии Ю. К. Дзевановским послужило, по-видимому, сопоставление ее толщ с совершенно тождественными толщами гнейсов, плагиогнейсов и кристаллических сланцев, развитыми в Становом хребте и исследованными в последнее время Ю. К. Дзевановским (1958в) и другими геологами (Мошкин, 1958 и др.). Действительно, определения абсолютных возрастов пород (калиево-аргоновым методом), которые дают цифры от 980 до 1500 млн. лет (Дзевановский, Судовиков, 1960, стр. 77), как будто бы заставляют пересмотреть прежние представления Д. С. Коржинского (1939) об архейском возрасте развитых здесь гнейсов и кристаллических сланцев.

В. Н. Мошкин (1958, стр. 130) отмечает, что «Резкие различия по составу между становым комплексом и архейскими образованиями Алданского щита уже давно обращали на себя внимание, но тем не менее некоторые исследователи и в настоящее время продолжают сопоставлять

¹ Ю. К. Дзевановский (1960, Дзевановский и Судовиков, 1960), к сожалению, никак не обосновывает изменение своей возрастной оценки положения олекминской серии.

метаморфические породы зоны Становика — Джугджура с желтулинской серией архея Алдана. Ошибочность такого сопоставления видна из простого сравнения их состава». Этот исследователь также относит гнейсы и кристаллические сланцы Станового хребта к нижнему протерозою, однако сопровождает свою работу примечанием, в котором указывает, что в зоне Становика — Джугджура встречаются породы, чуждые ему и близкие к архейским породам Алданского щита.

Указанные данные, а до настоящего времени в литературе нет иных обоснований нижнепротерозойского возраста гнейсов и кристаллических сланцев Станового хребта, представляются совершенно недостаточными для ревизии положений Д. С. Коржинского. Наоборот, они, скорее, могут подтвердить концепцию о том, что архейские породы Станового хребта претерпели энергичную гранитизацию и в ряде случаев коренную перестройку состава в нижнем протерозое. Естественно, что образовавшиеся породы будут отличны от соответствующих им по возрасту пород архейского комплекса эпиархейского ядра Алданского щита, а абсолютные возрасты минералов, образовавшихся во время древнестановой гранитизации и регрессивного метаморфизма, будут соответствовать времени именно этих процессов.

Таким образом, мнение о нижнепротерозойском возрасте всех гнейсов и кристаллических сланцев Станового хребта следует считать недоказанным. В этом случае нет необходимости пересматривать представления об архейском возрасте олекминской серии, породы которой, так же, как гнейсы, плагиогнейсы и кристаллические сланцы Станового хребта, претерпели в нижнепротерозойское время значительный регрессивный метаморфизм и гранитизацию.

Оставляя в стороне недостаточно ясный еще вопрос о положении олекминской серии внутри архейского комплекса, можно, вслед за Н. В. Фроловой, утверждать, что там, где архейские породы были вовлечены в процессы более молодых складчатостей, они претерпели метаморфические преобразования различного типа, «различающиеся в связи со степенью тектонической переработки архейских образований, с глубиной застывания и с величиной магматических тел послеперархейского возраста; различаются они и по степени относительной температуры минеральных новообразований, а также по степени распространения ореола явлений диафтореза» (Фролова, 1958, стр. 242).

Такие преобразования в области выступов архейского основания выделяемой нами нижнепротерозойской протоплатформы уже давно широко известны после работ Д. С. Коржинского (1939 и др.). Великолепные примеры диафтореза архейских пород южной части Алданского щита с выделением различных (в том числе и высокотемпературных) этапов регрессивного метаморфизма приведены в работах А. А. Каденского (1960) и С. П. Кориковского (1962). Одним из примеров высокотемпературного сравнительно «глубинного» регрессивного метаморфизма архейских пород алданского комплекса в пределах нижнепротерозойской протоплатформы является также описанный нами полиметаморфический комплекс междуречья Сюльбана и Конды (Лейтес, 1962б).

В то же время детальные исследования геологии и петрологии гнейсов и кристаллических сланцев Становика, начатые лишь в самое последнее время, позволят, как нам кажется, выявить в их составе прогрессивно метаморфизованные толщи амфиболитовой фации, быть может, одновозрастные нижнепротерозойской удоканской серии рассмотренного нами района.

Остается сформулировать в самом общем виде выводы, которые следуют из проведенной работы.

1. Метаморфизованные отложения нижнепротерозойской удоканской серии представляют собой древнюю пестроцветную терригенную фор-

мацию. Естественным членом формации являются медистые песчаники Удоканского месторождения и другие меденосные горизонты этой формации.

2. Древняя пестроцветная терригенная формация сходна с аналогичными формациями позднего докембрия меднорудного пояса Конго и Северной Родезии, нижнего палеозоя района верхнего течения Лены, верхнего палеозоя Центрального Казахстана и другими пестроцветными меденосными формациями неохрона. Вместе с тем, древняя пестроцветная терригенная формация Олекмо-Витимской горной страны отличается от сходных более молодых образований присутствием в ее составе своеобразных джеспилитоподобных железистых песчаников, характерных, по-видимому, для докембрийских пестроцветных толщ.

3. В раннем протерозое в структуре территории современной Восточной Сибири обособились естественные тектонические единицы высшего ранга — нижнепротерозойская протоплатформа и смежная геосинклинальная область. Отложения удоканской серии (древняя пестроцветная терригенная формация) слагают осадочный чехол протоплатформы. Они накопились в условиях внутриплатформенного прогиба, сходного с прогибом катангид Южной Африки и зевгогеосинклиналями древних и молодых платформ неохрона. Отложения меденосной субформации приурочены к осевой части прогиба.

4. В порядке постановки вопроса представляется целесообразным выделять прогибы типа Удокано-Каларского в качестве особой категории структурных элементов протоплатформ и называть их эндопротоплатформенными (внутрипротоплатформенными) прогибами. Своеобразная складчатая структура осадочных толщ Удокано-Каларского эндопротоплатформенного прогиба оформилась в нижнем протерозое до внедрения интрузивных гранитов кодарского комплекса.

5. Докембрийский Алданский щит неохрона, возникший на месте нижнепротерозойской протоплатформы, представляет собой сложное гетерогенное образование. Он включает не только эпиархейское ядро с одноярусной структурой архейских толщ, но и плитную часть протоплатформы, в которой отчетливо устанавливается двухъярусное строение — с кристаллическим архейским основанием и дислоцированным и слабо метаморфизованным нижнепротерозойским осадочным чехлом. Ранний, протоплатформенный этап развития Алданского щита характеризуется исключительно сильным гранитоидным магматизмом.

6. Изучение глубоко метаморфизованных толщ докембрия Олекмо-Витимской горной страны утверждает в мысли о необходимости применения исторического метода не только при изучении тектонических элементов, но и при исследовании вещественного состава метаморфических толщ. Без изучения истории развития вещества, направленности и последовательности преобразования пород корреляция метаморфических толщ совершенно бесплодна, так как внешне совершенно одинаковые породы часто возникают различными путями, имеют различный возраст и участвуют в строении различных тектонических форм. Определения абсолютного возраста пород, если они не сопровождаются изучением истории преобразований их вещества, дают лишь набор цифр, нередко наталкивающих на совершенно неправильные выводы.

7. Итоги изучения стратиграфии, тектоники, магматизма, метаморфизма и меденосности докембрия северо-востока Олекмо-Витимской горной страны утверждают необратимость процессов геологического развития и в то же время сложность этих процессов, в которых уже на ранних стадиях появляются элементы нового, а в поздних стадиях проглядывают иногда черты старого, архаического.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Х. М. Некоторые вопросы классификации структурно-геологических зон, рудно-петрографических провинций и рудных районов. В кн.: «Закономерности размещения месторождений полезных ископаемых». Киев, Изд-во АН УССР, 1960.
- Арсеньев А. А. О возрасте витимских базальтов.— Докл. АН СССР, 1938, 19, № 3.
- Арсеньев А. А. К стратиграфии архея долины р. Олекмы (Восточная Сибирь).— Изв. АН СССР, серия геол., 1939, № 6.
- Арсеньев А. А. Олекмо-Витимская горная страна. Геология правобережья р. Витим.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1940, вып. 27, геол. серия (№ 7).
- Арсеньев А. А. Олекмо-Витимо-Баргузинская горная страна.— Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1952, вып. 1.
- Арсеньев А. А. Мезозойские континентальные отложения Олекмо-Витимской горной страны.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1954, 29, вып. 6.
- Арсеньев А. А., Буфф Л. С., Лейтес А. М. Геологическое строение Читинской области. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Арсеньев А. А., Лейтес А. М. Геологическая изученность и геологическое строение территории Читинской области. В кн.: «Полезные ископаемые Читинской области (черные металлы и неметаллические полезные ископаемые)». М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Арсеньев А. А., Нечаева Е. А. Геологический очерк Олекмо-Токкинского района Якутская АССР).— Труды Горно-геол. упр. Главсевморпути, 1947, вып. 27.
- Арсеньев А. А., Нечаева Е. А. Магматические породы Байкальского нагорья.— Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1953, вып. 2.
- Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР, т. 1. Изд. 3-е. М.—Л., Госгеолиздат, 1941. То же. Т. 1. Изд. 4-е. М.—Л., Госгеолиздат, 1947.
- Архангельский А. Д., Шатский Н. С. Схема тектоники СССР.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1933, 11, вып. 4.
- Архангельский А. Д., Шатский Н. С., Меннер В. В. и др.— Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937.
- Бакун Н. Н. Условия образования и вторичные изменения осадочных пород Удоканского месторождения медистых песчаников (Читинская область).— Изв. высш. учеб. завед., геол. и разведка, 1958, № 11.
- Бакун Н. Н. Условия образования и вторичные изменения осадочных пород Удоканского месторождения медистых песчаников.— Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1961.
- Бакун Н. Н., Володин Р. Н., Кренделев Ф. П. Основные особенности геологического строения Удоканского месторождения медистых песчаников и направление его дальнейшей разведки.— Изв. высш. учеб. завед., геол. и разведка, 1958, № 5.
- Барт Т. Теоретическая петрология. Пер. с англ. ИЛ, 1956.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1954. То же. Изд. 2-е. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Бердичевская М. Е. Вторичные минералы пород верхней сакуканской свиты удоканской серии нижнего протерозоя. В кн.: «Очерки по металлогении осадочных и осадочно-метаморфических пород». М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Бердичевская М. Е., Лейтес А. М. Меденосность восточной части Удоканского хребта (Олекмо-Витимская горная страна).— Разведка и охрана недр, 1960а, № 1.
- Бердичевская М. Е., Лейтес А. М. Некоторые особенности пластовых месторождений меди на примере медистых песчаников Восточной Сибири. В кн.: «Вопросы седиментологии». М., Госгеолтехиздат, 1960б.
- Бердичевская М. Е., Лейтес А. М. Геолого-петрографическая характеристика протерозойских меденосных осадочных толщ северной части Читинской области. В кн.: «Очерки по металлогении осадочных пород». М., Изд-во АН СССР, 1961.

- Бердичевская М. Е., Лейтес А. М. Некоторые особенности пространственного размещения типов пород удоканской серии. В кн.: «Очерки по металлогении осадочных и осадочно-метаморфических пород». М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Бобин Е. С. Геологические исследования в Олекмо-Каларском районе.— Труды Всес. геол.-развед. объедин., 1933, вып. 271.
- Богданов А. А. О тектоническом районировании Урало-Саянской палеозойской складчатой области.— Науч. докл. высшей школы, геол.-геогр. науки, 1958, № 1.
- Богданов А. А. Основные закономерности развития палеозойской складчатости на территории СССР. В кн.: «Каледонская орогения» (Международ. геол. конгр. 21 сессия. Докл. сов. геол. Проблема 9). М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Богданов Ю. В. Геология, условия образования и закономерности размещения медистых песчаников в районе Удоканского хребта (юго-западное обрамление Алданского щита).— Тезисы докладов на сессии по закономерностям размещения медно-колчеданных и медно-порфировых месторождений, вып. 1, М., 1960а.
- Богданов Ю. В. Закономерности размещения оруденения в толще медистых песчаников Удоканского месторождения (Северо-Восточное Забайкалье). В кн.: «Материалы годичной сессии Ученого совета по результатам работ [Всесоюзного научно-исследовательского геологического института]. 1958 г. Аннотации докладов.» Л., 1960б.
- Богданов Ю. В. Геология и закономерности размещения медистых песчаников Удоканского месторождения. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 5. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Быховер Н. А. Распределение мировых ресурсов минерального сырья по эпохам рудообразования. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Виноградов А. П., Тугаринов А. И. Геохронология докембрия.— Геохимия, 1961, № 9.
- Виноградов А. П., Тугаринов А. И., Зыков С. И. и др. О возрасте пегматитов станового комплекса.— Геохимия, 1960а, № 5.
- Виноградов А. П., Тугаринов А. И., Зыков С. И. и др. О возрасте горных пород Алданского щита.— Геохимия, 1960б, № 7.
- Володин Р. Н. Молибденит в рудах Удоканского месторождения медистых песчаников (северо-восточное Забайкалье).— Изв. высш. учеб. завед., геол. и разведка, 1958, № 11.
- Галабурда С. Г. Медная и свинцово-цинковая минерализация в осадочных отложениях Сибирской платформы. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 5. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР на 1960 г.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 10.
- Головенко В. К. О возрасте мамской толщи и ее положении среди докембрийских образований Северо-Байкальского и Патомского нагорий.— Труды Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, 1961, 66.
- Григорьев Д. П. Онтогения минералов. Изд-во Львов. ун-та, 1961.
- Гринталь Э. Ф., Наркелюн Л. Ф. Некоторые особенности геологии и оруденения Удоканского и других месторождений типа медистых песчаников. В кн.: «Вопросы географии Северного Забайкалья». М., изд-во «Наука», 1965.
- Дзевановский Ю. К. Геологическое строение и полезные ископаемые средней части бассейна р. Витима.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 6.
- Дзевановский Ю. К. Алданский щит. В кн.: «Геологическое строение СССР», т. 3. Госгеолтехиздат. М., 1958а.
- Дзевановский Ю. К. Архейский метаморфический комплекс Алданского щита. В кн.: «Труды междуведомственного стратиграфического совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. 1956 г.» М.—Л., Изд-во АН СССР, 1958б.
- Дзевановский Ю. К. Геология западной окраины Станового хребта.— Бюлл. Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, 1958в, № 1.
- Дзевановский Ю. К. Докембрийские комплексы Алданского щита и хребта Станового. В кн.: «Материалы годичной сессии Ученого совета по результатам работ [Всесоюзного научно-исследовательского геологического института]. 1958 г. Аннотации докладов.» Л., 1960.
- Дзевановский Ю. К., Полевая Н. И. Новые данные об абсолютном возрасте докембрийских комплексов Алданского щита и хребта Станового.— Бюлл. Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, 1961, № 3.
- Дзевановский Ю. К., Судовиков Н. Г. Докембрий Алданского щита и хребта Станового. В кн.: «Стратиграфия и корреляция докембрия» (Международ. геол. конгр. 21 сессия. Докл. сов. геол. Проблема 9). М.—Л., Изд-во АН СССР, 1960.
- Домарев В. С. О генезисе месторождений типа медистых песчаников.— Материалы Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, серия полезн. ископ., 1948, сб. 4.
- Домарев В. С. Некоторые геологические особенности метаморфогенных рудных месторождений.— Материалы Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, 1958, вып. 8, ч. 1.
- Домарев В. С. Генезис медистых песчаников Северной Родезии (по современным представлениям зарубежных геологов).— Зап. Всес. мин. сб-ва, 1958а, 87, вып. 1.

- Домарев В. С. Медистые породы. В кн.: «Справочное руководство по петрографии осадочных пород», т. 2. Л., Гостоптехиздат, 1958б.
- Домарев В. С. Основные черты металлогении меди. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Домарев В. С. Первичная зональность оруденения в месторождениях медистых песчаников. В кн.: «Прикладная геология. Вопросы металлогении» (Международ. геол. конгр. 21 сессия. Докл. сов. геол. Проблема 20). М., Гостеолиздат, 1960.
- Домарев В. С., Богданов Ю. В. О зональности оруденения в медистых песчаниках Удоканского месторождения.— Геол. рудн. месторожд., 1959, № 1.
- Другова Г. М. К характеристике гранулитовой фации Алдана.— Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1960, вып. 9.
- Другова Г. М., Климов Л. В., Крылова М. Д. и др. Геология докембрия Алданского горнопромышленного района.— Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1959, вып. 8.
- Дю-Гойт А. Геология Южной Африки. М., ИЛ, 1957.
- Заварицкий А. Н. Метаморфизм и метасоматизм в Уральских колчеданных месторождениях. В кн.: «Колчеданные месторождения Урала». М., Изд-во АН СССР, 1950.
- Закруткин В. В. Региональный метаморфизм архейского комплекса юго-восточной части Анабарского щита. Автореф. канд. дисс. Ростов-на-Дону, 1962.
- Каденский А. А. Полиметаморфические породы южной части Алданского щита.— Труды Геол. музея АН СССР, 1960, вып. 2.
- Карта докембрийской тектоники Сибири масштаба 1:5 000 000. Объяснительная записка. Новосибирск. Изд-во Сиб. отд. АН СССР, 1962.
- Князев Г. И., Крузин С. П., Новиков В. П. и др. Поздний докембрий Читинской области. В кн.: «Совещание по стратиграфии отложений позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Тезисы докладов». Новосибирск, 1962.
- Ковалев П. Е. Месторождения медных руд Катанги и Северной Родезии. М., Изд-во Ин-та прикл. геол., 1931.
- Конивец В. И. К тектонике угленосных отложений Алдано-Олекминского междуречья.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, 1958а, вып. 8.
- Конивец В. И. Угленосные отложения Верхнекаларской депрессии.— Труды Лабор. геол. угля АН СССР, 1958б, вып. 8.
- Коржинский Д. С. Петрология архейского комплекса Алданской плиты (пересечение по р. Тимптон).— Труды Центр. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, 1936, вып. 86.
- Коржинский Д. С. Стратиграфия Алданской плиты и хребта Станового. В кн.: «Стратиграфия СССР», т. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1939.
- Коржинский Д. С. Закономерности ассоциаций минералов в породах архея Восточной Сибири.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1945, вып. 61, петрогр. серия (№ 21).
- Коржинский Д. С. Роль щелочности в образовании чарнокитовых гнейсов.— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та, 1962, вып. 5.
- Кориковский С. П. О возрасте метаморфических пород западной части Станового хребта.— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та, 1962, вып. 5.
- Косыгин Ю. А. Тектоника нефтегазоносных областей, т. 1. М., Гостоптехиздат, 1958.
- Косыгин Ю. А. Типы основных структурных элементов земной коры в позднем докембрии.— Геол. и геофиз., 1961, № 1.
- Кренделев Ф. П. Геологическое строение Удоканского месторождения медистых песчаников и методика его разведки.— Автореф. канд. дисс. М., 1959а.
- Кренделев Ф. П. О рудоносности медистых песчаников Удоканского месторождения и методике его разведки.— Изв. высш. учеб. завед., геол. и разведка, 1959б, № 2.
- Кренделев Ф. П. Учет геоморфологических особенностей при промышленной оценке месторождений медистых песчаников (Удоканское месторождение).— Изв. высш. учеб. завед., геол. и разведка, 1960, № 1.
- Кропоткин П. А. Отчет об Олекмо-Витимской экспедиции.— Зап. Русск. геогр. об-ва по общей геогр., 1873, 3.
- Кузнецов В. П. К стратиграфии докембрия Читинской и западной части Амурской областей (краткая статья).— Бюлл. Читинск. науч.-техн. горн. об-ва, 1957а, № 3.
- Кузнецов В. П. К стратиграфии докембрия Читинской и западной части Амурской областей.— Труды Читинск. геол. упр., 1957б, вып. 1.
- Кэй М. Геосинклинали Северной Америки. Пер. с англ. М., ИЛ, 1955.
- Лазько Е. М. Геологическое строение западной части Алданского кристаллического массива. Изд-во Львов. ун-та, 1956.
- Лебедев А. П. Чинейский габбро-анортозитовый плутон (Восточная Сибирь).— Труды Ин-та геол. рудных м-ний, петрогр., мин. и геохимии АН СССР, 1962, вып. 80.
- Лебедев В. Г. Новые данные о нижнекембрийских отложениях района оз. Ничатка (Восточная Сибирь, бассейн р. Олекмы).— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 6.
- Лейтес А. М. О меленосности удоканской серии Средне-Витимской горной страны.— Бюлл. Читинск. науч.-техн. горн. об-ва, 1958, № 4.

- Лейтес А. М. Геологическое строение и геологическая история восточной части Станового нагорья. В кн.: «Природные условия освоения севера Читинской области». М., Изд-во АН СССР, 1962а.
- Лейтес А. М. Докембрийский кристаллический комплекс междуречья Сьюльбана и Конды (Олекмо-Витимская горная страна).—Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та, 1962б, вып. 5.
- Лейтес А. М. К вопросу об основных структурных элементах в докембрии.—Изв. АН СССР, серия геол., 1962в, № 4.
- Логинов В. П. Геология Кабанских колчеданных месторождений (Средний Урал) и некоторые черты их генезиса и метаморфизма. В кн.: «Колчеданные месторождения Урала». М., Изд-во АН СССР, 1950.
- Мануйлов А. М. М. Петрология гранитоидов Кодарского плутона (Олекмо-Витимская горная страна).—Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1960, вып. 9.
- Марков М. С. Об особенностях развития земной коры в раннем докембрии (на примере Канадского щита).—Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та, 1962, вып. 5.
- Материалы по тектонической терминологии, ч. 1. Крупные структуры земной коры и геологические формации. Новосибирск, Изд-во Сиб. отд. АН СССР, 1961.
- Менерт К. Новое о проблеме гранитов. М., ИЛ., 1963.
- Миронюк Е. П. Эопалеозойские (синийские) отложения левобережья среднего течения р. Олекмы.—Информ. сб. Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, 1959, № 17.
- Мошкин В. Н. Хребты Становой и Джугджур. В кн.: «Геологическое строение СССР», т. 1. Стратиграфия. М., Гостеолтехиздат, 1958.
- Мошкин В. Н. Нижнепротерозойские образования хребтов Станового и Джугджура.—Труды Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, 1961, 59.
- Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. Автореф. докт. дисс. М., 1962.
- Наркелюв Л. Ф. Вопросы геологии и генезиса медистых песчаников Джезказгана.—Изв. АН Киргиз. ССР, серия естеств. и техн. наук, 1960, 2, геол. вып. 1.
- Никитин В. Д. Особенности процессов формирования минералов при метасоматических явлениях. В кн.: «Кристаллография», вып. 4. Изд-во Ленингр. ун-та, 1955.
- Никитин Д. В. Геологические исследования в верхней части бассейна р. Чары Витимско-Олекминской горной страны.—Изв. Геол. ком., 1918, 37, № 1.
- Обручев В. А. Геология Сибири, т. 1—3. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1935—1938.
- Обручев С. В. Применение аргонового метода для определения возраста пород. В кн.: «Труды Междуведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. 1956 г.». М.—Л., Изд-во АН СССР, 1958.
- Одинцов М. М. К геологии медистых и свинцовых руд нижнего палеозоя Иркутского амфитеатра.—Зап. Всес. мин. об-ва, 1948, 77, вып. 4.
- Одинцов М. М. Промышленные перспективы месторождений ленских медистых песчаников. Очерки по геол. и полезн. ископ. Вост. Сибири, 1947, вып. 1.
- Павловский Е. В. О следах оледенения в Средне-Витимской горной стране.—Геол. вестн., 1928, 6, вып. 4—6.
- Павловский Е. В. К геоморфологии долины верхней Лены и нижнего Витима.—Геол. вестн., 1929, 7, вып. 1—3.
- Павловский Е. В. О послетретичной истории Северо-Байкальского нагорья и прилегающих частей Приленской плоской возвышенности. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1930, 8, вып. 3—4.
- Павловский Е. В. О послетретичной истории долины р. Калар и ее притока р. Кетемяхты (бассейн р. Витима).—Труды Ком. по изуч. четвертич. периода, 1932, 2.
- Павловский Е. В. Геологический очерк Ороно-Ничатского района Средне-Витимской горной страны.—Труды Геол. ин-та АН СССР, 1933а, 3.
- Павловский Е. В. Геологический очерк района Верхней Чары (Олекмо-Витимская горная страна).—Труды Всес. геол.-развед. объедин., 1933б, вып. 271.
- Павловский Е. В. Новые данные по геологии и флогопитоносности Южной Якутии.—Изв. АН СССР, серия геол., 1944, № 3.
- Павловский Е. В. Докембрий Восточной Сибири. В кн.: «Тезисы докладов конференции по изучению производительных сил Иркутской области». Иркутск, 1947.
- Павловский Е. В. Геологическая история и геологическая структура Байкальской горной области.—Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1948а, вып. 99, геол. серия (№ 31).
- Павловский Е. В. Сравнительная тектоника мезо-кайнозойских структур Восточной Сибири, Восточной Африки и Аравии.—Изв. АН СССР, серия геол., 1948б, № 5.
- 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. Поздний докембрий (верхний протерозой) Западного и Восточного Прибайкалья. В кн.: «Стратиграфия позднего докембрия и кембрия» (Между-

- нар. геол. конгр. 21 сессия. Докл. сов. геол. Проблема 8). М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии.— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та Сиб. отд. АН СССР, 1962а, вып. 5.
- Павловский Е. В. Происхождение и развитие древних платформ. В кн.: «Тезисы докладов Совещания по проблемам тектоники (1—6 февраля 1963 г.)». М., Изд-во АН СССР, 1962б.
- Павловский Е. В., Беличенко В. Г. Осадочные формации верхнего протерозоя Саяно-Байкальского нагорья и связанные с ними полезные ископаемые. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 1, М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Павловский Е. В., Флоренсов Н. А. Краткий очерк развития Восточной Сибири.— Труды Иркутск. ун-та, 1951, 5, вып. 2.
- Павловский Е. В., Фролова Н. В. Органические остатки в метаморфических комплексах.— Изв. АН СССР, серия геол., 1954, № 6.
- Павловский Е. В., Цветков А. И. Южная окраина Олекмо-Витимского нагорья. Геолого-петрографический очерк по маршрутам 1932 г.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1934, 4.
- Падалка Г. Л. Основные черты геологического строения Кодаро-Удоканского района.— Труды Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, 1961, 59.
- Падалка Г. Л. Структурное районирование и некоторые вопросы металлогении забайкальской части Восточной Сибири.— Труды Бурятск. комплексн. науч.-исслед. ин-та Сиб. отд. АН СССР, 1962, вып. 9.
- Пейве А. В., Сеницын В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1950, № 4.
- Петрусевич М. Н. Чинейское титано-магнетитовое месторождение.— Сов. геол., 1946, сб. 10.
- Попов В. М. О внутриформационных конгломератах Дзезказгана и характере оруденения в них.— Докл. АН СССР, 1953, 91, № 4.
- Попов В. М. О фациальной и парагенетической связи меденосных красноцветных толщ с гипсоносными и соленосными отложениями.— Труды Ин-та геол. АН Киргиз. ССР, 1955, вып. 6.
- Попов В. М. О практическом использовании исследований по медистым песчаникам Центрального Казахстана и Северной Киргизии.— Изв. АН Киргиз. ССР, 1958, вып. 6.
- Попов В. М. Геологические закономерности размещения медистых песчаников на территории Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Попов В. М. О ритмичности в осадконакоплении красноцветных меденосных свит.— Изв. АН Киргиз. ССР, серия, естеств. и техн. наук, 1960, 2, вып. 1.
- Преображенский В. С. Кодарский ледниковый район (Забайкалье). М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород, ч. 1 и 2. М.—Л., Гостоптехиздат, 1940.
- Пучков С. В., Солоненко В. П., Тресков А. А. и др. Новое сильное землетрясение в Восточной Сибири.— Изв. Сиб. отд. АН СССР, 1958, № 3.
- Рабкин М. И. Геология и петрология Анабарского кристаллического щита.— Труды Ин-та геол. Арктики, 1959, 87.
- Рабкин М. И. Докембрий Анабарского щита. В кн.: «Стратиграфия и корреляция докембрия». (Международ. геол. конгр. 21 сессия. Докл. сов. геол. Проблема 9). М.—Л., Изд-во АН СССР, 1960.
- Розенцвит А. О. К характеристике протерозойских пород Олекмо-Витимской горной страны.— Информ. сборник Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-та, 1955, № 2.
- Розенцвит А. О. Гидротермальный метасоматоз протерозойских пород Олекмо-Витимской горной страны.— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 5.
- Рухин Л. Б. Основы литологии. М., Гостоптехиздат, 1953.
- Салоп Л. И. Нижний палеозой Средне-Витимской горной страны. М., Госгеолтехиздат, 1954.
- Салоп Л. И. Кембрий Олекмо-Витимской горной страны. Тезисы докладов на междуведомственном совещании по разработке унифицированных схем Сибири. Госгеолтехиздат, М., 1956а.
- Салоп Л. И. Новые данные по геологии сегерной части Средне-Витимской горной страны.— Сб. научно-техн. информ. Министерства геологии и охраны недр СССР, 1956б, № 2.
- Салоп Л. И. Байкальская горная страна. Докембрийский магматизм. В кн.: «Геологическое строение СССР», т. 2. Магматизм. М., Госгеолтехиздат, 1958а.
- Салоп Л. И. Байкальская горная область. Полезные ископаемые. Докембрий. В кн.: «Геологическое строение СССР», т. 1. Стратиграфия. М., Госгеолтехиздат, 1958б.
- Салоп Л. И. Байкальская складчатая область. В кн.: «Геологическое строение СССР», т. 3. Тектоника. М., Госгеолтехиздат, 1958в.
- Салоп Л. И. Геологическое строение и полезные ископаемые Байкальской горной

- страны. В кн.: «Геологическое строение и полезные ископаемые Восточной Сибири». М., Изд-во АН СССР, 1958г.
- Салоп Л. И. Основные черты геологии и металлогении Олекмо-Витимской горной страны. В кн.: «Труды первого совещания по металлогении Западного Забайкалья». Иркутск, 1958д.
- Салоп Л. И. Стратиграфия докембрия Байкальской горной области. В кн.: «Труды междуведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. 1956 г.», М.—Л., Изд-во АН СССР, 1958е.
- Салоп Л. И. Геологическое строение и полезные ископаемые Байкальской горной области в свете новых данных. В кн.: «Развитие производительных сил Восточной Сибири, т. 2. Геологическое строение». М., Изд-во АН СССР, 1960а.
- Салоп Л. И. История геологического развития докембрийской геосинклинальной системы байкалид. В кн.: «Стратиграфия и корреляция докембрия» (Международ. геол. конгр. 21 сессия. Докл. сов. геол. Проблема 9). Изд-во АН СССР, 1960б.
- Салоп Л. И. Основные черты геологического развития территории СССР в докембрии. В кн.: «Стратиграфия и корреляция докембрия» (Международ. геол. конгр. 21 сессия. Докл. сов. геол. Проблема 9). М.—Л., Изд-во АН СССР, 1960в.
- Салоп Л. И. Поздний докембрий (верхний протерозой) Байкальской горной страны и его стратиграфические границы. В кн.: «Совещание по стратиграфии отложенный позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Тезисы докладов». Новосибирск, 1962.
- Сапожников Д. Г. Медистые песчаники западной части Центрального Казахстана.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1948, вып. 93, серия геол. (№ 28).
- Сапожников Д. Г. Медные руды осадочного генезиса. В кн.: «Методы изучения осадочных пород», т. 2. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Сатпаев К. И. Основные черты геологии и металлогении Джезказган-Улутавского района. В кн.: «Большой Джезказган». М., Изд-во АН СССР, 1935.
- Сатпаев К. И. Некоторые методологические вопросы теории рудообразования на примере генезиса месторождений так называемых «медистых» песчаников гидротермального типа. В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Сатпаев К. И. Основные специфические особенности геологии и металлогении Джезказган-Улутавского района. В кн.: «Металлогенические прогнозные карты». Алма-Ата, 1959.
- Сатпаев К. И. К новым успехам в изучении геологии и минеральных богатств Джезказган-Улутавского района. В кн.: «Большой Джезказган». Алма-Ата, Изд-во АН Казах. ССР, 1961.
- Семенов Н. П. Геохронология в абсолютном летоисчислении.— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 5.
- Сердюченко Д. П. Промышленное значение южнокутских железных руд и связанных с ними других полезных ископаемых. В кн.: «Железные руды Южной Якутии». М., Изд-во АН СССР, 1960а.
- Сердюченко Д. П. Сульфиды железа и минералы меди в архейской железорудной толще Алдана. В кн.: «Железные руды Южной Якутии». М., Изд-во АН СССР, 1960б.
- Сидоренко А. В., Лунева О. И. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1961.
- Слеззак О. И. Чарнокиты Приднестровья и некоторые общие вопросы петрологии. Киев. Изд-во АН УССР, 1960.
- Смирнов В. И. Некоторые проблемы металлогении геосинклиналей.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 10.
- Соболев В. С. Значение железистости феррических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов.— Мин. сб. Львов. геол. об-ва, 1950, № 4.
- Соколов Б. С. Комменсализм у фавозитид.— Изв. АН СССР, серия биол., 1948, № 1.
- Солоненко В. П. Определение эпицентральных зон землетрясений по геологическим признакам.— Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 11.
- Тектоническая карта СССР. Гл. ред. Н. С. Шатский. М-б 1 : 4 000 000. М., 1952. То же, 2-е изд., м-б 1 : 5 000 000. М., 1956. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в м-бе 1 : 5 000 000. Объяснительная записка. Гл. ред. Н. С. Шатский. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Тектоническая карта СССР, составленная под ред. и под руковод. А. А. Богданова. М-б 1 : 10 000 000. М., 1961.
- Тернер Ф. Дж. Эволюция метаморфических пород. М., ИЛ, 1951.
- Тернер Ф. Дж., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., ИЛ, 1961.
- Трёгер В. Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Трусова И. Ф. Парагенетический анализ кристаллических сланцев нижнего архея Кокчетавского массива.— Сов. геол., 1956, сб. 51.
- Усольцев А. Ф. Путешествие поручика Усолицева в 1857 г.— Труды Сиб. эксп. Русск. геогр. об-ва, матем. отд. СПб, 1864.

- Ушакова З. Г. Гранитоидные породы чарнокитового ряда центральной части Алданского щита.— Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1953, вып. 2.
- Ушакова З. Г. Стратиграфия иенгской серии архея западной части Алданского щита. В кн.: «Труды междуведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири 1956 г.». М.—Л., Изд-во АН СССР, 1958.
- Фролова Н. В. Об условиях осадконакопления в архейской эре.— Труды Иркутск. ун-та, 1951, 5, серия геол., вып. 2.
- Фролова Н. В. О происхождении гранитов архея Восточной Сибири.— Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 1.
- Фролова Н. В. Стратиграфия архея юго-восточной части Восточной Сибири. В кн.: «Труды Междуведомственного совещания по разработке унифицированных схем Сибири, 1956 г.». М.—Л., Изд-во АН СССР, 1958.
- Фролова Н. В. Вопросы стратиграфии, регионального метаморфизма и гранитизации архея Южной Якутии и Восточной Сибири.— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та. Сиб. отд. АН СССР, 1962а, вып. 5.
- Фролова Н. В. Предполагаемое строение архейского фундамента юго-востока Восточной Сибири.— Изв. АН СССР, серия геол., 1926, № 8.
- Фролова Н. В., Клековкин Н. Ф. Стратиграфия архея Алданского массива и методика поисков и разведки алданских месторождений флогопита.— Труды Алдан. экспед. треста «Сибгеолнеруд», 1945, вып. 2.
- Харкер А. Метаморфизм. Пер. с англ. М., ОНТИ, 1937.
- Шатский Н. С. Основные черты тектоники Сибирской платформы.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, 1932, 10, вып. 3—4.
- Шатский Н. С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части Южного Урала.— Материалы к познанию геол. строения СССР, новая серия, 1945, вып. 2(6).
- Шатский Н. С. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями.— Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 5.
- Шатский Н. С. Предисловие. В кн.: Кэй М. «Геосинклинали Северной Америки». М., ИЛ, 1955а.
- Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. В кн.: «Совещание по осадочным породам», вып. 2. Доклады. М., Изд-во АН СССР, 1955б.
- Шатский Н. С. Принципы стратиграфии позднего докембрия и объем рифейской группы. В кн.: «Стратиграфия позднего докембрия и кембрия» (Междунар. геол. конгр. 21 сессия. Докл. сов. геол. Проблема 8). М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Шатский Н. С., Богданов А. А. О международной тектонической карте Европы, масштаб 1:2 500 000.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 4.
- Штрейс Н. А. О некоторых основных понятиях в учении о геосинклиналях.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1947, 22, вып. 5.
- Abel O. Vorzeitliche Lebensspuren. Iena, 1935.
- Aubouin J. Propos sur les géosynclinaux.— Bull. Soc. géol. France, Ser. 7, 1961, 3, N 7.
- Armstrong H. S. Marables in the «Archean» of the Southern Canadian Shield. In: Rep. of the 21. Sess. Internat. Geol. Congr., pt. 9. Copenhagen, 1960.
- Aubert D. Der Jura.— Geol. Rundschau, 1949, 37.
- Barth T., Correns C. W., Escola P. Die Entstehung der Gesteine, Berlin, 1939.
- Berdichevskaja M. E., Lejtes A. M. Le cuivre dans la partie orientale de la chaîne d'Oudokan. Prospection et protection du sous-sol. Bureau de Recherches geol. et min., Paris, 1960, № 1.
- Brummer J. J. The geology of the Roan Antelope ore body.— Bull. Inst. Min. Met., 1955, № 580; Discussion, 1955, N 582, 584.
- Bürg G. Kupferführende Sandsteine im Ongozän Nordspaniens.— Z. Erzbergbau und Metallmüttenwesen, 1958, N 10.
- Cloos H. Einführung in die Geologie. Berlin, 1936.
- Davidson D. M. The geology and ore deposits of Chambishi, Northern Rhodesia.— Econ. Geol., 1931, 26, N 4.
- Davis G. R. The origin of the Roan Antelope copper deposit of Northern Rhodesia.— Econ. Geol., 1954, 49, N 6.
- Garlick W. G. Reflections on prospecting and ore genesis in Northern Rhodesia.— Bull. Inst. Mining and Met., 1953, N 564; Discussion: 1954, NN 567, 570, 573; 1955, N 579.
- Garlick W. G. How the copperbelt orebodies were formed.— South. Afr. Mining Eng. J., 1960, 71, pt. 1, № 3506.
- Garlick W. G., Brummer J. J. The age of the granites of the Northern Rhodesian copperbelt.— Econ. Geol., 1951, 46, N 5.
- The geology of the Northern Rhodesian Copperbelt. Ed. by F. Mendelsohn. London, 1961.
- Glaessner M. F. Precambrian fossils from South Australia. In: Rep. of 21 Sess. Internat. Geol. Congr., pt. 22. Copenhagen, 1960.
- Gilgendaud L. Les caractères structuraux du Jura.— Bull. Soc. géol. France, Sér. 5, 1949, 19.

- Glangeaud L., Schneegans D. Caractères généraux du style jurassien (et des types comtois et haut jurassien).—Ann. Soc. géol. Belgique, 1949—1950, 73.
- Groves A. W. The charnockite series of Uganda.—Quart. J. Geol. Soc. London, 1935, 91.
- Hawkes L. Some aspects of the progress in geology in the last fifty years. Pts. 1—2.—Quart. J. Geol. Soc. London, 1958, 113; 1959, 114.
- Kay M. North American geosynclines— their classifications.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1945, 52, N 12.
- Kay M. North American geosynclines.—Mem. Geol. Soc. Amer., 1951, N 48.
- Kranck E. H., Oja R. V. Experimental studies of anatexis. In: Rep. of 21 Sess. Internat. Geological Congr., pt. 14. Copenhagen, 1960.
- Kulp J. L. The geological time scale. In: Rep. of 21 Sess. Internat. Geol. Congr., pt. 3. Copenhagen, 1960.
- Lees G. M. Foreland folding.—Quart. J. Geol. Soc. London, 1952, 108.
- Lejtes A. M. Complexe cristallin du Précambrien de l'interfluve. Sjul'ban-Konda, haut-plateau d'Olekma-Vitim. In: Géologie et pétrographie du Précambrien. Paris, 1962.
- Lessertisseur J. Traces fossiles d'activité animale et leur signification paléologique.—Mém. Soc. géol. France, n. 1955, 34, f. 4.
- Martin J. Voyage dans la Sibérie orientale.—C. r. Soc. géogr. Paris, 1887, 7—8.
- Mehnert K. R. Die geologische Entwicklung des Schwarzwald-Grundgebirges unter Berücksichtigung neuer absoluter Altersbestimmungen.—Z. Deutsch. geol. Ges., 1958, 110.
- Mehnert K. R. Der gegenwärtige Stand des Granitproblems.—Fortschr. Mineral., 1959, 37, H. 2.
- Pemister J. British regional geology. Scotland. The Northern Highlands. Edinburgh, 1948.
- Richter R. Die ältesten Fossilien Süd-Afrikas.—Senckenbergiana lethaea, 1955, 36, N 3/4.
- Rosenquist J. Th. The metamorphic facies and the feldspar minerals. Bergen, 1952.
- Schindewolf O. H. Über präkambrische Fossilien. In: Geotektonisches Symposium zu Ehren von Hans Stille. Stuttgart, 1956.
- Schindewolf O. H., Seilscher A. Beiträge zur Kenntnis des Kambrium in der Salt Range (Pakistan).—Abhandl. math.—naturwiss. Kl. Akad. Wiss. und Literatur zu Mainz, 1955, N 10.
- Seilacher A. Über die Methoden der Palichnologie (Studien zur Palichnologie, I).—N. Jahrb., Geol. und Paleontol., 1953, 96, H. 3.
- Seilacher A. Die geologische Bedeutung fossiler Lebensspuren.—Z. Deutsch. geol. Ges., 1953—1954, 105, H. 2.
- Seilacher A. Der Beginn des Kambriums als biologische Wende.—N. Jahrb. Geol. und Paleontol., 1956, 103, H. 1/2.
- Stille H. Einführung in den Bau Amerikas. Berlin, 1940.
- Stille H. Die tektonische Entwicklung Amerikas als der Ostrahlung des Pazifik. In: Geotektonische Forschungen, H. 4. Berlin—Zehlendorf, 1942.
- Suter H. Tektonische Jura-probleme, ein historischer Rückblick.—Eclogae geol. helv., 1956, 49, N 2.
- Wegmann E. Über einige Züge von untergeringer Bedeckung entstandener Falten.—Tschermaks mineral. und petrol. Mitt., Ser. 3, 1954, 4, H. 1/4.
- Wegmann E. Anatomie comparée des hypothèses sur les plissements de couverture (le Jura plissé).—Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, 1961, 40.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

Введение	5
Очерк истории геологических исследований северо-востока Олекмо-Витимской горной страны	7
Исторический обзор	7
Состояние геологической изученности	15
Характеристика геологических комплексов северо-востока Олекмо-Витимской горной страны	17
Архейские образования	18
Состав кристаллического комплекса	20
Парагенетические ассоциации минералов	31
О возрасте гнейсов и кристаллических сланцев	35
Нижнепротерозойские образования	37
Удоканская серия	37
Удоканская серия восточной части Удоканского хребта	42
Икабийская свита	42
Аянская свита	43
Инырская свита	44
Читкандинская свита	45
Александровская свита	47
Бутунская свита	49
Проблематические окаменелости бутунской свиты	51
Нижняя сакуканская свита	58
Верхняя сакуканская свита	59
Намингская свита	62
Удоканская серия в юго-западном окончании Кодарского хребта	64
Ынаргинская свита	64
Кукугундинская свита	65
Верхнесюльбанская свита	66
Удоканская серия в центральной и северной частях Кодарского хребта	67
Сыгыхтинская свита	68
Ортуряхская свита	68
Борурахская свита	68
Икабийская свита	69
Удоканская серия в междуречье Сюльбана и Конды	69
Общая характеристика разрезов	70
О возрасте отложений удоканской серии	70
Магматические образования нижнего протерозоя	73
Каларский габбро-анортозитовый комплекс	73
Куандинский комплекс гранитоидов	75
Кодарский интрузивный комплекс	79
Комплекс диабазов и габбро-диабазов	82
Посленепротерозойские образования	83
Проблематичные позднедокембрийские и кембрийские отложения	83
Юрские отложения	85
Мезозойские интрузивные образования	86
Кайнозойские базальты	87
Четвертичные и современные отложения	87
Тектоника северо-востока Олекмо-Витимской горной страны	89
Положение северо-востока Олекмо-Витимской горной страны в общей структуре Восточной Сибири	89
Кодаро-Удоканская зона и смежные территории	96

Тектоническое районирование	96
Выступы архейского основания	97
Чарский выступ	97
Сюльбано-Кондинский выступ	100
Удокано-Каларский прогиб	105
Элементы последокембрийской тектоники	118
Вещественный состав удоканской серии и парагенезисы пород	119
Описание пород удоканской серии	120
Древняя пестроцветная поликомпонентная терригенная формация	149
О меденосности удоканской серии	154
Заключение	163
Литература	174

CONTENTS

Introduction	5
Historical review of geological researches in the north-east of Olekmo-Vitim highland	7
Historical review	7
State of geological knowledge	15
Characteristic of geological complexes in the north-east of Olekmo-Vitim highland	17
Archean formations	18
Composition of the crystalline complex	20
Paragenetic mineral assemblages	31
On the age of gneisses and crystalline schists	35
Lower Proterozoic formations	37
Udokanian series	37
Udokanian series in the eastern part of Udokan mountain range	42
Ikabian suite	42
Ajanian suite	43
Inyan suite	44
Chitkandian suite	45
Alexandrovian suite	47
Butunian suite	49
Problematic fossils of Butunian suite	51
Lower Sakukanian suite	58
Upper Sakukanian suite	59
Namingian suite	62
Udokanian series in the south-western end of Kodaiian mountain range	64
Ynarginian suite	64
Kukugundinian suite	65
Verkhnesiulbanian suite	66
Udokanian series in the central and northern parts of Kodarian mountain range	67
Sygyktian suite	68
Orturiakhian suite	68
Boruriakhian suite	68
Ikabian suite	69
Udokanian series in Siulban and Konda interfluve	69
General characteristic of sections	70
On the age of Udokanian series deposits	70
Lower Proterozoic magmatic formations	73
Kalarian gabbro-anorthositic complex	73
Kuondinian granitoid complex	75
Kodarian intrusive complex	79
Complex of diabases and gabbro-diabases	82
Post-Lower Proterozoic formations	83
Supposed Late Precambrian and Cambrian deposits	83
Jurassic deposits	85
Mesozoic intrusive formations	86
Cenozoic basalts	87
Quaternary and recent deposits	87

Tectonics in the north-east of Olekmo-Vitim highland	89
The place occupied by the north-east of Olekmo-Vitim highland in the general pattern of Eastern Siberia	89
Kodaro-Udokanian zone and adjacent territories	96
Regional tectonic patterns	96
Uplifted portions of Archean basement	97
Charian portion	97
Siulbano-Kondian portion	100
Udokano-Kalarian basin	105
Elements of Late Precambrian tectonics	118
Composition of Udokanian series and rock parageneses	119
Description of Udokanian series rocks	120
Old varicoloured polycomponent terrigenous formation	149
On the copper bearing rocks of Udokansk series	154
Conclusion	163
Bibliography	174

Лейтес А. М.

Нижний протерозой северо-востока Олекмо-Витимской горной страны
Труды Геологического института, вып. 122

*Утверждено к печати Геологическим институтом
Академии наук СССР*

Редактор издательства *О. М. Ванюкова*
Технический редактор *В. И. Зудина, П. С. Кашина*

Сдано в набор 13/III 1965 г. Подписано к печати 14/VII 1965 г.

Формат 70×108¹/₁₆. Печ. л. 11,5 + 2 вкл. = 15,75+2 вкл. усл. л.

Тираж 1000 экз. Т-09851. Изд. № 3307/04 Тип. зак. № 2181. Темплан 1965 г. № 90

Цена 1 р. 14 к.

Издательство «Наука». Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука». Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

1 р. 14 коп.