

**АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР**

Институт тектоники и геофизики

В. А. КУЛИШ

**ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫЕ
МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ
НИЖНЕГО АРХЕЯ АЛДАНСКОГО ЩИТА
И ИХ ЛИТОЛОГИЯ**

Хабаровск, 1978 г.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР

Институт тектоники и геофизики

Е. А. КУЛИШ

ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ
ПОРОДЫ НИЖНЕГО АРХЕЯ АЛДАНСКОГО ШИТА
И ИХ ЛИТОЛОГИЯ

Хабаровск, 1973 г.

Гос. публичная
научно-техническая
библиотека СССР
КОМПЛЕКТ
ЧИТАЛЬНОГО ЗАЛА

24
17834

74-4075

Издано по решению учёного совета Института тектоники и геофизики Дальневосточного научного центра Академии наук СССР.

Под редакцией В.А.СОЛОВЬЕВА

В работе изложены результаты исследования высокоглиноземистых пород нижнеархейского, глубокометаморфизованного алданского комплекса Алданского щита, пересыщенных глиноземом относительно щелочей и кальция. Рассмотрены геологическое положение, распространенность, морфология, строение, петрография, минералогия и петрохимия этих пород с целью выявления реликтовых признаков их дометаморфической природы. Делается вывод, что осадконакопление и геотектоническое развитие земной коры в раннем архее на территории Алданского щита не имеет принципиальных отличий от аналогичных явлений последующих периодов геологической истории, а имеющиеся особенности не находятся в противоречии с направлением развития Земли.

This paper deals with the investigation of high-alumina rocks of Lower Archean deeply metamorphosed Aldanian shield complex. They are oversaturated with alumina in regard to alkali and calcium. To reveal the relict signs of their premetamorphic nature, geological position, extent, morphology, composition, petrography, mineralogy and petrochemistry are examined. It is concluded that in the territory of the Aldanian shield the processes of sedimentation and geotectonic development of the earth's crust do not differ from the analogous phenomena of the subsequent periods of geological history. The peculiarities still existing are in no contradiction with the oriented development of the Earth.

ПРИНЯТЫЕ СИМВОЛЫ МИНЕРАЛОВ

Al - альбит	Mph - манганофеллит
An - анортит	Phl - флогопит
Bt - биотит	Q - кварц
Cor - кордиерит	Sap - сапфирин
Gf - графит	Sf - сульфиды
Gr - гранат	Sil - силлиманит
Hm - гематит	Sp - спессартин
Hyp - гиперстен	Tu - турмалин
Mi - микроклин	Vr - везиулен
Mt - магнетит	

В В Е Д Е Н И Е

Из докембрийских комплексов добываются значительные количества золота, железа, марганца, хрома, меди, никеля, кобальта, флогопита, мусковита, тория, урана, платины, фосфора, лития, молибдена, редких земель, алюминия, бора, графита, алмазов, пьезокварца и других полезных ископаемых. Минерально-сырьевой потенциал докембрия обусловлен:

- значительной (5 млрд. лет) продолжительностью формирования докембрийских комплексов, превосходящей палеозойскую, мезозойскую и кайнозойскую эры, вместе взятые, в 9 раз, то есть докембрийский этап охватывает 90% времени формирования земной коры;

- разнообразием и масштабностью осадконакопления в докембрии, интенсивностью метаморфизма и магматизма. Большие концентрации полезных компонентов в докембрии послужили благоприятной предпосылкой для образования крупнейших аллювиальных и морских россыпей золота, алмазов, монацита, циркона, рутила и т.д.;

- большой площадью, занимаемой докембрийскими образованиями (35% мировой суши).

Все это обусловило громадный интерес науки и практики к докембрию.

Широкое развитие метаморфических комплексов (300.000 км²), пестрота их литологических типов, громадные мощности, четкая стратифицируемость, значительные вариации геотектонических обстановок и метаморфизма, наличие месторождений и проявлений железа, флогопита, глинозема, бора, золота, мусковита, редких металлов, пьезокварца, графита и других полезных ископаемых - все это делает Алданский щит уникальным объектом для решения

научных и практических задач.

Интереснейшими образованиями Алданского щита являются высокоглиноземистые породы архея. Термин **ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫЕ ПОРОДЫ** определяет группу пород, пересыщенных глиноземом относительно щелочей и извести (в молекулярных количествах), в которых $Al_2O_3 > K_2O + Na_2O + CaO$ (Лазько, 1956; Бельков, 1963; Горошников, 1971; и др.) Они содержат корунд, силлиманит, дистен, виридин, шпинель, гранаты пиральспитового состава, кордиерит, сапфирин, турмалин, а также слюды и гиперстен с повышенным содержанием глинозема. Количество глинозема и вышеназванных минералов в этих породах не лимитировано.

Высокоглиноземистые породы, несмотря на значительный и разнообразный метаморфизм, в значительной мере сохранили специфику первичного состава и строения и поэтому могут использоваться для познания особенностей докембрийской литологии. Изучение химического состава высокоглиноземистых пород и вмещающих их метаморфических толщ способствует выяснению эволюции вещества в докембрии.

Высокоглиноземистые комплексы относятся к числу наиболее продуктивных в отношении промышленно ценных образований. Среди них уже разведаны промышленные месторождения корунда, кианита и силлиманитовых кварцитов. С ними генетически связаны интересные в практическом отношении проявления железных и марганцевых руд, титана, бора и редких элементов. Как сырье для керамической и химической промышленности могут рассматриваться силлиманититы (содержащие до 80% силлиманита), а как абразивы—гранатиты (до 80% граната). Характер и распространение высокоглиноземистых пород архея представляется важным в связи с тем, что во многих бокситоносных районах мира докембрийские высокоглиноземистые

образования рассматриваются как источники глинозема для образования бокситов в фанерозое (например, бокситы Енисейского края). Благоприятным фактом в этом отношении явилось и обнаружение оксидов в сини́йском покрове Алданского щита (Ярмолюк, 1966).

Цель, которую поставил перед собой автор, заключается в выяснении литологии высокоглиноземистых пород нижнего архея Алданского щита, в реконструкции условий раннеархейской седиментации, палеогеографической и палеотектонической обстановок того периода, а также установлении особенностей рудообразования.

В работе использованы в основном материалы, полученные автором в течение восемнадцатилетних исследований Алданского щита (1954–1972 гг.). За этот период детально изучены районы, наиболее интересные в отношении распространения высокоглиноземистых образований (разрезы по рекам: Алдан, Тымптон, Гонам, Сутам, Учур, Иенгра, Горбылях, Б. и М. Модемкон, Амедици, Бугорыкта и др.; разрез по Амурско-Якутской магистрали; Окурданские, Холодниканские, Нихотские, Бишевские, Кабактинские и др. гольцы; месторождения корунда и дистена Чайнит и Джалинда и т.д.). Для обобщения привлечены также работы большого коллектива алданских геологов.

Химические анализы пород и минералов выполнены М.М.Косьяк (Дальневосточный институт минерального сырья), спектральные определения редких и рассеянных элементов проведены Е.Л.Кяприковой (Институт геологии и геофизики СО АН СССР). Я благодарен моим сотрудникам В.М.Анисимовой, В.Н.Королю, П.Т.Пожидаевой и О.С.Усенко, помогавшим при проведении исследований и оформлении работы. Монография просмотрена Ю.А.Косыгиным, Л.И.Красным, Г.С.Момджи, Д.П.Сердюченко, А.В.Сидоренко и другими учеными. Их замечания и советы приняты во внимание при подготовке рукописи к печати.

ГЛАВА I

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ АЛДАНСКОГО ШИТА

Алданский щит представляет собой обнаженную часть кристаллического фундамента юга Сибирской платформы. С запада, юга и востока он обрамлен протерозойскими (верхнеархейскими) образованиями Олекмо-Становой складчатой зоны, а на севере уходит под платформенный чехол осадочных пород кембрия и рифея (Красный, 1964). Кристаллические образования щита представлены сложно дислоцированными, глубоко метаморфизованными, повсеместно гранитизированными толщами мощностью более 50 км. Абсолютный возраст пород охватывает интервал 550-5400 млн. лет (Судовиков и др., 1965; Геохронология..., 1968), то есть от рифея до раннего архея (Тугаринов и Войткевич, 1966).

Расчленение метаморфических образований на комплексы относится к остро дискуссионной проблеме, тесно связанной с вопросом определения геотектонических границ Алданского щита с Олекмо-Становой складчатой областью. Картирование алданского комплекса проводилось структурно-литологическим методом, включающим литологические, стратиграфические и тектонические признаки как основные, и в меньшей мере - метаморфические, металлогенические и другие признаки, а также данные по абсолютному возрасту. Так или иначе, но магматические признаки никогда не были основными для расчленения алданского докембрия.

Решающее значение для расчленения метаморфических толщ Алданского щита всегда имел литологический метод (Сидоренко, 1963). Докембрий Алданского щита подразделяется на несколько комплексов.

I. Алданский комплекс (40 км) составляет основу щита. Он характеризуется крупными складчатыми структурами субмеридиональ-

ного простираня. Абсолютный возраст комплекса - 3000-5400 млн. лет (Геохронология..., 1968). Эти цифры датируют возраст метаморфизма и формирования синтетектонических гранитоидов. Осадконакопление, очевидно, осуществлялось в более раннее время. Алданский комплекс по своему геохронологическому положению относится к нижнему архею (катархею) (Виноградов, Тугаринов и др., 1960). Длительность формирования его, вероятно, превышает 1 миллиард лет. Часто данные абсолютного возраста указывают и на более молодой возраст, что обусловлено последующими, наложенными процессами петрогенеза. Алданский комплекс (алданий) является эталоном древнейшего стратиграфического комплекса (Борукаев, Косыгин, Парфенов, 1969).

Алданский комплекс подразделяется на серии (снизу вверх): верхнетимптонскую (курультинскую), иенгрскую, тимптонскую и джелтулинскую (Рис. 1, 2). Эти толщи по своим литологическим, геоструктурным и другим особенностям могут рассматриваться соответственно как три подкомплекса: верхнетимптонский, иенгрский и тимптоно-джелтулинский. Геоструктурное единство тимптонской и джелтулинской серий впервые обосновал И.М. Фрумкин (1967).

Верхнетимптонская серия (подкомплекс). Проблема основания алданского комплекса является весьма дискуссионной. Со времени работ Д.С.Коржинского распространено мнение, что самыми древними отложениями шита является иенгурская серия, то есть разрез архея начинается толщей переслаивавшихся кварцитов и других пород. После работ А.А.Арсеньева (1939) выяснилось, что ниже иенгурских пород залегает еще одна толща метаморфических пород. Учитывая самостоятельное литолого-стратиграфическое значение этой толщи, необходимо рассматривать ее в качестве самостоятельной и наиболее древней серии алданского комплекса. Эта серия (свита) выделялась под различными наименованиями: олекминская (Дзевановский, 1958; Кулиш, 1963; Кац, 1960), сутамская (Кулиш, 1965), верхнетимптонская (Лазько, 1956; Ветлужских и др., 1966), серия (свита) Зверева (Кац, 1962; Судовиков и др., 1965), курультинская (Миронюк, 1966), курультино-гонамский комплекс (Кудрявцев, 1966; Ветлужских и др., 1966) и т.д.

Определенного мнения о стратиграфическом положении рассматриваемых образований нет. В.А.Кудрявцев (1966) считает их самостоятельным комплексом, более древним, чем алданский. А.Г.Кац, Г.Ю.Лагздина, В.А.Луконина, С.П.Смеловский, О.М.Сартаков, Г.М.Другова, Н.А.Неелов, Л.П.Копяевич, автор и другие относят их к нижним частям алданского комплекса. В.Г.Ветлужских и Н.А.Соколов считают их моложе алданского, но древнее олекминского комплекса. И.М.Фрумкин (1968) параллелизует эти образования с олекминским комплексом и помещает между иенгурской и тимптонской сериями. Г.М.Другова (1960) отмечает, что этот комплекс не сопоставим с иенгурской, тимптонской и желтулинской сериями, обладает большей степенью метаморфизма, отличается

особенностями тектоники и магматизма и слагает особую структурную зону. Ряд исследователей относят эти же образования к становому протерозойскому комплексу, не учитывая широкого и глубокого развития протерозойского регрессивного метаморфизма, значительно "омолодившего" возраст пород. В частности цифра в 980 млн. лет, послужившая основанием для перенесения Ю.К. Дзевановским олекминской серии из низов алданского в подошву станового комплекса, относится к числу "омоложенных". По последним данным, возраст этих образований составляет 2900-4500 млн. лет (Тугаринов и др., 1967; Ветлужский и др., 1966; Геохронология..., 1968), то есть близок возрасту других членов алданского комплекса. Думается, что толща основного состава южной части щита лежит ниже иенгрской серии и является самостоятельной серией алданского комплекса. За ней целесообразно закрепить название "верхнетимптонская" (Лазько, 1956)*

Расчленение серии на свиты находится еще в стадии разработки. Метаморфизм пород серии в архее протекал в условиях гранулитовой фации, но последующие процессы гранитизации и регрессивного метаморфизма значительно преобразовали минеральный состав пород с образованием разнообразных наложенных минеральных ассоциаций. В частности, многие биотитовые и роговообманковые породы имеют вторичный характер и включают в себя реликты первичных гиперстеновых, гранатовых и других пород. Верхнетимптонская серия, развитая в бассейнах рек Олекмы, Алдана, Тимптона, Гонама и Сутама, представлена существенно меланократовой толщей, сложенной двупироксеновыми и роговообманковыми плагио-

* Следует учитывать, что верхнетимптонская свита выделена Е.М. Лазько на стратотектонической территории иенгрской серии Д.С. Коржинского (прим. ред.)

гнейсами и сланцами, чарнокитами и метабазитами. Вверх по разрезу толща становится более лейкократовой, отмечаются биотитовые, гранатовые плагиогнейсы и изредка кварциты. Среди пород серии нередко отмечаются гранатовые, силлиманитовые разности и эклогитоподобные породы. Мощность серии достигает 14 км^{*}. По структурному плану складчатости и насыщенности аляскиотовыми гранитами верхнетимптонская и иенгровская серии принципиально не отличаются. Следовательно, эти признаки не могут служить критериями выделения верхнетимптонского комплекса из состава алданского комплекса. Для верхнетимптонской серии характерны протяженные линейные, овальные анти- и синклиновые структуры. Они разновелики и имеют сложный рисунок с широковарьирующими направлениями осей, хотя общее направление структур северо-западное.

Иенгровская серия (подкомплекс) мощностью до 12 км занимает центральную и западную части щита. С запада и юга она соприкасается по крупным дизъюнктивам с олекминским и становым комплексами, а с востока и юго-востока по глубинному разлому граничит с тимптонской и желтулинской сериями. Серия характеризуется своеобразным составом, обусловленным пестрым переслаиванием кварцитов, высокоглиноземистых пород, разнообразных гнейсов, сланцев, метабазитов, карбонатных и других пород, что делает ее уникальной среди докембрийских толщ мира. Для иенгровского подкомплекса (серии) характерны изометричные куполовидные структуры, разделенные узкими линейными синклиновыми зонами. Простирание складчатых структур невыдержанное.

* Здесь и далее, кроме особых случаев, приводятся максимальные значения мощностей.

Тимптоно-желтулинский подкомплекс мощностью до 15 км представлен тимптонской и желтулинской сериями. С юга и востока он граничит со становым комплексом, а с запада — иенгрским подкомплексом. В обоих случаях они контактируют по глубинным разломам. В низах средней части наблюдаются основные породы, чарнокиты, пироксен-роговообманковые сланцы и гнейсы, гранатовые породы. В верхней части заметную роль играют карбонатные, магнезиально-силикатные и высокоглиноземистые породы.

Площадь, сложенная тимптоно-желтулинским подкомплексом, разделяется Тыркандинским разломом на восточную (Южно-Суннагинский синклинорий) и западную (Сутамский синклинорий) части (Фрумкин, 1968). На западе развиты (до 70% разреза) гранатовые, гиперстеновые, биотит-гиперстеновые, высокоглиноземистые гнейсы, диопсидовые сланцы, мраморы, слагающие толщу мощностью до 9 км. Небольшие количества основных сланцев* отмечены в кровле и подошве разреза. На востоке обнажается толща (до 15 км), сложенная преимущественно основными сланцами (60-70% разреза). Для тимптоно-желтулинского подкомплекса характерен план деформаций в виде складчатой дуги, вогнутой к северу, длиной до 500 км и представляющей чередование син- и антиклинорных структур с размахом крыльев до 50 км.

Алданский комплекс метаморфизован в условиях гранулитовой фации метаморфизма и интенсивно гранитизирован, причем породы иенгрской серии более гранитизированы, чем образования тимптонской и желтулинской серий. Это обусловлено прежде всего их различным составом (Кулиш, 1965, 1966, 1968).

* Основными сланцами и гнейсами здесь называются породы пироксен-амфиболового состава.

II. Олекминский комплекс (до 8 км) развит на юге щита и в его складчатом обрамлении. Развитие комплекса в западной части окончательно не установлено. Абсолютный возраст его 1900–2640 млн. лет (Судовиков, Неелов, 1961; Виноградов и др., 1960). В петрографическом отношении комплекс представлен биотитовыми, роговообманковыми, мусковитовыми, ставролитовыми, дистеновыми и другими гнейсами и сланцами, а также амфиболитами и железистыми кварцитами, метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации. Л.М. Минкин, И.Д. Ворона, Л.М. Реутов и другие относят к этому комплексу образования "Унгринского клина", которые другими исследователями (Лазько, 1956; Дзевановский, 1959; Другова и др. 1959) рассматриваются как часть иенгрской серии. Для комплекса характерны линейные складки, облекающие структуры алданского комплекса. Среди толщ олекминского комплекса наблюдаются блоки алданского комплекса, в той или иной мере диафорированные.

III. Субганский комплекс (1,5 км) представлен филлитами, слюдястыми сланцами, кварцитами, мраморами и другими слабо метаморфизованными породами, залегающими на юго-западе щита в Субганской, Чульманской, Ярогинской и других депрессиях (Лазько, 1956; Фрумкин, 1968 и др.). Возраст комплекса 1755–1890 млн. лет (Геохронология..., 1968). Он выполняет субгеосинклинальные приразломные прогибы. Эти прогибы фиксируют последний этап превращения Алданского щита в жесткую структуру.

IV. Рифейские (до 9 км) участвуют в сложении платформенного чехла или выполняют широтные тектонические депрессии.

ГЛАВА II

РАЗМЕЩЕНИЕ И УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ ВЫСОКО- ГЛИНОЗЕМИСТЫХ ПОРОД

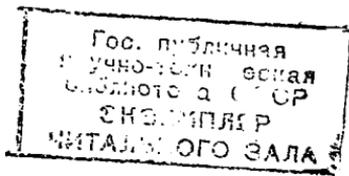
Особенности размещения и условия залегания высокоглиноземистых пород Алданского щита рассматриваются в основном по материалам геологической съемки масштаба 1:200 000 и 1:50 000, так как они обладают наибольшей информативностью, хотя элементы субъективизма, особенно в отношении стратиграфии, и здесь значительны. В размещении высокоглиноземистых пород конкретных стратиграфических подразделений наблюдаются определенные закономерности.

Верхнетимтонская серия

Верхнетимтонская серия, по В.Г.Ветлужскому и В.А.Кудрявцеву (1966), состоит из следующих свит (Рис.Э)

ТАНГРАКСКАЯ СВИТА (3000 м) – меланократовые сланцы с гиперстеном, роговой обманкой, диопсидом и гранатом, а также пироксениты, амфиболиты и эглогитоподобные породы.

АМНУНАКТИНСКАЯ СВИТА (3500 м) – сходная по составу с танграксской, но гранатовые разности пород редки и появляются пачки гиперстен-гранат-биотитовых гнейсов, гиперстеновых гранулитов и диопсидовых пород.



СЫГНАХСКАЯ СВИТА, СВИТА ЗВЕРЕВА (1300 м) — сложена биотит-гранатовыми, гиперстен-гранатовыми, гранатовыми, гиперстеновыми, гиперстен-биотитовыми гнейсами с прослоями гиперстен-диопсидовых сланцев и редко — амфиболитов с гранатом и гиперстеном, а также кварцитов.

МУРАВЬЕВСКАЯ СВИТА (3800 м) — внизу пачка (150 м) биотит-гранатовых, гиперстен-гранатовых, гранатовых гнейсов с малыми прослоями гранатовых амфиболитов. Она перекрывается толщей (500 м) основных сланцев и гнейсов^{х)} с маломощными прослоями кварцитов и амфиболитов. Выше расположена пачка (100 м) биотит-гранатовых, гиперстен-гранатовых, гранатовых гнейсов и гранулитов, далее лежит толща (450 м) гиперстеновых и гиперстен-биотитовых гнейсов с подчиненными сланцами с гиперстеном и диопсидом, а также редкими кварцитами. Эту часть разреза венчает горизонт гранатовых и биотит-гранатовых гнейсов с тонкими пропластками кварцитов, который на север и юг от р. Сыгных выклинивается. Верхняя часть разреза (2500 м) представлена переслаивающимися амфиболовыми сланцами, гнейсами и амфиболитами.

ДЕЛИДИНСКАЯ СВИТА (2500-3000 м) — биотитовые, роговообманковые, гиперстеновые гнейсы, гранулиты и амфиболиты с редкими основными сланцами. В подошве лежит пласт (30 м) кварцитов, в кровле — биотит-гранатовые породы и кварциты.

ХОЛОДНИКАНСКАЯ СВИТА (1500-2000 м) — внизу гранатовые, биотит-гранатовые гнейсы, сланцы с прослоями силлиманитовых и гиперстеновых гнейсов, более редки кварциты с магнетитом, силлиманитом и гранатом. В верхах развиты тонкослоистые гранатовые, биотит-гранатовые, биотит-гранат-силлиманитовые и биотит-гиперстеновые гнейсы. х) Под основными гнейсами и сланцами здесь имеются в виду амфибол-пироксеновые породы

КУРБАЛИКИТСКАЯ СВИТА (1500 м) — амфибол-пироксеновые и гиперстеновые сланцы.

На границе верхнетимптонской и иенгрской серий, в низах последней раньше выделялась (Дзевановский, 1958 и др.) ЧЕКЧЕЙСКАЯ СВИТА, образования которой сейчас входят в состав иенгрской серии. Свита сложена основными гнейсами, сланцами, чарнокитами с редкими пропластками кварцитов, биотит-гранатовых гнейсов и гранулитов.

На юго-западе свита, от края Зверева до р.Тонтрак А.Г.Кац (1961) и Л.П.Копачевич (1964) толщу этой серии подразделяют на три части.

Нижняя часть (2000 м) в основании представлена монотонными основными сланцами с подчиненными прослоями этих же сланцев с гранатом, амфиболитом и более редких линз (до 10 м) кварцитов и гранат-гиперстеновых сланцев (верховье р.Тимптон). Середина и верхи толщи сложены переслаивающимися гиперстеновыми гнейсами и сланцами и подчиненными основными сланцами. На юге края Зверева отмечены лейкократовые гранатовые гнейсы.

Средняя часть (1500 м) характеризуется пестрым составом: биотит-гранатовые, гранат-силлиманитовые, гранат-кордиеритовые гнейсы, гранулиты, гранат-гиперстеновые, гранат-гиперстен-диопсидовые сланцы, переслаивающиеся с биотит-гиперстеновыми и роговообманковыми сланцами. Для гранатовых разностей характерно большое количество рутила. С запада на восток в верхах разреза появляются кварциты (до 20 м), а толща становится более основной. Так, в бассейне р.Чильчи разрез (1800-2000 м) начинается толщей гранатовых гранулитов (400-600 м) и кордиерит-гранатовых и биотит-гранат-силлиманитовых гнейсов, среди которых отмечаются прослойки основных сланцев, часто гранатовых. Выше лежит толща переслаиваю-

щихся гнейсов с гиперстеном, биотитом, гранатом, и силлиманитом. На востоке же (р.Тонтрак) она сложена основными сланцами с редкими прослоями силлиманитовых и гранатовых кварцитов.

Верхняя часть (2000-2500 м) - основные сланцы и гнейсы, амфиболиты, в верхах отмечены кварциты (до 60 м):

ВЕРХНЕТИМПТОНСКАЯ серия Иенгро-Тимптонского междуречья рассматривается Н.Г.Судовиковым, Г.М.Друговой, А.Н.Нееловым и др. (1959, 1965) как серия Зверева, подразделяемая на три свиты.

УПРИНСКАЯ СВИТА (3000 м) -тонкослоистые основные гнейсы и сланцы, в верхах появляются кварциты с разнообразными минералами - примесями, кварцито-гнейсы, амфиболиты и пироксениты.

ЧАЙНЫТСКАЯ СВИТА (3000-3500 м) - гранат-графитовые, гранат-силлиманит-графитовые, гранат-силлиманитовые, гиперстеновые, биотит-гиперстеновые, гиперстен-гранатовые, гранатовые, биотит-гранатовые и роговообманковые тонкослоистые гнейсы, сланцы, кварциты и изредка основные сланцы. К низам свиты приурочены залежи корундовых пород (месторождение Чайныт и др.).

ОНАЙСКАЯ СВИТА (2000-2500 м) - тонкополосчатые основные и гранат-гиперстеновые и биотит-гиперстеновые гнейсы и сланцы.

В восточном направлении от Алдан-Амедичинского междуречья участие в разрезе серии гиперстеновых, биотитовых, биотит-гранатовых плагiogнейсов и сланцев снижается, а амфибол-гранатовых увеличивается. Она становится более меланократовой, ее мощность увеличивается до 3200 м. На севере мощность серии не изменяется или снижается до 2000 м; уменьшается роль кварцитов и увеличивается число и мощность залежей силлиманитовых, биотит-гранатовых, биотит-силлиманит-гранат-кордиеритовых гнейсов и сланцев. Местами, в верхах разреза, появляются диопсид-флогопитовые породы.

В восточной части Тимптоно-Иенгрского междуречья мощность верхнетимптонской серии увеличивается до 4000 м. Нижние

части серии представлены основными сланцами и гнейсами, среди которых отмечаются пласты биотит-гранатовых, гиперстен-гранатовых, гранатовых пород и амфиболитов. В самом низу серии наблюдаются редкие линзы кварцитов и гранатовых амфиболитов. Середина разреза сложена гиперстеновыми и биотит-гиперстеновыми плагиогнейсами, переслаивающимися с подчиненными основными сланцами и редкими маломощными залежами кварцитов. В подошве и кровле средней части серии развиты биотит-гранатовые, гранатовые, гиперстен-гранатовые плагиогнейсы и гранулиты. Верхи серии характеризует толща основных сланцев и пироксенитов. Здесь отмечены графит- и сульфидсодержащие амфибол-гиперстен-диопсидовые породы.

Далее на восток в бассейнах рек Токарикана и Кабагги, верхне-тимптонская серия (5500 м) представлена однообразной толщей переслаивающихся биотитовых, роговообманковых, диопсидовых и гиперстеновых гнейсов, основных сланцев и амфиболитов. В бассейне реки Тонтрак серия перекрывается образованиями венгерской серии (Кац, 1962). К северу, в бассейне реки Б.Молемкон, мощность серии снижается до 2000-3000 м, а в нижних частях серия более меланократовая, чем в верхних.

В верховьях р. Гонам и на Гонам-Тимптонском междуречье серия имеет мощность до 6500 м. Нижние части ее сложены меланократовыми гнейсами и сланцами с пироксенитами и эклогитоподобными породами. Наблюдаются линзы мономинеральных и магнетитовых кварцитов мощностью до 20 м. В верхах разреза увеличивается роль лейкократовых гиперстен-биотитовых плагиогнейсов и гиперстеновых гранулитов. Количество гранат-пироксеновых пород значительно снижено.

На востоке, в верховьях р. Сутам, мощность серии достигает 8000 м, сохраняя меланократовый облик. Увеличивается роль гипер-

стенсодержащих пород. Отмечены залежи мраморов, кальцифиров и сульфидсодержащих пород. В середине разреза отмечаются залежи магнетитовых кварцитов, магнетит-гранатовых, магнетит-диопсид-гиперстеновых пород (Каденский, 1960).

х х х

Для верхнетимптонской серии характерно увеличение мощности (от 1000 до 800 м) с запада на восток. Она становится более меланократовой и однообразной, уменьшается роль высокоглиноземистых и графитовых пород, а также кварцитов. На востоке появляются кремнисто-железистые породы типа итабиритов. В химическом отношении это выражается уменьшением роли Al, Si и в увеличении Fe, Ca, Mg. Вверх по разрезу серия становится более лейкократовой, роль основных и эклогитоподобных пород значительно снижается.

Из высокоглиноземистых пород наиболее развиты биотит-гранатовые разности, ассоциирующиеся обычно с основными гнейсами и сланцами. Глиноземистость пород невысокая, железистость значительная. Силлиманитовые и кордиеритовые разности имеют весьма подчиненное значение. Здесь отмечены залежи корундов, однако их стратиграфическая позиция спорна, возможно, они относятся к низам иенгрской серии.

Для верхнетимптонской серии по сравнению с иенгрской характерен более основной состав. Ее породы более обогащены магнетитом, здесь развиты разнообразные кварц-магнетитовые породы с гиперстеном, диопсидом, гранатом, роговой обманкой и плагиоклазом, в которых магнетит нередко образует промышленные концентрации. Верхнетимптонская серия перекрывается местами с явным разрывом и, возможно, со структурным несогласием иенгрской серии. Границу между ними

следует проводить по появлению выше однообразной основной толщи верхнетимптонской серии более разнообразных пачек пород со значительным количеством протяженных пластов кварцитов, кварцито-гнейсов и конгломератов.

Иенгрская серия

Иенгрская серия развита в западной и центральной частях щита. Она делится на верхнеалданскую и федоровскую свиты. И.М.Фрумкин (1967) наращивает разрез серии иджакской свитой. С.П.Коноплев и другие выделяют нимнырскую свиту, залегающую между верхнеалданской и федоровской свитами. Эти представления о нимнырской и иджакской свитах не являются общепринятыми. Многие полагают, что нимнырская свита соответствует верхней подсвите верхнеалданской свиты, а иджакская - свитам тимптонской серии (Реутов, 1968).

Верхнеалданская свита в разных местах неодинакова по составу и мощности, что связано с выклиниванием пачек и горизонтов. По литологическим и геотектоническим особенностям выделяются две такие области - ЮЖНАЯ (к югу от Чульманской мезозойской депрессии) и СЕВЕРНАЯ (к северу от этой депрессии), которая расчленяется на Алданскую (северо-западная часть щита) и Нижнетимптонскую (от устья р.Модемкон до устья р.Тимптон).

ВЕРХНЕАЛДАНСКАЯ СВИТА (2500-3500 м) в южной области представлена переслаиванием различных по мощности пластов кварцитов и высокоглиноземистых пород с амфиболовыми, амфибол-диопсидовыми, биотитовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами и сланцами, реже

с основными и средними чарнокитами. Высокоглиноземистые породы встречаются в тесной ассоциации с кварцитами, особенно в верхнем горизонте свиты (Рис.4). Верхнеалданская свита делится на три горизонта.

Нижний горизонт (50-2200 м) представлен переслаивающейся толщей кварцитов с пластами основных сланцев, чарнокитов и роговообманково-биотитовых, биотитовых, гранатовых, силлиманитовых; биотит-гранатовых, биотит-силлиманит-кордиеритовых гнейсов. В кварцитах присутствуют магнетит, биотит, диопсид, роговая обманка, гранат, полевые шпаты. Отмечены пласты турмалиновых и существенно магнетитовых кварцитов (до 30 м), а также гранатовых гранулитов (до 100 м), залегающих среди гранат-биотитовых гнейсов и биотит-гиперстеновых гранулитов. Кварцито-гнейсы развиты относительно широко, особенно на западе. Толще свойственно пестрое переслаивание и резкие фациальные переходы.

Средний горизонт (800-1200 м) характеризуется наличием одного, трех, реже четырех пластов кварцитов большой мощности (до 500 м), залегающих среди переслаивающихся силлиманит-кордиеритовых, силлиманит-гранатовых, силлиманит-биотитовых, биотитовых, биотит-роговообманковых, гиперстен-гранатовых гнейсов и сланцев. Здесь также наблюдаются разнообразие фациальные переходы. Кварцито-гнейсы нередко играют существенную роль, приобретая стратиграфическое значение для местных разрезов, например, для Окурданских гольцов. Кварциты мономинеральные или содержат: силлиманит, кордиерит, биотит, полевые шпаты, гематит, магнетит, гранат, графит. В виде линз и маломощных прослоев среди высокоглиноземистых пород наблюдаются гранатове и кордиеритовые гранулиты. Некоторые пласты кварцитов содержат значительные количества магнетита и гематита, образуя протяженные залежи, в которых залегают линзообразные рудные тела размером до 2х20 м с содержанием магнетита и гематита

до 92%. Характерно слоистое распределение кварцевых и железорудных пропластков или их линзовидных обособлений. Иногда в кварцитах и в сопредельных высокоглиноземистых породах отмечаются повышенные содержания марганца и титана (Кулиш, 1961):

Высокоглиноземистые породы особенно развиты в верхах горизонта, причем здесь они характеризуются низкой железистостью, особенно кордиеритовые разновидности.

В средних частях горизонта отмечаются пачки (до 1000 м) тонкого ритмичного переслаивания кварцитов, биотитовых, биотит-амфиболовых, высокоглиноземистых и реже амфибол-пироксеновых сланцев и гнейсов. Мощность пропластков колеблется от нескольких см до 10 м, причем, обычно вверх по разрезу мощность пропластков уменьшается. Макроритмы отмечаются и для горизонтов в целом. Так, в бассейне р. Нихот пласт гранат-силлиманитовых сланцев мощностью в 70 м сменяется вверх пластом кварцитов (25 м) и перекрывается пластом амфибол-пироксеновых кристаллических сланцев (10 м). Выше по разрезу лежит пачка гранат-силлиманитовых сланцев и гнейсов (100 м), еще выше — кварциты (200 м), перекрытые основными кристаллическими сланцами (12 м). В бассейне р. Кабакта (приток р. Тимптон) отмечается до четырех таких ритмов.

Верхний горизонт состоит из высокоглиноземистых, биотитовых и биотит-роговообманковых гнейсов и сланцев, в которых залегают пачки пестрого переслаивания маломощных пластов кварцитов, основных сланцев и гнейсов. Иногда наблюдаются редкие прослои силлиманит-гранатовых пород и кварцито-гнейсов. Кварциты содержат полевые шпаты, биотит, гранат, кордиерит, силлиманит и графит, а разнообразие высокоглиноземистых гнейсов и сланцев создает вариации в содержании граната, силлиманита, кордиерита, биотита и др. Фациальные переходы здесь выражены резко, характер и состав пород подвержены широким изменениям.

Литологические различия высокоглиноземистых пород верхне-адданской свиты различных участков Южной области отображены в стратиграфических колонках (Рис. 4).

Разрез Окурданских гольцов, расположенных в западной части южной половины области, начинается толщей (до 400 м) мономинеральных гематитовых и магнетитовых кварцитов с прослоями и линзами биотитовых кварцито-гнейсов, амфибол-диопсидовых и амфибол-двупироксеновых сланцев (Рис. 4-1У). Здесь наблюдаются два пласта марганцево-глиноземистых кварцитов (30-80 м), а также турмалиновые кварциты (5 м). Выше, в толще (до 300 м) мономинеральных гематитовых, магнетитовых и силлиманит-гематитовых, иногда с турмалином кварцитов, существенное значение имеют силлиманит-кордиеритовые и биотит-кордиеритовые гнейсы и сланцы, среди которых отмечены линзы биотит-кордиеритовых и сапфириносодержащих слюдистов. Верхи разреза представляют (до 500 м) те же кварциты, переослаивающиеся с биотитовыми гнейсами и кварцито-гнейсами. В самом верху толщи залегают пласты диопсид-амфибол-флогопитовых пород, иногда со скаполитом. В других местах развиты биотит-гранат-силлиманитовые, биотит-гранатовые, биотит-силлиманитовые, силлиманит-гранатовые породы, обогащенные магнетитом, а также графит-сульфидсодержащие породы (до 80% графита).

Восточнее, в бассейне р. Митинга, разрез начинается полосчатой толщей переслаивающихся амфибол-двупироксеновых сланцев и кварцитов (Рис. 4-У). Выше лежит пачка (100-550 м) преимущественно мономинеральных, реже слоистых, гранатовых, силлиманитовых, биотитовых, марганцево-глиноземистых (10-15 м), полевошпатовых и графитсодержащих кварцитов. Она перекрывается переслаивающейся толщей (250-500 м) гранат-силлиманит-кордиеритовых, биотит-силлиманит-кордиеритовых, гранат-силлиманит-биотитовых и гранат-амфиболовых сланцев, среди которых содержатся линзы кварцитов и основных слан-

цев. Далее залегает толща (до 250 м) мономинеральных кварцитов с небольшими линзами гранат-сильиманитовых и основных сланцев, перекрываемая пачкой (до 200 м) амфибол-пироксеновых сланцев с редкими пластами высокоглиноземистых пород. Выше лежит пачка (до 300 м) мономинеральных кварцитов с пропластками магнетитовых и сильиманитовых кварцитов, перекрываемая основными сланцами (100 м). Все пачки выклиниваются в северо-восточном и восточном направлениях, фациально переходя в амфибол-двупироксеновые породы.

В бассейне р. Номина, далее на восток свита (2500 м) имеет пестрый, тонкослоистый характер (Рис. 4-V1). Высокоглиноземистые породы образуют несколько пачек мощностью до 200 м, тяготея к верхам кварцитовых пачек. К нижним пачкам кварцитов приурочены основные сланцы. В нижних пачках высокоглиноземистых пород развиты биотит-гранатовые, гранатовые гнейсы, иногда с графитом и биотит-кордиеритовые, сильиманит-гранат-кордиеритовые и сильиманит-гиперстеновые сланцы. В верхних толщах отмечены кордиерит-гранатовые, биотит-сильиманит-гранатовые, биотит-гранат-кордиерит-сильиманитовые гнейсы и сланцы. Здесь же отмечены бескварцевые биотит-гранат-сильиманит-кордиеритовые гнейсы со шпинелью и магнетитом, а также биотит-гранат-кордиеритовые породы с халькопиритом и пиритом (до 20%).

В северной половине области, на ее западе, в бассейне р. Горбылях (Рис. 4-1), высокоглиноземистые породы представлены биотит-гранат-кордиерит-сильиманитовыми сланцами и гнейсами и их разностями с меньшим числом минералов. Нередко отмечаются однообразные пачки мощностью до 400 м, состоящие из переслаивающихся маломощных четких и выдержанных пропластков кварцитов, биотитовых, биотит-гранатовых и сильиманитовых лейкократовых гнейсов и гранулитов. Реже отмечаются пропластки роговообманковых гнейсов. Мощность

пропластков I—4 см. Переслаивание в большинстве случаев ритмичное.

Восточнее, в бассейнах рек Буторыкты и М.Модемкон, литологическая контрастность, пестрота, мощность и разнообразие пород усиливаются (Рис. 4—П, Ш). Широко распространены пачки ритмичной слоистости флишеидного характера мощностью до 500 м. Здесь развиты самые разнообразные высокоглиноземистые породы, характеризующиеся сложными количественными сочетаниями кордиерита, граната, биотита, силлиманита, магнетита, полевых шпатов и кварца. В нижней пачке (1500 м) среди кварцитов залегают маломощные прослои биотит—силлиманит—гранат—кордиеритовых гнейсов и основных сланцев. Выше лежит толща (1500 м) ритмично переслаивающихся биотит—силлиманит—гранат—кордиеритовых гнейсов, кварцитов и основных сланцев. Местами, на восток, высокоглиноземистые гнейсы переходят в диопсидовые породы, которые в других местах (выше по разрезу) переходят в основные сланцы. Еще выше лежит толща (2000 м) основных и биотитовых гнейсов и сланцев. В ее средней части залегают маломощные линзы и пропластки диопсидовых, флогопит—диопсидовых пород, кварцитов и биотит—силлиманит—гранат—кордиеритовых гнейсов, а вверху — толща (600 м) кварцитов с прослоями силлиманит—гранат—кордиеритовых гнейсов. Венчают разрез пачки (1000 м) кварцитов с прослоями биотит—силлиманит—гранат—кордиеритовых гнейсов с маломощными линзами и прослоями основных сланцев. Здесь отмечены редкие биотит—гранат—кордиерит—гиперстеновые, гранатовые плагиосланцы с сульфидами и гранат—магнетитовые породы (до 75% магнетита). Одна из пачек среднего горизонта характеризуется наличием ритмичного залегания графитосодержащих пород. Внизу залегают кварциты (20 м), далее — лейкократовые графит—биотитовые гнейсы, далее — плагиосланцы с биотитом, диопсидом, гиперстеном и магнетитом мощностью 2 м, и опять — биотит—графитовые гнейсы (8 м), затем кварциты (4 м), выше —

биотитовые гнейсы, переходящие в биотит-графит-гранатовые гнейсы (18 м), далее - основные сланцы (5 м), над ними - диопсид-флогопит-графитовые гнейсы и еще выше - биотит-гранатовые сланцы.

В бассейнах рек Анамжак, Омрак и Нельгюу, Кюскангры кварциты исчезают, гнейсовые толщи свиты все еще достаточно глиноземисты, роль гранатовых пород значительна, в том числе и гранулитов, но и они постепенно замещаются биотит-амфиболовыми и пироксеновыми гнейсами и сланцами.

х. х х

Особенность распределения пород свиты Южной области заключается в том, что мощности кварцитов и высокоглиноземистых пород в направлении с запада на восток сначала возрастают, а затем в бассейне р. Бугорыкта они снижаются и в высокоглиноземистых породах уменьшается роль силлиманита, а граната и магнетита - возрастает, то есть они становятся менее глиноземистыми и более железистыми. В восточных частях появляются заметные залежи гранатовых и гиперстеновых гранулитов, гранат-гиперстеновых пород, а в верхах - диопсидовых и карбонатных пород. Такая же закономерность имеет место вниз по разрезу.

Наибольшее развитие высокоглиноземистые породы получают в местах распространения верхнего горизонта верхнеалданской свиты, которая в виде дугообразной широкой полосы прослеживается от верховьев р. Сутам через верховья р. Гонам, бассейны рр. Б. и М. Модемкон, Иенгра, Чульман, Унгра до бассейнов рр. Алдан, Амедици, Чуга, Б. и М. Нимныр и др. Горизонты имеют разное простирание: западно-северо-западное в южной части и близкое к меридиональному - в северной. Контуров тела весьма изменчивы, что обусловлено сложным тектоническим строением и уровнем эрозионного среза. В общих чертах намечается зональное строение, разделяющее эту полосу на внешнюю, среднюю и внутреннюю зоны.

Во внешней зоне отмечаются преимущественно силлиманитовые гнейсы и сланцы с гранатом, биотитом и кордиеритом. Для этой зоны отмечены корундовые породы и конгломераты, которые постепенно переходят в кварцито-гнейсы. В бассейне р. Чильчи среди высокоглиноземистой толщи мощностью 400–600 м отмечаются пласты массивных рутилсодержащих кордиерит-гранатовых гранулитов и гнейсов, рутил которых определяется как кластогенный. Ближе к средней зоне выходы специфических турмалин-силлиманитовых, силлиманит-гематитовых, гематит-ильменитовых, марганцево-глиноземистых кварцитов и др.

Средняя зона – полоса наибольшего развития высокоглиноземистых пород и тесно ассоциирующихся с ними пластов кварцитов небольших мощностей. Особенно развиты высокоглиноземистые породы в местах выходов верхних частей свиты, сложенной биотитовыми, гранатовыми, кордиеритовыми кварцитами, гнейсами и сланцами с силлиманитом и без него, обогащенные магнетитом. Здесь же встречаются линзы и пласты существенно магнетитовых пород или пород, содержащих графит (до 30%).

По сравнению со средней во внутренней зоне кварциты и высокоглиноземистые породы развиты слабо, причем преобладают последние. Силлиманитовых пород немного и обычно это гранат-биотит-кордиеритовые, гранат-биотитовые, гранат-гиперстеновые, биотит-кордиеритовые и кордиеритовые разности. Отмечаются бескварцевые маложелезистые сланцы с сапфирином, шпичелью, флогопитом. Высокоглиноземистые породы нередко тесно ассоциируют с диоксидовыми сланцами, гнейсами и кальцифирами.

В целом железистость высокоглиноземистых пород в восточном направлении постепенно возрастает, хотя породы с малой железис-

тостью (кордиеритовые кварциты и гнейсы) нередко отмечаются и во внутренней зоне. В этом же направлении уменьшается их глиноземистость и количество калиевого полевого шпата, хотя типичные плагиограниты довольно широко развиты во всех зонах. В восточном, северо-восточном направлениях высокоглиноземистые породы становятся все более кальциевыми, а содержание кремния уменьшается. В этих направлениях они фациально переходят в биотитовые, биотит-амфиболовые гнейсы и разнообразные чарнокиты. На востоке отмечаются литологические переходы кварцитов в мраморы, а в кварцитах количество железо-магnezияльных минералов увеличивается.

ВЕРХНЕАЛДАНСКАЯ СВИТА в Северной области развита в бассейнах рек Олекма, Алдан, Амедичи, Чуга, Чампула, Б. и М. Нимыр и др. (Алданская часть). Стратиграфическая схема для этой области разработана В.И. Кипулом и др. (1966) (рис. 5-П). Верхнеалданская свита подразделяется здесь на три подсвиты.

НИЖНЯЯ ПОДСВИТА (подкварцитовая). Нижняя пачка (1500 м) — силлиманитовые, кордиеритовые и гранатовые гнейсы, кварциты и кварцито-гнейсы, редкие и маломощные прослои основных сланцев. Верхняя пачка (1200 м) — основные сланцы, биотитовые, амфиболовые, гранатовые и кордиеритовые гнейсы. В низах подсвиты широко развиты биотитовые и полевошпатовые кварцито-гнейсы, слагающие, например, в бассейне р. Ярогу пачку мощностью до 400 м (Лазько, 1956). Здесь отмечены конгломераты, мощность которых уменьшается на северо-восток, а сортировка — возрастает. Количество высокоглиноземистых пород возрастает к кровле подсвиты (Реутов, 1968). В бассейне р. Ярогу отмечена пачка (40 м) турмалиновых кварцитов.

СРЕДНЯЯ (кварцитовая) подсвита (до 4500 м) подразделена на

три горизонта. Основание нижнего горизонта составляет толща (до 1200 м) кварцитов, внизу которых отмечен пласт (50 м) турмалиновых кварцитов. Выше лежит пачка (до 800 м) переслаивающихся основных сланцев и высокоглиноземистых пород; среди которых наблюдаются пропластки кварцитов. Высокоглиноземистые породы представлены силлиманитовыми; силлиманит-кордиеритовыми и гранат-кордиеритовыми гнейсами и сланцами. Средний (сонтитовый) горизонт (1800 м) представлен внизу толщей кварцитов (800 м), которая перекрывается сложнослойной пачкой (до 1000 м), состоящей из высокоглиноземистых и основных сланцев и гнейсов; кварцитов и кварцито-гнейсов. Верхний горизонт (до 700 м) представлен кварцитами, которые в северо-западном направлении сменяются сложнослойной толщей основных и высокоглиноземистых пород, кварцитов и кварцито-гнейсов. В восточном, северо-восточном направлениях все три горизонта выклиниваются, фактически замещаясь гнейсо-сланцевыми породами.

ВЕРХНЯЯ ПОДСВИТА (надкварцитовая, нимирокая) состоит из ряда пачек: I пачка (150 м) — гранатовые, силлиманитовые и кордиеритовые гнейсы с прослоями основных сланцев и диоксид-скаполитовых пород; II пачка (520 м) — основные сланцы с прослоями кварцитов, гранатовых и гиперстеновых гнейсов и диоксид-скаполитовых пород и кальцифиоров; III пачка (160 м) — гранатовые, силлиманитовые и кордиеритовые гнейсы, гранулиты с прослоями основных сланцев; IV пачка (150 м) — гиперстеновые плагмогнейсы, основные сланцы; V пачка (240 м) — гранатовые, силлиманитовые и кордиеритовые гнейсы с прослоями гиперстеновых плагмогнейсов; VI пачка (100 м) — гиперстеновые плагмогнейсы с прослоями гранатовых и силлиманитовых гнейсов.

Для верхнеадданской свиты (Адданской части) характерны литологическая пестрота и изменчивость по простиранию (рис. 5).

В верховьях р. Чуга верхнеалданская свита залегает с угловым несогласием на комплексе пород основного состава и состоит из трех подсвит (рис. 5-1): Нижняя (1000 м) представлена основными сланцами с подчиненными маломощными пропластками кварцитов и чарнокитов. Средняя (1500-2000 м) - полевошатовые, силлиманитовые, биотитовые, гранатовые, реже мономинеральные кварциты с резко подчиненным количеством биотитовых, биотит-гранатовых, кордиеритовых, силлиманитовых и еще более редких амфиболовых сланцев и гнейсов, образующих пропластки 2-5 м, составляя не более 15-20% объема подсвиты. Подсвита постепенно переходит в пачку вышележащих пород. Верхняя (1500 м) - довольно пестрая толща высокоглиноземистых сланцев и гнейсов и маломощных прослоев и линз кварцитов, реже биотитовых, биотит-амфиболовых и пироксеновых гнейсов и плагиосланцев. Роль основных и биотитовых пород в верхах подсвиты возрастает. Высокоглиноземистые породы здесь представлены биотит-гранатовыми, силлиманитовыми и кордиеритовыми гнейсами. В верховьях р. Чуги В.П. Кузнецов описал среди биотит-силлиманит-кордиеритовых сланцев небольшие пропластки и вкрапленность корунда.

Далее на восток свита значительно увеличивает свою мощность, количество и мощность пластов кварцитов резко возрастает, она становится более мощной, более пестрой и более глиноземистой. К востоку роль высокоглиноземистых пород увеличивается, они становятся более разнообразными, более тонкослоистыми. Увеличивается роль силлиманитовых пород и кварцитов. В районе Сон-Титских пьезокварцевых месторождений широко развиты кварциты, которые Г.Б. Меркулова подразделила на пять толщ.

I. Толща слоистых мономинеральных кварцитов (200-350 м). Среди них залегают пласты массивных мономинеральных, полевошатовых,

силлиманитовых, турмалиновых, пироксеновых, скаполитовых и гематитовых кварцитов (I-30 м). По всей толще отмечаются прослойки (до 20 м) биотитовых, биотит-силлиманитовых, биотит-кордиеритовых, биотит-силлиманит-кордиеритовых гнейсов, местами содержащих гранат и корунд. Отмечены пропластки диопсидовых гнейсов, корундовых и слюдяно-корундовых пород, залегающих среди гнейсов и кварцитов.

II. Толща слоистых силлиманит-полевошпатовых кварцитов (0-100 м), часто при выклинивании выпадающая из разреза. Она состоит из чередующихся пачек (0,5-20 м) силлиманитовых и массивных мономинеральных кварцитов. Слойки силлиманитовых кварцитов имеют мощность 0,5-3 см. В толще отмечены залежи силлиманит-кордиеритовых и пироксеновых гнейсов.

III. Толща массивных мономинеральных кварцитов (20-500 м), внизу и сверху которой отмечаются пропластки полосчатых силлиманит-полевошпатовых кварцитов (I-2 м), а по всей толще - пропластки силлиманит-кордиеритовых и пироксеновых гнейсов и биотитовых кварцито-гнейсов (до 25 м).

IV. Толща слоистых силлиманит-полевошпатовых кварцитов (0-80 м). Она состоит из чередующихся пачек (0,1-15 м) массивных мономинеральных и слоистых силлиманит-полевошпатовых кварцитов, пропластков биотитовых и в меньшей мере - силлиманит-кордиеритовых гнейсов и диопсид-скаполитовых кварцито-гнейсов (до 5 м). Местами толща полностью выклинивается и выпадает из разреза.

V. Толща массивных мономинеральных кварцитов (80-100 м). Кварциты белые, однообразные, среди них отмечен прослой пироксен-амфиболовых кварцито-гнейсов. Постепенных переходов между этой и нижележащими толщами не отмечено, она в различных местах несогласно налегает на нижележащие толщи кварцитов. Среди кварцитов опи-

саны силлиманитовые разности, а также бластопсаммитовые реликтовые структуры.

К востоку от п. Сон-Тхит, в нижней части бассейнов рек Прав. и Лев. Нямгеркан, разрез верхнеадданской свиты обладает следующими особенностями. Мощность средней подсвиты несколько уменьшается, пласты кварцитов становятся менее мощными, хотя количество их увеличивается. Среди них появляются пропластки гиперстеновых пород. Мощность верхней (глиноземистой) части подсвиты увеличена, ее состав более пестрый, роль высокоглиноземистых пород возрастает, особенно силлиманитовых и биотит-гранатовых. Среди них отмечены линзы карбонатных пород. Верхнеадданская свита согласно перекрыта Федоровской свитой, содержащей в низах редкие пропластки биотит-гранатовых пород.

В нижнем и среднем течении рек Б. и М. Нямныр и Нямгеркан свита состоит из двух подсвит (рис. 5-III). Нижняя подсвита (1900-2100 м) в бассейне р. Колына представлена в низах толщей (800-850 м) кварцитов с прослоями (до 40 м) биотитовых и кордиеритовых кварцито-гнейсов, а также основных гнейсов и сланцев. Выше залегает горизонт (350-400 м) кварцитов, лейкократовых и меланократовых основных гнейсов и сланцев, причем мощность и количество прослоев последних значительно уменьшаются в юго-восточном направлении. Верхняя часть подсвиты сложена пачкой (50-400 м) переслаивающихся биотитовых, гиперстеновых, амфиболовых гнейсов и кварцитов с более редкими линзами основных сланцев. Пачка венчается горизонтом кварцитов. Верхняя подсвита (3400-4000 м) начинается биотитовыми, биотит-гранатовыми, биотит-гранат-кордиеритовыми (иногда с силлиманитом) гнейсами и сланцами. Среди них присутствуют прослои основных гнейсов и сланцев, а также кварцитов (до 30 м). В юго-юго-восточном направлении эта часть подсвиты имеет следующие изменения:

в приустьевых частях рек Чампула, Нямгеркан и Ютэниэх в разрезе преобладают биотит-гранатовые (иногда с кордиеритом) гнейсы и основные сланцы и гнейсы. Реже отмечаются прослои биотитовых гнейсов, кальцифиоров и диопсидовых пород.

В бассейне р. Б.Нимнур (р. Ампардак) здесь вместе с биотит-гранатовыми гнейсами развиты биотитовые, биотит-гиперстеновые гнейсы с кордиеритом, а также основные сланцы. На северо-запад и северо-восток гранатовые гнейсы и основные сланцы вытесняются биотитовыми гнейсами, в этом же направлении уменьшается и мощность толщи (от 800 до 400 м). В нижней части (водораздел рек Б. и М. Нимнур) толща сложена биотитовыми, гранат-кордиеритовыми и силлиманит-гранат-кордиеритовыми гнейсами и сланцами с маломощными прослоями двупироксеновых и амфибол-пироксеновых сланцев.

Итак, с запада на восток в верхнеадданской свите Северной области происходят определенные литологические изменения. На западе широко распространены кварциты и высокоглиноземистые породы, в которых отмечаются турмалиновые, гематитовые, корундовые, марганец-содержащие породы и конгломераты. На восток кварциты и высокоглиноземистые породы постепенно уменьшаются в разрезе, причем силлиманитовые и кордиеритовые разности вытесняются гранатовыми. Значение биотитовых, гиперстеновых, диопсидовых гнейсов и сланцев возрастает, появляются диопсидовые породы, кальцифиры и мраморы. Среди относительно редких высокоглиноземистых пород здесь отмечаются графитовые, сульфидные и бескварцевые разности.

ВЕРХНЕАДДАНСКАЯ СВИТА в Северной области характеризуется сложностью состава и широкими вариациями мощностей (800-1400 м).

В соответствии со стратиграфической схемой Н.И.Веревкина, В.И.Егина и др. (1966) (рис. 5-IV) свита подразделяется на две подсвиты.

Разрез нижней подсвиты (1000-1400 м) начинается с пурчинского горизонта (100-1000 м), сложенного внизу основными сланцами и гнейсами, реже диопсид-амфиболовыми и диопсидовыми породами, в средней части маломощными (до 30 м) прослоями силлиманит-кордиеритовых сланцев и кварцитов. Завершается разрез основными сланцами, гнейсами и амфиболитами. В восточном направлении количество кварцитов и глиноземистых пород возрастает и мощность увеличивается. Верхний (нимгерканский) горизонт (400-1000 м) сложен мономинеральными, реже биотитовыми, силлиманитовыми, магнетитовыми, гематитовыми кварцитами с редкими и маломощными прослоями биотитовых, биотит-амфиболовых, биотит-гиперстеновых, кордиеритовых сланцев и гнейсов, а также амфиболитов. В верхней части разреза отмечаются пласты (до 30 м) диопсидовых и флогопитовых пород.

Верхняя подсвита подразделена на три горизонта. Ниреляхский горизонт (800-1500 м) в нижних частях сложен основными породами, выше лежит пестрая пачка основных пород с прослоями биотит-гранатовых, гранатовых гнейсов, сланцев и кварцитов (до 50 м): Вверх по разрезу роль биотит-гранатовых гнейсов и кварцитов возрастает, появляются биотитовые и биотит-гиперстеновые гнейсы и сланцы. В середине горизонта пласты кварцитов достигают мощности 150 м. На западе горизонт (1000 м) представлен биотитовыми, биотит-гранатовыми, силлиманит-кордиеритовыми, биотит-кордиеритовыми, силлиманитовыми, гиперстен-биотитовыми, основными гнейсами и сланцами. На восток роль основных, высокоглиноземистых, особенно силлиманитовых пород, уменьшается, они переходят в биотитовые, биотит-гранатовые, амфиболовые и гиперстеновые породы; в западном направлении количество кварцитов увеличивается, появляются кордиеритовые гнейсы.

Неакуинский горизонт (800–1000 м) представлен основными сланцами и гнейсами. Среди них залегают линзы и пропластки карбонатных и диопсидовых пород и амфиболитов. Высокоглиноземистые породы и кварциты редки. К северу горизонт сложен однообразной толщей основных пород с линзами диопсидовых пород и кальцифиров в подошве. В верхних частях отмечаются пропластки кварцитов, кордиеритовых, биотит–графитовых, биотит–амфиболовых гнейсов и амфиболпироксеновых сланцев. В восточном направлении мощность горизонта уменьшается (от 1200 до 600 м), количество карбонатных и диопсидовых пород увеличивается, а кварцитов, биотитовых и высокоглиноземистых пород – уменьшается.

Дремучинский горизонт (до 1500 м) по составу сходен с ниреляхским горизонтом, однако количество высокоглиноземистых пород (гранатовых, кордиеритовых, гранат–биотитовых и гранат–силлиманит–кордиеритовых) и кварцитов в нем увеличивается, а количество основных сланцев уменьшается. На востоке преобладают графитосодержащие биотитовые сланцы и высокоглиноземистые породы, причем графитовые сланцы литологически переходят в высокоглиноземистые породы.

На западе, в междуречье М.Нимыр–Хатыми, верхнеалданская свита представлена двумя подсветами. Нижняя (2700 м) подразделяется на три горизонта: нижний (800–1500 м) – кварциты и маломощные прослой биотит–кордиеритовых, силлиманит–кордиеритовых, биотит–силлиманит–кордиеритовых, биотитовых, реже биотит–гранат–силлиманитовых и биотит–гиперстеновых гнейсов, основных сланцев и амфиболитов; средний (100–200 м) – биотитовые, амфиболовые и высокоглиноземистые гнейсы с подчиненными прослоями основных сланцев

и кварцитов; верхний (100–300 м) – мономинеральные кварциты с прослоями основных сланцев. Верхняя (1300–1700 м) пестрая толща с частыми и разнообразными фациальными переходами. Она сложена переслаивающимися биотитовыми, биотит–гранат–силлиманит–кордиеритовыми, биотит–силлиманит–кордиеритовыми, силлиманитовыми, биотит–силлиманит–гранатовыми, биотит–силлиманитовыми, гранат–кордиеритовыми, биотит–кордиеритовыми, биотит–гиперстеновыми, биотит–двушроксеновыми плаггиогнейсами и сланцами, среди которых реже залегают биотит–гранатовые, гранат–гиперстеновые, графит–широксеновые, биотит–амфиболовые гнейсы. Отмечаются линзы амфиболовых гнейсов, основных сланцев, кварцитов (с силлиманитом, кордиеритом и графитом), шпинель–кордиеритовых плаггиород, изредка – амфиболитов и в единичных случаях – кордиеритов (кордиерита до 80%). Кварциты в большей мере развиты внизу разреза. В восточном направлении увеличивается роль высокоглиноземистых и гиперстеновых пород, которые далее вытесняются биотитовыми и амфиболовыми гнейсами, а в западном – гиперстеновые породы исчезают, а значение биотитовых, амфиболовых гнейсов и кварцитов возрастает.

В восточной части области (нижняя часть правобережья р. Лев. Ныльмах) верхнеалданская свита имеет мощность 500 м, здесь развиты биотитовые, биотит–амфиболовые гнейсы с прослоями гиперстеновых и диоксидовых гнейсов и сланцев. В толще отмечаются незначительные редкие прослои силлиманит–кордиеритовых, биотит–гранатовых гнейсов и сланцев, к которым тяготеют кварциты и графитовые породы (кварц–полевошпат–графитовые с графитом до 80%). В верхах разреза отмечены редкие сапфириновые сланцы. На водоразделе р. Прав. и Лев. Дес с р. Амнуакта (хр.З.Янги) В.В.Шошин отмечает в кровле пачки кварцитов (до 300 м) с прослоями основных сланцев пласт кальцифиров. Согласно залежи кальцифиров отмечаются и выше по разрезу.

Еще восточнее, в нижнем течении рек Курунг-Хонку и Сейма, верхнеалданская свита представлена толщей (1500 м), которую составляют лейкократовые биотитовые, биотит-гранатовые, кордиеритовые, гиперстеновые, биотит-кордиеритовые, биотит-гиперстеновые, гранат-силлиманитовые, биотит-графит-гиперстеновые и силлиманит-кордиеритовые гнейсы с прослоями амфиболовых, диопсидовых, гиперстеновых сланцев, кварцитов и амфиболитов. Нижняя часть толщи сложена переслаивающимися биотитовыми, биотит-гиперстеновыми, биотит-гранатовыми, биотит-графит-гиперстеновыми гнейсами, кварцитами и основными сланцами. Отмечены линзы диопсидовых пород и кальцифиров. Верхняя часть составлена переслаивающимися биотит-гиперстеновыми, биотит-гранатовыми и силлиманит-кордиеритовыми гнейсами. В виде прослоев и линз залегают основные гнейсы и сланцы, кварциты и амфиболиты. В частности в восточном и юго-восточном направлениях гранатовые и кордиеритовые гнейсы замещаются гиперстеновыми и биотит-графит-гиперстеновыми гнейсами. Для толщи, особенно для верхней части, характерны пестрые литологические переходы. Из высокоглиноземистых наибольшим распространением пользуются биотит-гранатовые, кордиеритовые гнейсы, гнейсы с силлиманитом встречаются весьма редко.

х х х

В целом петрографические особенности верхнеалданской свиты Северной области характеризуются тем, что снизу вверх происходит постепенная смена ассоциаций пород: основные породы, далее основные породы и кварциты, выше кварциты и высокоглиноземистые породы, сменяемые высокоглиноземистыми и биотитовыми гнейсами, далее основные, гиперстеновые, диопсидовые и карбонатные породы. Такая же закономерность наблюдается и в направлении с запада на восток. Мощность свиты

на восток уменьшается. Линия простираения одинаковых петрографических разностей имеет юго-восточное направление, хотя в конкретных участках наблюдаются заметные отклонения. В восточном направлении количество силлиманита снижается, а железистость пород повышается, также уменьшается и роль кремнезема в толще. К особенностям верхнеалданской свиты относится наличие в ней макроритмов (Мокроусов, 1968). Нижняя часть ритма представлена преимущественно кварцитами, вверху развиты обычно высокоглиноземистые и другие гнейсы и сланцы, а в самой кровле нередко отмечаются диопсидовые породы. В нижнем микроритме более развиты амфибол-пироксеновые породы, в среднем - биотитовые, биотит-амфиболовые и высокоглиноземистые гнейсы и сланцы, в верхнем - наибольшее развитие имеют высокоглиноземистые породы.

ФЕДОРОВСКАЯ СВИТА. Граница свиты проводится между толщей верхнеалданской свиты с кварцитами и высокоглиноземистыми породами и толщей биотит-амфиболовых, биотитовых, биотит-диопсидовых гнейсов и сланцев с прослоями диопсидовых пород, представляющих нижний горизонт свиты. Кварциты и высокоглиноземистые породы в свите развиты слабо. Большинство исследователей Алданского щита считает, что федоровская свита лежит согласно на верхнеалданской. В.А.Мокроусов, Л.М.Минкин, И.М.Фрумкин и др. высказывают мнение о несогласном залегании (с размывом) свиты на нижележащих толщах. Достоверных данных о наличии здесь значительного перерыва пока нет. Образование свиты наиболее широко и полно представлены в Алданском районе.

Свита подразделяется на три подсвиты (Рис.6). Нижняя подсвита начинается медведевским горизонтом (100-120 м), содержащим карбонатные породы, основные сланцы, пропластки и линзы флогопит-диопсидовых, скаполитовых пород и амфиболитов. Выше залегает любка-

кайский горизонт (300–700 м), состоящий из основных сланцев и гнейсов. В обоих горизонтах отмечаются редкие пропластки биотит-гранатовых пород.

Средняя подсвета начинается леглиерским горизонтом (200–300 м), характеризующимся выдержанным составом (диопсидовые сланцы, гнейсы, мраморы и кальцифиры. Залегающий выше кербианский горизонт (1500–1900 м) состоит из биотитовых гнейсов и основных сланцев в низах и верхах разреза, а в средней части из основных сланцев с карбонатными породами. Иногда в верхней части разреза наблюдаются линзы и прослои высокоглиноземистых гнейсов. Третий хатыминский горизонт (200–1000 м) представлен диопсидовыми сланцами, гнейсами и кальцифирами с переслаивающейся пачкой биотитовых и основных гнейсов и сланцев в середине разреза. Мощность карбонатных пород увеличивается с севера на юг, достигая максимума у устья р. Тас-Ханку, затем уменьшается и снова увеличивается, достигая максимума у устья р. Эгете. Далее на юг мощность сохраняется.

Верхняя подсвета начинается атырским горизонтом (800–1000 м), состоящим из основных биотитовых и биотит-гранатовых гнейсов и сланцев. На Тасжном месторождении наблюдаются силлиманитовые и гематитовые гнейсы и кварциты, в районе Типского месторождения (к юго-востоку) они замещаются лейкократовыми биотитовыми гнейсами, а еще восточнее, в бассейне рек Неакуя, Тас-ланку, глиноземистые и биотитовые породы исчезают. Лакусовский горизонт (до 1000 м) состоит из диопсидовых гнейсов и сланцев, иногда с биотит-гранатовыми и другими высокоглиноземистыми породами.

Характерна повышенная роль высокоглиноземистых пород в федоровской свите Алданских железорудных месторождений. В верховьях рек Б. и М. Леглиер свита подразделяется на три горизонта: подруд-ный (400 м) – сложен основными плагиогнейсами, плагиосланцами,

амфиболитами, биотитовыми и биотит-гранатовыми гнейсами; продуктивный (300 м) - основные и биотитовые плагиогнейсы и плагиосланцы, кальцифиры, мраморы, магнетитовые руды, флогопитовые слюдиты с линзами турмалиновых кварцитов и биотит-графитовых гнейсов; надрудный (500 м) - биотит-амфибол-пироксеновые плагиогнейсы и плагиосланцы, силлиманитовые, силлиманит-кордиеритовые гнейсы и сланцы, биотитовые, биотит-силлиманитовые, турмалин-силлиманитовые и гематит-силлиманитовые кварциты. На водоразделе рек М.Нимныр-Б. Леглиер свита слагается основными и карбонатными породами, где в нижнем горизонте (450 м) отмечаются пропластки биотит-гранатовых и биотит-гранат-кордиеритовых сланцев, в среднем (300 м) - биотит-графит-силлиманитовых, а в верхнем - силлиманитовых, силлиманит-кордиеритовых, биотит-гранатовых и биотит-кордиеритовых гнейсов. В междуречье М.Нимныр-Хатыми нижний горизонт свиты (700 м) содержит биотит-гранатовые породы, переходящие на востоке в гиперстеновые, а на западе - в кордиеритовые и биотитовые гнейсы. Средний горизонт высокоглиноземистых пород не содержит, а в верхнем - отмечаются маломощные пропластки биотит-гранатовых и силлиманит-гранатовых, иногда графитсодержащих гнейсов.

х х х

Итак, Федоровская свита содержит относительно незначительные количества высокоглиноземистых пород, которые лишь местами в западных частях щита приобретают заметное значение, а в восточных частях лишь в верхах свиты наблюдаются их небольшие залежи в ассоциации с кальцифирами, мраморами и диопсидовыми породами. В направлении с запада на восток свита становится более карбонатной, магнезиально-кальциевой, графитоносной и менее кремнистой и глиноземистой.

ИДЕАКСКАЯ СВИТА выделяется как верхняя часть нентрской серии

(Фрумкин, 1961). Ю.К.Дзевановский (1966), Л.М.Реутов (1968) и др. считают, что толща существенно гиперстеновых пород, рассматриваемая как иджакская свита, должна относиться к тимптонской серии.

В нижнем течении р. Тимптон она подразделяется на три под-свиты. Нижняя подсвита (1200-1300 м) состоит из биотит-амфиболовых и биотитовых гнейсов с прослоями основных сланцев, основных гнейсов, возрастающих количественно к верхам подсвиты. Средняя подсвита (1100-1300 м) сложена переслаивающимися гиперстеновыми и биотитовыми гнейсами и основными сланцами. Внизу и вверху подсвиты наблюдаются линзы и пропластки биотит-гранатовых гнейсов и карбонатных пород. Верхняя подсвита подразделяется на два горизонта. Нижний горизонт (800-1000 м) представлен биотит-амфиболовыми, амфиболовыми гнейсами и реже чарнокитами, среди которых отмечаются пропластки и линзы биотитовых гнейсов и карбонатных пород. Верхний горизонт (300-400 м) сложен гиперстеновыми и биотитовыми гнейсами с пропластками и линзами биотит-гранатовых гнейсов и реже гранулитов. В нижних и верхних частях разреза наблюдаются пласты карбонатных пород.

В бассейне р. Сеймдже (ри. 6-III) иджакская свита (200-1600 м) сложена гиперстеновыми гнейсами и сланцами, двупироксеновыми сланцами с многочисленными прослоями биотит-гранатовых и диопсидовых гнейсов, гранулитов и с линзами диопсидовых пород. В основании свиты залегает горизонт (180 м) биотит-гранатовых гнейсов с прослоями основных и биотитовых гнейсов и сланцев. Средняя часть представлена переслаивающимися основными сланцами, гранатовыми, диопсидовыми гнейсами и диопсидовыми породами. Верх свиты - это переслаивающиеся биотит-гранатовые, гиперстеновые и основные гнейсы и сланцы с отдельными залежами кварцитов и гранулитов. Венчает свиту пачка (80-100 м) диопсидовых пород, гнейсов и кальцифиров. Иджакская свита распространена в виде относительно узкой

меридиональной полосы, в которой роль высокоглиноземистых пород возрастает в южном направлении.

Из всех серий алданского комплекса иенгрская серия характеризуется наибольшим развитием разнообразных высокоглиноземистых пород. Особенно их много в верхнеалданской свите, где они ассоциируются с кварцитами. Отмечается закономерное изменение химического состава суперкрупных пород серии. Свойственная им высокая глиноземистость уменьшается в восточном направлении, в том же направлении уменьшается кремнистость пород, а железистость, известковистость и основность их возрастают. Разрезы становятся более монотонными. В этом же направлении уменьшается роль кварцитов, силлиманитовых и кордиеритовых пород и возрастает — гранитовых, гиперстеновых, диопсидовых и карбонатных. Такая же закономерность наблюдается и вверх по разрезу серии. Железо-магнезиальные основные породы сменяются вначале кварцевыми, а затем высокоглиноземистыми породами верхнеалданской свиты, на которых залегают магнезиально-кальциевые, а еще выше-магнезиально-силикатные породы Федоровской свиты.

Тимптонская серия

Тимптонская серия распространена в восточной части щита. Ю.К.Дзевановский (1958), В.В.Архангельская (1958), Е.А.Кулиш (1964) и др. считают, что тимптонская серия лежит на иенгурской согласно. В.А.Сикач, И.М.Фрумкин, В.А.Мокроусов и др. отмечают значительное несогласие и перерыв между иенгурской и тимптонской сериями, которые, по их мнению, подтверждаются различными планами и направлениями складчатых структур пограничных участков, сложных образованиях этих серий, различиями в их литологическом составе и магматизме. Серии пространственно обособлены

друг от друга, каждая из них слагает свою складчатую область, сочленяются они по крупным дизъюнктивным нарушениям. Другие исследователи (Веревкин и др., 1966) указывают, что между сериями имеют место лишь локальные стратиграфические несогласия, т.е. они залегают без признаков крупного структурного и стратиграфического несогласий. Верхи иенгурской серии (иджакская свита) и низы тимптонской серии (улунчинская свита) имеют сходный состав.

В петрографическом отношении тимптонская серия характеризуется относительным однообразием. В ее составе преобладают породы чарнокитового ряда среднего и основного состава, среди которых отмечаются пачки и линзы амфиболитов, гранулитов, пироксенитов и биотит-гранатовых гнейсов, а в верхних свитах наблюдается повышение роли биотитовых и высокоглиноземистых пород (Рис. 7). В серию входят несколько свит.

УЛУНЧИНСКАЯ СВИТА в нижнем течении р.Тимптон подразделяется на три подсвиты. Нижняя подсвита (400-500 м) представлена биотит-гранатовыми, гранатовыми гнейсами и сланцами, местами с силлиманитом, гиперстеном, кордиеритом и графитом, гранулитами, прослоями основных сланцев и более редких гиперстен-гранатовых, кордиеритовых, графитовых, силлиманит-кордиеритовых, гранат-кордиеритовых (иногда с графитом), биотит-графит-сульфидных сланцев и кальцифилов. Внизу подсвиты встречаются линзы кварцитов и диопсидовых пород. Средняя подсвита (300-350 м) - гиперстеновые, двушироксеновые сланцы и гнейсы с редкими маломощными пропластками карбонатных пород. Верхнюю подсвиту (400-500 м) слагают биотит-гранатовые гнейсы, переслаивающиеся с гиперстеновыми гнейсами, в середине и вверху разреза появляются пласты гранатовых гранулитов и кварцитов.

В западной части своего распространения, в бассейнах рр. Анамжак, Иджек и Нельгюу, улунчинская свита подразделяется на три

подсветы. Нижняя подсвета (1000 м) – биотит–гранатовые гнейсы с прослоями графит–гранатовых гнейсов, гранулитов и основных сланцев. Внизу – линзы кварцитов. Средняя подсвета (500 м) – гиперстеновые сланцы, редко двушпроксеновые и биотит–амфиболовые гнейсы и сланцы. Верхняя подсвета (1200 м) – биотит–гранатовые гнейсы и сланцы с прослоями основных, графит–гранатовых, кордиерит–гранатовых гнейсов, редко мрамора и кварцита.

На востоке, в бассейне рек Сеймдже, Гыным и Нельгуу, улунчинская свита (2500–3000 м), залегающая согласно на федоровской, сложена нереслаивающейся толщей биотит–гранатовых гнейсов, основных сланцев и гнейсов с прослоями и линзами высокоглиноземистых гнейсов, кварцитов, амфиболитов, диопсидовых пород и гранатовых гранулитов. Из высокоглиноземистых пород отмечены биотит–графит–гранатовые, гиперстен–биотит–гранатовые, sillиманит–биотит–гранатовые, биотит–гранат–sillиманитовые и биотит–гранат–кордиеритовые; среди кварцитов – sillиманитовые и sillиманит–кордиеритовые разновидности. К востоку свита становится более мощной и глиноземистой, роль гиперстеновых пород усиливается.

НИЖЕСУННАГИНСКАЯ СВИТА (300–2000 м) представлена основными гнейсами и сланцами и гранатовыми чарнокитами. В верхах свиты отмечаются биотит–гранатовые, гиперстен–биотит–гранатовые и биотитовые гнейсы, а в низах – ультраосновные чарнокиты. В бассейне р. Суннагин (1700 м) – основные и биотитовые гнейсы и сланцы, амфиболиты, образующие тонкопереслаивающуюся толщу. В бассейне р. Б.Джуньян мощность свиты увеличивается (2400–2500 м), и она складывается двушпроксеновыми, гранат–двушпроксеновыми, гиперстеновыми, гранат–гиперстеновыми (иногда с графитом), реже амфиболовыми гнейсами и сланцами. Подчиненное значение имеют линзы амфиболитов, диопсидовых, сфен–диопсидовых сланцев. Вверху разреза

наблюдаются линзы биотит-гранатовых гнейсов и гранулитов. На юге, в нижнем течении реки Тимптон, свита (500 м) сложена внизу преобладающими гиперстеновыми, биотит-гиперстеновыми гнейсами с прослоями биотит-гранатовых гнейсов, выше лежит толща гиперстеновых плагиогнейсов и сланцев. Восточнее, по р. Идрак, свита (1800 м) представлена основными сланцами, прослоями основных гнейсов. Внизу, в самой подошве свиты, отмечены отдельные прослои биотит-гранатовых гнейсов, а в самой кровле - кварциты. Восточнее, в нижнем течении р. Учур, свита представлена основными, двупироксен-гранатовыми, гиперстеновыми и реже гиперстен-гранатовыми гнейсами и сланцами. По р. Сутам (реки Ампардак и Б.Курен) ее слагают основные и биотитовые гнейсы, сланцы, амфиболиты, гранулиты, биотит-гранатовые гнейсы. Мощность 600-800 м.

УТЕНСКАЯ СВИТА (800-1500 м) сложена кислыми и средними чарнокитами с прослоями гранат-гиперстеновых, гранатовых гранулитов и биотит-роговообманковых гнейсов (рис. 7). Восточнее она становится более лейкократовой. В верховьях рек Гувильгры и Гонама свита (800-1000 м) представлена основными гнейсами, сланцами, переслаивающимися с гранулитами. Восточнее в свите гранулиты развиты лишь в верхах, но в виде мощных пластов и горизонтов. Здесь, в низовьях р. Кюскангры и верховьях р. Тас-Драха, свита (1500-1800 м) сложена основными и биотитовыми гнейсами, сланцами, прослоями гранатовых гранулитов, реже с гиперстеном и биотитом. Далее на восток она становится более глиноземистой. По реке Сутам (междуречье Ампардак - Б.Курен) свиту (1000-1200 м) слагают гранатовые гранулиты, биотит-гранатовые, гиперстеновые гнейсы, причем в южной части района биотит-гранатовые гнейсы полностью вытесняются гиперстеновыми. Большинство исследователей эту свиту не считают самостоятельной, относя ее к суннагинской свите.

ВЕРХНЕСУННАГИНСКАЯ СВИТА (1500-3000 м) - основные гнейсы и

сланцы с прослоями биотит-гранатовых и биотитовых гнейсов и сланцев, а также кальцифиров. Отмечаются графитсодержащие амфиболовые породы. В бассейне нижнего течения р. Тимптон (700-800 м) - биотит-гранатовые внизу, а выше - гиперстеновые, биотитовые, двупироксеновые гнейсы и сланцы. В бассейне р. Суннагин свита (400-500 м) включает в себя основные гнейсы и сланцы, среди которых отмечаются редкие линзы кальцифиров, графитсодержащие пироксеновые, графитовые гнейсы и сланцы, а в верхах свиты - маломощные прослои гранатсодержащих гиперстеновых и амфиболовых гнейсов и сланцев. В бассейне р. Б.Джуньян свиту (2200-2400 м) слагают однообразные основные, иногда с гранатом, гнейсы и сланцы, амфиболиты. Вверху свиты залегают линзы биотит-гранатовых гнейсов. Еще восточнее, на Адзано-Учурском водоразделе верхнесуннагинскую свиту (3300-3500 м) представляют гиперстеновые, гиперстен-гранатовые, реже основные гнейсы и сланцы, среди которых отмечены редкие прослои биотит-гранатовых гнейсов и единичные линзы карбонатных пород и амфиболитов.

В центральной широтной полосе свита к ее западной части, в верховьях рек Сеймдже, Иджак, Гыным и Нельгуу, верхнесуннагинскую свиту (2200-2400 м) представляют основные гнейсы и сланцы, в низах и кровле - биотит-гранатовые и гиперстен-биотит-гранатовые гнейсы. К востоку свита становится более карбонатной, более меланократовой и менее глиноземистой и в междуречье Амардак - Б.Курен (р.Сутам) это уже монотонная толща (2000-2500 м) основных гнейсов с подчиненными прослоями сланцев, гранулитов и амфиболитов.

СВИТА ДОЛЛУ (1000-1500 м) выделяется Ю.К.Дзевановским (1958) - гранатовые, гранат-силиманитовые гранулиты, тонкослоистые гранатовые, биотит-гиперстеновые, гиперстеновые гнейсы, редко кварциты (с гранатом, сульфидами, графитом), крайне редко отмечаются линзы

флогопит-сапфири-шпинелевых пород? Большинство геологов свиту Дюлу не выделяет.

КОРИКАНСКАЯ СВИТА нижнего течения р. Тимптон подразделяется на две подсвиты: нижняя подсвита (1500–2000 м) – биотит-гранатовых гнейсов, часто графитистые, основные сланцы и линзы кальцифиров; верхняя подсвита (2000–2500 м) – монотонная толща гранатовых, биотит-гранатовых, графитистых, силлиманитовых и кордиеритовых гнейсов и гранатовых гранулитов с редкими прослоями пироксеновых сланцев, силлиманит-биотит-гранатовых, биотит-силлиманит-кордиеритовых, биотит-гранатовых гнейсов и мраморов (рис. 7). В частности здесь биотит-гранатовые гнейсы нередко залегают среди мраморов без каких-либо переходных разностей.

Восточнее, в бассейне р. Джелтула, возрастает значение гиперстеновых, гранат-гиперстеновых гнейсов и сланцев, при этом в нижних и средних частях разреза появляются гранат-силлиманитовые, а внизу – графитсодержащие гнейсы. Далее, в бассейне р. Суннатин, кориканская свита сложена биотит-гранатовыми; гранатовыми; гиперстеновыми, гранат-пироксеновыми, гиперстек-биотитовыми, основными гнейсами и сланцами с линзами мраморов, кальцифиров и диоксидовых пород. Подчиненную роль играют графит-силлиманит-гранатовые, графит-гранатовые, силлиманитовые, биотитовые и диоксидовые гнейсы, гранулиты, гранатовые, биотитовые, диоксидовые сланцы. Породы образуют пестропереслаивающуюся толщу. Графитовые гнейсы и сланцы, образующие маломощные прослои (п х 10 м) в различных частях свиты, ассоциируют с линзами кварцитов (0,5–6 м).

На восток в кориканской свите заметно увеличение роли гранат-гиперстеновых пород, вытесняющих биотит-гранатовые разности, мощность ее уменьшена. В бассейне р. Дженюкян – это гиперстеновые, гиперстен-гранатовые, реже биотит-гранатовые гнейсы и сланцы, пачки

Основных, нередко с гранатом, гнейсов и сланцев. В подошве и кровле — маломощные линзы карбонатных пород. Низы свиты сложены гранатовыми и биотит-гранатовыми гнейсами. Свита характеризуется изменчивостью состава на разных участках, в частности, в северо-восточном направлении увеличивается роль биотит-гранатовых (нередко с графитом) гнейсов, вытесняющих пироксеновые породы. На Алдаю-Учурском водоразделе в кюриканской свите (2500–2700 м) развиты гранатовые и биотит-гранатовые гнейсы (иногда с графитом), переслаивающиеся с гиперстеновыми гнейсами и сланцами. В них залегают гранулиты, силлиманитовые гнейсы, прослой и линзы карбонатных пород.

В южной зоне по р. Иджак свита (200–2200 м) сложена переслаивающимися биотит-гранатовыми и основными гнейсами и сланцами. В них отмечены прослой биотитовых гнейсов, редко гранат-биотит-силлиманитовых, биотит-гранат-силлиманит-кордиеритовых гнейсов. Внизу свиты наблюдаются пачки диопсидовых пород, основных гнейсов, сланцев и линзы карбонатных пород. В свите имеют место биотит-гранат-графитовые, гиперстен-гранатовые гнейсы, гранулиты, причем в некоторых графитсодержащих породах содержание графита достигает 8–10% или он образует мономинеральные (почти) линзы и пропластки. Пласты гранатсодержащих гнейсов обычно в два-три раза более мощны, чем пироксеновые породы. Восточнее в свите развиты биотит-гранатовые породы, ассоциирующиеся с мрамором. Количество силлиманитовых пород резко уменьшено.

По реке Сутам между устьями рек Б.Курен и Ампардак кюриканскую свиту (1000–1200 м) составляют основные, биотитовые гнейсы и сланцы с резко пониженным количеством гранулитов, биотит-гранатовых и гиперстен-гранатовых гнейсов. На северо-восток усиливается роль биотитовых и амфиболовых разностей пород. И уже в бассейне р. Герланды в кюриканской свите (1200–1800 м) преобладают биотит-гранатовые и основ-

ные гнейсы и сланцы. На северо-западе района в верхней части свиты развиты биотит-гранатовые гнейсы. Восточнее, в бассейне р. Ундытын, к кюржанской свите отнесена толща (1500 м) биотитовых, основных, реже биотит-гранатовых гнейсов, мраморов, амфиболитов и диопсидовых пород. Биотит-гранатовые гнейсы приурочены преимущественно к низам разреза. В самых восточных частях щита в Тыркан-Учурском районе свита (2500 м) сложена основными, биотитовыми, реже биотит-гранатовыми и крайне редко биотит-гранат-кордиерит-силлиманитовыми, силлиманит-биотитовыми и силлиманит-биотит-гранатовыми плагногнейсами и плагосланцами с редкими линзами и прослоями мраморов, диопсидовых, диопсид-скаполитовых пород и кальцифиоров. Высокоглиноземистые породы развиты вверх свиты.

х х х

Преимущественно чарнокитовая по составу тимптонская серия содержит высокоглиноземистые породы в заметных количествах лишь в верхах разреза (кюржанская свита). Спорным является выделение улунчинской свиты (низы серии) и свиты Доллу (средняя часть разреза серии), которые также характеризуются повышенной ролью высокоглиноземистых пород. Высокоглиноземистые породы серии имеют относительно низкую глиноземистость и высокую железистость. Это преимущественно биотит-гранатовые, гранат-гиперстеновые и другие гиперстеновые разновидности пород, а также гранатовые гранулиты. Кордиеритовые и силлиманитовые разновидности развиты весьма слабо. Вверх по разрезу серии и с запада на восток толща пород серии становится более основной, известковой и железистой, а ее глиноземистость и содержание кремнезема — уменьшаются.

Джелтулинская серия

Джелтулинская серия, распространенная в основном в северо-восточной части щита (Рис.8), расчленена на свиты (снизу вверх).

КУРЕНСКАЯ СВИТА (1000–2000 м) складывается мраморами и их производными: кальцифирами, диопсидовыми гнейсами и основными сланцами с маломощными редкими прослоями биотит–гранатовых гнейсов. В западном и юго–западном направлении роль биотит–гранатовых гнейсов возрастает.

По р. Сутам, между реками Б.Курен и Ампардак куренская свита (500–800 м) сложена мраморами, диопсидовыми породами, гранатовыми, биотит–гранатовыми гнейсами. В юго–восточной части развиты лейкократовые гранатовые гнейсы, а в северо–западной – меланократовые биотит–гранатовые. Среди гранатовых пород отмечены графитовые разности. В бассейне р.Гертанды ее представляет толща (500–700 м), которую слагают мраморы, диопсидовые и биотит–гранатовые, гранатовые, биотит–гиперстеновые, графитовые гнейсы, амфиболиты. В междуречье Идум и Мулам мощность ее возрастает (2500–3000 м). Это диопсидовые породы, мраморы, гиперстен–биотитовые, в меньшей мере гранат–биотитовые, амфибол–гранатовые сланцы. В нижнем же течении р. Идум эту толщу (1500–2000 м) представляют мраморы, диопсидовые и диопсид–скаполитовые породы, биотитовые, биотит–пироксеновые, биотит–амфиболовые, биотит–гранатовые гнейсы и амфиболиты. В основании свиты лежат пласты мрамора, в верхах – мраморы и биотит–гранатовые гнейсы. Биотит–гранатовые гнейсы развиты относительно слабо. Здесь также отмечается переслаивание и взаимные переходы мраморов в биотит–гранатовые гнейсы. В кальцифирах отмечены пропластки графитовых сланцев, переслаивающихся с биотит–гиперстеновыми гнейсами. Ряд исследователей эту свиту не выделяют.

СУТАМСКАЯ СВИТА лежит на нижних толщах согласно и представляет монотонную лейкократовую толщу биотит–гранатовых гнейсов с подчиненными прослоями диопсидовых и двупироксеновых гнейсов и сланцев, мраморов, кальцифиров и гранулитов. Нижняя подсвита (1000 –

1250 м) подразделяется на три горизонта: нижний - кальцифиры, диопсидовые сланцы, биотит-гранатовые и в незначительной мере другие высокоглиноземистые гнейсы, вверху части гиперстеновые сланцы; средний - биотит-гранатовые и графит-биотит-гранатовые гнейсы с редкими маломощными прослоями гиперстеновых сланцев; верхний - кальцифиры, мраморы, диопсидовые сланцы, биотит-гранатовые и другие высокоглиноземистые гнейсы. Верхняя подсвита (1100 м) состоит из биотит-гранатовых, гранатовых и графит-гранатовых гнейсов с редкими прослоями биотитовых гнейсов и основных сланцев.

На западе, в бассейне р. Сеймдже (рис. 8-1), сутамская свита подразделена на три подсвиты. Нижняя (1100 м) - основные сланцы и гнейсы с более редкими биотит-гранатовыми, биотит-гранат-графитовыми, биотитовыми гнейсами. Прослой мраморов, кальцифиров, диопсидовых пород отмечаются в подошве и кровле разреза. Местами отмечаются лейкократовые графитовые, биотит-гиперстен-гранатовые, гиперстен-графитовые и силлиманитовые гнейсы. Средняя (хойкипская) подсвита (500 м) - биотит-гиперстеновые гнейсы, двушироксеновые сланцы и редкие прослой биотит-гранатовых, основных гнейсов и сланцев, иногда графитсодержащих. Верхняя - биотит-гранатовые, иногда с графитом, сланцы, в меньшей мере - биотитовые гнейсы и двушироксеновые сланцы, в подчиненном количестве залегают биотит-гиперстен-гранатовые, основные гнейсы, сланцы. Местами пропластки этих пород обогащены сульфидами. Более редки - силлиманитовые, диопсидовые, диопсид-скаполитовые и амфиболовые породы.

Восточнее, на Гонам-Гынымском междуречье (рис. 8-П, III), свиту составляют две подсвиты. Нижняя подсвита (1000 м) - диопсидовые сланцы, биотит-гранатовые, основные гнейсы. В нижней и верхней частях залегают линзы кальцифиров. Верхняя подсвита (2000 м) - биотит-гранатовые гнейсы с редкими прослоями графит-биотитовых, основных и биотит-силлиманит-кордиеритовых гнейсов.

В нижнем течении р. Гонам нижняя подсвита (800-1000 м) уже состоит из карбонатных и основных пород и гнейсов. Вверху разреза появляются пропластки биотит-гранатовых пород, часть из них залегает непосредственно в мраморах и кальцифирах (рис. 9). Верхняя подсвита (800-1000 м) - переслаивающиеся биотит-гранатовые, гранатовые, графит-гранатовые, силлиманит-гранатовые гнейсы, гранулиты с прослоями основных гнейсов и сланцев. Севернее обнажаются лишь низы свиты (400 м) - биотит-гранатовые гнейсы с подчиненными прослоями гиперстеновых, биотит-гиперстеновых и гранат-гиперстеновых гнейсов и сланцев. В основании разреза отмечены пласты мраморов и кальцифиров

В междуречье рек Ампардак и Б.Курен (приток Сутам) свита (800-1000 м) в северной части района сложена монотонной толщей биотит-гранатовых гнейсов с прослоями гранулитов, на юге преобладают гранулиты, гранатовые гнейсы. Среди гранатовых пород встречаются диопсид-графитовые гнейсы. На восток уменьшается доля гранатовых гранулитов.

Сутамская свита Учурского района (рис. 8-1У) сложена рядом пачек. Нижняя (1800 м) - основные и биотитовые гнейсы, содержащие гранат. Выше - толща (1500 м) биотит-гранатовых гнейсов. Еще выше лежит толща (3000 м), представленная основными и биотитовыми гнейсами с гранатом и амфиболитами (в середине толщи). Далее залегает пачка (2500 м) биотит-гранатовых гнейсов и венчает разрез толща (3000 м) биотитовых гнейсов с подчиненными прослоями основных пород.

Н.С.Шпак, В.А. Рудник (1961), Ф.Р. Леонова, Ю.М.Маклецов и др. наращивают разрез желтулинской серии еще несколькими свитами. Другие исследователи (Фрумкин, 1971; и др.) считают, что выделение "надсутамских" свит не обосновано.

Для северо-восточной части щита, где желтулинская серия развита наиболее широко и полно, существует несколько местных стратиграфических схем, приводить которые просто нецелесообразно. Серия здесь характеризуется весьма пестрым литологическим составом, представленным разнообразными гнейсами, сланцами, гранулитами, диопсидовыми, флогопитовыми и скаполитовыми породами, кальцифирами и мраморами. Высокоглиноземистые породы представлены широко распространенными гранат-биотитовыми и гранат-гиперстеновыми разностями, в которых иногда встречается силлиманит и довольно часто графит (рис. 8-Ш, IV).

Желтулинская серия, венчающая разрез алданского комплекса, имеет существенно известково-магнезиальный, карбонатный состав с низким содержанием кремнекислоты. Высокоглиноземистые породы в ней обычно представлены биотит-гранатовыми разностями и ассоциируются с амфибол-диопсидовыми и карбонатными породами. Изменения химического состава по латерали и вертикали установить трудно, так как стратиграфия серии пока не разработана.

Высокоглиноземистые породы отмечаются во всех сериях и почти во всех свитах алданского комплекса, однако их распределение по стратиграфическим подразделениям очень неравномерно. Наиболее широко они развиты в верхнеалданской свите иенгурской серии, где ассоциируют с кварцитами и представлены силлиманит-кордиерит-биотит-гранатовыми разностями. Много биотит-гранатовых разностей и гранатовых гранулитов отмечено в кюрканской свите тимптонской серии, зверевской свите верхнетимптонской серии и в сутамской свите желтулинской серии. В первых они ассоциируют с чарнокитами, в последней — с пироксеновыми и карбонатными породами.

Важной особенностью высокоглиноземистых пород, а также других суперкрустальных образований щита является то, что по вертикали и латерали наблюдается характерная направленность в изменении состава высокоглиноземистых пород. Она выражается в том, что с запада (юго-запада) на восток (северо-восток) и снизу вверх происходит закономерная смена следующих петрографических формаций: в верхнетимптонской серии – биотит-гранатовые, гиперстен-гранатовые, гранатовые гнейсы с гиперстеновыми породами, амфиболитами и редкими кварцитами; в иенгской серии – кварциты с высокоглиноземистыми породами, далее только высокоглиноземистые породы и высокоглиноземистые породы с гиперстеновыми, биотитовыми и диопсидовыми породами; в тимптонской и желтулинской сериях – гиперстеновые породы и редкие биотит-гранатовые породы, далее только высокоглиноземистые породы и высокоглиноземистые породы в ассоциации с карбонатными и диопсидовыми породами. Среди пород верхнетимптонской серии отмечены корундиты, в иенгской серии части высокоглиноземистые существенно кварцевые породы, в тимптонской и желтулинской – гранулиты.

В этих же направлениях высокоглиноземистые породы составляют ряд, характеризующийся постепенным уменьшением роли корундовых и силлиманитовых разностей и замещением кордиеритовых разностей гранатовыми. Причем высокоглиноземистые породы вначале ассоциируют с кварцитами, далее с биотитовыми, затем с гиперстеновыми, еще далее с диопсидовыми и в конце – с карбонатными породами. Железистость, магнизиальность и известковистость пород возрастает, а кремнистость, степень окисления железа и глиноземистость понижа-

ются и, как следствие этого, породы на восток становятся все более основными и железистыми. Высокоглиноземистые породы в восточном и вертикальном направлениях вытесняют кварциты, а затем сами последовательно замещаются биотитовыми, амфиболовыми, широксеновыми и карбонатными породами.

В меридиональном направлении тоже есть своя направленность, но она намного слабее широтной, менее четкая, без определенных закономерностей.

Обобщая данные по латеральному и стратиграфическому распределению высокоглиноземистых пород и по их ассоциациям с породами другого состава, можно сделать определенные заключения о природе их первичного вещества.

Пласты и пачки высокоглиноземистых пород имеют строго определенное стратиграфическое положение. Они повсеместно ассоциируются с заведомо первично осадочными метаморфическими образованиями (конгломератами, кварцитами, кварцито-гнейсами, гранулитами, турмалиновыми, марганцевыми, корундовыми, железистыми, карбонатными, известково-магнезиальными, графитовыми и другими породами). Литологические переходы и изменения ассоциаций пород в пространстве аналогичны трансгрессивным и реже регрессивным сериям осадочных формаций. Это указывает, по-видимому, на первично осадочную природу высокоглиноземистых пород и вмещающих их толщ. Ассоциации высокоглиноземистых образований с другими парапородами свидетельствуют также о различном характере условий их накопления.

Толщи описываемых пород с конгломератами и метапесчаниками (кварцитами), имеющие значительную мощность и протяженность, сформировались, очевидно, в прибрежных условиях морского бассейна.

Согласное переслаивание высокоглиноземистых пород с чарнокитами, а также с карбонатными образованиями в толщах громадной мощности и широкого территориального распространения скорее всего указывает на то, что первые являются вулканогенно-осадочными образованиями или представляют продукт переработки вулканитов, вторые — заведомо морские карбонатно-глинистые осадки.

Закономерные изменения в пространстве состава высокоглиноземистых пород, когда их глиноземистость постепенно снижается в сторону от мест их ассоциаций с кварцитами, когда силлиманитовые породы последовательно переходят в кордиерит-биотитовые, затем в биотит-гранатовые, а роль кальция в них возрастает, — все это находит аналогию с морскими глинами различной удаленности от береговой линии и сформировавшихся за счет переотложенных продуктов кор выветривания и участия в них известково-мергелистых осадков (Ронов и др., 1957, 1970).

Громадные мощности метаморфических парапород алдаевского комплекса (до 40 км), резкие и быстрые литологические переходы пород вкрест простирания и значительная их протяженность по простиранию, ограниченное развитие крупных перерывов в осадконакоплении, ритмичность в напластовании, наличие закономерной смены одних парапород другими по разрезу и горизонтали, абсолютное преобладание морских отложений, значительная распространенность первичноглинистых, карбонатных, вулканогенных и других формаций и их последовательность во времени, — все эти факты, несомненно указывают, что исходные толщи алдаевского комплекса сформировались в подвижной геотектонической области геосинклинального типа.

ГЛАВА III

ГЛАВНЫЕ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ТИПЫ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ ПОРОД

Как никакие другие образования щита, высокоглиноземистые породы чрезвычайно разнообразны, что обусловлено особенностями их химического и минералогического составов, структур, сложения и т.д. Породы состоят из разнообразных сочетаний минералов, количество которых меняется в весьма широких пределах вплоть до образования мономинеральных пород. В их состав входят: кварц, микроклин, ортоклаз, плагиоклаз, силлиманит, корунд, андалузит, дистен, виридан, шпинель, мангановиллит, флогопит, гранат, кордиерит, биотит, магнетит, гематит, графит, сапфирин, гиперстен и др. Значительные вариации наблюдаются и для содержания химических компонентов (табл. I-II)^X.

Основным критерием для выделения высокоглиноземистых пород среди других образований является химический состав: $Al_2O_3 > K_2O + Na_2O + CaO$ или $\frac{2Al}{2(K+Na)+Ca} > 1$, т.е. в химическом отношении (в понимании А.Н.Заварицкого) эти породы пересыщены алюминием. Такой состав обусловил наличие в них одного или нескольких минералов, пересыщенных глиноземом относительно щелочей и кальция: корунда, силлиманита, дистена, андалузита, шпинели, гранатов группы пиральспитов, кордиерита и сапфирина. В значительных количествах в этих породах встречаются "нейтральные" минералы в отношении глиноземистости: кварц, гиперстен, магнетит,

х) Петрохимические особенности высокоглиноземистых пород рассмотрены детально в главе VI. В работе приняты петрохимические показатели: $A = Al_2O_3 - (CaO + Na_2O + K_2O)$; $f = \frac{FeO \cdot 100}{FeO + MgO}$; $b = \frac{Fe_2O_3}{FeO}$;

$$\phi = \frac{(FeO - Fe_2O_3) \cdot 100}{(FeO - Fe_2O_3) + MgO}.$$

гематит, графит, а также биотит, флогопит, манганofilлит, микроклин, ортоклаз, плагиоклаз, у которых $\frac{2Al}{2(K+Na)+Ca} = 1$. Однако в большинстве случаев биотиты из высокоглиноземистых комплексов имеют эти отношения больше единицы, т.е. относятся к высокоглиноземистым минералам, а гиперстены содержат заметные количества глинозема, превосходящие сумму изоморфных примесей кальция и щелочей.

По своим петрохимическим особенностям высокоглиноземистые породы в подавляющем большинстве относятся к железо-магнезиальным бедным кальцием породам и в редких случаях - к марганцево-железо-магнезиальным малокальциевым породам. Исходя из поставленных в работе задач, целесообразно принять следующее подразделение высокоглиноземистых пород. Они делятся на кварцсодержащие и бескварцевые разновидности.

I. Кварцсодержащие породы в свою очередь делятся на конгломераты (по особенностям сложения и состава), кварциты с силлиманитом, гранатом и кордиеритом (кварц=80-99%; $SiO_2 > 83\%$), кварцито-гнейсы с силлиманитом, кордиеритом и гранатом (кварц=70-80%, $SiO_2 = 74-83\%$), гранатовые гранулиты (по текстурно-структурным особенностям), а также гнейсы и сланцы (кварц = I-70%, $SiO_2 < 74\%$). По составу железо-магнезиальных минералов с учетом геологического распределения представляется целесообразным выделить среди гнейсов и сланцев: безгиперстеновые гнейсы и сланцы (с гранатом, кордиеритом, биотитом, а также с силлиманитом); гиперстенсодержащие гнейсы и сланцы (с гиперстеном, гранатом, биотитом, изредка с кордиеритом и еще реже - с силлиманитом). Среди высокоглиноземистых кварцсодержащих пород по минералого-петрохимическим особенностям выделяются марганцево-глиноземистые породы (с виридином, спессартином и манганofilлитом), турмалиновые и графитовые породы.

П. Бескварцевые породы, содержащие в отличие от первой группы сапфирин, шпинель и корунд, делятся на породы без сапфирина и корунда, сапфириновые породы, корундиты и корундсодержащие гнейсы и сланцы.

Конгломераты

Ю.К.Дзевановский (1958) описал конгломераты в основании желтулинской серии, однако М.Д.Крылова, А.Н.Неелов (1960) и др. показали, что это тектонопластиты, т.е. будинированные силикатные пропластки в карбонатной толще. Е.М.Лазько (1956) описал в бассейне р.Ярогу и на Алдано-Амедичском междуречье горизонт (мощность до 500 м) биотитовых и полевошпатовых кварцито-гнейсов, включающий конгломератовидные породы, "очковые гнейсы" со сплюснутыми гальками кварц-силлиманитового состава. В южном направлении мощность этих пород увеличивается, и они постепенно замещаются кварцито-гнейсами. Толща кварцито-гнейсов и конгломератоидных пород местами подстилается кварцитами.

Конгломераты обнаружены также по р.Алдан (бассейны рек Телетей, Сангар, Медвежья, Амедичи и др.) (Кулиш, 1968, 1970). Они отмечены в развалах, в аллювии и в коренном залегании среди кварцитов, кварцито-гнейсов, биотитовых и высокоглиноземистых гнейсов. Полоса конгломератового горизонта вытянута в виде дуги юго-западного (на юге) и меридионального (на севере) простирания. Она прослеживается на расстояние до 50 км. Мощность горизонта на севере 2-4 м, на юге - до 200 м. Конгломераты залегают в основании верхнеалданской свиты, отделяя иенгрскую серию от нижележащей верхнетимптонской.

Конгломераты залегают или в виде пластовых залежей, или сложно-построенных толщ, или мелких линз, которые, переслаиваясь друг

с другом, образуют прерывистые кулисообразно заходящие друг за друга тела. Они разобщаются безгалечными породами, биотитовыми, магнетитовыми и сидлиманитовыми кварцитами, кварцито-гнейсами и реже гнейсами. Конгломераты серые, розовато-серые, светло-серые породы, в которых гальки распределены то беспорядочно, то более или менее равномерно; то они обогащают определенные слои, то встречается чередование галечных и безгалечных пропластков (рис. 10). Концентрация конгломератов различная — от 400 до 1200 галек на 1 м², изредка достигает 1500 галек на м². По химическому составу цемент конгломератов в значительной мере характеризуется как высокоглиноземистый кварцосодержащий (табл. I).

Гальки своей вытянутостью ориентированы по слоистости, хотя нередко среди них отмечаются разноориентированные индивиды и группы, отклоняющиеся от плоскости слоистости до 30°. Зачастую гальки соприкасаются или налегают друг на друга. Граница галек и цемента четкая, в одних случаях она резкая, подчеркнутая трещинами, в других — обычно в конгломератах с относительно близким составом цемента и галек и особенно в породах гранитного состава — нечеткая и представляет зону (1–3 мм), подчеркнутую несколько повышенным содержанием в ней биотита и кварца. Зоны обычно более зернисты, чем цемент и гальки, и представляют своеобразные реакционные образования. В конгломератах явлений обтекания, аналогичных структурам будинажа, не отмечено. Форма галек эллипсоидальная, овальная, дисковидная, яйцевидная, округлая, реже стебельчатая и еще реже неправильная (рис. 10). Размеры их широко варьируют даже в одном штуде, от 1 x 1 x 2 до 6 x 8 x 12 см. Нередко они имеют поперечные и продольные трещины, часть из которых залечена кварц-полевошпатовым материалом. Местами гальки сильно деформированы (обычно на крыльях мелких складок) и превращены в тонкие линзы, а порода приобретает линзовидно-слоистую текстуру. Ока-

КОМПОНЕНТЫ И ИОННЫЙ СОСТАВ КОМПОНЕНТОВ, ИХ ПЕЧАТКИ И ТАБЛИ

Таблица I

	8112	8112 ^a	8112 ^b	8129	8129 ^a	8129 ^b	8131	8131 ^a	8131 ^b	8130	8130 ^a	8130 ^b	8130 ^c	R-452	R-505	R-412	R-506
SiO ₂	80,52	81,10	84,88	63,44	67,58	65,86	69,18	90,02	89,58	85,84	85,40	82,20	34,83	54,45	43,54	74,69	
TiO ₂	0,44	0,47	0,30	0,82	0,82	0,35	0,19	0,16	0,10	0,38	0,42	0,34	0,66	1,23	0,30	1,32	
Al ₂ O ₃	8,07	7,99	10,53	15,40	12,61	17,25	5,93	4,95	7,12	8,34	7,44	13,20	45,41	17,25	11,25	12,65	
Fe ₂ O ₃	0,39	0,28	0,11	2,04	1,66	1,31							11,58	6,30	10,37	3,23	
P ₂ O ₅	2,31	2,45	1,62	3,38	3,52	1,11	1,06	0,81	0,60	0,95	0,83	0,47	3,92	3,17	9,17	1,11	
MnO	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01								0,04	0,15	0,22	
MgO	0,89	0,91	0,53	2,10	2,24	0,33	0,27	0,33	0,19	0,27	0,36	0,11	1,31	3,03	11,30	0,21	
CaO	0,27	0,20	0,24	1,43	1,24	1,16	0,24	0,27	0,12	0,16	0,16	0,16	0,08	6,28	10,95	3,30	
K ₂ O	0,52	0,50	0,15	2,22	2,03	2,89	1,06	1,56	0,55	0,56	0,82	0,23	0,16	4,40	1,95	1,95	
R ₂ O	5,28	5,08	1,21	8,00	6,54	8,94	1,38	1,58	0,78	2,66	3,50	1,98	1,32	2,95	0,54	1,38	
H ₂ O	1,19	0,77	0,44	0,94	1,68	0,88	0,39	0,29	0,50	0,58	0,73	0,88	0,52	0,50	0,90	0,08	
Σ	99,90	99,77	100,02	99,80	99,93	100,09	99,70	99,97	99,54	99,74	99,66	99,57	99,84	99,71	100,47	99,94	
Вг	7,8	8,1	5,1	15,7	16,4	2,3	3,2	2,8	1,9	2,8	3,0	1,6	14,0			1,6	
Мг	24,8	23,2	3,6	37,7	28,0	50,4	6,0	7,1	3,0	13,0	17,2	9,9	0,6			6,9	
Al	4,1	4,1	1,0	19,1	17,2	25,9	8,5	12,0	4,5	4,6	6,7	1,6	1,2			16,4	
Ап	2,0	1,5	1,5	10,3	8,9	8,2	1,5	1,9	0,7	1,2	1,2	1,2	0,3			15,6	
Кг	0,4	0,3	0,1													1,3	
Вв																	
Вв																	
SiI	1,3	1,5	10,7	0,8	0,1	1,2	2,8	0,2	6,4	5,1	2,7	14,0	66,3			0,7	
q	59,6	61,3	78,0	15,6	28,7	10,9	78,0	76,0	83,5	73,7	69,2	71,7	11,9			2,5	

ПРИМЕЧАНИЕ: Количество (малые пробы): 8112, 8129, 8131, 8130. Печати: 8112^a, 8129^a, 8131^a, 8130^a, R-506.

Далее: 8131^b, 8130^b, 8129^b, 8130^b, R-452 - (сильнокислот-базовый-гипертонический раствор - неметаллическая "кагул");

R-505 - (базово-гидроокислительный электролит); R-412 (амфиболит)

танность галек хорошая, причем в северном и восточном направлении она возрастает.

Гальки представлены серыми, белыми, розоватыми, черными породами. Их сложение тонко- и мелкозернистое, массивное, слабо- и заметно полосчатое, причем их полосчатость не всегда совпадает со слоистостью конгломерата, отклоняясь до 90° (обычно до 15°). В целом конгломераты почти полимиктовые, однако на значительных участках и в отдельных телах они олигомиктовые и мономиктовые, когда среди галек преобладает один или два вида породы, т.е. сортировка материала хорошая, причем с юга на север она улучшается.

Среди галек преобладают кварциты (силлиманитовые, силлиманит-биотитовые, биотитовые, мономинеральные, редко гематитовые и графитовые), менее распространены гальки биотитовых плагиогранитов, биотитовых плагиогнейсов, биотит-силлиманитовых сланцев. Редкими являются моно- и диминеральные силлиманитовые и силлиманит-биотитовые гальки и гальки основных (пироксен-роговообманковых) плагиогранитов (табл. I, рис. 10). На юге и в центре полосы гальки гранитного состава и гальки других типов пород развиты в большей мере, чем на севере. Таким образом, на севере развиты кварцитовые, на юге - гнейсо-кварцитовые или гранито-кварцитовые конгломераты.

Характерными для кварцитовых галек являются их структуры, отличающиеся от структур цемента (того же состава) и от обычных кварцитов. Они мелкозернисты, мостовидные с зубчатым, сутурным или плавным сочленением зерен, в кварц-силлиманитовых породах силлиманит образует снопики, пучки, розетки, концентрирующиеся пятнами, полосками, кольцами, иногда как бы окружая зерна кварца. Силлиманит тонкоиглольчат, иногда фибролитоподобный, часто образует рассеянные включения в кварце или как бы выполняет в нем трещинки. Такие же специфические выделения силлиманита наблюдаются и в гранитных гальках, развиваясь по полевым шпатам.

Цемент - светлый, серый, розовато-серый, средне- и крупнозернистый, редко массивный, чаще в различной степени полосчатый. Полосчатость совпадает со слоистостью. Иногда в малогалечных слоях отмечена нечеткая косая слоистость. Полосчатость и другие особенности текстуры обусловлены распределением кварца, полевого шпата, биотита, гематита, магнетита, силлиманита. В нем отмечен кордиерит, а в протолочках: виридин, гранат, гиперстен, сапфирин, синий и розовый корунд, дистен, шпинель, турмалин, пирит, ильменит и галенит. Состав цемента обычно выдержан на небольших участках. По составу и строению цемент соответствует мономинеральным, силлиманитовым, биотитовым и полевошпатовым кварцитам, биотитовым и биотит-силлиманитовым гнейсам (табл. 1). Между этими разностями имеются постепенные переходы. Состав цемента закономерно изменяется с юга на север. На юге состав его разнообразен и варьирует от гнейсового, кварцито-гнейсового до кварцитового, на севере он обычно кварцитовый или силлиманито-кварцитовый.

Протопочки цемента конгломератов показали более высокие содержания акцессорных минералов и более разнообразный их видовой состав, чем в обычных породах того же состава, причем разные штуфы имеют разный набор акцессориев. Акцессории окатаны, а форма их шарообразная, овальная, шпичная и др. Основными акцессорными минералами являются: рутил, циркон и апатит; подчиненными: монацит, сфен, брукит, турмалин, ксенотим, а также пирит и галенит. Содержание их непостоянное, в одних пробах преобладает рутил, в других - циркон, в третьих - апатит.

Рутил - удлиненно-призматические округлые зерна, обломки кристаллов, реже короткостолбчатые кристаллы. Изредка коленчатые двойники, лепешки. Рутилы значительно окатаны, поверхность бороздчатая, ямчатая, у некоторых зерен как бы полированная. Цвет красный, темно-красный, короткостолбчатые кристаллы обычно черные. Раз-

меры от 0,01 x 0,02 до 3 x 2 мм. Некоторые зерна лейкоксенизированные.

Циркон - сильно окатанные шароподобные и призматические зерна.

Размеры от 3 x 2 до 1,0 x 0,5 мм и мельче.

Поверхность ямчатая, бугристая, шероховатая, иногда гладкая. очертания кристаллов фиксируются лишь среди самых мелких зерен (копьевидные, реже гиацинтовые кристаллы). Они полупрозрачные, трещиноваты, цвет бледно-розовато-бурый, розовато-серый.

Апатит отмечается трех типов: а) шароподобные, водяно-прозрачные бесцветные зерна размером от 3 x 3 мм и мельче; б) обломки призматических кристаллов розоватого цвета с перламутровым блеском, полупрозрачны; в) бочонкообразные кристаллы, сильно окатанные, беловатые, прозрачные, размер от 3 x 4 мм и менее. Поверхность шероховатая.

Монацит - шароподобные, овальные и толстотаблитчатые зерна размером до 2 x 2 мм с шероховатой или полированной поверхностью. Цвет их медово-желтый и оранжевый, они прозрачны.

Сфен - окатанные, лепешковидные и пластинчатые зерна, буроватые, с гладкой поверхностью.

Ксенотим - окатанные, призматические или бипирамидальные кристаллы; серые, непрозрачные, блеск алмазовидный, поверхность шероховатая и гладкая, размер до 3 x 3 мм.

Содержание золота в цементе конгломератов колеблется от $1,1 \times 10^{-7}$ до $14,0 \times 10^{-7}\%$ (спектрохимические определения лаборатории ДВИИ АН СССР).

Кварциты с силлиманитом, гранатом и кордиеритом

Высокоглиноземистые кварциты отмечаются в виде линз и пластов среди гнейсов и сланцев или переслаиваются с другими кварцитами (рис. II). Породы почти всегда полосчатые. Полосчатость совпадает со слоистостью. В силлиманитовых кварцитах, например, чередуются кварцевые слои с существенно силлиманитовыми; первые сложены крупнозернистыми, более или менее изометричными зернами, вторые -

более мелкими вытянутыми зернами кварца и иголками силлиманита (рис. 12): Вытянутость кварца и расположение иголок силлиманита субпараллельны слоистости. Меньшая зернистость кварца в силлиманитовых прослойках обусловлена отрицательным влиянием силлиманита на собирательную перекристаллизацию кварца. Нередко пропластки силлиманитовых кварцитов (0,5-3 см) переслаиваются с пропластками полевошпатовых, магнетитовых, кордиеритовых и других кварцитов. В силлиманитовых кварцито-гнейсах наблюдается чередование широких кварц-полевошпатовых (иногда с биотитом) полос с более тонкими кварцевыми, кварц-силлиманитовыми и реже силлиманитовыми. В силлиманит-биотитовых породах характерно чередование лейкократовых и меланократовых слоев и слоев, обогащенных силлиманитом. Местами отмечается чередование силлиманит-магнетитовых, магнетитовых, биотитовых и кварц-полевошпатовых прослоек. Магнетит и гематит чаще всего тяготеют к силлиманитовым слоям или образуют почти мономинеральные слои и линзочки. Полосчатость силлиманит-кордиеритовых кварцитов обусловлена переслаиванием слоев: кварцевых, полевошпатовых, кварц-полевошпатовых, силлиманитовых, кордиеритовых, кордиерит-силлиманитовых и рудных, или магнетит и гематит обогащают те или иные пропластки, иногда довольно близко расположенные друг от друга. Однако рудные минералы в большей мере тяготеют к кордиеритовым или к силлиманитовым пропласткам, образуя в них равномерно рассеянные уплощенные зерна или полосчатые и линзовидные агрегаты, вытянутые по слоистости. Местами в силлиманитовых пропластках наблюдается ритмичное чередование силлиманита и гематита, последний образует уплощенные линзочки. Силлиманитовые слои имеют преимущественно меньшую мощность, чем кордиеритовые, причем чаще всего они имеют четкую границу раздела, хотя в кордиеритовых наблюдаются разрозненные иголки силлиманита субпараллельные слоистости.

Химический состав кварцитов приведен в табл. 2. Их минеральный состав определяется сочетаниями и количественными вариациями

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	CO ₂	Σ	г	ф	в	А	НрI
Кварциты с силлиманитом																	
1	84,29	0,11	8,66	0,47	1,45	0,018	0,17	0,37	0,1	2,45	0,09	98,14	83,3	80,9	0,15	50	61
2	84,29	0,15	9,18	0,21	1,20	0,02	0,58	0,12	0,58	2,43	1,28	100,04	58,6	57,14	0,05	54	12
3	84,56	0,39	7,03	0,61	2,35	0,02	1,47	0,11	0,20	2,41	0,74	99,89	46,4	43,1	0,1	39,0	26
4	87,44	0,25	6,26	0,98	сл.	0,23	0,23	0,38	1,1	1,65		98,51	-	-	-	20	15
5	87,56	0,16	5,56	0,03	0,97	-	0,73	0,24	0,46	3,49	0,46	99,66	41,9	-	-	7	23
6	90,0	0,17	5,01	-	0,80	-	0,38	0,24	1,55	1,55	0,33	100,03	52,0	-	-	4	8
7	90,68	0,15	5,47	0,52	0,18	-	0,26	0,07	0,20	1,82	0,27	99,62	25,0	-	1,5	32	-
8	90,99	0,07	3,84	0,62	1,78	0,50	0,21	0,16	0,14	0,91	0,43	99,65	82,7	80,0	0,16	22	44
9	91,11	0,12	1,98	4,43	0,45	-	0,11	0,04	0,15	1,00	0,43	99,82	66,0	-	4,66	6	-
10	94,75	н/о	2,56	н/о	0,55	сл	0,35	0,22	0,24	0,23	н/о	99,10	50,0	-	-	16	41
11	95,53	н/о	3,42	н/о	0,44	сл	0,39	0,72	0,15	0,68	н/о	101,37	40,0	-	-	12	76
12	96,18	0,07	2,50	0,16	н/о	сл	0,32	0,18	0,40	0,36	0,30	99,97	-	-	-	8	23
13	96,28	сл	1,25	н/о	0,55	сл	0,36	0,32	0,04	0,34	н/о	99,14	50,0	-	-	4	-
Кварциты с гранатом и кордиеритом																	
14	83,62	0,58	5,50	1,31	4,89	0,09	1,69	0,22	0,23	0,59		98,72	61,53	61,53	0,04	42	41
15	90,55	нет	3,14	0,47	4,58	0,0049	1,00	0,18	0,24	0,36		100,56	71,9	70,9	0,04	2	34
16	91,17	0,36	2,48	2,21	1,25	0,03	0,38	0,48	0,39	0,91	0,30	99,97	68,00	27,27	0,88	2	46
17	93,31	0,26	2,39	0,16	1,69	0,07	0,58	0,04	0,44	0,24	0,80	99,98	64,7	63,6	0,04	3	5
18	98,37	сл.	0,83	-	0,33	-	0,25	0,22	сл.	сл.		100,00	40,0	-	-	4	-

1. Обр. 53/1. Силлиманитовый кварцит с гранатом, г. Холодная, обрн Л.Е. Унверцице, 1967; 2. Обр. 1712/56. Силлиманит-кордиерит-биотитовый кварцит, р. Горный; 3. Обр. 8121. Биотит-силлиманитовый кварцит, р. Тельтей; 4. Обр. 1-94. Кварцит силлиманитовый (с редким биотитом), р. М.Вихот; 5. Обр. 8183. Биотит-силлиманитовый кварцит, р. Сакгар; 6. Обр. Биотит-силлиманитовый кварцит, р. Сакгар; 7. Обр. 8025. Силлиманитовый кварцит, Холодильниковские голыши; 8. Обр. У-170в. Гранат-кордиерит-силлиманитовый кварцит, р. Сукрудан; 9. Обр. 36/57. Силлиманитовый кварцит, р. Б.Катинах; 10. Обр. 131а. Кварцит (с силлиманитом), р. Кусянгра, Коплуо, 1969; 11. Обр. 48я. Кварцит (с силлиманитом), р. Кусянгра, Коплуо, 1969; 12. Кварцит (силлиманит-кордиеритовый), р. Виешир, Лазько, 1956; 13. Обр. 29я. Кварцит (с силлиманитом); р. Кусянгра, Коплуо, 1969. 14. Обр. Б-32. Гранат-биотит-гиперстеновый кварцит с кордиеритом (плл=0,86%), р. Бугомыта. 15. Обр. Я-1560. Гранатовый кварцит, р. Сутам; 16. Обр. ОК-10р. Биотит-гранатовый кварцит, р. Сукрудан; 17. Обр. Я-1479. Гранат-биотитовый кварцит, р. Томаринам; 18. Обр. 133. Кварцит с гранатом, р. Таштон, Бергер, 1961. Образцы без авторских описок - обрны автора.

кварца (80-99%), плагиоклаза (№№ 18-58), ортоклаза, микроклина, магнетита, гематита, граната, силлиманита, кордиерита, биотита и гиперстена. Наиболее распространены гранатовые и силлиманитовые кварциты, реже кордиерит-биотитовые, гранат-биотитовые и т.п. Петрография кварцитов детально рассмотрена автором (1964), характеристики породообразующих минералов аналогичны соответствующим минералам кварцсодержащих гнейсов и сланцев с гранатом, силлиманитом, кордиеритом, гиперстеном и биотитом. Некоторая специфика свойственна гранатам и кварцу.

Гранат (до 30%) образует более или менее изометричные, вытянутые или неправильные зерна, равномерно распределяющиеся в породе или образующие цепочки, параллельные слоистости, размером от 0,1 x 0,1 до 6 x 6 мм. Зерна в редких случаях компактны, обычно они трещиноваты или составляют агрегаты зерен, разбитые трещинами и испещренные вростками кварца, биотита, магнетита, графита и др. Цвет его красный, иногда буроватый, буровато-красный, в проходящем свете бесцветный, розоватый, $n = 1,780-1,795$. Он представлен альмандин-пироповой разностью с $r = 60-80\%$. Содержаниеgrossуляра достигает 6%, андрадита 3%, а скарита до 3%. Более широкие вариации обнаруживает содержание спессартина: от 1,5% в обычных кварцитах до 40% в марганцево-глиноземистых.

Кварц формирует вытянутые, линзообразные, овальные, брусковидные, округлые или неправильные зерна с угловатыми, плавными, зубчатыми и лапчатыми ограничениями. Зерна даже в пределах одного агрегата разновелики. Как правило, чем выше содержание кварца в породе, тем крупнее размер зерен кварца. Некоторые индивиды кварца псевдодвуосны. Кварц имеет неправильные погасания: волнистое, полосчатое, решетчатое, пятнистое, облачное и струйчатое, обусловленные деформацией кристаллической решетки. Он разноокрашен: молочно-белый, красноватый, сероватый, пепельный, синеватый и т.д.

В кварце наблюдаются включения магнетита, гематита, минералов акцессорной группы и силлиманита. Неизменными включениями являются мельчайшие иголки рутила длиной от 0,001 до 2 мм и отношением длины к ее поперечнику от 10 до 175. Детальное исследование позволило выяснить закономерную ориентировку рутила в кварце (Кулиш, 1964).

Кварцито-гнейсы с силлиманитом, кордиеритом и гранатом

Кварцито-гнейсы образуют пластовые, линзовидные залежи, горизонты и пачки мощностью до 500 м в низах и реже в верхах верхнеадданской свиты иенгрской серии (Кулиш, 1964). Более редкие линзы и пропластки кварцито-гнейсов отмечаются в средних горизонтах свиты. Кварцито-гнейсы представляют мелко- и среднезернистые породы (размер зерен от 0,5 x 0,5 до 3 x 3 мм) розового и серого цвета, почти всегда гнейсовидной текстуры, вызванной полосчатым распределением минералов. Изредка в них наблюдается сланцеватая или массивная текстура. Распределение кварца и других минералов варьирует от тонкослоистого (мощность слоёв 1 мм) до грубослоистого (слоёв 10-15 мм). По простиранию и напластованию они имеют постепенные или резкие литологические переходы в кварциты, сланцы и гнейсы. Нередко кварцито-гнейсы формируют пачки переслаивания с кварцитами и реже со сланцами, преимущественно высокоглиноземистого состава. В низах свиты местами они сочетаются с конгломератами. Внешне кварцито-гнейсы иногда сходны с гранитизированными (полевошпатизированными кварцитами), от которых отличаются структурными, минералогическими и генетическими особенностями (Кулиш, 1964). Структура породы гранобластовая, реже гранолепидобластовая, изредка порфиробластическая, гранонематобластовая и еще реже бластопсаммитовая.

Кварц (70-90%) образует изометричные, округлые, полигональные со сглаженными углами, вытянутые и реже мозаичные зерна с относи-

ельно плавными сочленениями. Угасание его волнистое до мозаичного, более спокойное, чем в обычных кварцитах.

Изучение распределения пылевидных частиц гематита, графита, магнетита, силлиманита и других образований по поверхностям межзерновых сочленений позволяет заключить, что зерна кварца в известной мере сохраняют свои исходные кластогенные очертания и размеры. Реликты blastsammitовой структуры кварцито-гнейсов также подчеркиваются наличием среди кварца первичных кластогенных "песчинок" полевых шпатов и акцессорных минералов: циркона, рутила, монацита и др.

Полевые шпаты (10-30%) представлены неодвойникованным и речетчатым микроклином и реже плагиоклазом (№ 24-39), иногда наблюдаются существенно плагиоклазовые разности пород. Полевые шпаты имеют округлые, угловатые, овальные формы, заметно замутнены, трещиноваты, с волнистым погасанием и редкими микросдвигами двойниковых элементов. В породе они распределены слоями и цепочками зерен, субпараллельных сложности. По размерам зерен полевые шпаты редко превосходят кварц, чаще они более мелкие, обычно соизмеримы с кварцем. Анализ размеров зерен кластогенного кварца в полевошпатовых и мономинеральных кварцевых слоях показывает, что в первых кварцевые песчинки в 1,5-3 раза крупнее, чем во вторых.

В кварцито-гнейсах отмечается (от I до 10%): силлиманит, буровато-коричневый биотит, кордиерит, гранат, изредка диопсид, гиперотен и роговая обманка. При развитии в породе силлиманита и биотита, тяготеющих к полевошпатовым слоям, она приобретает сланцеватый облик.

Акцессории кварцито-гнейсов представлены окатанными зернами циркона, рутила, монацита, ортита и апатита, распределяющихся цепочками и одиночными зернами в существенно кварцевых слоях.

Содержание аксессуаров в кварцито-гнейсах достигает 2000 г/т, в среднем 550 г/т, в то время как в кварцитах их содержание не превышает 560 г/т (в среднем 250 г/т). Характерны широкие вариации в соотношениях аксессуарных минералов между собой, вплоть до резкого преобладания одного из видов, обычно циркона или рутила, реже монацита или ортита. Сопоставление размеров цирконов и реликтовых кварцевых песчинок показало их явную взаимозависимость, что подтвердило выводы В.М. Чайки (1966).

Химический состав кварцито-гнейсов определяется содержанием SiO_2 от 74 до 83%, Al_2O_3 до 7%, сумма щелочей и кальция до 8% (табл. 3).

Гранатовые гранулиты

Понятие "гранулит" весьма противоречиво (Эскола, 1952). Под гранулитом в этой работе, так же как и в других работах по адланскому архею, понимается лейкократовая метаморфическая порода, состоящая из полевых шпатов (40-80%), кварца (20-40%) и граната (I-15%). В качестве примеси (до 5%), отмечаются корднерит, биотит, олимманит, гиперстен, магнетит, ильменит, и графит. Аксессуары представлены цирконом, анатазом, ортитом и рутилом. Характерна структура гранулитов, обусловленная наличием тонкозернистых агрегатов, линз и прослоев кварца, вытянутых субпараллельно гнейсовидности, реже она гранобластовая и порфиробластовая. Сложение полосчатое или массивное. Гранулиты образуют согласные пласты, пропластки, линзы, а в тимптонской серии, где они наиболее широко развиты, - значительные по мощности пачки и горизонты. Это светло-серые, белые мелко-, среднезернистые породы. Их полосчатость вызвана субпараллельным расположением вытянутых линзовидных зерен и агрегатов кварца, различиями в составе полос, то лейкократовых (более мощных), то более меланократовых (более тонких), чередованием пропластков различной зернистости или переслаиванием кварце-

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ КВАРЦИТО-ГНЕЙСОВ С СИЛЛИМАНИТОМ, КОРДИЕРИТОМ
И ГРАНАТОМ

Таблица 3

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O*	Сумма	г	ф	б	а	г.р.1
Кварцито-гнейсы с силлиманитом																	
I	77,24	сл	13,24	0,32	1,24	0,02	0,70	2,12	1,31	3,02	0,26	100,36	50,0	46,8	0,12	38	49
2	78,23	0,01	15,65	0,37	0,75	0,03	0,12	1,94	1,73	0,57	0,48	99,88	76,92	72,7	0,2	87	40
3	78,50	0,46	12,80	2,78	0,44		0,16	0,09	1,37	1,64	1,26	99,50	54,5	-	2,83	85	-
4	79,06	0,28	10,41	0,36	1,83	0,02	1,99	0,09	0,34	3,65	1,52	99,92	33,7	30,9	0,12	57	17
5	79,93		19,10	0,14	0,06	-	-	-	0,38	0,19	0,53	100,34	-	-	1,0	179	-
6	80,11	0,59	11,64	0,26	0,95	-	0,46	0,08	0,77	4,30	0,88	100,04	54,5	52,3	0,08	57	-
7	80,24	0,14	15,57	2,20	0,45	0,01	0,06	0,04	0,06	0,45	0,63	99,85	-	-	2,3	148	-
Кварцито-гнейсы с гранатом и кордиеритом																	
8	74,36	0,10	13,57	0,46	1,78	0,03	0,47	1,02	3,04	4,61	0,54	99,98	69,4	66,6	0,12	17	16
9	75,29	0,02	13,80	0,34	1,02	0,03	0,20	0,66	4,06	4,08	0,30	99,80	73,7	70,6	0,14	13	8
10	76,31	0,95	6,48	2,57	8,12	0,09	3,63	0,30	0,18	0,89	0,67	100,30	76,35	73,40	0,14	47	57
11	77,18	0,04	12,90	0,21	1,18	0,02	0,64	2,71	3,43	0,89	0,62	99,81	51,6	50,0	0,06	15	32
12	77,26	0,66	9,55	0,48	3,48	0,03	2,42	1,33	1,90	1,84	1,00	99,95	44,9	47,9	0,06	21	27
13	77,51	0,21	10,90	0,29	2,05	0,05	0,49	0,59	2,08	5,20	0,54	99,91	70,0	68,4	0,07	9	14

I^а Обр^а 6-а: Силлиманит-биотитовый кварцито-гнейс (ппп=0,89); р^а Гонам, обзоры Б.П.Фоминкова; 1957;
 2^а Обр^а 379/57: Гранат-кордиерит-биотит-силлиманитовый кварцито-гнейс, р. Кабакта; 3. Обр. б/н. Силлиманитовый кварцито-гнейс; р^а Алдия; Кравченко, 1957; 4^а Обр^а 8117: Слабо дифференцированный биотитовый кварцито-гнейс; (ппп=0,25; P₂O₅=0,12); р^а Талктей; 5^а Обр^а С-93: Силлиманитовый кварцито-гнейс; (P₂O₅=0,01), м-вне Талкное; Сердюченко и др^а; 1960; 6^а Обр^а 1876/56: Силлиманит-биотитовый кварцито-гнейс; р^а Горалий; 7^а Обр^а 924/57: Силлиманитовый кварцито-гнейс, р^а Боурлак; 8^а Обр^а 80476: Гранатовый кварцито-гнейс, р^а Даурка; 9^а Обр^а 8067: Гранатовый кварцито-гнейс с силлиманитом; р^а Калыку; 10^а Обр^а Б-41: Гранат-биотит-гиперотеновый кварцито-гнейс с кордиеритом, (ппп=0,11); р^а Бугорката; 11^а Обр^а 8072: Гранатовый кварцито-гнейс; р^а Сунам; 12^а Обр^а 8146: Биотит-гранатовый кварцито-гнейс с сульфидом; р^а Курумлак; 13^а Обр^а 8107: Биотит-гранатовый кварцито-гнейс, р^а Талктей; Проба без авторских сокращений - обзоры автора;

вых и полевошпатовых пропластков. Полосчатость всегда субпараллельна границам пласта, линзам и пластам других пород, в нем заключенных. Гранулиты нередко постепенно переходят в другие высокоглиноземистые породы, чаще всего в биотит-гранатовые гнейсы и гранатовые гнейсы. Для части гранулитов можно предположить решающую роль послонных направленных деформаций в пластическом состоянии. В этих породах удлиненные зерна кварца обладают резким облачным и волнистым погасанием и содержат вытянутые по оси полевошпатовые зерна. Явлений коррозии между ними не отмечено. По составу выделяются ортоклазовые гранулиты (более распространенные) и плагиогранулиты.

Плагиоклаз образует изометричные, угловатые и вытянутые зерна иногда с облачным и волнистым погасанием. Зональность не отмечена. Иногда наблюдаются обильные тонковолокнистые, ленточные и линзовидные антипертитовые субпараллельные вростки (до 40%). Состав плагиоклаза колеблется: № 25-43, вариации в пределах одного штуфа достигают 13% анортита, причем основные плагиоклазы развиты в плагиогранулитах. Калиевые полевые шпаты представлены неправильными, вытянутыми и изометричными зернами ортоклаз-пертита, а в деформированных участках появляется речетчатый микроклин пертита. Они содержат обильные тонкоструйчатые, волосовидные, "шелковистые", веретенovidные и стебельчатые пертиты. В пределах зерна они имеют определенную субпараллельную ориентировку. Пертиты составляют 30-50% минерала и относятся к кислому олигоклазу. В калишпатах отмечаются включения округлых зерен кварца. Кварц образует вытянутые, веретенovidные, стебельчатые, изометричные и ксеноморфные зерна и агрегаты с неровным погасанием.

Гранат представлен изометричными, иногда слабо идиоморфными, порфиробластическими или вытянутыми зернами и агрегатами с неровными ограничениями размером до 15 мм. Он рассеян в породе или

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГРАНАТОВЫХ ГРАНУЛИТОВ

Таблица 4

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Σ	г	φ	в	д	№р1
I				0,62	5,31	0,06	2,40	2,20					55,6	54,2	0,05		
2	57,20	1,07	21,06	3,69	6,56	0,09	2,70	2,18	2,06	3,00	0,46	100,07	57,3	50,0	0,25	110	38
3	57,48	1,45	18,12	1,78	10,21	0,13	3,24	3,19	2,63	0,74	0,70	99,67	64,2	62,3	0,07	74	40
4	60,38	0,45	16,13	1,23	9,77	0,20	3,60	1,14	1,18	4,74	0,04	98,86	60,259	58,9	0,05	70	39
5	63,52	0,08	14,03	5,66	8,30	1,78	1,35	1,37	2,67	0,43	0,80	99,99	78,2	71,4	0,3	71	22
6	67,25	0,59	15,26	0,91	5,60	0,07	1,37	2,90	2,47	3,02	0,54	99,98	70,9	69,2	0,08	12	41
7	68,03	0,67	10,15	1,57	14,73	0,22	2,56	0,94	0,10	0,47	0,46	99,90	76,50	75,6	0,04	77	81
8	69,84	0,31	15,86	0,18	2,98	0,02	2,53	0,85	4,86	2,18	0,33	99,95	39,4	38,8	0,02	40	9
9	73,02	-	14,67	0,50	0,15	0,03	0,24	1,38	4,4	4,6	0,18	99,21	28,5	-	1,5	0	14
10	73,80	0,11	14,56	0,53	1,33	0,05	0,90	1,37	4,05	3,04	0,18	99,92	45,0	40,5	0,16	20	16

I. Обр. 265а. Гранатовый гнейс (гранулит), Момкин, 1963; 2. Обр. 2963/56. Гранатовый слабополосчатый гранулит с редким биотитом, Р. Башь; 3. Обр. Ф-21. Гранатовый гранулит с редким биотитом, Р. Б.Молешкон; 4. Обр. 1505. Гранатовый гнейс (гранулит), р. Пр. Чульман, Сулошиков и др., 1965; 5. Обр. Е-3018. Гранатовый гранулит Р. М.Вихот; 6. Обр. С-32. Гранатовый, лейкохромовый гранулит, Р. Сутам; 7. Обр. 8057. Гранатовый гранулит с редким биотитом, Р. Аппардак; 8. 8045. Гранатовый гранулит, Р. Сутам; 9. Обр. 253. Калцикатовый гранулит (гранатовый) Р. Тас-Драк, сборы В.В.Алхангельской, (P₂O₅=0,04); 10. Обр. 8048. Лейкохромовый гранатовый гранулит, Р. Сутам. Все образцы, кроме I, 4, 9 - сборы автора.

концентрируется в виде полос, линз и цепочек зерен, согласных слоистости. Гранат содержит включения кварца, полевых шпатов, магнетита, биотита, рутила, иногда силлиманита, приобретая сито-видное строение. Розовый, красный, иногда буровато-красный макроскопически, в проходящем свете бесцветный, слабо-розоватый (обычно в ортоклазовых породах). $n = 1,757-1,809$. Гранат относится к альмандин-пиропу с $f = 55-80\%$, а в одном случае отмечена $f = 37\%$. Количество спессартина 0,4-5,5%, гроссуляра 0-8,3%, андрадита 2,5-9,7%.

По химическому составу гранатовые гранулиты (табл. 4) близки к кварцсодержащим гнейсам с гранатом и гиперстеном, характеризующаясь высоким содержанием Al_2O_3 , K_2O , Na_2O и относительно высокой $\phi = 60-80\%$.

Безгиперстеновые гнейсы и сланцы

Это наиболее распространенные высокоглиноземистые породы. Их разнообразие обусловлено различными сочетаниями граната, кордиерита, биотита и силлиманита. Это гнейсы, реже сланцы. Породы гнейсовидны, параллельно-полосчатые, в результате чередования лейкократовых и меланократовых полос и полос различного сложения, причем вытянутость зерен всегда субпараллельна слоистости (рис. 13). Ширина полос варьирует от 1 мм до 3 см. Характерно тяготение силлиманита к кордиеритовым и биотитовым полоскам. Более мощные и более крупнозернистые кварц-полевошпатовые полосы и линзы переслаиваются с более тонкими полосами и линзами с силлиманитом, магнетитом, гематитом, гранатом, кордиеритом и биотитом. Эти минералы могут формировать моно-, ди-, три- и четырехминеральные слои. Имеются кварцевые, полевошпатовые и биотит-

полевошпатовые полосы. Пропластки с биотитом более кварцевые. Вытянутость зерен особенно контрастна в слоях, зажатых между силлиманитовыми пропластками. Линзовидно-полосчатая текстура образуется короткими, толстыми линзами, состоящими из силлиманита, кордиерита, магнетита и гематита, которые располагаются в неравномернозернистой, гранобластовой массе кварц-полевошпатового состава.

Химический состав пород приведен в табл. 5 Преобладают плагиопороды с незначительным содержанием калиевого полевого шпата (до 1%). Реже встречаются породы, в которых микроклин и ортоклаз преобладают (до 35%), а содержание плагиоклаза снижено до 7%. Они состоят из кварца (17-70%), плагиоклаза (10-36%), микроклина (0-34%), ортоклаза (0-18%), силлиманита (1-40%), кордиерита (2-50%), граната (1-30%), биотита (1-30%), магнетита и гематита (1-30%). В бассейне р. Бугорькты среди биотит-гранатовых и гранат-гиперстеновых кварцитов и сланцев залегает линза (мощность 60 см) гранатита, состоящая из граната (80%), олигоклаза (8%), кварца (7%) и магнетита (5%).

В некоторых разновидностях отмечается графит (до 10%) и единичные зерна ильменита, шпинели, сапфирина, корунда, андалузита и др. Аксессуары: циркон, рутил, монацит и др.

Кварц представлен округлыми, неправильными, вытянутыми зернами, которые часто содержат игольчатые включения рутила и силлиманита.

Полевые шпаты в целом распределены послойно, нередко образуя существенно полевошпатовые и полевошпат-кварцевые прослойки и линзы мощностью от 0,1 до 20 см (рис. 13). Часть зерен полевых шпатов в обогащенных кварцем породах округлы, собираются в прослойки согласные слоистости, заметно пилитизированы и серицитизированы и несут следы интенсивных деформаций (волнистое, мозаичное погасание, искривление двойников, микросдвиги и т.п.), Микроклин несдвойникован, иногда имеет слабовыраженную решетку. К этим

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	P ₂ O ₅	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Σ	ξ	φ	ψ	Δ	η _{р1}	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Гранат-биотитовые гнейсы и сланцы																		
1. 59,24	0,90	24,60	4,06	5,34	0,06	2,22	2,00	4,16	5,78	0,04	99,40	57,36	47,II	0,33	76	2I		
2.			2,79	5,59	0,II	I,16	I,60					73,3		0,22				
3. 53,25	I,02	2I,47	2,5I	4,82	0,03	2,57	3,20	4,27	4,78	0,92	98,84	5I,I	44,3	0,2	34	30		
4. 54,38	0,94	II,79	3,85	10,23	0,12	7,10	3,42	I,7I	I,25	5,4I	100,52	44,6	40,I	0,16	15	55		
5. 57,12	0,83	19,72	0,77	5,93	0,II	2,42	2,79	4,30	4,37	I,I0	99,64	58,I	56,9	0,04	29	27		
6. 57,26	0,90	19,32	0,05	8,92	0,25	3,42	4,75	2,6I	I,64	0,80	99,92	59,3	58,7	0,02	44	37		
7. 60,86	I,12	18,56	0,63	4,52	0,05	2,40	4,22	3,56	3,26	0,12	99,78	5I,6	50,0	0,06	15	40		
8. 61,39	I,05	17,91	0,73	5,64	0,14	3,0I	2,45	3,37	2,98	I,34	100,00	5I,3	50,0	0,05	46	30		
9. 62,00	0,84	16,30	0,64	5,46	0,II	4,23	4,00	3,7I	2,46	0,10	100,49	4I,89	40,3	0,05	2	39		
10. 62,18	0,94	18,50	0,95	4,90	0,07	I,30	3,66	3,36	2,66	0,12	99,62	68,0	65,9	0,08	4	37		
II. 62,20	0,49	17,89	I,99	3,14	I,53	3,00	6,65	0,66	I,44	0,77	99,76	36,75	29,5	0,20	32	100		
12. 63,58	0,72	16,28	I,18	5,46	0,09	3,15	2,79	3,60	2,06	0,93	99,84	49,4	46,6	0,1	30	32		
13. 64,22	0,79	15,90	I,88	5,66	0,06	2,77	I,92	3,72	2,27	0,86	100,05	53,4	49,3	0,15	38	24		
14. 64,32	0,67	17,46	0,72	6,92	0,12	2,47	I,50	I,92	3,00	I,II	100,21	6I,I	60,I	0,04	83	31		
15. 64,58	0,64	17,28	I,12	5,33	0,05	2,42	2,24	3,24	2,16	0,28	100,42	55,6	53,I7	0,09	56	28		
16. 65,48	0,88	15,19	I,69	4,6I	0,04	3,18	2,90	2,56	2,3I	0,10	99,62	45,07	40,4	0,17	29	40		
17. 66,08	0,58	16,63	2,38	2,59	0,2I	I,95	2,04	I,62	0,47	3,4I	98,34	42,16	3I,42	0,77	5I	32		
18. 67,26	0,52	16,86	I,38	3,66	0,07	I,76	4,40	3,28	1,00	0,08	100,27	52,08	47,12	0,18	23	44		
19. 67,27	0,70	15,16	I,44	4,35	0,07	2,65	2,75	3,04	I,76	0,70	99,89	48,00	43,9	0,15	32	35		
20. 67,35	0,70	15,43	I,90	4,04	0,06	I,44	2,12	2,85	3,66	0,40	99,95	6I,5	55,7	0,33	30	30		
21. 67,65	0,66	14,96	I,10	4,70	0,05	2,50	2,77	3,00	I,8I	0,6I	99,8I	5I,I	48,3	0,1	30	35		
22. 67,74	0,60	15,36	I,17	3,88	0,03	2,40	2,06	2,78	3,60	0,06	99,68	47,3	43,8	0,13	32	30		
23. 67,88	0,72	14,38	I,14	5,16	0,06	2,60	2,83	2,80	I,5I	0,63	99,74	52,6	50,0	0,09	29	37		
24. 68,58	0,47	16,15	I,08	2,95	0,07	0,92	3,74	3,18	I,54	0,08	98,76	64,5I	60,0	0,17	24	40		
25. 70,24	0,60	14,62	I,18	4,02	0,03	I,90	2,00	2,54	2,24	0,16	99,53	55,23	52,04	0,12	44	32		
26. 70,78	0,54	13,66	0,7I	3,95	0,04	I,96	2,06	3,13	2,28	0,14	99,25	53,46	5I,54	0,07	24	28		
27. 7I,64	0,46	14,59	0,83	4,13	0,15	I,90	2,35	I,3I	I,75	0,80	99,82	54,8	5I,5	0,08	6I	5I		
28. 7I,82	0,40	13,95	2,06	3,67	0,10	I,60	I,59	2,44	2,14	2,14	98,78	55,5	48,7I	0,45	47	27		
29. 72,08	0,23	16,38	0,25	4,02	0,04	2,35	1,75	2,08	0,70		99,89	49,12	48,67	0,0I	88,	32		
30. 72,17	0,62	13,95	I,58	2,75	0,02	I,86	0,73	2,55	3,23	0,39	99,85	45,78	39,18	0,23	49	15		
3I. 72,33	0,46	13,72	0,9I	4,42	0,16	I,9I	2,33	I,37	I,54	0,90	100,05	56,5	53,9	0,098	55	49		
32. 73,52	0,16	14,9I	-	I,72	0,02	0,83	2,25	2,90	3,56	0,02	99,69	6I,53	-	-	22	30		
Биотит-кордиеритовые гнейсы и сланцы																		
33. 55,12	I,08	19,84	2,8I	5,55	0,07	5,63	0,24	0,74	5,65	3,17	99,90	120	35,6	30,I	0,22	16		
34. 60,35	I,09	18,42	3,16	4,63	0,03	3,46	0,2I	0,8I	6,84	I,04	100,04	9I	42,9	34,6	0,29	14		
35. 65,83	0,77	16,62	2,58	4,58	0,07	2,27	I,76	I,18	2,00	2,39	100,05	92	52,9	45,6	0,25	46		
36. 69,05	0,8I	13,57	4,90	3,25	0,32	5,4I	0,24	0,19	I,00	I,07	99,84	114	25,I	10,I	0,66	46		
37. 75,45	0,36	12,02	0,65	2,76	0,04	4,29	0,5I	0,87	2,53	I,02	100,50	68	26,2	24,I	0,10	25		
38. 78,52	0,23	11,50	I,03	2,2I	0,07	3,3I	0,08	0,28	I,15	I,36	99,74	98	27,4	23,3	0,19	16		
39. 82,6I	0,45	6,27	3,09	2,5I	0,16	2,32	0,12	0,18	0,98	0,97	99,66	47	38,04	2I,9	0,46	35		
Биотит-гранат-кордиеритовые гнейсы и сланцы																		
40. 56,45	0,47	17,03	3,99	8,14	0,3I	8,30	0,10	0,12	3,05	I,63	99,59	13I	35,42	30,16	0,2I	34		
4I. 60,00	I,0I	16,49	0,79	9,2I	0,10	4,13	2,47	2,76	I,99	I,06	100,0I	54	55,45	54,4	0,04	35		
42. 64,14	0,80	16,60	0,55	4,32	0,02	3,50	I,54	2,58	3,52	0,10	97,97	58	40,8I	38,7	0,9	26		
43. 64,28	0,93	16,28	2,45	4,78	0,07	4,95	I,69	3,40	0,85	0,27	99,95	65	34,9	28,9	0,24			
44. 64,33	0,84	18,16	2,46	3,14	0,02	2,03	0,6I	3,00	4,40	0,65	99,64	72	46,23	35,8	0,34	10		

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
45.	65,65	0,56	17,58	1,15	3,99	0,04	3,44	2,21	1,20	3,60	0,18	100,12	76	39,28	36,09	0,12	51
46.	65,85	0,79	14,29	1,07	6,28	0,05	3,23	2,51	3,00	1,76	0,86	100,19	29	52,4	50,6	0,07	33
47.	67,93	0,50	15,73	1,13	2,32	0,05	1,71	2,50	2,11	3,45	1,55	100,06	39	43,24	37,31	0,21	41
48.	68,57	0,42	15,90	0,62	2,86	0,06	1,87	2,71	4,03	1,75	0,94	99,72	25	45,9	43,2	0,1	
49.	71,72	0,29	15,01	0,83	2,74	0,09	1,69	3,42	3,14	0,89	0,06	100,46	27	48,1	44,59	0,13	
50.	73,82	0,14	14,44	1,42	2,48	0,09	1,70	1,93	2,58	0,85	0,78	100,23	56	45,5	38,2	0,3	30
Силлимантовые гнейсы и сланцы с кордиэритом и биотитом																	
51.	48,69	1,27	21,49	20,15	1,88	0,04	2,50	0,19	0,53	2,08	1,37	100,19	29,5	-	4,8	I77	21
52.	52,55	1,17	23,12	8,79	5,71	0,05	2,80	1,41	2,56	1,28	0,53	99,97	53,37	33,78	0,68	I49	24
53.	53,09	1,18	24,59	7,06	6,27	0,09	3,14	0,69	0,69	1,89	1,06	99,64	52,7	35,29	0,51	202	42
54.	54,57	1,36	27,70	8,11	4,69	0,07	0,99	0,24	0,30	0,62	1,50	100,15	74,41	47,14	0,79	I93	30
55.	55,96	1,06	16,19	9,60	6,85	0,09	3,50	0,74	1,06	3,45	1,32	100,05	52,1	18,68	0,63	94	27
56.	56,66	1,33	18,96	6,27	6,22	0,05	2,58	0,51	1,16	4,75	1,36	99,85	57,3	42,3	0,4	I08	21
57.	59,39	1,12	20,12	6,23	3,55	0,02	2,80	0,24	1,04	4,35	0,88	99,74	41,52	12,65	0,79	I31	12
58.	60,28	1,09	18,69	5,28	5,07	0,07	1,97	1,41	1,91	1,10	2,85	99,72	62,69	49,46	0,41	94	30
59.	60,35	1,05	19,29	4,90	5,73	0,09	1,90	1,15	2,12	2,27	1,02	99,87	62,7	50,5	0,3	III	24
60.	60,39	1,08	15,68	6,19	4,55	0,11	3,26	2,08	1,81	3,39	1,09	99,89	43,75	22,8	0,62	51	40
61.	60,74	1,12	26,60	7,25	1,25	-	0,96	0,23	0,74	0,91	1,20	100,00	41,4	-	2,6	226	16
62.	61,52	0,69	19,00	5,19	5,76	0,07	2,54	0,56	1,04	1,91	1,28	99,57	55,6	42,7	0,4	I40	24
63.	62,27	0,92	16,25	5,12	5,07	0,06	2,26	2,08	2,07	2,67	1,10	99,87	55,5	40,6	0,4	60	35
64.	62,58	0,86	22,09	4,11	4,74	0,05	2,45	0,48	0,64	0,96	0,95	99,91	52,41	39,79	0,4	I69	27
65.	63,46	1,18	13,96	17,35	0,70	0,17	0,21	0,04	0,29	1,92	0,54	99,82	66,6	-	10,8	I13	-
66.	65,01	0,87	15,72	5,20	4,49	0,05	1,64	1,06	1,75	2,81	1,36	99,96	61,2	42,8	0,5	77,0	26
67.	68,68	0,80	16,21	6,90	0,99	0,03	1,77	0,08	0,58	3,11	0,88	100,03	22,2	-	3,58	I16	5
68.	69,68	0,33	13,69	2,82	2,43	0,01	0,82	2,69	3,93	0,87	1,12	100,02	62,2	42,8	0,54	15	28
69.	70,00	0,62	14,58	3,63	3,20	0,06	1,40	0,61	1,30	3,56	1,30	100,26	55,6	37,5	0,52	43	21
Силлиманит-гранит-биотитовые гнейсы и сланцы																	
70.	55,58	0,90	22,05	0,72	10,60	0,11	4,23	0,86	1,09	2,91	0,99	100,04	58,7	58,00	0,027	I52	32
71.	57,30	1,09	25,61	2,60	5,95	0,04	1,46	0,81	0,79	2,9	1,28	99,83	70,08	65,34	0,81	I95	40
72.	57,61	0,75	21,61	0,56	9,17	0,13	3,19	1,14	1,47	3,38	0,85	99,85	61,9	61,3	0,023	I33	31
73.	59,42	0,72	20,60	1,60	5,93	0,10	2,52	0,35	1,11	3,97	2,93	99,94	56,9	53,7	0,12	I37	14
74.	62,38	1,18	18,36	1,56	6,34	0,08	2,49	0,98	1,30	2,68	1,94	99,99	59,1	56,4	1,02	I12	30
75.	63,45	0,90	16,75	3,47	6,32	0,22	3,61	1,41	0,52	1,87	1,22	99,74	49,7	42,9	0,23	I12	61
76.	64,73	0,82	16,91	0,52	6,92	0,12	2,44	1,71	1,96	3,24	0,81	100,18	61,5	60,78	0,031	71	34
77.	65,20	0,71	16,30	2,05	5,92	0,05	2,90	0,82	1,42	3,37	1,08	99,83	53,2	48,9	0,15	88	21
78.	67,56	0,63	16,07	1,82	4,65	0,07	2,55	1,71	2,06	2,51	0,32	99,95	50,3	45,6	0,17	67	32
79.	67,92	0,91	14,11	0,50	5,88	0,03	1,81	2,28	3,09	2,22	0,98	99,73	64,2	63,4	0,03	25	30
80.	68,05	0,60	16,73	2,35	5,63	0,12	2,65	0,44	0,27	1,79	1,03	99,66	54,54	49,61	0,17	I36	55
81.	69,29	1,07	13,87	0,55	6,77	0,08	1,94	0,70	1,44	2,68	1,65	100,01	66,6	65,9	0,03	72	21
82.	69,64	0,63	14,57	1,06	3,84	0,08	2,43	1,75	2,04	2,70	0,94	99,65	46,9	43,9	0,11	50	34
83.	72,18	0,12	16,37	0,57	1,53	0,03	0,22	1,17	2,27	6,00	0,56	101,02	80,8	78,3	0,14	40	22
84.	72,62	0,40	13,01	1,13	3,73	0,05	2,45	1,20	1,80	2,80	0,10	99,29	46,3	42,7	0,13	47	28
85.	72,88	0,40	15,46	0,15	2,02	-	1,80	1,78	2,10	2,59	0,28	100,28	38,3	37,5	0,03	58	32
86.	76,51	0,84	8,69	1,30	6,29	0,06	2,72	0,35	0,17	1,97	0,98	99,86	56,8	54,4	0,09	55	51
87.	84,43	0,29	6,11	2,03	3,00	0,12	1,07	1,03	0,81	1,11	0,27	100,27	61,76	52,72	0,30	17	42
Силлиманит-гранит-кордиэритовые гнейсы и сланцы																	
88.	61,16	0,48	19,82	0,64	5,78	0,05	1,37	2,20	4,24	2,50	1,29	100,99	70,79	69,72	0,05	60	24
89.	61,60	0,75	20,61	1,52	6,98	0,11	2,89	0,73	0,56	1,91	0,28	99,71	57,14	55,55	0,09	I61	43

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
90.	62,29	0,68	19,50	2,10	4,80	0,42	3,40	0,63	0,35	1,88	4,10	100,15	44,37	39,13	0,19	156	54
91.	70,56	0,34	17,22	0,63	3,46	0,05	0,85	0,25	0,38	5,28	1,95	100,07	69,1	67,1	0,08	103	25
92.	71,56	0,33	17,03	0,67	2,16	0,03	1,46	1,90	3,26	1,68	1,00	99,84	42,62	38,59	0,15	80	35

Силлиманит-гранат-кордиерит-биотитовые гнейсы и сланцы

93.	49,64	1,75	22,91	5,49	11,12	0,10	2,46	0,63	0,85	4,46	1,03	100,35	71,3	65,9	0,2	152	28
94.	50,18	1,32	35,04	1,46	5,48	0,07	2,41	0,89	0,56	2,26	0,24	99,91	55,88	52,7	0,11	297	45
95.	50,88	1,29	25,64	4,88	8,58	0,12	4,52	0,54	0,42	1,70	98,57	51,3	44,0	0,25	218	44	
96.	53,18	1,26	24,28	5,42	7,23	0,06	2,86	1,57	1,27	1,49	1,40	100,08	59,17	45,5	0,34	176	43
97.	54,46	0,79	25,91	10,89	-	0,086	2,23	0,58	2,73	1,57	0,06	99,30	-	-	-	184	10
98.	55,63	1,15	25,82	4,99	7,44	0,13	2,36	0,93	0,42	0,72	0,50	100,00	64,37	56,15	0,29	224	88
99.	56,70	1,15	21,86	3,62	5,10	0,09	2,29	2,26	2,86	4,49	0,68	100,10	55,9	49,50	0,22	80	31
100.	56,89	0,89	18,95	4,77	9,77	0,13	3,55	1,26	1,91	1,00	0,58	99,70	60,81	54,92	0,21	122	26
101.	56,90	1,07	20,47	4,97	6,80	0,13	2,80	2,08	1,78	2,50	0,81	100,31	57,9	41,8	0,3	108	40
102.	57,27	0,99	26,00	4,60	5,49	0,10	2,08	1,14	0,42	1,58	0,45	100,12	59,69	48,0	0,37	212	63
103.	57,44	1,06	22,76	7,37	3,47	0,11	2,90	2,00	1,36	1,37	0,33	100,17	40,60	2,7	0,95	151	46
104.	57,80	1,11	23,16	3,99	5,87	0,05	3,09	0,47	0,65	2,59	1,00	99,78	47,75	43,5	0,29	183	25
105.	58,10	0,91	22,06	5,09	5,19	0,07	2,25	1,37	1,06	2,24	1,47	99,81	56,34	42,1	0,43	150	43
106.	58,36	0,91	24,49	2,86	4,77	0,08	2,02	2,57	1,00	1,98	2,58	99,62	56,89	48,9	0,27	157	60
107.	58,41	1,02	21,88	3,77	6,65	0,09	2,30	0,94	1,36	3,00	0,81	100,23	61,7	54,4	0,3	144	27
108.	59,93	0,96	20,60	4,08	5,23	0,10	3,00	1,61	1,43	1,74	1,14	99,82	49,31	38,8	0,65	132	40
109.	60,17	1,13	20,13	2,97	8,68	0,10	2,63	1,39	0,85	1,63	0,43	100,11	65,2	61,4	0,15	141	47
110.	60,34	1,06	19,93	3,40	5,95	0,10	2,06	2,18	2,41	1,89	1,10	100,44	61,65	54,4	0,51	97	21
111.	60,45	1,02	19,19	3,77	5,77	0,12	2,12	1,73	4,01	1,08	0,57	99,83	60,3	51,8	0,29	81	20
112.	60,50	0,97	20,45	4,46	4,51	-	3,90	1,14	0,92	3,04	0,54	100,43	39,37	26,5	0,44	133	41
113.	60,67	1,91	21,40	2,33	5,03	0,10	1,73	1,39	1,83	2,25	1,32	99,96	62,5	57,1	0,2	134	30
114.	60,75	1,02	22,80	3,70	7,30	0,15	1,63	0,27	0,40	1,20	1,00	100,22	71,8	66,4	0,2	200	30
115.	60,88	1,16	20,30	4,16	6,52	0,13	2,69	1,50	0,92	1,47	0,56	100,26	58,06	49,6	0,28	142	49
116.	60,95	0,94	19,30	1,61	6,16	0,06	1,95	1,38	3,08	3,70	0,89	100,02	63,9	60,9	0,11	77	21
117.	60,99	1,09	25,30	3,23	5,32	0,07	1,95	0,30	0,36	0,89	0,55	100,05	61,15	53,4	0,27	228	34
118.	61,05	19,18	0,96	3,60	5,72	0,06	2,92	1,52	1,30	1,92	2,06	100,28	52,3	43,7	0,3	120	41
119.	61,56	0,98	18,90	2,11	6,75	0,11	2,29	1,45	1,66	2,83	1,40	100,04	62,0	58,4	0,14	102	34
120.	62,58	0,77	20,90	2,76	4,06	0,09	1,70	1,91	2,87	1,87	0,57	100,08	42,66	48,1	0,69	123	16
121.	64,21	0,80	18,16	3,62	3,18	0,04	2,54	1,18	1,50	4,25	0,48	99,96	41,12	25,0	0,47	88	32
122.	65,85	0,81	16,71	3,53	5,51	0,12	2,76	1,41	0,99	1,55	0,72	99,96	53,47	45,08	0,28	108	47
123.	72,70	0,44	14,12	0,53	3,16	0,03	2,10	1,60	2,16	2,02	0,18	99,84	45,8	44,08	0,06	56	32
124.	73,22	0,49	14,27	1,41	2,28	0,05	0,35	1,13	1,50	2,78	2,30	99,77	81,58	75,8	0,29	66	30

1: Обр. 288: Биотит-гранатовый гнейс; р. Негра; Судожков в др., 1965; 2: Обр. 1179г: Биотит-гранатовый гнейс, восточная часть м-та, Мокшан, 1963; 3: Обр. 8070г: Биотит-гранатовый гнейс с редким силиманитом; р. Суши; 4: Обр. 06/1г: Гранат-биотитовый гнейс; ($P_2O_5=0,32\%$); р. Лав. Мокшан; Дманов; 1947; 5: Обр. 47г: Биотит-гранатовый гнейс; ($P_2O_5=0,08$); р. Чашула, Луцк; 1966; 6: Биотит-гранатовый гнейс; р. Аджан; Луцк; 1966; 7: Обр. 64: Гранат-биотит-шишитокиевый сланец; р. Учур, Судожков в др.; 1965; 8: Обр. 8024г: Биотит-гранатовый гнейс; р. Колодицкая; 9: Обр. 106-Бг: Гранат-биотитовый шпатогнейс; р. Тимонин; Судожков в др.; 1965; 10: Обр. 2565г: Бг: Гранат-биотитовый шпатогнейс; р. Негра, Тимонин; Судожков в др.; 1965; 11: Обр. 1854/56г: Гранат-биотитовый сланец; р. Горный (М.Никит); 12: Обр. 8142г: Биотит-гранатовый гнейс; р. Аджан; 13: Обр. 8151г: Биотит-гранатовый гнейс; р. Дуружик; 14: Обр. 8076г: Биотит-гранатовый гнейс; р. Буля; 15: Обр. 344г: Гранат-биотитовый шпатогнейс; р. Негра, Судожков в др.; 1965; 16: Обр. 84г: Гранат-биотит-шишитокиевый сланец; р. Аджан, Дрогова, 1960; 17: Обр. 3165/5г: Биотит-гранатовый гнейс; ($P_2O_5=0,23\%$, $SO_3=0,47\%$, $шп=2,50\%$); р. Каза, Гамалая, 1963; 18: Обр. 513г: Гранат-биотитовый шпатогнейс; р. Негра, Судожков в др.; 1965; 19: Обр. 8144г: Гранат-биотитовый гнейс; р. Аджан; 20: Обр. 8061г: Биотит-гранатовый гнейс; р. Чашула; 21: Обр. 8097г: Биотит-гранатовый гнейс; р. Вайурей; 22: Обр. 3396г: Гранат-биотитовый гнейс; р. Негра, Судожков в др.; 1965; 23: Обр. 8091г: Биотит-гранатовый гнейс; р. Суши;

24. Обр. 267Iб. Гранат-биотитовый плагиогнейс, (шпш=0,82%), р.Тимптон, Судовиков и др., 1965; 25. Обр. 320. Гранат-биотитовый плагиогнейс, р. Тимптон, Судовиков и др., 1965; 26. Обр. 9289а. Гранат-биотитовый гнейс, р. Иенгра, Судовиков и др., 1965; 27. Обр. 8026. Гранат-биотитовый гнейс, р. Холодникан; 28. Обр. I33I/I. Биотит-гранатовый гнейс, ($P_2O_5=0,30\%$; шпш=2,44%; $SO_3=0,04\%$), р.Бирандя, сборн В.Н.Гамалеи, 1963; 29. Обр.Б-I59. Эпитит-гранатовый плагиогнейс, ($P_2O_5=0,0I$), р. Нуям, Кудрявцев, 1966; 30. Обр. 2938/56. Биотит-гранатовый гнейс, р. М.Тарынах; 3I. Обр. 8026. Гранат-биотитовый гнейс, р. Холодникан; 32. Обр. I27-С. Биотит-гранатовый гнейс, р. Тимптон, Судовиков и др., 1965; 33. Обр. I849б/56. Биотит-кордиеритовый гнейс, р. Горелый; 34. Обр. 8I59. Биотит-кордиеритовый гнейс с крупными выделениями кордиерита, р. Алдан; 35. Обр. 8I62. Сланец с биотитом, кордиеритом, сульфидами и магнетитом, р. Алдан; 36. Обр. У-I24б. Биотит-кордиеритовый гнейс, р. Окурдан; 37. У-270. Биотит-кордиеритовый гнейс р. Окурдан; 38. Обр.У-5. Биотит-кордиеритовый гнейс, р. Окурдан; 39. Я-I48. Биотит-кордиеритовый гнейс, р. Токарикан; 40. Обр. I875а/56. Биотит-гранат-кордиеритовый сланец, р. Горелый; 4I. Обр. Мд-30. Биотит-гранат-кордиеритовый гнейс, ($SO_3=0,03$; $P_2O_3=0,02$, $CO_2=0,36$), р.М.Нимгеркан; 42. Обр. 55I. Биотит-гранат-кордиеритовый гнейс, (шпш-2,60%), р.Чуга, Судовиков и др., 1965; 43. Обр. 8049. Гранатовый гнейс с редким биотитом и кордиеритом, р. Могикта; 44. Обр. 249а/57. Биотит-гранат-кордиеритовый гнейс, р. Кабакта; 45. Обр. I3I3/I4. Биотит-гранатовый гнейс с кордиеритом, р. Бирандя, Гамалеи, 1963; 46. Обр. Мд-32. Биотит-гранат-кордиеритовый гнейс, ($SO_3=0,03$; $P_2O_5=0,02$; $CO_2=0,4$), р. М.Нимгеркан; 47. Б/Н. Гранат-биотит-кордиеритовый плагиогнейс, ($CO_2=0,42$; $H_2O^- = 0,66$), Верхне-Тимптонский р-н; 48. Обр. 8096. Биотит-гранатовый гнейс с корди-

еритом, р. Мохонька; 49. Обр. 2039а. Гранат-биотитовый плагиогнейс с кордиеритом, ($CO_2=0,58$), Холодниканский перевал, Судовиков, 1965; 50. Обр. 8148. Гранат-биотит-кордиеритовый гнейс, р.Курумкан; 51. Обр. 8136. Силлиманит-кордиеритовый сланец с редким биотитом, р. Сангар; 52. Обр. 8806/55. Силлиманит-биотит-кордиеритовый гнейс, р. Б.Тарынах; 53. Обр. 847а/55. Биотит-силлиманит-кордиеритовый гнейс, р. Б.Модемкон; 54. Обр. 825в/55. Биотит-силлиманит-кордиеритовый гнейс, р. Сильдигирь; 55. Обр.8118. Биотит-силлиманитовый сланец, ($P_2O_5=0,23$), р. Телетей; 56. Обр. 8126. Гранитизированный биотит-силлиманит-кордиеритовый гнейс, р.Низрети; 57. Обр. 8506/55. Силлиманит-биотит-кордиеритовый гнейс, р. Б.Модемкон; 58. Обр. 825а/55. Кордиерит-силлиманит-биотитовый гнейс р.Сильдигирь; 59. Обр. 8160. Биотит-силлиманит-кордиеритовый сланец, р. Амедичи; 60. Обр. 8123. Силлиманит-биотитовый гнейс, ($P_2O_5=0,26$), р. Телетей; 61. Обр. 8122. Сланец с крупноигльчатым силлиманитом, кордиеритом и гематитом, р. Алдан; 62. Обр. Мд-15. Силлиманит-биотит-кордиеритовый гнейс, ($P_2O_5=0,01$), р.М.Нимыр; 63. Обр. 8125. Биотит-силлиманит-кордиеритовый гнейс, р. Низрети; 64. Обр. 2750/56. Биотит-силлиманит-кордиеритовый гнейс, р.Б.Нихот; 65. Обр. 41а/57. Силлиманитовый сланец, р. Б.Катынах; 66. Обр. 8135. Силлиманит-биотит-кордиеритовый сланец, р. Алдан; 67. Обр. 699/55. Силлиманит-кордиеритовый сланец, р. Б.Катынах; 68. Обр. 8094. Биотитовый гнейс с графитом, сульфидами и редким силлиманитом, р. Мохонька; 69. Обр. 8306/55. Силлиманит-биотит-кордиеритовый гнейс, р. Номина; 70. Обр. 8088 - гранат-биотит-силлиманитовый гнейс, р. Нуям; 71. Обр. 391а/57 - гранат-биотит-силлиманитовый сланец, р. Боурдах; 72. Обр. 8075 - гранат-биотит-силлиманитовый сланец, р. Нуям; 73. Обр. 8055. - гранат-биотит-силлиманитовый гнейс, ($SO_3=0,10$; шпп=0,59), р. Сутам; 74. Обр.8157 - биотит-

гранат-силлиманитовый сланец, ($SO_3 = 0,70$), р. Алдан; 75. Обр. 8027 -
 силлиманит-гранат-биотитовый гнейс, р. Холодникан; 76. Обр. 8077 -
 силлиманит-биотит-гранатовый гнейс, р. Сутам; 77. Обр. 8074 -
 биотит-гранат-силлиманитовый гнейс, р. Нуям; 78. Обр. 8029 - силли-
 манит-гранат-биотитовый гнейс, р. Холодникан; 79. Обр. 8104 - сил-
 лиманит-биотит-гранатовый сланец, р. Алдан; 80. Обр. С-268 - сил-
 лиманит-биотит-гранатовый гнейс, р. Сутам; 81. Обр. 8103 - силли-
 манит-биотит-гранатовый сланец, р. Алдан; 82. Обр. 8030 - силлима-
 нит-гранат-биотитовый гнейс, р. Холодникан; 83. Обр. 416/1 - био-
 тит-гранат-силлиманитовый гнейс, р. Л.Монькр, сборы В.В. Юшманова,
 1967; 84. Обр. 1046 - гранат-биотит-силлиманитовый гнейс, р. Пр.
 Чульман, Судовиков и др., 1965; 85. Обр. 127 - гранат-силлиманит-
 биотитовый гнейс, ($ппш = 0,82$), р. Иенгра, Судовиков и др., 1965;
 86. Обр. 8133 - силлиманит-гранат-биотитовый кварцито-гнейс, р.
 Алдан; 87. Обр. Р-1713 - силлиманит-гранат-биотитовый кварцит, р.
 Чульман; 88. Обр. 1411/3. Силлиманит-кордиерит-гранатовый гнейс,
 ($п.л.л = 1,46\%$), р. Сура, сборы Ю.Н.Гамалеи, 1963; 89. Обр. 787 -
 гранат-кордиерит-силлиманитовый гнейс, ($ппш = 1,77\%$), р. Авани,
 Миронюк. 1964; 90. Обр. 3012/56 - гранат-силлиманит-кордиеритовый
 гнейс, р. Тимптон, у устья р. Бугорыкты; 91. Обр. 8161 - гранат-
 кордиерит-силлиманитовый гнейс, р. Алдан; 92. Обр. 638 - гранат-
 кордиерит-силлиманитовый гнейс, ($ппш = 0,66\%$), р. Иенгра, Судовиков
 и др., 1965; 93. Обр. 8134. Силлиманит-гранат-биотит-кордиерито-
 вый сланец, р. Алдан; 94. Обр. И-17. Биотит-гранат-силлиманит-
 кордиеритовый сланец, р. Б.Катынах; 95. Обр. 530/55. Биотит-
 силлиманит-гранат-кордиеритовый гнейс, р. Тигилинах; 96. Обр.
 501а/55. Силлиманит-гранат-кордиерит-биотитовый гнейс, р. Сильди-
 гирь; 97. Обр. 6148. Гранат-биотит-силлиманит-кордиеритовый гнейс,
 ($ппш = 0,32\%$, $P_2O_5 = 0,11\%$), р. Бугорыкта, сборы Ф.И.Червоного, 1967;
 98. Обр. 2016/57. Гранат-кордиерит-биотит-силлиманитовый гнейс,

р. М.Катынах; 99. Обр. 8147. Гранат-биотит-силлиманит-кордиеритовый гнейс, р. Алдан; 100. Обр. 149е/57. Гранат-биотит-силлиманит-кордиеритовый гнейс, р. Б.Катынах; 101. Обр. 8150. Биотит-гранат-силлиманит-кордиеритовый гнейс. р. Курумкан; 102. Обр. И-2. Биотит-гранат-силлиманит-кордиеритовый сланец, р. Б.Катынах; 103. Обр. Т-3. Биотит-гранат-силлиманит-кордиеритовый сланец, р. Б.Тарынах; 104. Обр. 823а/55. Силлиманит-гранат-кордиерит-биотитовый гнейс, р. Сильдигирь; 105. Обр. 2692/56. Гранат-биотит-силлиманит-кордиеритовый гнейс, р. Б.Нихот; 106. И-3. Биотит-гранат-силлиманит-кордиеритовый сланец, р. Б.Катынах; 107. Обр. 8145. Биотит-гранат-кордиерит-силлиманитовый гнейс, р. Алдан; 108. Обр. 2751б/56. Гранитизированный биотит-кордиерит-силлиманит-гранатовый гнейс, р. Б.Нихот; 109. Обр. 8163. Биотит-гранат-силлиманит-кордиеритовый сланец, р. Алдан; 110. Обр. 450а/55. Кордиерит-силлиманит-биотит-гранатовый гнейс, р. Сильдигирь; 111. Обр. 149д/57. Биотит-гранат-силлиманит-кордиеритовый гнейс, р. Б.Катынах; 112. Обр. Т-2. Биотит-гранат-силлиманит-кордиеритовый сланец, р. Б.Тарынах; 113. Обр. 8138. Биотит-гранат-силлиманитовый гнейс с кордиеритом, р. Алдан; 114. Обр. 8141. Силлиманит-гранат-кордиерит-биотитовый сланец, р. Алдан; 115. Обр. 463/57. Гранат-биотит-силлиманит-кордиеритовый гнейс, р. Боурдах; 116. Обр. 8158. Биотит-гранат-силлиманитовый сланец с кордиеритом р. Алдан; 117. Обр. 465/56. Силлиманит-гранат-кордиерит-биотитовый сланец, р. Б.Нихот; 118. Обр. 8152. Биотит-гранат-силлиманит-кордиеритовый гнейс, р. Курумкан; 119. Обр. 8153. Гранат-биотит-силлиманит-кордиеритовый гнейс, р. Курумкан; 120. Обр. И-1. Биотит-гранат-силлиманит-кордиеритовый сланец, р. Б.Катынах; 121. Обр. Т-1. Биотит-гранат-силлиманит-кордиеритовый сланец, р. Б.Тарынах; 122. Обр. 1042а/56. Гранат-биотит-силлиманит-кордиеритовый гнейс, р. Кайыпты; 123. Обр. 126. Гранат-силлиманит-кордиерит-биотитовый гнейс, (шп=0,80), р. Иенгра, Судовиков и др., 1965; 124. Обр. 1873в/56. Биотит-гранат-силлиманитовый кварцито-гнейс, р. Горелый. Образцы без авторских ссылок- сборы автора.

полевошпатовым прослойкам приурочены окатанные зерна циркона, монацита, рутила, ксенотима и др.

Ортоклаз и микроклин образует изометричные, округлые, таблитчатые, полигональные или неправильные зерна размером от 0,1 до 7 мм, микроклин ксеноморфен по отношению к кварцу и плагиоклазу. Цвет полевых шпатов белый, кремовато-желтый, красновато-серый, красный. В них содержатся включения кварца, биотита, силлиманита и пылевидного материала. Двойниковая решетка не всегда выражена четко. Часто встречаются несдвойникованные триклинные калиевые полевые шпаты. Замер в ортоклазах 2γ ($78-84^\circ$) и угла α_{111} $=5-9^\circ$ позволяет относить их к низкому ортоклазу (моноклининная сингония), близкого к нерешетчатому микроклину. Переход ортоклаз-микроклин осуществляется при гранитизации пород или незначительной их деформации. Подобная закономерность для гранулитов отмечена П. Эскола (1952). Вначале ортоклаз приобретает волнистое и пятнистое угасание, затем появляются тонкие двойниковые полоски, постепенно разрастающиеся в обычную микроклиновую решетку. Калиевые полевые шпаты содержат пертиты, которые в кордиеритовых и гранатовых разностях обычно отмечаются в небольших количествах, в других, особенно в биотитовых, лейкократовых и калишпатовых, они развиты довольно интенсивно. Обычно пертиты сосредоточены в центральных частях зерен. Это волосовидные, струйчатые, стеблевидные, линзовидные, эллипсовидные, веретеновидные вростки размером 0,08 мм, обычно ориентированные параллельно вертикальной оси кристалла. В сечении (001) пертиты имеют неправильную или округлую форму. Система пертитовых вростков гаснет почти одновременно. Некоторые зерна имеют две системы пертитов, что создает картину микроклиновой решетки. Содержание пертитов составляет 4-20%. Состав их соответствует альбиту № 2-8, в частности ортоклаз из силлиманит-

товых кварцитов содержит до 6,2% альбита и 0,8% цельзиана (Маракушев, 1958). Некоторые крупные вроски полисинтетически sdвойнированы по альбитовому закону и обычно относятся к пертитам распада. Кроме пертитов распада присутствуют сегрегационные пертиты, отличающиеся от первых более крупными размерами и менее правильной формой выделения. В редких случаях отмечаются изометричные включения плагиоклазов. В единичных случаях отмечен анортитоклаз.

Плагиоклаз образует изометричные, округлые, вытянутые, таблитчатые, эллипсоидные, неправильные зерна с ровными и плавными ограничениями. Размер индивидов колеблется от 0,1 до 4 мм. Плагиоклаз явно ксеноморфен по отношению к кварцу. В нем отмечаются пылевидные и газовой-жидкие включения, а также округлые зерна кварца, магнетита, гематита и чешуйки биотита. Зональных разностей не отмечено. Они sdвойнированы по альбитовому, реже по переклиновому и карлсбадскому законам, есть несдвойнированные разности. Состав плагиоклаза колеблется в пределах от 12 до 86% An, наиболее часты № 30-40. Характерно, что даже в пределах одного штуфа или шлифа колебания широки. Наиболее основные плагиоклазы отмечаются в сланцах, а также на контактах с амфибол-диопсидовыми породами. В гнейсах более лейкократовых и более калишпатовых плагиоклазы кислее. Плагиоклазы, включенные в гранат, всегда более основные, чем плагиоклаз основной массы с разницей на 7-10 номеров. В частности, эти замеры показали следующие номера: 36-45, 28-38, 42-49, 37-47 и т.д. Это объясняется кристаллизацией на ранних этапах более основного плагиоклаза и последующим раскислением плагиоклазов. При увеличении в породе кордиерита и силлиманита плагиоклаз становится кислее. В частности, в одной пачке пород гранат-биотит-силлиманитовые породы имеют плагиоклаз № 30-35, а гранат-силлиманит-кордиеритовые - № 24-26. Отмечено, что в полосчатых породах плагиоклазы соседних полос имеют разный средний

состав с разницей в 10-20% Al_2O_3 . Плаггиоклазы нередко содержат антипертиты, особенно в основных разностях: короткие брусковидные гомоосевые и волосовидные включения; более часты антипертиты замещения (микроклин), размещающиеся вдоль спайности и двойниковых швов. В них отмечаются более или менее изометричные включения калиевого полевого шпата.

Кордиерит представлен неправильными, вытянутыми по слоистости линзовидными, округлыми, изредка таблитчатыми зернами с зазубренными и плавными ограничениями и их агрегатами размером до 5 мм в поперечнике. Крупные вытянутые зерна почти всегда субпараллельные слоистости. Иногда наблюдается четкая ориентировка зерен кордиерита, ассоциирующегося с субпараллельными индивидами силлиманита и биотита. Зерна обычно трещиноваты, спайность по 010 выражена плохо. В шлифах кордиерит фиолетовые, синеватые, голубоватые или реже желтовато-зеленоватые. В шлифе он прозрачен, бесцветен, не плеохроирует. В качестве включений в кордиерите отмечены: силлиманит, биотит, кварц, шпинель, гематит, магнетит, циркон, апатит, ксенотим, монацит, демортерит и графит. Специфическими являются включения силлиманита, представленные обильными субпараллельными короткостолбчатыми зернышками и иглками, причем их ориентировка непостоянна, они изгибаются или образуют "завихрения", реже — субпараллельны слоистости. Количество этих включений обычно уменьшается к центру зерна.

Для части зерен кордиеритов характерны плеохроирующие дворники с диаметром до 0,5 мм, вокруг точечных выделений циркона, монацита и ксенотима. Наиболее четко дворники наблюдаются в разрезах по 001 (ось N_r). Окраска дворников концентрическая — внутренняя зона бесцветна или слабо-желтоватая, наружная — ярко-желтая, лимонно-желтая. Ширина внутренней и внешней зоны примерно равна. Плеохроизм резкий, наибольшая густота по N_r , по N_g , они

бесцветны. Двойники отмечены и в скрещенных николях, внутренняя зона слабоизотропна, а внешняя — имеет двупреломление до 0,023. Большинство зерен кордиерита имеет сложное полисинтетическое двойникование, причем двойникование более четкое в лейкократовых калишпатовых разностях пород. Небольшие зерна кордиерита обычно двойников не несут. Полисинтетические двойники по (110) или (130) полосчатые, выклинивающиеся, копьевидные, висячие, нередко пересекаются под углом 60° . Это обычно бавенские двойники (021) с плоскостью срастания двойников (110). Секториальные двойники чрезвычайно редки. $n_x = 1.536-1.555$, $n_y = 1.531-1.548$. Двупреломление 0,007-0,010, иногда увеличивается до 0,011, дисперсия оптических осей слабая, $r < v$, реже $r > v$. Угол оптических осей колеблется от -46° через $\pm 90^\circ$ до $+88^\circ$ даже в пределах одного зерна. Преобладают отрицательные разности. Железистость кордиерита варьирует от 14,9 до 36,1%. Чем выше железистость породы, тем выше железистость кордиерита. Наименьшая железистость кордиерита отмечена в породах, не содержащих других железо-магнезиальных минералов. Кордиериты, находящиеся в ассоциации с гранатом, более железисты, чем ассоциирующиеся с биотитом.

Гранат образует округлые, неправильные, порфиробластические, линзообразные и идиоморфные зерна нередко со сложным контуром линии ограничения. Зерна граната обтекаются чешуйчато-игльчатым агрегатом силиманита и биотита, редко наблюдаются структуры снежного кома. Распределение граната в породе неравномерное или он образует цепочки зерен, параллельные слоистости. Размеры выделений колеблются от 0,01 до 10 мм в поперечнике. Макроскопически он красный, красно-бурный, бурый, в проходящем свете бесцветный, сероватый, розоватый, без следов оптических аномалий. Большинство зерен трещиноваты или ситовидны за счет включений кварца, магнетита, реже биотита, силиманита, плагиоклаза,

гиперстена, рутила, шпинели, корунда, графита. Включение графита и силлиманита обычно субпараллельно слоистости, $n = 1,774-1,805$. На диаграмме составов (Кулиш, 1967) гранаты образуют относительно узкую полосу, параллельную линии, что говорит о выдержанном составе в отношении кальциевого компонента и широких колебаниях в отношении $Mg/Fe=Mn$. Последнее находит отображение в том, что $f = 54,0-80,0\%$. В безбиотитовых разностях андрадит отсутствует. В некоторых разностях отмечен скиагит до 1,3%.

Биотит в породе наблюдается в виде субпараллельных пластинок и чешуек, имеющих ровные края, реже наблюдаются слабозазубренные ограничения. Они имеют размеры от 1 до 5 мм при толщине от 0,01 мм до 2 мм. Содержание биотита колеблется от 1% до 50%, а иногда количество его увеличивается вплоть до образования пропластков и линзочек слюдита. Биотит тяготеет к обособлениям магнетита, граната и силлиманита. Биотит почти всегда распределен субпараллельно, хотя в ряде случаев наблюдается отклонение от плоскости слоистости до 20° . Он располагается чаще всего между зернами минералов с ровными линейными границами; более мелкие чешуйки биотита образуют включения в других минералах; не всегда выдерживающие взаимопараллельную ориентировку. Более крупные индивиды биотита нередко прорастают насквозь другие минералы (кордиерит). Как включения в биотите отмечены кварц, магнетит, гематит, рутил, монацит и циркон. Вокруг монацита и циркона нередко наблюдаются плеохроические дворники.

Биотит обладает четким плеохроизмом, однако разной густоты и окраски, даже в сопредельных слойках. Наиболее густая окраска и резкий плеохроизм наблюдается в биотитах из гранат-магнетит-содержащих пород. Эти свойства биотитов обусловлены высоким содержанием в них Fe^{2+} . Ng - темно-бурый, бурый, коричневый, красно-бурый, иногда черно-бурый. Np - светло-коричневый, желтый, бес-

цветный. Зеленоватые оттенки появляются в биотитах с повышенным содержанием Fe²⁺. В лейкократовых и кордиеритовых разностях пород биотиты светлее за счет пониженной их железистости и титанистости. Красные оттенки биотитов являются характерной чертой пород, содержащих калиевые полевые шпаты, причем у них при одинаковой густоте окраски $n_{\text{пл}}$ выше, чем у коричневых и бурных. Это связано, вероятно, с заметными содержаниями t_1 при более низкой t .

$n_{\text{пл}} = 1,628 - 1,680$. Во всех биотитах истонит-сидерофиллитовый ряд преобладает над флогопит-аннитовым. Железистость колеблется в пределах 17,0-55,5%, в среднем 45,3%. Наиболее железистые биотиты отмечены в ассоциациях с Gr, причем, чем выше железистость граната, тем выше железистость биотита. Наименее железистые разности отмечаются в ассоциации с Coq. В породах с магнетитом биотит более железист, чем в гематитовых.

Силлиманит обычно содержится до 25%, редко его количество возрастает до 90% в силлиманитах, которые слагаются также кварцем (10-30%), гематитом и магнетитом (3-10%). Он наблюдается в виде коротких и удлиненных игл и призм с хорошо выраженной призматической спайностью сноповидных агрегатов, игольчатых пропластков и реже пластинчатых зерен. Отмечается вертикальная штриховка. Концы игл тупые, без концевых граней, как бы обломанные. Характерна поперечная отдельность. В поперечном сечении иглы четырехугольные, иногда со сглаженными ребрами. Размер индивидов колеблется от 0,05 x 0,004 мм до 20 x 4 мм, в среднем 4 x 0,5 мм. Обычно иголки силлиманита и сноповидные агрегаты вытянуты вдоль сланцеватости. Силлиманит в шлифах бесцветный, крайне редко слабо-зеленоватый или розоватый, желтоватый, плеохроирующий до бесцветного, а в больших скоплениях буроватый, $+2V = 20-25^\circ$, $n_g = 1,677 - 1,686$, $n_p = 1,662$, реже до 1,667. При малых содержаниях мелкие иглы и призмы силлиманита образуют в зернах кварца и кордиерита ориенти-

рованные, беспорядочные включения. Более крупные иглы зачастую прорастают несколько кварцевых зерен, не изменяя ни формы, ни направления. Часто иглы и призмы концентрируются по плоскости сланцеватости, образуя существенно силлиманитовые пропластки. Иногда отмечаются скопления игл и призм в своеобразные пучки и снопы, что придает структуре сноповидный характер. Иглы и призмы располагаются параллельно, вытянуты по падению в плоскости слоистости, реже имеют свободную ориентировку, образуя своеобразную решетку, что указывает на незначительные дифференциальные движения по этим плоскостям. Наблюдаются мономинеральные линзовидные выделения силлиманита; иногда значительных размеров (20 x 4 см). Фибролит отмечается в единичных случаях в зернах кордиерита. Обычно силлиманит чист от включений, но изредка в нем отмечаются магнетит, шпинель, графит, гематит.

Магнетит - неправильные, округлые, вытянутые зерна и агрегаты, образующие пропластки и цепочки, или формирующие рудные линзы с содержанием его до 92%. Размер индивидов колеблется от 0,01 x 0,01 до 3 x 3 мм, изредка достигая 6 x 6 мм. Магнетит тяготеет к железо-магнезиальным минералам. Более мелкие выделения образуют включения в кварце, гранате и других минералах. В магнетитах со значительным содержанием титана наблюдаются выделения ильменита в виде тонких вытянутых субпараллельных полосок. Иногда такие полоски имеют два направления. В некоторых породах магнитные векторы большинства зерен магнетита совпадают, что создает локальные магнитные аномалии. Включения в магнетите представлены цирконом, кварцем, силлиманитом и зеленой шпинелью.

Титаномгнетит встречается значительно реже, в виде отдельных зерен среди магнетита или гематита. В единичных случаях наблюда-

лись отдельные пропластки, содержащие только титаномагнетит. Форма и размеры зерен не отличаются от магнетита и гематита. В титаномагнетите видны полосчатые или решетчатые структуры распада твердого раствора магнетит-ильменита.

Ильменит образует самостоятельные зерна очень редко и обычно встречается в виде вростков в других железистых минералах. Форма зерен округлая, неправильная, угловатая, пластинчатая, наблюдаются иногда шестигранные пластинки со скошенными гранями, на которых изредка развита штриховка. Цвет железо-черный, поверхность матовая. В ряде случаев отмечены маломощные пласты массивных рутил-содержащих кордиерит-гранатовых и кордиерит-флогопитовых гнейсов с послойным распределением рутила.

Гематит отмечается в виде разрозненных зерен или формирует мономинеральные агрегаты и прослойки, согласные слоистости и иногда сочетающиеся с магнетитовыми выделениями. Он тяготеет к биотиту, кордиериту и силлиманиту, достигая местами в силлиманит-кордиеритовых породах 20%. Гематит представлен округлыми, уплощенными, пластинчатыми зернами и тупыми ромбоэдрами с редкими включениями кварца и силлиманита. Он содержит повышенное количество марганца и титана (до 1,24% TiO_2 по Д.П. Сердюченко, 1960). В гематите наблюдаются структуры распада, выделения имеют вид полос, лент, линзочек или просто округлых зерен. В большинстве случаев это выделения ильменита и магнетита (особенно округлые). Количество выделений ильменита зависит от содержания титана в гематите, их размеры находятся в прямой зависимости от величины зерна гематита. В разрезах, параллельных (0001), эти выделения имеют форму лапчатых образований. Выделения в гематите имеют две генерации. Более ранняя - выделения ильменита в гематите; более поздняя - выделения гематита в обособлениях ильменита. Эти структуры объясняются П. Рамдором (1962) тем, что при высоких темпе-

ратурах значительные количества TiO_2 растворяются в гематите. В редких случаях в гематите отмечаются тонкие, полисинтетические двойники.

Шпинель (плеонаст) преимущественно развита в кордиеритовых малокварцевых разностях. Она зеленая, изотропная, отмечается также как включения в гранате, биотите, магнетите, кордиерите и sillimanite. Шпинель всегда образует сростания с магнетитом. Нередки скелетные формы, иногда наблюдается венцовая структура, при которой шпинель окаймляется sillimanite, или гранатом, или кордиеритом, или магнетитом. Шпинель содержит включения биотита и графита. Соприкосновения с кварцем и полевошпатами крайне редки. Шпинель имеет следующие характеристики (обр.Т-1): $n = 1.800$, $d = 4.16$; (обр.Т-2) $n = 1.802$, $d = 4.18$; (обр.Т-3) $n = 1.799$, $d = 4.11$; (обр.275) $n = 1.799$, $d = 4.16$. По таблице Трегера (1958) она имеет $\mu = 71-74\%$. Шпинель является наиболее железистым минералом в парагенезисах этих пород.

Хромит- угловатые обломки черного цвета, просвечивающие в тонких сколах зеленоватым цветом. Графит образует мелко- и крупно-чешуйчатые удлиненные пластинки, группирующиеся в линзочки, цепочки, полоски, субпараллельные гнейсовидности.

Остальные минералы обычно отмечаются в протолочках. Турмалин (черн.) (до 5%) - темно-зелено-бурые полупрозрачные обломки столбчатых кристаллов с изстриженными гранями или сростки зерен. Диморфтерит - единичные зерна в биотит-кордиеритовых участках плеохроирующие: Mn - кобальтово-синий, Ca - бесцветный. Пирит- угловатые, неправильные, вытянутые, изометричные латуно-желтые зерна с редкими гранями кубов. Некоторые агрегаты имеют зернистое строение, а иногда сростаются с графитом, магнетитом и биотитом. Халькопирит - угловатые неправильные зерна, ассоциирующиеся с

пиритом, цвет латунно-желтый с зеленоватым оттенком. Арсениопирит - редкие угловатые, неправильные зерна свинцово-серого цвета, агрегатно-зернистого сложения, иногда покрыты пленкой скородита. Галенит - свинцово-серые, прямоугольные, со ступенчатым изломом, таблитчатые зерна. Изредка отмечаются зерна блеклых руд, молибденита и др. Сульфиды наиболее часто отмечаются в приконтактовых частях пласта, соприкасающегося с основными породами, в биотит-графитовых и биотит-турмалиновых породах, в гематитовых породах отсутствуют совершенно.

Корунд образует угловатые и таблитчатые зерна, розоватые, розовато-серые и розовато-сиреневые, прозрачные. Некоторые зерна несут включения графита. Андалузит - зерна и призматические кристаллы, прозрачные, бесцветные, иногда серые или белые, местами с углистым веществом. Сапфирин - зеленовато-синий, плеохроирующие зерна угловатой формы. Сапфирин и корунд отмечаются в биотит-кордиеритовых выделениях.

Гиперстенсодержащие гнейсы и сланцы

Эти породы залегают преимущественно среди чарнокитов или в ассоциации с другими высокоглиноземистыми породами. Полосчатость обусловлена сочетанием кварц-полевошпатовых полос с полосами, обогащенными темноцветными минералами, причем в последних отмечаются чередования моно- и полиминеральных слоев (рис. I4, I5)!. Меланократовые слои всегда более мощные, чем лейкократовые. Более развиты плагиогнейсы, реже гнейсы и сланцы и изредка гранат-гиперстен-магнетит-кварцевые породы с содержанием темноцветных до 80% и магнетита до 60%. Химический состав пород приведен в табл. 6.

Породы слагаются плагиоклазом (I0-70%), кварцем (I0-70%), биотитом (I-30%), гранатом (I-25%), гиперстеном (I-25%) и магнети-

Таблица 6

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ КВАРЦОВЕЧАВКИ ТИПЕРСТОНОВЫХ ПЕКОВ

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Σ	δ	η	λ	μ ₃₁	
1:	53,00	0,33	3,64	2,17	30,30	3,10	2,04	0,09	0,09	0,44	100,29	84,6	84,2	0,08	46	
2:	59,02	0,12	2,46	8,18	17,14	0,09	9,60	0,69	0,20	0,11	99,78	50,2	44,2	0,20	8	
3:	62,68	0,36	7,00	10,63	13,78	0,21	2,40	2,38	0,07	0,08	99,79	76,4	67,98	0,34	28	
4:	63,47	1,40	13,20	2,53	9,00	0,24	2,60	4,43	2,01	0,99	99,80	65,78	62,64	0,128	8	
5:	64,90	1,36	14,98	4,96	8,12	0,34	1,96	2,28	1,36	0,41	99,74	70,6	63,8	0,26	76	
6:	66,77	0,10	16,69	0,82	3,20	0,05	1,95	4,60	3,01	1,35	100,16	48,4	46,4	0,11	20	
7:	67,22	0,61	16,46	1,07	3,13	0,02	1,78	4,07	3,12	3,26	100,97	50,5	45,8	0,13	5	
8:	68,98	0,72	18,98	2,70	5,08	0,14	5,68	5,68	1,08	2,61	100,08	33,80	27,9	0,23	19	
9:	69,79	1,04	14,82	2,73	8,80	0,17	6,04	3,02	2,78	2,08	99,68	49,69	46,8	0,23	24	
10:	69,15	1,20	16,00	0,01	9,48	0,16	5,08	3,85	3,60	1,80	99,71	51,87	44,8	0,05	64	
11:	69,44	0,90	17,36	0,91	7,61	0,15	4,97	2,12	1,21	4,77	99,83	46,2	44,8	0,08	35	
12:	66,44	0,28	15,16	0,48	5,60	0,13	1,99	1,35	2,10	5,35	100,38	62,4	61,4	0,08	26	
13:	71,80	0,50	5,38	8,82	9,88	0,99?	2,59	0,38	0,09	0,10	99,87	69,68	66,9	0,39	62	
14:	71,64	0,74	8,14	2,52	11,08	0,39	3,49	0,61	0,15	0,43	99,61	64,55	61,8	0,1	74	
15:	73,23	0,68	6,84	3,76	7,90	0,08	4,76	0,24	0,34	1,55	99,67	48,45	42,6	0,2	40	
16:	62,76	1,29	19,86	4,67	6,33	0,10	4,82	3,90	2,13	2,08	1,64	99,37	65,18	65,68	0,32	57
17:	59,43	1,44	15,82	6,50	7,94	0,37	6,36	2,58	0,80	0,60	0,78	100,32	34,81	21,67	0,52	96
18:	62,30	1,01	15,63	3,36	5,28	0,11	5,06	2,74	3,22	0,55	99,63	36,73	29,14	0,29	50	
19:	66,66	0,51	16,29	1,43	3,27	0,05	4,06	2,00	4,69	0,74	0,19	99,99	31,00	26,5	0,20	43
20:	67,46	0,64	16,64	1,22	3,30	0,02	1,77	1,30	3,04	4,46	0,04	99,65	51,1	46,9	0,15	31
21:	70,92	0,63	12,27	0,46	5,73	0,09	1,28	1,79	0,94	0,94	99,89	39,60	39,67	0,03	72	
22:															23	

1. Собрать 1. Эмвент, р. Сунгай, Обр. 8060 - типерстон-белит-гранатовый гнейс, р. Мокатай 5. Обр. 8-1866 - гранит-типерстон-магнезит-кварцовый сланец, р. Сунгай; 4. Обр. 8-1863 - гранит-типерстонный граунит, р. Сунгай; 5. Обр. 8-28 - гранит-типерстонный гнейс; р. Бутоянга; 6. Обр. 8-34 - гранит-белит-гранатовый гнейс; р. Бутоянга; 7. Обр. 8-461 - гранит-типерстонный гнейс; р. Мокатай; 8. Обр. 8061 - типерстон-белит-гранатовый гнейс, р. Сунгай; 9. Обр. 8-27 - гранит-типерстонный гнейс; р. Сунгай; 10. Обр. 8-31 - гранит-белит-типерстонный сланец, р. Сунгай; 11. Обр. 8054 - типерстон-белит-гранатовый гнейс, р. Мокатай; 12. Обр. 8-2118 - гранит-типерстон-белитовый гнейс, р. Сунгай; 13. Обр. 8-346 - гранит-белит-типерстонный сланец, р. Бутоянга; 14. Обр. 8-346 - гранит-белит-типерстонный сланец, р. Бутоянга; 15. Обр. 8-33 - гранит-белит-типерстонный сланец и коралект, р. Бутоянга; 16. Обр. 8-318 - магнезит-белит-гранит-типерстонный магнезит; 17. Обр. 8-05 - магнезит-гранит-белит-типерстонный гнейс, р. Сунгай; 18. Обр. 14556 - гранит-белит-коралект-типерстонный сланец, р. Мокатай; 19. Обр. 8050 - гранит-коралект-типерстонный гнейс; 20. Обр. 8050 - гранит-типерстонный гнейс с разн. белитом (M = 1,622); 21. Мокатай 20. Обр. 1364 - гранит-типерстонный гнейс с коралектом, (M = 0,56); 22. р. Венгра, Сулоянск в Апр. 1966? 218 Обр. 8-130 - гранит-коралект-белит-типерстонный гнейс, р. Сунгай

Все образцы, кроме 16, 20 - сблж. автора

том (0,5-10%), ортоклазом и микроклином (0-50%), иногда кордиеритом (до 12%), силлиманитом (до 12%) и графитом (до 10%). С уменьшением темноцветных минералов количество кварца обычно возрастает. Акцессорные минералы: циркон, монацит, рутил (до 3%), апатит, шпрингит, пирротин. Наиболее часто отмечаются гиперстен-биотит-гранатовые породы, реже кордиеритсодержащие разности и в единичных случаях - породы с ассоциацией гиперстен-силлиманит.

Плагиоклаз представлен угловатыми, таблитчатыми, порфиробластическими, изометричными, неправильными, разновеликими зернами. Плагиоклаз № 30-50, реже до 17 или 82, - $2V = 74-79^\circ$. С увеличением в породе ортоклаза, микроклина, кварца и уменьшением граната, гиперстена и биотита они становятся кислее. Мельчайшие включения гематита придают плагиоклазам коричневый или табачный цвет (Коржинский, 1936). Отмечаются мелкие включения кварца, граната и гиперстена. Плагиоклазы двойникованы по альбитовому, реже переклиновому и сложным законам. В плагиоклазах пород развиты антипертитовые вросстки брусковидной, таблитчатой, волосовидной, линзовидной пятнистой и других форм. Они размещаются вдоль спайности, субпараллельные оси C , а также вдоль трещин, не связанных с кристаллическим строением. Антипертиты представлены триклинизированным ортоклазом и микроклином, имеют размеры от 0,01 до 0,3 мм, составляют 3-30% и распределены неравномерно. С увеличением ортоклаза и микроклина количество антипертитов в плагиоклазе увеличивается, размеры их индивидов возрастают. С возрастанием содержания антипертитов плагиоклазы становятся кислее.

Ортоклаз представлен разновеликими индивидами, более ксеноморфными и с более неровными ограничениями, чем плагиоклаз. Он формирует линзочки и полоски, реже шпильки. В виде включений отме-

чаются кварц и плагиоклаз. По свойствам: $-2V = 61-85^\circ$, $n_g = 1,525$, $n_p = 1,520$, он тяготеет к нерешетчатому микроклину. Почти всегда содержит волосовидные, струйчатые, ленточные, веретеновидные, ветвящиеся и точечные взаимопараллельные и другие разнообразные пертиты. Содержание пертита неравномерное даже в пределах одного зерна и колеблется от 3 до 40%, размеры достигают 0,01-0,2 мм. Пертиты относятся к альбит-олигоклазу. Пертиты вытянуты вдоль спайности 010, 110, реже 201, 011, а также сосредоточиваются по трещинам, вскрыт включений кварца и т.д. Микроклин отмечается реже, имеются sdвойникованные и несдвойникованные разности. Количество калиевого шпата увеличивается в биотитовых разностях. Кварц - округлые, угловатые вытянутые или неправильные зерна с иголками рутила. С увеличением количества кварца величина его зерен увеличивается. Макроскопически он нередко голубоватый.

Силлиманит формирует игольчатые, короткостолбчатые, таблитчатые, призматические индивиды и агрегаты (линзовидные, сноповидные), субпараллельные слоистости, в большей мере развиты в лейкократовых и биотитсодержащих прослойках. Он содержит редкие включения магнетита и ильменита. Вокруг силлиманита местами развиты полные и незамкнутые кварцевые и микроклиновые каемки, как бы разъедающие силлиманит, изолируя его от ортоклаза и гиперстена. Редко отмечаются соприкосновения, срастания гиперстена и силлиманита, а также пойкилитовые включения силлиманита в гиперстене без реакционных взаимодействий. Чаще силлиманит и гиперстен пространственно разобщены.

Кордиерит образует изометричные, линзовидные, неправильные, овальные, угловатые зерна с полисинтетическими двойниками,

$n_g = 1,539-1,550$, $n_p = 1,530-1,538$, $-2V = 76-84^\circ$, $f = 16-28\%$.

Биотит - чешуйки и пластинки, тяготеющие к магнетиту, реже к гиперстену и гранату. Количество биотита увеличивается в более кварцевых и ортоклазовых разностях. В меланократовых пропластках окраска биотита гуще. Плеохроизм резче, N_m выше, чем в лейкократовых и кордиеритовых, что вообще характерно для высокоглиноземистых пород. Он плеохромует: N_g - бурый, коричневый с красным, а в калишпатовых разностях иногда с зеленоватыми оттенками; N_r - желтый, светло-желтый, в лейкократовых разностях до бесцветного. $N_m = 1.629-1.672$, $r = 28,5-54,0\%$ более высокие их показатели характерны парагенезисам с гранатом.

Гранат - округлые, порфиробластические, линзовидные, неправильные зерна с плавными и сложными ограничениями. Обычно он обогащает определенные прослойки в породе. Гранаты трещиноваты, содержат включения кварца, реже биотита, магнетита, гиперстена, плагиоклаза. Включения иногда обильные, что создает скелетную форму зерна, причем кварц включений имеет ровное погасание, тогда как в массе породы - мозаичное. В проходящем свете гранат бесцветен, сероват или слабо розоватый. $n = 1.760-1.800$, $r = 41-80\%$. Состав характеризуется колебанием спессартина 0,6-4,3%, андрадита - 2,2-7,3% и гроссуляра 0-13%. Содержание гроссуляра уменьшается в кислых породах, а андрадита увеличивается в калишпатовых. Железистость и марганцевитость увеличивается с повышением этих величин в породе. Наибольшая железистость характерна для гиперстен-биотитовых разностей, наименьшая - для кордиеритовых. Наименьшее колебание железистости присуще гранат-гиперстен-биотит-кордиеритовому парагенезису.

Гиперстен формирует округлые, вытянутые, ксеноморфные угловатые и неправильные зерна с плавными, сложными, изрезанными контурами. Макроскопически черно-бурый, бурый. Он содержит редкие вклю-

чения плагиоклаза, биотита, магнетита, реже кварца и граната. Плеохроизм четкий, более сильный в кварцитах и гранат-гиперстеновых разностях, более слабый или почти незаметен в лейкократовых и Cor+Vt разностях: Ng - зеленый, серо-зеленый, голубовато-зеленый, светло-зеленый; Nm - розовато-желтый; Np - желтовато-розовый, розовый, светло-розовый, желтоватый, бесцветный. С резко плеохроирующим гиперстеном ассоциирует розоватый в шлифах гранат, с уменьшением плеохроизма окраска граната уменьшается или исчезает. $n_g = 1,701-1,740$, $n_p = 1,687-1,721$, $n_g - n_p = 0,012-0,016$, $\sigma_{Ng} = 0-9^\circ$, $2v = 48-88^\circ$; $r = 21-55\%$, уменьшаясь в лейкократовых и кордиеритовых разностях и увеличиваясь в ассоциациях с гранатом. Содержание Al_2O_3 в гиперстенах повышено особенно в маложелезистых гиперстенах и гиперстенах из безбиотитовых и безортоклазовых пород.

Магнетит наблюдается в виде округлых, вытянутых, точечных или угловатых зерен, то рассеянных по породе, то тяготеющих к меланократовым пропласткам и другим темноцветным минералам. В нем иногда отмечаются включения шпинели. Отмечаются пластинчатые зерна ильменита и зерна титаномагнетита. Удлиненные пластинки графита тяготеют к полоскам, обогащенным биотитом.

В Сутамском районе и, реже в других местах среди гиперстен-магнетитовых, диопсид-магнетитовых и других существенно кварц-магнетитовых пород, а также среди гиперстеновых гнейсов и сланцев отмечены согласные пластины и линзы, гранат-магнетитовые, гранат-гиперстен-магнетитовые породы и эвлизиты. Породы грубополосчатые, массивные. Они состоят из граната (до 20%), гиперстена (до 50%), магнетита (до 80%), кварца (до 40%). Менее развиты апатит и плагиоклаз ($A^{\#} 50-65$). Железистость граната достигает 90%. Основность плагиоклаза увеличивается с увеличением содержания магнетита.

В.И.Кипул (личное сообщение) отметил в верховьях р. Алдан (ингровая серия) породу с парагенезисом жемчуга ($f=42$) + гиперстен ($f=42$) + гранат ($f=64$) + биотит + плагиоклаз + кварц (железистость общая), в которой калиевые полевые шпаты отсутствуют.

Марганцево-глиноземистые породы

Марганцево-глиноземистые породы отмечаются в виде небольших пропластков и линз среди кварцитов, кварцито-гнейсов и силлиманит-кордиеритовых гнейсов Окурданских и Кабактинских гольцов (юго-запад шита). В гранатах из кварцитов и биотит-гранатовых сланцев Нихотских гольцов содержание спессартина иногда достигает 26%.

Кварциты Окурданских и Кабактинских гольцов относятся к среднему горизонту верхнеалданской свиты. В бассейнах р. Окурдан этот горизонт в нижних частях подстилается биотитовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами и сланцами (рис. 4). Разрез начинается толщей (450 м) светло-серых, массивных, мономинеральных, гематитовых и магнетитовых кварцитов с прослоями биотитовых кварцито-гнейсов и редкими линзами и пропластками амфибол-диопсидовых и амфибол-диопсид-гиперстеновых сланцев. Здесь отмечены пропластки (до 5 м) турмалиновых кварцитов и линзы (до 3 м) гематитовых и гематит-магнетитовых пород.

В верхних частях толщи наблюдаются марганцево-глиноземистые породы в виде пачки мощностью до 80 м. Выше лежит второй пласт виридиновых кварцитов (до 30 м). Между ними залегают биотитовые гнейсы. В большинстве случаев это виридиновые кварциты и кварцито-гнейсы (табл. 7), которые пересланяются с гематитовыми, манганфиллитовыми и мономинеральными кварцитами и реже с силлиманитовыми, биоти-

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Σ	г	φ	b	А	Крп
1	58,42	1,83	13,77	8,56	5,98	0,21	2,02	4,23	2,25	1,43	1,15	99,85	62,4	37,5	0,63	8	53
2	78,52	0,34	8,00	1,51	2,64	5,46	1,64	0,72	0,13	0,98	0,78	100,72	47,36	40,2	0,25	53	74
3	79,45	0,07	14,34	1,69	0,20	2,52	0,13		0,15	0,99	0,33	99,84	10,00	-	3,33	128	-
4	80,99	0,05	11,18	0,72	0,56	1,23	0,29	0,01	0,35	3,57	0,68	99,63	58,33	37,5	0,57	67	-
5	81,35	0,21	6,24	1,64	0,23	5,13	1,69	0,68	0,14	1,86	0,44	99,61	6,97	-	3,33	29,0	77
6	82,28	0,55	6,70	1,55	1,28	0,24	0,88	1,98	0,97	2,41	0,84	99,68	45,94	28,57	0,52	1	55
7	87,23	0,06	4,77	2,03	2,24	2,27	0,50	0,35	0,23	0,69	0,48	101,04	72,09	61,29	0,38	30	51
8	90,62	0,26	4,44	0,20	0,98	0,51	0,57	0,34	0,25	1,14	0,84	100,15	45,00	43	0,09	20	41
9	91,02	0,12	4,61	0,93	0,61	0,36	0,76	0,02	0,21	0,68	0,81	100,13	32,0	10,52	0,75	36	-
10	91,27	0,06	5,29	0,57	0,02	1,62	0,49	0,30	0,10	0,23	0,35	100,00	-	-	-	43	57
11	91,62	0,12	4,95	0,64	0,45	0,48	0,89	0,02	0,07	0,15	0,38	99,77	23,07	9,09	0,66	46	-
12	92,33	0,09	3,56	1,23	0,41	0,42	0,30	0,06	0,12	0,73	0,56	99,61	46,15	-	1,16	25	21
13	92,45	0,05	4,30	1,26	0,14	0,84	0,12	0,14	0,03	0,04	0,46	99,83	25,0	-	7,0	40,0	-
14	92,84	0,08	3,52	1,29	0,23	1,26	0,09	0,15	0,08	0,15	0,40	100,09	12,0	-	2,33	31,0	51
15	93,17	0,06	3,61	0,66	0,31	0,44	0,25	0,02	0,14	0,86	0,43	99,95	44,44	-	1,00	24,0	-
16	93,30	0,12	2,76	1,17	0,18	0,85	0,26		0,11	0,45	0,38	99,58	16,66	-	7,0	20,0	-
17	93,36	0,08	2,74	1,26	0,07	1,69	0,32		0,08	0,20		99,80	-	-	-	44,0	-
18	94,40	0,09	2,83	0,93	0,42	0,50	0,16		0,07	0,07	0,32	99,79	66,66	-	1,00	27,0	-
19	94,79	0,05	3,04	0,50	0,48	0,42	0,13	0,02	0,08	0,08	0,30	99,89	86,66	50,0	0,50	29,0	-
20	95,45	0,05	1,75	0,89	0,70	0,15	0,12		0,10	0,24	0,55	100,00	76,92	62,5	0,50	13	-

1. Обр. I493a/57. Виридин-силлиманит-кордиеритовый сланец; 2. Обр. I546. Спессартиновый кварцито-гнейс;
3. Обр. 64a/57. Виридин-спессартин-манганофиллитовый кварцито-гнейс; 4. Обр. 923/57. Крупнозернистый
виридин-спессартин-манганофиллитовый кварцито-гнейс; 5. Обр. I546. Спессартин-манганофиллит-виридиновый
кварцито-гнейс; 6. Обр. 917d/57. Гранитизированный виридин-манганофиллитовый кварцито-гнейс; 7. Обр. 690-В.
Кварцит с гнейсом; 8. Обр. В-6-62. Виридин-манганофиллитовый кварцит со спессартитом; 9. Обр. 34a/57.
Виридин-манганофиллитовый кварцит; 10. Обр. В-I-62. Спессартин-виридин-манганофиллитовый кварцит; 11. Обр.
60/57. Виридин-манганофиллитовый кварцит; 12. Обр. X-29/57. Спессартин-силлиманит-манганофиллитовый кварцит;
13. Обр. 917/57. Виридин-манганофиллитовый кварцит; 14. Обр. В-3. Спессартин-виридин-манганофиллитовый квар-
цит; 15. Обр. I706/57. Спессартин-манганофиллитовая порода (кварцит); 16. Обр. 436/57. Виридин-манганофилли-
товый кварцит; 17. Обр. 646/57. Виридин-манганофиллитовый кварцит; 18. Обр. В-2. Виридин-спессартин-мангано-
филлитовый кварцит; 19. Обр. 42a/57. Виридиновый кварцит; 20. Обр. 39/57. Виридин-манганофиллитовая гранити-
зированная порода. Все образцы - сборы автора на Ожурданских гольцах.

товыми и кордиеритовыми гнейсами и сланцами. В верхних частях этой пачки в марганцевых кварцитах появляются кордиерит и силлиманит. Отдельные пласты и линзы марганцевистых пород достигают мощности 20 м и прослеживаются до 2-3 км, сама пачка этих пород прослежена в бассейне р. Тимитон на расстоянии 25 км. Среди марганцевосодержащих пород обычны небольшие гематитовые линзочки и пропластки мощностью до 10-15 см, обогащенные марганцем. Кроме того, марганец входит в кордиерит, биотит, гематит и магнетит.

Выше по разрезу залегают силлиманит-кордиеритовые гнейсы и сланцы мощностью до 100 м, которые далее сменяются биотитовыми кварцито-гнейсами (до 80 м). Эти породы перекрываются толщей (170 м) массивных и полосчатых гематитовых и магнетитовых кварцитов с пропластками силлиманит-кордиеритовых гнейсов и сланцев, с единичными линзами биотитовых слюдитов и сапфириновых пород.

В бассейне р. Митинга (Кабактинские гольцы, по данным Е.Т.Саратовой и автора) верхнеалданская свита представлена четырьмя кварцитовыми горизонтами, разделенными толщами сланцев и гнейсов, в низах которых преобладают основные породы, а в верхах - высокотлиноземистые. Виридиновые кварциты (мощностью до 80 м) залегают в основании второго горизонта мономинеральных, силлиманитовых и кордиеритовых кварцитов, выше развиты кварциты с биотитом и кордиеритом, а еще выше - кварциты с роговой обманкой, диопсидом и гиперстеном.

Кварциты и кварцито-гнейсы с марганцево-глиноземистыми минералами представляют светло-серые, дымчато-серые с зеленоватым оттенком, разнозернистые породы массивного и полосчатого сложения. Полосчатость вызвана распределением минералов-примесей (рис.16). Участки, обогащенные марганцевыми минералами, наблюдаются в виде линз, полос, реже скоплений неправильной формы, параллельных слоистости, причем полоски и линзы чередуются рит-

мично. Структура гранобластовая, гетеробластовая и порфиробластовая у кварцитов с виридином и гранатом, лепидобластовая и лепидогранобластовая у кварцитов с манганофиллитом, силлиманитом и гематитом, зерна и агрегаты зерен которого имеют линзовидную или пластинчатую форму. Химический состав пород приведен в табл. 7. Ввиду трудности определения степени окисления марганца при химических анализах силикатных пород, количество марганца пересчитано только на MnO , хотя в породах имеется и Mn_2O_3 (Сердюченко, 1949; Кулиш, 1964).

В марганцево-глиноземистых кварцитах отмечены кварц, виридин, манганофиллит, гранат спессартин-пиропового состава, гематит, магнетит, микроклин, олигоклаз, иногда кордиерит и силлиманит. Акцессорные минералы: рутил, монацит, циркон, апатит и сванбергит.

Виридин Окурданских гольцов был открыт в 1929 г. Д.С. Коржинским (1936). Л.И.Шабынин (1948) исследовал его оптические и химические свойства, а Д.П.Сердюченко (1949) установил его кристаллохимические особенности. Виридин, содержащийся в породе от I до 30%, распределяется в виде линз, полос, скоплений неправильной формы, часто его мелкие зерна равномерно рассеяны в породе или послойно распределены согласно слоистости (рис. 16). Размер зерен от 0,1 x 0,1 до 20 x 20 мм, а в мономинеральных агрегатах достигает 30 x 70 мм. Зерна виридина имеют округлую эллипсоидную, таблитчатую или столбчатую форму, нередко с неправильными зубчатыми ограничениями. Это отдельные разбросанные обособленные зерна, агрегаты и цепочки зерен. Вытянутость зерен виридина совпадает с вытянутостью зерен гематита, манганофиллита, кварца и др. Редко отмечаются короткопризматические кристаллы, слегка уплощенные, с отношением длинной оси к поперечной до 4:1. Ребра кристаллов заметно сглажены, а грани имеют изъеденную поверхность. Виридин обычно ориенти-

рован призматической осью параллельно плоскости напластования и линии простирания пласта, что отмечено и для виридинов Вестано, Швеция (Wulfing, 1917). В виридине отмечаются включения кварца, гематита, силлиманита, манганофиллита, спессартина, микроклина, монацита и рутила. В четкосоистых разностях кварцитов включения в виридинах нередко тоже вытянуты послойно. В некоторых случаях включения кварца идиоморфны. Оптические и другие свойства виридина детально описаны автором (Кулиш, 1960, 1964, 1965), $N_g = 1,648 - 1,767$, $N_r = 1,619 - 1,701$, $2V = +50 - 80^\circ$.

Манганофиллит встречается в кварцитах, переслаивающихся с виридином и другими кварцитами. Реже отмечаются манганофиллитовые кварцито-гнейсы. В этих породах всегда отмечается микроклин. Манганофиллит (1-25%) более или менее равномерно распределен в кварците и образует субпараллельные разновеликие пластинки с четкой спайностью по 001, размером до 4 x 4 мм при толщине до 0,2 мм, совпадающие со слоистостью и вытянутостью зерен кварца, виридина и гематита. Нередко манганофиллит тяготеет к гематиту, гранату и виридину. Макроскопически цвет манганофиллита рубиново-красный, бронзовый с бурым или коричневым оттенком до слабоокрашенных разностей. Плеохроирует резко: N_g - коричневый, желтый с буроватым или красноватым оттенком, N_m - светло-коричневый, желтый и по N_r - светло-желтый, светло-коричневый, бесцветный. Адсорбция - $N_g > N_m > N_r$. Двупреломление высокое: $N_g - N_r = 0,038 - 0,046$. Угасание прямое, N_g совпадает с направлением спайности (001). Преломление по N_m колеблется от 1,590 - 1,629, $-2V = 30 - 40^\circ$, слабая $n > v$ (Кулиш, 1969). Маложелезистые, слабоокрашенные биотиты и флогопиты отличаются от манганофиллитов плеохроизмом в зеленоватых тонах. Манганофиллит образуется с виридином, гематитом и спессартином по ровным и слабозубчатым сочленениям. В нем отмечены линзовидные включения гематита и кварца.

Спессартин (5–25%) отмечен в виридиновых, манганofilлитовых и спессартиновых кварцитах. Иногда он встречается в виде отдельных зерен в силлиманит-кордиеритовых гнейсах и кварцито-гнейсах. Он равномерно или слоисто распределен в породе, иногда образует линзовидные и неправильные скопления. В виридин-спессартиновых кварцитах гранат имеет тенденцию обогащать определенные пропластки или образует цепочки зерен, вытянутые по слоистости. Зерна спессартина округлые, изометричные, порфиробластические с изрезанной линией ограничения, редко-скелетной или сложной неправильной формы, близкой к лапчатой. Иногда отмечаются слабо выраженные ромбододекаэдры. Макроскопически спессартин медово-желтый, желтый или желтовато-бурый, в шлифе светло-желтый, серый, изотропный без аномалий. Трещиноват. Поверхность изъеденная, ямчатая, бороздчатая. В нем заключены зерна гематита, кварца, редко-виридина, рутила, силлиманита. В единичных случаях в спессартине отмечены включения дистена, минерала не характерного для этих пород, и, вероятно, представляющего реликт более ранних минеральных ассоциаций, так как дистен частично переходит в краевых частях в тонкоиглочатый агрегат силлиманита. $K = 1.777-1.820$. По составу гранаты представляют спессартин-пироп-альмандиновые разности и содержат крайне низкое количество Са-компонента. На диаграмме Ca-Fe-Mn гранаты из парагенезисов с виридином лежат в ограниченном обособленном поле в малокальциевой части железо-марганцевого угла, отличаясь резко от гранатов других высокоглиноземистых пород (Кулиш, 1967). На диаграмме пироп-спессартин-альмандин располагаются в наиболее магниевой области, чем гранаты из гондитов, эвлизитов и сланцев (Соболев, 1964). Гранаты из виридино-

вых пород почти лежат на линии пироп-спессартин, а из других пород содержат больше альмандина. В манганофиллитовых и гранатовых кварцитах они содержат больше альмандина и кальциевого компонента и более железисты, в виридиновых кварцитах их железистость ниже, а доля спессартина и пироба выше. Характерно присутствие уваровита (0,5-1,7%).

Силлиманит образует сноповидные агрегаты, веерорасходящиеся или обособленные иголки, короткостолбчатые кристаллы и пластинчатые зерна, субпараллельные сланцеватости. Он прорастает кварц, спессартин, кордиерит и виридин. Силлиманит включает гематит, графит и виридин в виде вытянутых линзочек по спайности. В крупных индивидах хорошо выражена тонкая вертикальная штриховка и диагональная спайность. Макроскопически - белый или бледно-розоватый, $2V = +25$, $M_g = 1.676-1.678$, $M_p = 1.658-1.662$, $M_g-M_p = 0,020-0.022$. Розоватые разности отмечены только в виридинсодержащих породах, а в других - бесцветные или желтоватые (в протолочках).

Микроклин-обособленные, округлые, вытянутые или неправильные зерна, реже разномзернистые агрегаты. Решетка более четкая в крупных выделениях и содержит часто струйчатые субпараллельные и пятнистые пертиты. В нем отмечаются округлые включения кварца и виридина. Плаггиоклаз наблюдается в виде редких неправильных, угловатых зерен, иногда полисинтетически сдвойникованных в виридин-манганофиллит-микроклиновых кварцитах, $N^2 = 36-38$. Пересчет анализов марганцево-глиноземистых пород показывает, что он содержит 52-84% анортита.

Кордиерит плохо диагностируется, так как он не содержит плеохроирующих двояков и специфических включений силлиманита, а характерное полисинтетическое двойникование проявляется слабо, лишь в единичных зернах. Это округлые, вытянутые, угловатые или неправильные зерна с плавными ограничениями. В виридин-силлиманит-

кордиеритовых гнейсах он имеет хорошо выраженные полисинтетические "кордиеритовые" двойники, специфические включения силлиманита и прорастается насквозь иглами силлиманита. Кордиерит соприкасается с виридином, иногда включает его, виридин здесь бледнее, чем среди сопредельных зерен кварца. Кордиерит содержит повышенные количества MnO до 2,5% (микрохимическое определение).
№ =I.533-I.536. Железистость -5-15%.

Гематит встречается повсеместно, часто придавая кварцитам пепельно-серый цвет. Он имеет линзовидную, пластинчатую, округлую и неправильную форму, зерна и агрегаты зерен в большинстве случаев вытянуты по сложности. В единичных случаях отмечены сростки гематита с рутилом, более часто отмечаются структуры распада, которые характеризуются тем, что в гематите наблюдаются линзовидные субпараллельные выделения ильменита. Макроскопически он черный со стальным блеском, в тонких срезах просвечивает бурым. Ильменит в виде самостоятельных зерен отмечается редко. Гематит содержит повышенные количества MnO (до 5,23%).

В единичных случаях в бескварцевых участках пород, сложенных микроклином, спессартином и силлиманитом, отмечен сапфирин, плеохроизирующий в зеленовато-синих тонах. Из аксессуаров наиболее част монацит, представленный окатанными округлыми, призматическими, таблитчатыми и неправильными зернами. Он прозрачен, медово-желтый, оранжево-красный, красный, $2V = +10^{\circ}$, двупреломление высокое.

Рутил образует окатанные зерна неправильной, округлой, удлиненной, столбчатой формы или призматические кристаллы, иногда с заметной штриховкой, красного, красно-коричневого и желтовато-красного, черного цвета. Отмечаются прозрачные и непрозрачные разновидности, а также сростки рутила с гематитом и ильменитом. Доволь-

но широко распространены тончайшие иголки рутила, заключенные в кварц, что характерно для кварцитов Алдана (Кулиш, 1964).

Циркон— хорошо окатанные зерна, эллипсоидной, овальной, кошьевидной, цилиндрической, округлой формы, реже призматические кристаллы со сглаженными гранями. Поверхность зерен кавернозная, окончания неровные, грани и ребра нередко искривлены, перекручены. Зерна циркона иногда группируются или образуют цепочки. Цвет его бледно-желтый, светло-розовый, розовато-бурый, сероватый, белый, бесцветный. Он прозрачен, изредка содержат пылевидные включения, придающие ему серо-бурные оттенки. Размер до $1 \times 0,5$ мм, удлинение 1:2, редко 1:3.

В единичных случаях наблюдается турмалин в виде округлых, вытянутых, часто табличчатых, субпараллельных зерен красно-бурого и темно-бурого, темно-красного с буроватым оттенком и черного цвета, плеохроирующего в бутылочно-зеленых тонах. Крайне редко отмечаются изометричные бесцветные зерна сванбергита размером от $0,01 \times 0,01$ до $1,2 \times 1,2$ мм. Ксенотим — единичные окатанные или дипирамидальные зерна, желтые, прозрачные, одноосные, положительные. Касситерит наблюдается относительно часто в виде неправильных зерен, реже призматических кристаллов со следами окатанности. Цвет его коричневый, коричнево-желтый, темно-коричневый, причем окраска нередко пятнистая. В виде единичных зерен отмечаются окатанные призматические и овальные зерна апатита белого и серого цвета, угловатые зерна пирита и арсенопирита.

Породы с виридином относятся к числу малораспространенных, хотя и отмечены во многих регионах мира (СССР, Швеция, Австралия, Бельгия, Конго, Япония, США, Бразилия) и в различных геологических обстановках (Кулиш, 1961, 1969).

Турмалинсодержащие породы

В верхнеалданской и федоровской свитах иенгурской серии, занимая определенное стратиграфическое положение, залегают согласные тела силлиманит-турмалиновых кварцитов, кварцито-гнейсов и гнейсов (табл.8), которые прослеживаются на расстояние до 27 км (Сердюченко; Глебов; 1960; Кулиш, 1964, 1970). Горизонты этих пород образуют один пласт или они представляют переслаивание пропластков и линз турмалинсодержащих и безтурмалиновых пород. Мощность пропластков от 0,5 до 10 м. Высокоглиноземистые турмалинсодержащие породы отмечены в бассейнах рек Леглиер, Амедици, Алдан, Ярогу, Окурдан, Кабакта, Чульман и др., образуя как бы дугообразную полосу северо-западного простирания, выгнутую в юго-западном направлении.

Турмалинсодержащие кварциты находятся в тесной ассоциации с силлиманитовыми, силлиманит-биотитовыми кварцитами и гнейсами, обычно ассоциируются с основными сланцами и переходят по простиранию в другие осадочно-метаморфические образования. Силлиманит-турмалиновые кварциты имеют облик серовато-дымчатых пород массивного, тонко- и грубополосчатого сложения с мощностью слоев 0,1-5 см., обусловленного полосчатым распределением турмалина и других минералов. Структура их гетеробластовая. - в крупных (до 1x1 см) индивидах кварца с зубчатым и бухтообразным сочленениями располагаются мелкие зерна турмалина. Лепидобластовая структура образована сочетанием полос крупнозернистого кварца и более мелкозернистого, обогащенного субпараллельными выделениями силлиманита, биотита и турмалина.

Зерна турмалина (от 0,01x0,01 до 1,5x3,0 мм) рассеяны равномерно или образуют почти мономинеральные полоски и линзочки, параллельные слоистости. Местами турмалин и силлиманит обогащают

Таблица 8

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ТУРМАЛИНСОДЕРЖАЩИХ И ГРАФИТСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	плав	Σ	λ	ξ	φ	b
1.	32,66	1,70	34,96	1,72	4,69	0,47	2,87	2,62	2,70	1,09	3,78	9,99	99,99	242	48,1	44,0	0,15
2.	51,51	0,88	21,13	0,78	10,47	0,13	5,30	3,27	0,78	4,00	0,75	~	99,00	97	52,3	51,6	-
3.	55,70	0,43	14,29	-	12,90	0,03	2,18	3,65	3,40	1,33	0,92	-	101,72	6	76,9	1,16	-
4.	69,49	0,50	13,48	3,67	1,10	0,02	3,68	0,62	0,74	0,30	0,42	0,93	99,73	106	~	-	1,53
5.	71,38	0,46	14,59	1,06	2,34	0,06	0,80	0,79	5,91	2,47	0,15	0,68	102,02	17	61,53	56,52	0,37
6.	79,62	0,12	13,84	0,34	1,66	0,03	0,89	0,15	0,31	0,29	0,54	-	100,15	124	61,1	58,82	0,09
7.	87,80	0,21	5,18	0,89	1,70	0,02	1,24	0,18	0,27	1,32	1,10	-	99,91	30	44,4	37,5	0,25
8.	97,33	0,04	0,95	0,13	0,81	0,01	0,32	0,04	0,06	0,07	0,20	-	100,78	9	61,1	58,8	0,08

1. Обр. 8016. Графит-серпидит-хлоритовый сланец, (SO₃=0,03), р. Кайныт, (сг=10-15%); 2. Обр. Ф-25. Гранат-силлимант-биотит-графитовый гнейс, р. Б.Молемок, (сг=4-5%); 3. Обр. 8093. Графит-сульфидная порода с биотитом и гиперстеном, (сг=6-7%); 4. Обр. 8140. Турмалинсодержащий сланец, (P₂O₅=0,08; B₂O₃=4,70), р. Имменэх; 5. Обр. 1003/7. Биотит-гранат-графитовый гнейс, (SO₃-сл.; P₂O₅=0,33), р. Магисокан, Гамален Ю.Н., 1963, (сг=9-10%). 6. Обр.. 992. Турмалин-силлиманитовый кварцито-гнейс, (B₂O₃=2,39), р. Окурдан; 7. Обр. 8113. Кварцит с силлиманитом, кордиеритом, турмалином и графитом, р. Алдан; 8. Обр. 1096-56. Турмалиновый кварцит, (B₂O₅=0,82), р.М.Нихот. Все образцы, кроме 1003/7, сборы автора. сг -графит.

разобщенные отдельные полоски, обычно же турмалин тяготеет к силлиманиту. В турмалин-биотитовых кварцитах турмалин и биотит образуют разобщенные слои, а в турмалин-силлиманит-биотитовых разностях силлиманит отмечается только в биотитовых полосках. Количество турмалина достигает 20%, а силлиманита - 30%. Зерна турмалина округлые, изометричные, ксенобластические, редко слабо вытянутые по сланцеватости цепочки зерен с отношением длины к ширине не более 2. Они содержат включения кварца, биотита, силлиманита, нередко последний пронизывает его обильными иглами. Он плеохроирует от темно-зеленого с синим оттенком, зеленого, синевато-зеленого, желтовато-зеленого, буроватого по N_e , до слабо-желтоватого, розовато-желтого, зеленовато-желтого и бесцветного по N_o . Густота окраски варьирует от густоокрашенных до слабоплеохроирующих разностей. Показатель преломления по $N_e = 1.646-1.662$; $N_o-N_e = 0.020-0.026$. Турмалин относится к ряду шерл-дравит с заметными вариациями состава. Зональности в турмалине не замечено. Крупнозернистые разности кварцитов содержат более крупный турмалин, железистость которого ($f = 37\%$), выше, чем у мелкозернистого ($f = 26,7\%$). Есть черный шерл и более распространенный красно-бурый дравит. Светло-желтый в проходящем свете дравит в соприкосновениях с пиритом и широтином приобретает темно-зеленовато-бурую окраску шерла. В кварцитах р. Амедичи Д.П.Сердюченко и А.В.Глебов (1960) описали светло-зеленый, бесцветный в проходящем свете дравит. $N_e = 1.650$, $N_e = 1.628$.

Диморфтерит наблюдается редко в виде разрозненных столчатых индивидов или скоплений неправильных зерен, приуроченных к силлиманиту и турмалину. Он заметно плеохроирует: N_p - розовато-фиолетовый, сине-зеленый, фиолетовый, по N_g - светло-голубой, светло-фиолетовый, бесцветный, нередко полисинтетически sdвойникованный.

Турмалинсодержащие кварциты иногда содержат графит, гематит, плагиоклаз (№ 28), кордиерит, красно-бурый по Mg биотит и магнетит. Аксессуары представлены апатитом, цирконом, шпритом и рутилом. Турмалинсодержащие высокоглиноземистые гнейсы имеют небольшое распространение среди других турмалиновых пород, обычно турмалиновых и турмалин-биотитовых гнейсов, хотя в пределах Таежного железорудного района они образуют относительно крупные залежи (Сердюченко, Глебов, 1960). Турмалинсодержащие гнейсы ассоциируются с амфиболовыми и диопсидовыми породами, магнетитовыми рудами, а также с турмалинсодержащими, диопсидовыми, роговообманковыми, биотитовыми, флогопитовыми, скаполитовыми породами, обогащенными апатитом и сульфидами. Д.П.Сердюченко и А.В.Глебов (1960) описали мономинеральные мелкозернистые турмалиниты, залегающие в виде прослоев и линз мощностью до нескольких метров.

Турмалин-силлиманитовые и турмалин-биотит-силлиманитовые гнейсы имеют тонко- и грубополосчатое сложение, обусловленное полосчатым распределением минералов, которые нередко образуют мономинеральные пропластки. Полосчатость субпараллельна слоистости. Они состоят из кварца, турмалина (до 20%), микроклина, ортоклаза, плагиоклаза (№ 24-40), силлиманита и биотита. Некоторые разности содержат повышенные количества графита и пирита. В бессиллиманитовых биотит-турмалиновых гнейсах отмечаются иногда заметные количества апатита и титаниста. Турмалин, биотит и силлиманит образуют разобщенные прослойки, иногда находятся в тесной ассоциации, образуя биотит-силлиманит-турмалиновые слои.

Турмалины гнейсов - мелкие, округлые, вытянутые, столбчатые и неправильные зерна размером до 3 мм, располагающиеся полосками и цепочками согласно слоистости. Они образуют срастания с биотитом а силлиманит наблюдается в нем в виде короткостолбчатых и иголь-

чатых включений. По составу он относится к ряду шерл-дравит. Цвет варьирует от светло-коричневого, желто-бурого до темно-зеленого и смоляно-черного. Развита преимущественно шерл. Плеохроизм изменчив, от резкоплеохроирующих до слабоокрашенных разностей: No - светло-зеленовато-желтый, светло-желтый, коричневатозеленый, густозеленый, (I.643-I.654), Ne - бесцветный, светло-желтый, зеленовато-желтый, светло-розовый, (I.618-I.628). В высокоглиноземистых породах турмалины маложелезисты, бедны кальцием и богаты щелочами и глиноземом по сравнению с турмалинами из диопсид-роговообманковых пород (Сердюченко, Глебов, 1960; Кулиш, 1964).

Д.П.Сердюченко и А.В.Глебов (1960) описали в Алданских железорудных месторождениях турмалин-биотит-силлиманит-графитовые парагнейсы, пласты которых мощностью до 29 м залегают в межрудной толще. Коричневатокрасный дравит, образующий линзовидные или цепочные выделения, местами переслаивается с биотитом, силлиманитом или встречается вместе с ними. Некоторые пропластки сильно обогащены графитом, чешуи которого субпараллельны слоистости породы. Графитовые разности приурочены к подошве пласта. Округлые или вытянутые зерна турмалина плеохроируют по No - светло-желтый (I.644), Ne - бесцветный (I.620).

Нередко значительные количества турмалина (от единичных зерен до 70%) наблюдаются в корундитах. Турмалины в ассоциации с корундом, дистеном, рутилом и апатитом образуют призматические, игольчатые, черные, коричневатобурные, зеленоваточерные кристаллы, иглы и зерна размером до 5 мм, иногда располагающиеся в виде турмалинового солнца. Они плеохроируют в желтовато- и зеленоватобурных, реже-зеленых тонах.

Графитсодержащие породы

В некоторых высокоглиноземистых разностях сланцев, гнейсов, кварцитов и гранулитов (силлиманитовых, гранатовых, кордиеритовых, гранат-биотитовых, гранат-силлиманитовых, гранат-кордиеритовых, биотит-гиперстен-гранатовых, биотит-кордиерит-гранатовых и т.д.) отмечаются повышенные количества графита, особенно в породах Федоровской, Корикинской, Сутамской и Верхнеалданской свит. Графит наблюдается и в породах другого состава, при их переходе в высокоглиноземистые породы количество и полосчатость распределения графита обычно увеличиваются. Графитсодержащие породы залегают в виде пластов и линз мощностью до 15 м и протяженностью до 2500 м. Содержание графита варьирует от 0,1 до 40%, изредка, в небольших залежах он составляет до 80%.

Графит - удлиненные, иногда изогнутые, субпараллельные слоистости отдельные чешуйки, пластинчатые зерна размером до 5 x 3 мм, линзочки и слойки. В породах, особенно в кварцитах, отмечается чередование кварцевых и биотит-силлиманитовых слойков, разделенных графитнесущими прослойками мощностью до 3 мм. Кварцевые слойки содержат графит, а в глиноземистых он развит намного меньше.

Графит образует включения в кварце, реже в гранате и силлиманите и часто пылевидные образования, более или менее равномерно рассеянные в массе породы. С.А.Сидоренко (1971) определила в графитовых породах алданского комплекса содержание CH_4 , C_2H_6 , C_3H_8 , C_2H_4 , C_3H_6 , а их углерод характеризуется $\delta^{13}\text{C} = 1,82-2,57\%$, где

$$\delta^{13}\text{C} = \frac{(\text{C}^{13}:\text{C}^{12}) \text{ обр.} - (\text{C}^{13}:\text{C}^{12}) \text{ станд. РДВ}}{(\text{C}^{13}:\text{C}^{12}) \text{ станд. РДВ}}$$

Графит не отмечается в ассоциации с гематитом, парагенезис с магнетитом имеет место. Для графитовых пород характерно обогащение пиритом и халькопиритом до 20%. Распределение сульфидов и графита

послоное, местами ритмичное, субпараллельное напластование пород. Химический состав графитсодержащих пород и содержание в них графита приведены в табл. 8.

Бескварцевые породы без сапфирина и корунда

Среди высокоглиноземистых кварцсодержащих пород, чарнокитов, реже амфибол-диопсидовых гнейсов и сланцев изредка залегают пропластки и линзы бескварцевых пород, в которых гранат, гиперстен, кордиерит, биотит, шпинель, силлиманит, полевые шпаты и магнетит образуют разнообразные сочетания. Эти сланцы, гнейсы, слюдиты (преимущественно плагиоразности) имеют литологические переходы в породы другого состава. Обычно они полосчатые. Химический состав этих пород демонстрирует табл. 9.

Гранат образует идиобластические, округлые или неправильные зерна, бесцветные, сероватые или бледно-розовые в проходящем свете. Нередко он обильно включает магнетит, биотит, шпинель, плагиоклаз и изредка корунд. $n = 1.787-1.795$, $d = 66,0-77,6\%$. Биотит-чешуйки, субпараллельные или разноориентированные, нередко образующие мономинеральные толоски. Плеохроизм: N_g -коричневый, красновато-коричневый, коричнево-красный, коричневато-желтый, зеленовато-коричневый, светло-коричневый, N_p -желтый, светло-коричневый, светло-желтый или бесцветный. В меланократовых и гранат-биотитовых разностях окраска биотитов обычно густая. $n_m = 1.630-1.670$, $d = 31,6-66,8\%$. Шпинель (до 20%) -мелкие округлые зерна, сростки и линзочки вытянутые по слоистости. Это плеонаст, зеленый в проходящем свете, иногда полисинтетически двойникован, $n = 1.730-1.809$, уд.в. - 3,90-4,10, содержание герцинитового компонента колеблется от 10 до 75%. Шпинель, заключенная в магнетите, более железиста, чем разности, находящиеся в ассоциации с кордиеритом и биотитом. В ней

УМНОЖЕННЫЙ СОСТАВ САПФИРОВЫХ И ДРУГИХ БЕСКВАРЦЕВЫХ ПОРОД

Таблица 9

№ п/п	Состав										Σ	φ	λ	А	№ п/п			
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O						H ₂ O		
1	45,12	0,91	24,51	0,70	5,74	0,08	15,92	0,57	0,27	2,10	3,80	99,72	16,7	15,9	0,05	204	57	
2	45,15	1,18	24,95	1,34	3,31	0,05	15,57	0,63	0,34	2,42	4,60	99,54	10,6	8,9	0,2	203	54	
3	47,41	1,29	24,77	1,35	6,04	0,10	13,86	0,12	0,35	2,01	2,10	0,53	99,93	19,6	18,1	0,09	215	17
4	47,70	1,23	19,76	2,24	3,96	0,06	17,70	0,51	0,26	2,30	3,54	0,45	99,71	11,3	8,5	0,25	156	54
5	50,37	0,45	22,72	3,26	4,24	0,10	15,64	0,29	0,18	0,78	2,26	100,26	13,09	8,9	0,34	208	47	
6	51,36	0,61	20,23	0,60	2,14	0,03	11,80	2,14	4,43	4,48	1,69	99,51	9,00	7,6	0,13	42	21	
7	53,54	0,37	18,91	0,66	2,11	0,04	11,30	2,30	4,86	3,16	1,28	1,07	99,60	9,38	8,2	0,13	32	21
8	35,75	3,13	15,0	5,62	21,47	0,25	5,59	1,33	0,40	7,98	3,41	99,93	68,3	65,5	0,117	33	67	
9	37,90	1,90	32,34	16,48	3,16	0,17	5,12	0,09	0,36	1,36		98,88	25,88		2,34	297	10	
10	38,48	2,15	36,06	3,69	7,13	0,11	4,64	0,73	1,04	4,00	1,70	99,73	46,47	40,00	0,23	282	30	
11	40,96	1,38	47,52	0,06	4,60		1,92	0,36	0,56	1,26	0,20	0,90	99,72	57,65	57,27	0,0015	438	28
12	40,84	1,41	47,52	0,12	4,59	0,02	2,80	0,38	0,61	1,42	0,18	99,95	41,12	47,72	0,015	455	27	
13	41,56	1,66	32,76	3,74	6,61	0,09	4,28	1,37	1,82	3,82	2,14	99,85	46,93	39,88	0,25	229	30	
14	42,81	1,30	36,82	2,40	9,00	0,07	3,20	0,88	0,42	2,06	0,12	1,00	100,8	62,2	59,6	0,11	516	58
15	50,24	0,90	31,59		4,52	0,024	2,70	0,58	5,50	2,20	0,013	1,06	99,30				187	5
16	52,86	0,90	21,25	4,46	5,30	0,04	2,26	5,08	4,78	1,95	0,78	99,66	57,36	45,5	0,37	23	38	
17	53,28	1,70	15,52	1,91	13,13	0,22	4,60	2,20	1,70	5,26	0,36	0,40	100,28	60,7	59,1	0,1	30	43
18	53,60	1,23	15,99	1,92	11,52	0,16	5,72	4,40	0,62	2,80	0,42	1,44	99,82	53,1	51,2	0,07	38	79

1. Обр. 311-6. Сапфир-гиперстен-флюопит-кордиеритовый гнейс, пос.-Сулам, обр. А.Р.Энгина; 2. Обр. 8037. Сапфир-флюопит-кордиерит-гиперстен-гиперстеновый гнейс, р.-Сулам, обр. автора; 3. Обр. 8031. Бюжест-гиперстен-кордиерит-сапфиритовый порода, р.-Сулам, обр. автора; 4. Обр. 8038. Сапфир-кордиерит-гиперстен-бюжестовый гнейс, р.-Сулам, обр. автора; 5. Обр. 8034. Бюжест-кордиерит-сапфирит-гиперстеновая порода, р.-Сулам, обр. автора; 6. Обр. 163-6. Сапфирит-флюопит-гиперстен-кордиеритовый гнейс, р.-Сулам, обр. В.К.Полкина; 7. Обр. 163-в. Флюопит-сапфирит-кордиерит-гиперстеновый сланец, р.-Сулам, обр. В.К.Полкина; 8. Обр. 8111. Слюдит, р.-Алдан, обр. автора; 9. Обр. У-1397. Кордиерит-силлиманит-гематитовый сланец с рожками бюжеста, р.-Окуньин, обр. автора; 10. Обр. 2625б/56. Локалитовый слюдяно-бюжест-кордиеритовый гнейс, р.-Кавыши, обр. автора; 11. Обр. 2056. Гранит-оливинит-кордиеритовый сланец, р.-Холодников, Сулошников и др., 1965; 12. Обр. К-27. Гранит-силлиманит-кордиеритовый сланец, р.-Корки, обр. автора; 13. Обр. 2625а/56. Малнокристовый бюжест-силлиманит-кордиеритовый гнейс, р.-Кавыши, обр. автора; 14. Обр. 332-в. Бюжест-гранит-оливинит-кордиеритовый сланец, р.-Алдан, Сулошников и др., 1965; 15. Обр. 6111. Бюжест-кордиерит-силлиманитовый гнейс, р.-Имбир, Черномыс, 1967; 16. Обр. 1496/57. Бюжестовый гнейс, р.-Б.Котиха, обр. автора; 17. Обр. 419. Гранит-бюжестовый гнейс, р.-Чуга, Сулошников и др., 1965; 18. Обр. 319а. Гранит-бюжестовый слюдяногнейс, р.-Тамтол, Сулошников и др., 1965.

отмечены включения биотита и графита. Самостоятельные выделения шпинель образует редко, обычно она образует орастания, скелетные кристаллы или венцовые структуры с другими минералами. Стыки шпинели с кварцем и микроклином исключительно редки (Богомолов, 1964; Другова и др., 1959). Кордиерит - округлые, неправильные, угловатые зерна с включениями sillimanита, кварца и биотита, $-2V = 68-76^\circ$; $N_g = 1,545$, $N_p = 1,536$, $f = 22,9\%$. Гиперстен - таблитчатые, вытянутые зерна с четким или слабым плеохроизмом; N_g - зеленый, N_p - розовый, $N_g = 1,674-1,726$, $N_p = 1,666-1,714$, в единичных случаях содержит столбчатые и игольчатые включения sillimanита без реакционных взаимодействий.

Sillimanит - призматические, удлиненные субпараллельные зерна. Он ассоциирует обычно с биотитом и магнетитом или образует вроски в плагиоклазе и кордиерите. Корунд (до 10%) - округлые и угловатые зерна, находящиеся в ассоциации со шпинелью и магнетитом. Плагиоклаз - изометричные или таблитчатые зерна, удвойникованные по альбитовому и периклиновому законам, № 18-40. Основные плагиоклазы развиты в меланократовых и биотит-гранатовых разностях пород. Ортоклаз - неправильные, округлые зерна, содержащие микропертиты.

Иногда отмечаются заметные количества графита (1-4%) и оливина (1-10%). Последний в ассоциации с гиперстеном, шпинелью и флогопитом образует разобщенные идиоморфные, угловатые, округлые зерна, линзовидные и неправильные агрегаты, иногда включенные в гиперстен. Он имеет аномальную интерференционную окраску, $N_g = 1,677-1,680$, $N_p = 1,641-1,645$.

В единичном случае обнаружены обломки антофиллит-кордиеритовых пород, в которых шестоватые буровато-красные зерна антофиллита вытянуты по слоистости, образуют прослойки. Не исключено, что эти породы возникли в результате наложенных послепархейских процессов.

В сравнении с другими регионами, сапфириновые породы Алдана распространены более широко и отмечаются во всех сериях. Впервые сапфирин описан Д.С.Коржинским (1936) в породах Окурданских гольцов. Парагенезисы с сапфиринном отмечаются среди магнезиально-глиноземистых пород (слюдитов, слюдиисто-гиперстеновых, слюдиисто-кордиеритовых и др.), находящихся в ассоциации с высокоглиноземистыми породами и залегающих среди гиперстеновых и двупироксеновых сланцев и гнейсов. Известны находки сапфирина среди кварцитов, где он наблюдается в биотит-микроклин-кордиеритовых бескварцевых участках.

Сапфириновые (гнейсы, сланцы, слюдиты) породы образуют мелкие линзовидные тела и прослои, согласные с вмещающими породами. Они светло-серые, черные, темно-серые; черно-бурые с синеватым оттенком. Это гетерозернистые, тонко-, груболинзовидные и слабополосчатые, реже массивные, сланцевые или гнейсовидные породы, мелко-, средне- и крупнозернистого сложения. Полосчатость создается чередованием меланократовых и лейкократовых полос, обогащенных тем или иным минералом. Структуры (лепидобластовая, лепидопорфиробластовая, гранобластовая, гранопорфиробластовая) обусловлены наличием порфиробласт гиперстена, сапфирина и граната, магнетит-шпинель-сапфириновых выделений и субпараллельных пластинок биотита.

По генезису породы подразделяются на разновидности: а) являющиеся результатом регионального метаморфизма магнезиально-железисто-глиноземистых образований, недоокисленных кремнеземом; б) породы, возникшие при гранитизации гиперстенинов. Последние здесь не рассматриваются, для них характерны коррозионные структуры со сложными взаимодействиями минералов.

Химический состав сапфириновых пород приведен в табл. 9. Они состоят из гиперстена (0-45%), сапфирина (1-20%), граната (0-20%), кордиерита (0-70%), магнетит-шпинели (0-10%), плагиоклаза (0-25%), калишпата (0-15%), биотит-флогопита (0-70%), силлиманита (0-20%), корунда (0-3%) и аксессуаров: циркона, рутила, апатита и др. По сообщению А.И.Чекирды и А.Р.Энтина (1969), в этих породах отмечены кориерупин и хризолит. Породообразующие минералы формируют самые разнообразные парагенезисы.

Сапфирин - угловатые, вытянутые, округлые, неправильные, короткостолбчатые, призматические разобщенные зерна, располагающиеся по линиям слоистости, или поллизернистые агрегаты, часто линзовидные и пропластовые. В них отмечены включения магнетита и шпинели. В штуфе он сине-черный, синий, голубой, а в шлифах обладает четким и резким плеохроизмом: N_g - ярко-голубой, сине-голубой, густо-синий, густо-голубой, светло-голубой; N_m - светло-голубой, голубой; N_p - светло-желтый, слабо-розовый, бледно-зеленоватый, коричневато-желтый, бесцветный; ясная $r > v$, двойников не отмечено. $N_g = 1,696-1,738$, $N_p = 1,690-1,736$, $N_g - N_p = 0,004-0,007$. $-2v = 40-72^\circ$, $f = 2,6-30,0\%$. Сапфирин из гранатовых парагенезисов имеет наибольшую железистость.

Гиперстен представлен удлиненными, таблитчатыми, округлыми, угловатыми, вытянутыми, неправильными, идиоморфными, порфиробластическими зернами и линзовидными выделениями. Макроскопически коричневый, бурый, буро-желтый, коричнево-желтый, характерен варьирующий по густоте плеохроизм: N_g - серовато-зеленый, светло-зеленый; N_p - розовый, розовато-желтый, желтый или зерна гиперстена бесцветны. Он содержит многочисленные включения магнетита, плагиоклаза, изредка сапфирина и биотита, иногда иголки рутила, расположенные друг к другу под $\angle 60^\circ$. Железистость $= 6-34\%$, повышается до 43% в существенно полевошпатовых и в гранатовых разностях и

понижается до 13% в существенно сапфириновых породах. $N_g = 1,667-1,714$, $N_p = 1,657-1,703$, $-2V = 75-86^\circ$, $N_g - N_p = 0,013$. Высокие содержания в нем Al_2O_3 (до 10,5%), TiO_2 , Fe_2O_3 обусловили то, что угол $-2V$ значительно более высок (на 10-25°) по сравнению с безглиноземистыми гиперстенами при равных N_g и N_m , причем отклонение возрастает с возрастанием f . Этим же объясняется и его заметный плеохроизм, отсутствующий в гиперстенах малоглиноземистых пород.

Гранат - округлые, идиоморфные, удлиненные, трещиноватые розовые и малиновые зерна, порфиробласты с неровными контурами, они не содержат включений, но в существенно кордиеритовых разностях гранат содержит обильные включения шпинели, гиперстена, кордиерита и биотита, а в силлиманитовых - силлиманита. В проходящем свете он бесцветен, розовый, $N = 1,758-1,772$, $f = 44-57\%$.

Кордиерит образует угловатые, таблитчатые, изометричные зерна с ровными и извилистыми ограничениями. В большинстве зерен полисинтетические клиновидные и изредка секториальные двойники образуют сложные сочетания. Вокруг включений аксессуариев развиты плеохроические дворники. Кордиерит содержит включения сапфирина и гиперстена вплоть до образования ситовидных зерен. $N_g = 1,543-1,554$, $N_p = 1,534-1,540$, $+2V = 70-79^\circ$, $f = 2,0-13,5\%$. При увеличении в породе биотита, полевых шпатов и гиперстена содержание кордиерита уменьшается.

Биотит и флогопит - темно-бурые, бурые чешуйки и пластинки, $N_m = 1,579-1,645$. Плеохроизм ясный: N_g - светло-желтый, коричневый, бурый, коричнево-желтый; N_p - бесцветный, бледно-желтый, соломенно-желтый. Вокруг включений цирконов развиты плеохроические дворники. Вдоль спайности отмечаются пластинчатые и линзовидные включения магнетита и калишпата. $f = 5,0-20,0\%$, она прямо взаимосвязана с f

сопряженных минералов, приближаясь по величине к гиперстену.

Шпинель - удлиненные, угловатые, неправильные, червеобразные зерна и агрегаты. В проходящем свете - зеленая. Магнетит-шпинельные сростания имеют вытянутую форму, в которых отношение магнетита к шпинели = 2:1 - 3:1, форма сростания сложная, часто петельчатая. Переходы между шпинелью и магнетитом постепенные. В них имеются редкие включения сапфирина.

Силлиманит формирует призматические, ромбовидные, игольчатые кристаллы с редкими включениями сапфирина и магнетита. Обычно силлиманит расположен в силлиманит-микроклин-сапфириновых прослоях между существенно сапфирин-микроклиновыми и гиперстенновыми прослоями. Наблюдались включения силлиманита в микроклине. Игольчатые индивиды субпараллельны слоистости породы. Отмечаются часто непосредственные контакты силлиманита и гиперстена без реакционных явлений.

Плагиоклаз-неправильные и изометричные зерна с двойникованием по альбитовому и периклиновому закону, № 7-55, обычно 24-42. Плагиоклазы кислее в более полевошпатовых породах. Включения и антипертиты крайне редки (игольчатые, субпараллельные двойникам). Ортоклаз и микроклин образуют обособленные изометричные и неправильные зерна и выделения, содержащие обильные субпараллельные волосовидные и ленточные пертиты (до 50%). Двойниковая решетка микроклина выражена слабо.

Циркон представлен округлыми зернами и реже полуокатанными кристаллами: копьевидно-призматическими, изометрическими и единичными гиацитново-призматическими. Поверхность шероховатая, бугристая, борозчатая. Многие кристаллы деформированы. Сростки-агрегатные, веретенообразные, стручкообразные, иногда коркообразные, когда на поверхности розового циркона наблюдаются наросты.

Цвет красно-буро-фиолетовый, изредка - розовый. Размер зерен от 0,1 x 0,2 до 0,2 x 0,3 мм и менее. Удлинение зерен 1:1 до 1:1,5, редко 1:4. Рутил - темно-красный, оранжево-красный и черный, образует окатанные зерна, угловатые обломки и столбчатые кристаллы, ребра и грани которых деформированы. Поверхность слегка шероховатая. Размер зерен по длинной оси до 5 мм. Апатит - бесформенные, угловатые, округлые, бесцветные, прозрачные зерна, редко бочонкообразные кристаллы без концевых граней, ребра их сглажены, а поверхность шероховатая. В единичных зернах отмечается пирит, монацит, брукит, англезит, касситерит, арсенопирит.

Корундиты и корундсодержащие гнейсы и сланцы^X

Месторождения корундовых и корунд-дистеновых пород Чайныт и Джалинда были открыты в 1930 г. Д.С.Коржинским. С 1931 по 1946 гг. они изучались П.П.Голяшкиным, Н.А.Быковым, К.Н.Озеровым, А.С.Амеландовым, Н.А.Корневым и др., а в 1955-1968 гг. посещались автором.

Известны и другие проявления этих пород. Б.А.Сикач в шлихах р. Чамгула описал угловатые зерна рубинов размером до 2,5 мм. В.П.Кузнецов указывает на наличие в бассейне р. Чути корундовых пород, аналогичных иенгрским. О.М.Сартаков подтвердил, что наибольшее количество корунда в шлихах имеет место в полосе, протягивающейся от р. Чайныт до верховья р. Алдан. Т.С.Долгих отмечает, что в междуречье рек Северикан-Монмахта среди биотитовых и биотит-амфиболовых пород наблюдаются спорадические скопления корундовых пород типа чайнытских. Н.И.Усольцев обнаружил аналогичные корундовые породы на водоразделе рек Чако и Капрал с кристаллами х Корундиты - метаморфические парапороды, содержащие 40-100% корунда, корундсодержащие гнейсы и сланцы - менее 40% корунда.

корунда размером до 2 см по длинной оси. Корундовые и дистеновые породы отмечены на южном берегу р. Иенгра к западу от Аям. По данным Г.Ю.Лагздиной, корундиты имеют место в верховьях р. Горбылях, где они залегают среди хлорит-маргарит-корундовых пород, содержащих до 20% корунда. Гранат-силлиманит-корундовые, корунд-шпинелевые, корунд-биотитовые, силлиманит-кордиерит-корундовые сланцы отмечены в верховьях рек Аддан и Амедици. Эти выходы вместе с месторождениями Чайныт и Джалинда расположены в пределах полосы пород западного, северо-западного простирания, согласной с общим простиранием архейских пород и протягивающейся от р. Северикан на востоке до р. Амедици на западе.

Месторождения Чайныт и Джалинда расположены на южной окраине щита в 15-27 км к северо-западу от пос. Золотинка, непосредственно соприкасаясь со структурным швом, разделяющим щит и зону становой орогении. Здесь широко развит диафторез в полосах, субпараллельных структурному шву, и видоизменяющий архейские суперкрупные породы до гнейсоидов и филлонитов: хлоритовых, актинолитовых, серицитовых, мусковитовых, дистеновых, маргаритовых. В протолочках этих пород отмечены реликты кордиерита, силлиманита, граната, корунда и гиперстена. В частности, в протолочке дистен-корундовой диафторированной породы отмечен гиперстен ($N_g=1,726$, $N_p=1,714$, $d=3,646$), гранат ($d=4,073$), а в зелено-сером диафторите на контакте с корундитами - роговая обманка ($N_g=1,657$, $N_p=1,621$, $d=3,110$). Диафториты различных степеней изменения переслаиваются и чередуются с неизменными породами. Толща архейских пород собрана в широкую антиклинальную складку западно-северо-западного простирания, погружающуюся в северо-западном направлении.

Архейский комплекс пород района месторождений, мощностью более 8000м, представлен биотит-роговообманковыми, гранатовыми, гранат-биотитовыми гнейсами, роговообманковыми, роговообманково-гранато-

выми, силлиманитовыми, кордиеритовыми, графитовыми, магнетит-роговообманковыми, диопсидовыми, оливин-диопсидовыми, двупроксенновыми и другими сланцами, амфиболитами, кальцифирами и кварцитами, причем разности последних с гранатом, графитом и силлиманитом развиты вверху кварцитового горизонта, а внизу — магнетитовые и магнетит-роговообманковые. По своему геолого-петрографическому характеру породы относятся к алпанскому комплексу.

На определенных стратиграфических уровнях толщи залегают пачки высокоглиноземистых пород, прослеживаемых по простиранию на расстояние более 10 км, которые всегда согласны с вмещающими породами и линзами других парапород, в них заключенных. Полосчатость пород субпараллельна слоистости, они формируют ряд петрографических разновидностей, имеющих друг с другом постепенные переходы. Следует отметить, что силлиманитовые сланцы ассоциируют с графитовыми породами, а силлиманитовые гнейсы — с биотит-амфиболовыми плагиогнейсами. Графитовые сланцы с содержанием графита от I до 30% тяготеют к кварцитам и часто содержат силлиманит, гранат, биотит.

Среди амфибол-биотитовых гнейсов и амфиболитов залегают пачка высокоглиноземистых пород с корундовыми и дистеновыми залежами. Породы пачки в различной степени диафортированы и преобразованы в хлоритовые, мусковитовые, маргаритовые и серицитовые сланцы. Здесь же отмечаются сланцеватые слюдисто-дистеновые породы с корундом, рутилом, пирофиллитом, диаспором и т.п. Диафориты с корундом как бы окаймляют линзы корундитов, корунд в этих породах носит явно остаточный характер и замещается вторичными минералами. В частности, залежь № 4 Чайнытского месторождения залегает среди хлорит-талковых гнейсоидов, переходящих в биотитовые и биотит-роговообманковые гнейсы; залежь № 6 перекрыта хлоритовыми сланцами и подослана мусковит-хлорит-корундовыми породами; залежь

№ II - среди мусковит-маргарит-талек-хлоритовых пород с реликтами дистена и корунда. Залежь Джалиндинского месторождения имеет кровлей мусковит-хлорит-талековые сланцы, подошвой мусковит-маргарит-корундовые породы и расположена среди биотитовых и биотит-гранатовых гнейсов, в той или иной мере затронутых диафторезом.

Корундиты залегают в виде согласных линз, расположенных на определенном стратиграфическом уровне. Они прослеживаются на расстоянии до 5 км. Линзы отстоят друг от друга на расстоянии до 250 м (Озеров, Быковер, 1936; Кулиш, 1970). Они приурочены к узкой полосе хлоритовых и хлорит-серицитовых сланцев мощностью до 26 м. Линзы падают на СВ под углом $65-75^{\circ}$. Мощность их достигает 25 м, а протяженность - более 70 м. Контакты корундитов с вмещающими породами разнообразны: четкие, линейные, постепенные, сложные, иногда они представляют сложное сочетание линз и пропластков или серий пачек пропластков. На месторождении Чайныт выявлено пока 18 рудных залежей, а на Джалинде - одна. В целом линзы имеют зональное строение, выражающееся в том, что их центральные части более богаты корундом, чем краевые. Рудные залежи подвержены вторичным изменениям, связанным с архейской гранитизацией и протерозойским диафторезом. Химический состав пород приведен в табл. 10, 11.

Корундовые породы имеют весьма варьирующий минеральный состав и сложение, что обусловило обилие петрографических разновидностей, имеющих постепенные переходы одна от другой. Среди них выделяются: корундиты, мусковитовые и дистеновые корундиты, дистениты и др. Породы обладают пестрой окраской: рубиновой, розовой, розовато-серой, розовато-зеленой, синей, зеленой, серой и т.п. Сложение разнозернистое, текстура массивная, неравномернозернистая, пятнистая, полосчатая, сланцеватая. Полосчатые и сланцеватые разности обычно относятся к малокорундовым образованиям.

Таблица 10

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ КОРУНДОВЫХ ПОРОД

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	п.п.	Σ	г	φ	в	А
I. 1,32	1,06	96,27	нет	0,14	нет	0,30	0,24	-	0,08	0,15	0,56	100,12	12,5	-	-	-	941
2. 3,35	1,35	94,16	1,16	-	-	сл.	0,68	сл.	сл.	-	0,01	106,71	-	-	-	-	910
3. 4,99	1,21	93,20	0,76	-	-	0,20	1,10	сл.	сл.	-	1,20	102,66	-	-	-	-	893
47. 5,90	0,71	88,20	0,98	-	-	0,83	1,59	сл.	сл.	-	1,30	99,51	-	-	-	-	866
5. 8,36	0,36	80,36	-	2,02	-	5,17	0,20	0,31	-	-	3,04	99,82	17,94	-	-	-	777
6. 12,70	1,84	69,32	0,33	2,60	0,02	7,16	1,77	0,37	0,08	4,06	-	100,39	16,9	16,5	0,02	-	643
7. 12,50	0,89	78,30	0,90	0,88	0,01	2,11	2,52	0,55	0,21	1,22	-	100,09	21,1	8,77	0,54	-	717
8. 15,70	1,38	60,70	3,24	2,78	0,02	5,72	3,12	0,54	0,30	4,40	-	99,72	21,23	11,32	0,52	-	529
9. 15,78	0,69	76,52	4,24	-	-	0,95	0,15	-	-	-	-	98,23	-	-	-	-	-
10. 16,68	-	73,91	3,61	-	-	2,29	0,59	-	-	-	-	97,08	-	-	-	-	-
II. 25,84	0,70	72,05	0,16	0,22	нет	0,10	0,11	0,75	0,38	0,14	0,69	99,94	50,0	4,0	0,33	-	697
12. 30,10	1,87	59,03	0,27	2,07	0,02	3,17	0,15	0,16	0,15	1,60	-	100,44	26,4	25,7	0,03	-	573
13. 32,53	2,55	59,68	0,97	не опр.	-	0,30	0,66	0,75	0,92	-	-	1,34	99,70	-	-	-	550
14. 33,15	0,87	63,94	0,90	0,18	нет	0,18	0,14	0,14	0,05	0,62	100,17	60,0	-	2,0	-	-	624

I. Серый корунд; 2. Серая корундовая порода; 3. Рубиново-красная корундовая порода; 4. Рубиново-красная корундовая порода; 5. Буrowато-серая корундовая порода; 6. Обр. 8011; Дистен-корундовая порода. (Сr₂O₃=0,33; Fe₂O₃=0,13); 7. Обр. Ф-18; Розовый корунд; 8; Обр. 8007; Серая порода с сульфидами, (S = 1,82); 9. Корундовая порода; 10. Корундовая руда; 11. Дистеновый корунд; 12. Обр. 8013. Дистен-корундовая зеленая порода, (Cr₂O₃=1,78); 13. Синяя корундово-кварцевая порода, (Cr₂O₃=0,70); 14. Синий дистенит. Все породы, кроме 14, отобраны на Чайнытском месторождении. I, 5, II, 13, 14 - Севера, Быховар, 1936; 2, 9, 10 - сборы Н.А. Кореньев, 1946; 3, 4 - А.О. Давыдова, 1944; С-О, 10 - автор.

КОРУНДИТЫ И ДИАТОМИТЫ ИЗ ЗАЛЕЖЕЙ ЧАЙНЫТСКОГО (4, 7, II) И ДИАМИДИНСКОГО (I) МЕСТОРОЖДЕНИЙ (по Н.А. КОРЕНЬЕВУ)

	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
SiO ₂	31,62	10,74	30,68	21,62	14,19	16,46	15,38	17,23	-	33,44
Al ₂ O ₃	53,74	78,70	54,62	62,83	70,71	66,84	63,81	61,63	97,34	58,50
Fe ₂ O ₃	3,27	2,1	2,6	2,01	3,13	3,33	4,24	4,48	1,81	-
R ₂ O	0,72	0,72	2,10	3,66	1,29	1,41	1,34	1,20	-	-
	7	7	7	II						
SiO ₂	21,24	17,68	26,08	19,65	31,50	24,46	34,54	31,04	31,33	-
Al ₂ O ₃	50,22	62,46	53,86	72,90	54,32	64,06	30,31	37,83	48,11	-
Fe ₂ O ₃	9,11	7,01	4,89	2,0	2,55	1,68	5,16	4,64	3,26	-
R ₂ O	1,22	1,30	3,96	1,3	1,68	3,60	3,69	3,20	5,11	-

ХИМИЧЕСКОЕ СОСТАВ АНАЛИЗЫРОВАННИ ВЕЩЕСТВЕННОСТИ ПОРОХ ВЕЩЕСТВЕНАЯ ЧАСТИЦ

Таблица II

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	b	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	Σ	f	φ	b	A		
																				г	г
1:	16,69	0,59	52,12	0,40	3,21	0,03	18,33	~	~	~	~	~	~	4,0	4,83	100,12	8,6	8,2	0,6	-	
2:	24,64	0,35	45,69	1,13	3,65	0,08	13,76	1,19	1,05	1,07	-	-	-	0,24	7,20	100,23	12,77	11,1	0,14	403	
3:	28,06	0,57	46,58	0,76	4,01	0,05	12,50	1,00	0,64	0,14	-	-	-	4,86	99,78	15,0	14,0	0,07	413		
4:	29,49	0,44	26,6	1,25	5,47	0,04	25,59	-	0,20	0,37	-	-	-	0,56	10,70	0,82	101,23	10,7	9,81	0,09	255
5:	30,63	0,29	33,02	0,80	4,61	0,07	17,05	2,46	0,46	1,76	-	-	-	8,08	-	100,18	13,1	12,6	0,07	254	
6:	32,66	1,70	34,96	1,72	4,69	0,47	2,87	2,62	2,70	1,09	-	-	-	0,03	3,78	8,99	99,99	48,1	44,0	0,15	242
7:	33,28	1,20	46,86	0,82	0,47	-	0,64	8,68	1,68	1,68	-	-	-	0,03	1,97	3,02	99,88	26,3	12,5	0,6	267
8:	38,61	1,82	53,44	0,93	-	-	2,88	1,32	1,70	1,02	-	-	-	3,41	0,02	100,85	-	-	-	451	
9:	33,86	0,42	36,60	1,00	1,51	0,03	7,43	6,54	1,28	2,80	-	-	-	0,26	8,28	0,02	100,07	10,29	7,5	0,28	193
10:	34,15	0,54	17,79	1,95	13,56	0,15	21,13	4,27	-	-	-	-	-	0,22	8,92	0,12	100,8	26,4	25,1	0,06	99
11:	34,20	1,70	58,64	0,47	1,10	-	1,61	0,08	0,15	0,17	-	-	-	0,03	1,46	-	99,61	27,7	23,5	0,13	589
12:	34,34	0,48	36,68	1,00	1,47	0,09	7,25	6,67	1,30	2,72	-	-	-	0,30	8,28	-	100,58	10,0	7,2	0,3	190
13:	34,57	2,07	54,32	2,25	-	-	2,46	0,64	0,76	0,39	-	-	-	2,58	-	100,04	-	-	-	508	
14:	35,64	1,28	31,49	0,20	4,94	0,02	12,46	0,50	1,00	4,51	-	-	-	5,20	2,50	99,74	18,0	17,8	0,01	236	
15:	35,82	0,38	27,92	0,61	2,99	0,02	15,58	0,12	0,46	4,86	-	-	-	0,04	5,47	3,28	99,67	9,8	8,9	0,09	214
16:	36,00	ca:	38,0	0,08	1,14	0,02	13,82	ca:	0,69	3,06	-	-	-	-	7,29	100,10	4,2	3,9	0,06	329	
17:	37,38	0,32	32,32	2,42	2,24	0,08	13,74	0,26	0,66	2,55	-	-	-	0,29	7,44	-	99,70	8,35	4,4	0,48	275
18:	37,56	-	31,82	2,53	2,13	0,08	13,75	0,16	0,80	2,65	-	-	-	0,19	7,44	-	98,79	7,83	3,6	0,55	265
19:	38,12	0,15	34,05	1,00	1,56	0,06	7,94	8,52	0,63	2,47	-	-	-	0,3	5,02	0,06	99,80	9,6	7,1	0,28	147
20:	38,46	0,70	30,24	0,67	2,99	0,02	12,01	0,16	0,57	6,20	-	-	-	0,02	3,60	3,95	99,82	12,3	11,3	0,09	218
21:	42,24	0,28	40,07	1,43	0,89	-	3,22	0,32	2,81	3,68	-	-	-	0,71	3,98	0,82	100,30	12,2	2,4	0,8	305
22:	42,15	0,53	41,06	1,33	0,51	0,03	0,79	1,94	2,81	4,32	-	-	-	-	4,37	99,84	25,9	-	-	1,15	277
23:	50,23	0,16	30,29	3,85	1,47	0,05	1,24	4,09	3,24	3,32	-	-	-	0,45	2,43	0,13	100,45	40,00	-	1,05	137
24:	59,20	0,95	19,98	3,52	4,66	0,06	3,96	6,48	2,70	2,88	0,23	0,68	-	1,11	0,1	100,41	39,7	26,1	0,84	8	
25:	55,22	1,60	18,80	3,98	6,36	0,69	2,59	7,15	0,58	1,30	-	-	-	0,02	1,29	-	99,58	58,27	50,0	0,28	34
26:	56,61	0,66	20,33	2,92	3,83	0,06	4,14	4,14	4,96	1,26	0,23	0,31	1,24	0,08	100,19	33,5	25,0	0,3	40		

Продолжение таблицы II

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O	анн	Σ	φ	δ	А	
27:	57,26	0,79	19,75	3,66	0,08	3,43	5,35	2,80	2,46	0,27	1,15	0,9	0,16	100,74	30,0	13,0	0,63	27
28:	59,13	0,63	19,43	3,46	0,09	3,06	5,21	0,66	2,62	0,03	0,25	1,79	0,05	100,34	41,4	29,9	0,39	59
29:	63,74	0,98	19,35	2,36	1,77	0,05	1,71	4,39	2,56	1,71	0,43	1,28	-	100,04	36,3	19,2	0,55	52
30:	63,63	0,48	17,91	2,52	1,95	0,06	2,80	4,27	2,40	0,18	0,30	0,52	0,10	99,95	28,1	13,7	0,6	30
31:	63,78	0,48	18,10	2,66	1,95	0,06	2,64	4,35	2,40	0,16	0,29	0,52	0,10	100,35	29,3	12,2	0,6	29
32:	69,56	-	16,26	1,61	0,87	0,06	1,24	3,47	3,23	1,99	-	0,09	1,82	100,20	26,8	3,2	0,9	26
33:	69,70	0,30	16,07	1,33	1,17	0,09	1,12	2,45	1,16	3,19	0,06	0,53	1,07	100,42	37,2	22,8	0,5	82
34:	74,88	0,14	16,96	0,54	0,65	0,02	0,57	1,08	1,8	3,05	-	0,37	0,86	100,94	33,3	26,3	0,37	85

1. Хлопчат-корудовая порода о малайзийском. 2. Светло-серая тонкозернистая мукозернистая хлопчат-хлопчатая порода. Дьявольское месторождение.
 3. Обр. 8-19. Дистеневый корунд. 4. Обр. 156. Аргиллит-хлопчат-гальмовый сланец. 5. Серая мелкозернистая мармелит-хлопчатая порода.
 6. Обр. 8016: Грейт-серпент-хлопчатый сланец. 7. Обр. 8002. Корунц-дистеневая порода. 8. Пр. № 6. Корундовый дистен. 9. Мармелит-мармелит-мукозернистый сланец о корунде. 10. Обр. 165: Аргиллит-хлопчатый сланец. 11. Обр. 8017. Дистеневая вязкая порода (сг. р. = 0,49).
 12; Обр. 219: Карбонат-мукозернистая мукозернистая мукозернистая порода. 13. Пр. № 4. Корундовый дистен. 14. Обр. 8001. Корунц-дистеневый кварц.
 15; Обр. 8008: Хлопчатый сланец. (сг. р. = 2,18). 16: Светло-серая тонкозернистая мукозернистая мармелит-хлопчатая порода. 17. Мармелит-гальмо-корундовая порода. 18: Обр. 1151: Корундовая мармелит-хлопчатая порода. 19. Обр. 214. Карбонат-мукозернистая мукозернистая порода. 20. Обр. 8003. Хлопчат-мукозернистый сланец (сг. р. = 0,24). 21. Обр. 160. Мукозернистая гальмо-мармелит-хлопчатая порода. 22. Светло-зеленая мелкозернистая мукозернистая порода. 23; Обр. 24: Иньширванская хлопчат-мукозернистая порода. 24. Обр. 103. Светло-хлопчатый сланец. 25. Обр. 8015. Гранит-сланцевый кварц о полевом. 26. Обр. 127. Иньширванская хлопчат-мармелит-хлопчатый сланец. 27. Эпидот-гранит-хлопчатый сланец. 28. Обр. 74: Иньширванский хлопчат-хлопчатый сланец. 29. Обр. 65: Светло-хлопчатый сланец. 30. Обр. 156. Иньширванский хлопчат-мукозернистый сланец. 31. Обр. 98. Хлопчат-мармелит-мукозернистый сланец. 32. Обр. 131. Светло-хлопчатый сланец. 33. Обр. 81. Эпидот-гранит-хлопчат-сланцевый сланец. 34. Обр. 15/1 Иньширванский хлопчат-хлопчат-сланцевый сланец. А в а л и я:
 1, 2, 5, 16, 22, 32 - Севера, Восток, 1936; 4, 9, 10, 12, 17-19, 21, 23, 24, 26-31, 33, 34 - обр. И. А. Корнева, 1946; 13, 8 - Восток, 1936;
 3, 6, 7, 11, 14, 15, 20, 25 - обр. автора.

В единичных случаях отмечена косая слоистость (А.С. Амеландов и автор). Строение пород осложнено нередко обильными разноориентированными, пересекающимися прожилками, сложенными мусковитом, дистеном, хлоритом, турмалином, диаспором, апатитом, пирофиллитом, кальцитом и др. В центральных частях дистеновых прожилков отмечаются иногда реликты корунда.

Минералы корундитов подразделяются на: первичные – корунд, дистен (I генерация), рутил, биотит, апатит, турмалин, шприт, графит и гематит, возникшие в процессе прогрессивного регионального метаморфизма бокситов в условиях гранулитовой фации; переотложенные, потвившиеся в процессе гранитизации и диафтореза – те же минеральные разновидности, что и в первой группе, но имеющие иные формы и состав и наложенные (вторичные), – явившиеся продуктами гранитизации и главным образом диафтореза – дистен (II генерация), мусковит, хлорит, хлоритоид, пирофиллит, диаспор и т.д.

Корунд (до 100%) имеет варьирующую окраску: синюю, серую, розовато-серую, розовую, розовато-красную, розовато-сиреневую, рубиново-красную. Рубиново-красная окраска обусловлена присутствием хрома. В проходящем свете бесцветный, редко отмечается сплошной (в дистеновых разностях) или чаще пятнистый плеохроизм корунда: N_e – светло-голубой, N_o – светло-фиолетовый (более густой) или от бесцветного до зеленого, иногда отмечаются вариации в розовых тонах. Некоторые участки плеохромируют до индигово-синего. Он образует изометричные, угловатые зерна, обычно таблитчатые равновеликие кристаллы с хорошо развитыми плоскостями бипирамиды ($10\bar{1}1$) и моноэдра. В серых разностях отмечается грань призмы ($11\bar{2}0$). Крупные кристаллы представляют переменные комбинации бипирамиды ($10\bar{1}1$) и моноэдра. Грани иногда несут штриховку. Дополнительные грани призмы II рода ($11\bar{2}0$) с перекрещивающейся штриховкой, а также комбинации других бипирамид II рода с моноэдром наблюдаются у се-

рых корундов, для которых характерна удлиненная по призме (1120) форма зерен. В гранитизированных участках, обогащенных рутилом, отмечаются густорубиновые хорошо ограненные плоскотаблитчатые со срезанными гранями бипирамидального ограничения кристаллы размером до 5 x 5 мм, имеющие грани: 0001, 1011.

Индивиды достигают размеров до 20 x 20 мм, обычно - 2 x 2 мм. Кристаллы и зерна разбиты трещинами, выполненными мелкочешуйчатыми агрегатами вторичных минералов. Корунд одноосный, отрицательный, удлинение положительное, $n_o = 1,767$, $n_e = 1,754$. Часто полисинтетически двойникован по ромбоэдру (1011), что является результатом динамического воздействия. Спайность хорошая. Удельный вес красного корунда равен 3,93-3,96, серого - 3,86. Корунд содержит иногда редкие включения рутила и графита. Он замещается мусковитом и дистеном, реже хлоритом, диаспором, маргаритом, серицитом.

Дистен, содержащийся в породах до 60%, представляет собой зеленые, изумрудно-зеленые, реже синие, серовато-синие, бесцветные, таблитчатые, пластинчатые, призматические, вытянутые кристаллы и зерна (до 20 мм) без концевых граней, а также сноповидные, взаимнопрорастающие, спутанноигльчатые, радиально-лучистые, игльчатые и полизернистые агрегаты (до 20 см). Таблитчато-призматические формы характерны для синевато-серых разновидностей. Отмечаемые дистеновые прожилки всегда более крупнозернисты, чем рассеиваемые ими дистениты. Зеленые дистены находятся в постоянной ассоциации с рубиново-красным корундом. Дистен в проходящем свете бесцветный или слабо плеохромирует от светло-розового до светло-голубого цвета, а иногда - в зеленоватых тонах. Зеленая окраска обусловлена присутствием до 1,8% Cr_2O_3 , что также находит отображение и в оптических свойствах: зеленый - $n_g = 1,734$, $n_p = 1,718$, $n_g - n_p = 0,016$; $2v = -82^\circ$; серый - $n_g = 1,727$, $n_p = 1,712$, $n_g - n_p = 0,015$, $2v = -81^\circ$. В дистенах наблюдаются включения корунда, рутила и игльчатые

кристаллы турмалина. Сам дистен замещается хлоритом, мусковитом, диаспором, нередко с образованием псевдоморфоз.

Андалузит отмечен в протолочках в виде единичных зерен, угловатых, несколько вытянутых по призме. Они бесцветны, фиолетовы, прозрачны, содержат включения рутила.

Турмалин (от единичных зерен до 70%) образует призматические, игольчатые, буровато-зеленые, черные, коричнево-бурые, зеленовато-черные кристаллы-иглы и зерна размером до 5 мм, иногда располагающиеся в виде турмалинового солнца или образующие зернистые агрегаты. Он плеохроирует в желтовато- и зеленовато-бурых, реже зеленых тонах. В турмалине включены округлые зерна рутила с резорбированными ограничениями корунда и тонкозернистые диаспоровые псевдоморфозы по корунду.

Рутил (до 20%) - черные, просвечивающие бурым, красновато-бурым, красные с оранжевым оттенком, бурые зерна и кристаллы (до 4 x 4 мм), образующие цепочные, кучечные или неправильные выделения, нередко включенные в индивиды корунда и турмалина. Отмечаются сердцевидные и коленчатые двойники и тройники или деформированные кристаллы.

Биотит отмечается в единичных случаях как включения в корунде.

Сульфиды, гематит, магнетит и ильменит образуют единичные неправильные зерна, причем последние тяготеют к рутилу. Пирит, борнит, галенит, халькопирит и ховеллин (до 6%) образуют скопления размером до 1 x 2 x 8 см, вытянутые по сланцеватости или образуют чаще мелкие разбросанные зерна размером до 1 x 1 мм. В корунд-хлоритовых породах иногда отмечаются рассеянные чешуйки молибденита.

Апатит - белые, бесцветные, изредка зеленоватые, бледно-розовые,

грязно-желтые кристаллы (0,5x0,1 мм), рассеянные в породе. Циркон представляет мельчайшие округлые зерна розоватого цвета, редко призматические, гиацинтового типа кристаллы с четкими ребрами и гранями размером от 0,1 и менее, с удлинением 1:2, 1:3, так же редко отмечаются сростки веретенообразной формы.

В западной части щита (р. Чампула, п. Сон-Тит и др.) среди кварцитов и высокоглиноземистых пород верхнеалданской свиты отмечаются маломощные пропластки корунд-биотит-магнетит-шпинелевых и корунд-силлиманит-гранат-кордиеритовых, гранат-силлиманит-корундовых, корунд-шпинелевых, корунд-биотитовых, силлиманит-кордиерит-корундовых и других сланцев и реже гнейсов, совершенно не затронутых диафторезом.

Корунд-биотит-магнетит-шпинелевые сланцы — плотные, слабополосчатые, сланцеватые или массивные породы. Полосчатость создается чередованием полевошпатовых и корундсодержащих слоев. Биотит, магнетит и шпинель отмечены в обеих полосах. Окатанный циркон в большей мере характерен для корундовых пропластков. Сланцы состоят из плагиоклаза № 25-35 (до 50%), микроклина (до 20%), корунда (1-25%), биотита (0-20%), шпинели (до 10%), магнетита (до 20%, а иногда до 10%), силлиманита, графита, турмалина и др. Корунд-неправильные и призматические зерна или кристаллы, вытянутые вдоль сланцеватости и тяготеющие к магнетиту. Он бесцветен или плеохроирует: M_o — голубовато-синий, M_e — бесцветный. Иногда он полисинтетически сдвойникован. Корунд заключен в магнетит, а сам включает магнетит, шпинель, биотит и полевошпат, приобретая ситовидную структуру. Биотит плеохроирует от зеленовато-бурого, коричневого до желтовато-зеленого. Магнетит и гематит образуют линзовидные и неправильные выделения. Шпинель характерна для корундовых пропластков. Турмалин плеохроирует от бесцветного до

бледно-серовато-зеленого цвета.

Гранат-кордиерит-биотит-силлиманит-корундовые гнейсы и сланцы-плотные, зеленовато-серые, полосчатые породы, в которых полевошпатовые полосы чередуются с гранат-полевошпатовыми, силлиманит-полевошпатовыми, биотитовыми и кордиеритовыми прослойками. К гранату приурочен корунд, биотит, а к силлиманиту тяготеют магнетит, шпинель и корунд. Плагжоглаз (до 45%) - неправильные, реже таблитчатые зерна № 15-45; микроклин (10%) - микропертит, неправильные нерешетчатые зерна. Корунд (10%) - крупные, неправильные, серые, полисинтетические двойникованные зерна, бесцветные или плеохроирующие в синих тонах. Гранат (15%) - неправильные, слабоидiomорфные бесцветные индивиды. Силлиманит (16%) - скопцовидные агрегаты и разобщенные длиннопризматические короткоигловчатые кристаллы и иглы. В породе (до 5%) отмечаются гематит, окатанный циркон, а также рутил, образующий мелкие призматические, темно-бурые и непрозрачные кристаллы, иногда с колечатыми двойниками. Магнетит и зеленая шпинель часто формируют в кордиерите шпинель-корундовые и магнетит-шпинелевые сростания.

х х х

По своим петрографическим характеристикам высокоглиноземистые породы Алданского щита весьма разнообразны. Подавляющая часть их разновидностей относится к железо-магнезиальным, бедным кальцием метаморфическим породам, в которых широко варьируют содержания граната, кордиерита, биотита, гиперстена, силлиманита, полевых шпатов и т.д.

Эти породы образуют непрерывный ряд пород от весьма богатых кварцем (кварциты, кварцито-гнейсы) через гнейсы и сланцы с умеренным содержанием кварца до бескварцевых пород.

со шпинелью и сапфирином и далее до пород недосыщенных кварцем (корундиты, корундосодержащие гнейсы и сланцы). Среди высокоглиноземистых пород выделяются по своим текстурно-структурным особенностям конгломераты и гранулиты, а по минералогическим и петрохимическим - марганцево - глиноземистые породы с виридином, спессартином и манганофиллитом, а также турмалиновые и графитовые породы. Минеральные ассоциации рассматриваемых пород соответствуют образованиям гранулитовой фации метаморфизма. Все многообразие петрографических разновидностей в отношении их минерального состава при относительно изофациальных условиях метаморфизма обусловлено прежде всего вариациями в их химическом составе.

Петрографические особенности высокоглиноземистых пород Адданского щита (силлиманитовые, корундовые, турмалиновые, графитовые, кордиеритовые, виридиновые, спессартиновые, манганофиллитовые и т.п.) находят аналогию с подобными образованиями архейских комплексов других регионов мира (Украины, Балтики, Канады, Бразилии, Африки и т.д.), для которых установлена их первично осадочная природа и которые в большинстве случаев представляют продукты переотложенных кор выветривания.

ГЛАВА IV

МОРФОЛОГИЯ, ТЕКСТУРНЫЕ И СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ ПОРОД

УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ. Высокоглиноземистые породы обнажаются в виде крупно- и среднеглыбовых развалов, мелкоглыбовых россыпей в виде причудливых останцев и скал, а по водоразделам они образуют гребни и гривки, сочетающиеся с зубцами высоких останцев. Породы темно-серые, серые, светло-серые с розоватыми, зеленоватыми, желтоватыми, бурными или синеватыми оттенками, а кварциты в большинстве случаев — белые и светло-серые с теми же оттенками.

Особенностью высокоглиноземистых пород является их приуроченность к определенным стратиграфическим уровням и выдержанности пачек на десятки километров, что, наряду со специфическим их составом, позволяет использовать их в качестве маркирующих горизонтов. Пласты пород специфического состава, обогащенные марганцем, бором, углеродом и т.п., приурочены к определенным стратиграфическим уровням. Такие условия залегания могут быть только у пород осадочного образования.

Широко развиты переходы одних разновидностей высокоглиноземистых пород в другие или этих пород в породы иного состава (кварциты, гнейсы, сланцы и т.п.). Особенно часто это наблюдается в верхнеалданской свите венгерской серии. Характер перехода одних пород в другие различен как по простиранию, так и по напластованию. Выделяются три главных типа литологических переходов. Резкий переход, при котором высокоглиноземистые образования

по простиранию выклиниваются или сменяются по напластованию другой породой с четкой границей раздела (рис. 9, II, I4).

Второй тип характеризуется переходом "палец в палец" по простиранию, причем в обе стороны от линии раздела в породе наблюдается все меньшее количество линз другой породы. По напластованию переход также осуществляется постепенным уменьшением количества и размеров линз одной породы в другой. Раздел пластов не резкий, но сами породы почти не изменяют своих минеральных и структурных черт.

Переход третьего типа осуществляется путем постепенного минерального и структурного приближения высокоглиноземистых пород к другим породам с образованием ряда промежуточных разновидностей. Например, силлиманитовый гнейс может переходить в биотитовый гнейс через кварцито-гнейс или в кварцит через силлиманитовый кварцит (рис. I6).

Наблюдаются и другие типы переходов и переходы смешанного характера. Широкое развитие разнообразных типов литологических переходов пород друг в друга характерно для геосинклинальных осадочных формаций.

В залежах высокоглиноземистых пород отмечаются согласные линзы и пропластки других парапород, а именно: мраморов, кальцифилов, кварцитов, графитовых, гематитовых, марганцевых пород и т.д. (рис. 9, II). Наличие в толщах пород заведомо первично-осадочных образований дает основание предполагать первично-осадочное происхождение сопредельных пород при условии, если толща образует генетически единую ассоциацию пород, и нет явных признаков их другого генезиса.

Рассматриваемые породы слоисты. В большинстве случаев слоистость четкая, обусловленная наличием резко очерченных пропластков,

Отличающихся друг от друга составом, цветом, зернистостью, структурой и т.д. (рис. 11, 14, 16). Слоистость характерна для осадочных и вулканогенно-осадочных толщ, тем более если отмечается переслаивание пород резко различного состава. Последнее присуще осадочным породам. В вулканогенно-осадочных комплексах слоистость менее четкая, и переслаиваются породы обычно близкого состава. В вулканогенных образованиях слоистость менее характерна и чаще всего обусловлена структурно-текстурными особенностями пород. Для интрузивных образований слоистость мало характерна и отмечается обычно в породах основного состава.

Наряду с неупорядоченной слоистостью, наблюдаются пачки, состоящие из ритмично чередующихся маломощных прослоек и имеющих определенные закономерности в качественных и количественных сочетаниях элементов ритма (рис. 14). В некоторых свитах (верхнеадланской, сутамской, кюриканской, зверевской и др.) отмечается наличие крупных ритмов мощностью до нескольких тысяч метров. Здесь имеется закономерная смена кварцитов кварцито-гнейсами и гнейсами (верхнеадланская свита), которые переходят в высокоглиноземистые породы, в свою очередь перекрываемые гнейсами и сланцами основного состава, чарнокитами и карбонатными породами. Таких ритмов в свите насчитывается два, три и более. Довольно часто наблюдаются пачки мощностью до 1000 м тонкого ритмичного переслаивания высокоглиноземистых пород, кварцитов, биотитовых и основных гнейсов и сланцев. Отмечена ритмичность среди гранулитов, где подошву ритма составляет ортоклазовый гранулит, а верх - графит-биотитовые сланцы.

Ритмичная слоистость в кварцито-гнейсо-сланцевой толще по своей первичной природе чаще всего представляет двухкомпонентное образование. В переслаивании участвуют кварциты и кварцито-гнейсы, залегающие в нижнем кремнистом элементе ритма, который

постепенно переходит в верхний глиноземистый элемент ритма, сложенный гнейсами и сланцами. Наиболее часто отмечается чередование кварцитовых и силлиманит-биотитовых сланцевых слоев, а также высокоглиноземистых пород с биотитовыми гнейсами (сланцами). Несколько реже отмечается трехкомпонентное чередование: «кварцит, биотит-гранатовый сланец, силлиманит-биотитовый сланец или кварцит, высокоглиноземистая порода, основной сланец (гнейс);

высокоглиноземистая порода, биотитовый гнейс, основной сланец (гнейс); низы ритма слагают среднезернистые биотит-кварцевые сланцы, которые постепенно переходят в мелкозернистые биотитовые сланцы и далее в биотит-гранатовые сланцы или биотит-магнетитовые и гиперстен-магнетитовые породы. Наблюдается ритмичное переслаивание лейкократовых (низ) и меланократовых (верх) прослоек. Ритмичность имеет место среди кварц-железистых образований, в которых гематитовые, часто с силлиманитом разности, а иногда с повышенными содержаниями марганца, титана, бора, бария сменяются вверх магнетитовыми разностями. В сутамской свите наблюдается ритмичное чередование пропластков мраморов и биотит-гранатовых сланцев.

Ритмичность подтверждается и химическим составом. От подошвы к кровле растет количество глинозема, железа, магния, кальция, а кремнезема — уменьшается. В одних случаях (в нижних частях ритмов) содержится больше Fe^{2+} (кордиерит, биотит, гранат), вверх роль Fe^{2+} увеличивается — полагается магнетит или в самом верху отмечается присутствие гематита. Более часто имеет место обратное явление, т.е. Fe^{2+} преобладает внизу, уменьшаясь вверх по ритму.

Ритмичная слоистость, как слоистость вообще, указывает, что при накоплении осадочных толщ определенным образом резко или постепенно изменялась литофациальная обстановка в источниках материала или на путях переноса, или в местах накопления. Слоис-

тость также отображает изменение какого-либо одного фактора седиментации или нескольких, например, E_h, pH , солености, развития организмов и т.п. Ритмичная слоистость является производной от ритмичного изменения условий седиментации.

Толщи ритмичного переслаивания имеют флишоидный характер с двумя, тремя и более компонентами в ритме. Слои ритмов отличаются друг от друга своими минеральными и химическими составами, цветом и крупностью сложения. Мощность прослоек колеблется от I до 30 см (в среднем 5-7). Рассмотрение характера пород указывает, что по направлению к кровле происходит уменьшение зернистости осадков и увеличение глинистой составляющей. Отмечаются преимущественно полные, развитые ритмы, но есть неполные, недоразвитые ритмы. Переходы между элементами ритма постепенные, между ритмами — обычно четкие, резкие. Иногда верхние элементы ритмов (глиноземистые и железистые) отсутствуют. Мощность ритмичных слоев колеблется от 1 см до 4 м, обычно 10-50 см. В ряде случаев внутри определенных ритмов отмечается более тонкая полосчатость, отображающая микроритмичность его накопления. Расшифровка этого типа слоистости, кроме выяснения характера осадконакопления, позволяет в частности выяснить истинное положение пласта, что имеет важное значение для картирования, учитывая сложный узор архейских дислокаций.

Флишоидные формации относятся к морским осадочным образованиям и характерны обычно для второй стадии развития внутренних зон геосинклинальных областей. Они накапливаются на дне мелководных и реже глубоководных бассейнов, на склонах кордильер, развивающихся у окраин разрастающихся материков. Эти формации свойственны территориям горообразовательного окраинноматерикового типа на довольно поздних этапах их развития (Вассоевич, 1948; Попов, 1959).

Высокоглиноземистые породы отмечаются в виде пластов, уплощенных линз мощностью от 1 см до 150 м, согласных с пластами других пород (кварцитов, кварцито-гнейсов, биотитовых, амфиболовых, амфибол-диопсидовых и иных гнейсов и сланцев, чарнокитов и т.п.) (рис. 9-16). Пласты в общем выдержаны по мощности, увеличение мощности или выклинивание пласта происходит преимущественно постепенно. Изредка отмечалась слабо выраженная четковидная форма пласта. В замковых частях складок наблюдается некоторое увеличение мощности, что объясняется дислокацией здесь пластов, находившихся в пластичном состоянии. Протяженность конкретных пластов до нескольких километров. Такая морфология и размеры пластов находят аналогию с залежами осадочных пород в геосинклинальных формациях.

ТЕКСТУРНЫЕ ПРИЗНАКИ. Высокоглиноземистые породы всегда в той или мере полосчаты (рис. 9-16). Мощность полосок от 1 до 10 мм. Полосчатость более четка в биотит-гранатовых гнейсах, сланцах, гранулитах и в породах с силлиманитом. Среди этих текстур выделяются параллельно-полосчатая, линзовидно-полосчатая, четко-видна-полосчатая, пльчат-полосчатая, выклинивающаяся, ленточная, гнейсовидная и т.п. текстуры, а в разностях, богатых силлиманитом и биотитом, сланцевая. Границы между слоями большей частью резкие, но нередко наблюдаются и постепенные переходы. Полосы могут слегка утолщаться или выклиниваться, лишь изредка раздваиваться. За крайне редким исключением элементы залегания полосчатости высокоглиноземистых пород всегда совпадают с элементами залегания самого пласта этих пород и пластов пород, с которыми они ассоциируют в разрезе. Полосчатость пород без изменения прослеживается на значительные расстояния (до 100 м).

Она обусловлена полосчатым распределением кварца и полевого шпата, с одной стороны, и биотита, **граната**, гиперстена, силлиманита, - с другой. Грубая полосчатость создается чередованием полос различного состава, обогащенных теми или иными минералами, например, гранат-биотитовых, биотит-силлиманитовых, кордиерит-силлиманит-магнетитовых и лейкократовых кварц-полевошпатовых полос. Различие в окраске полос и размерах минеральных зерен в сопредельных прослойках также создает полосчатость породы.

Кварц-полевошпатовые (микроклин, ортоклаз) образования, залегающие согласно в гнейсе в виде пропластков и линз различной мощности, обычно содержат 70-95% микроклина (ортоклаза). В них же отмечается биотит, гранат, кордиерит, плагиоклаз, графит и т.д. Контакты этих **слоек** с гнейсами не имеют закаленных и реакционных зон внутренней зональности. Данные О.Татла и Н.Боуэна (1958) и др. по анализу системы $KAlSi_3O_8-NaAlSi_3O_8-SiO_2-H_2O$ позволяют заключить, что состав Q-Mt(Or) пропластков перешел бы в расплав при 800-900°C, а стало быть, активно воздействовал бы на гнейс и прежде всего на его плагиоклаз. Отсутствие таких реакций и определенные геотермометрическим методом более низкие температуры метаморфизма адданского комплекса, чем вышеозначенная эвтектика, позволяют заключить, что кварц-полевошпатовые образования являются сингенетичными первичному составу гнейса, т.е. первичноосадочными.

Более детально чередование полосок различного минерального и химического состава рассмотрено при изложении петрографии отдельных групп и видов пород. Подавляющее большинство слоистых пород имеет полосчатость, унаследованную от первоначально слоистого строения осадочных пород. Дифференциальные движения почти всегда

усиливают первичную слоистость. Слоистость пород значительно осложнена пластическими деформациями: складки волочения, пloyчатость, тектоническая расслоенность и т.д., что требует тщательного анализа природы полосчатости. Полосчатость высокоглиноземистых метаморфических пород, если она не осложнена последующими тектоническими дислокациями, аналогична полосчатым текстурам глин алевролитов и песчаников.

В единичных случаях в бассейне среднего течения р. Тимштон (рр. Бугорыкта, Горбылях, Номина) среди силлиманитовых сланцев и силлиманитов изредка отмечаются одиночные образования типа высокоглиноземистых конкреций. Они имеют шароподобную или эллипсоидную форму и размеры до 15–20 см в диаметре или по длинной оси. Граница с вмещающей породой относительно четкая, при выветривании они заметно выделяются на фоне разрушенной породы. Строение их массивное, спутанно-волокнистое или радиально-лучистое, более крупнозернистое, чем во вмещающей породе. Они состоят из силлиманита с примесью корунда, биотита, магнетита или кварца. Содержание глинозема значительно более высокое, чем в породе. Аналогичные конкреции часто наблюдаются в докембрийских высокоглиноземистых породах Кольского п-ва (Бельков, 1963), Восточной Сибири (Головенко, 1967), Индии (Dunn, 1929; Roy, 1960), США (Espenahade, 1960) и т.д. Формирование подобных конкреций имеет место в высокоглиноземистых, бокситовых глинах и связано с созданием условий, приводящих к повышенной миграции глинозема в виде растворов.

В единичных случаях во внешней зоне отмечается косая слоистость в биотит-гранатовых кварцито-гнейсах, кварцитах, корундитах и гнейсах. При реконструкции первичного залегания выясняется, что она падает преимущественно в северо-восточном направлении, хотя есть и разнонаправленные серии. Эти участки мощностью 20–40 см

состоят из параллельных однонаправленных косых слоев, несогласных ни с верхней, ни с нижней границами серий. Они сложены несколькими сериями, слои наклонены в одном направлении под углами 5–30°. Слоистость обусловлена чередованием слоев несколько различного состава или же по их поверхности отмечаются более повышенные количества биотита, магнетита или силлиманита. Мощность слоев варьирует от 5 до 50 мм. Слои слабо вогнуты, выполаживаясь у подошвы и срезаясь в кровле. Наблюдается "диагональная" (косая) слоистость с ровными однонаправленными слоями, имеющими с кровлей и подошвой один угол (до 10°). Соприкосновение слоев и определенных пластов

резкое. Мощность их до 10 мм. Нередко, особенно в толщах ритмично го тонкого переслаивания, наблюдается срезание слоев нижних пачек вышележащими слоями с образованием слабовыраженной косо- слоистости, у которой косослоистые серии образуют с вмещающими слоями небольшой угол (до 10°). Наклоны серий направлены в разные стороны. Косая слоистость описана также в кварцитах Селигдар-Инаглинского междуречья А.Н. Угримовым и корундитах Чайныта - А.С. Амеландовым. Характер косой слоистости указывает, что она сформировалась в дельтах и в зонах приобья морского бассейна.

Реже развиты породы массивного сложения (корундиты, гранатиты, сапфириновые и другие бескварцевые разновидности), которые залегают среди слабополосчатых тех же петрографических разновидностей.

СТРУКТУРНЫЕ ПРИЗНАКИ. Большинство породообразующих минералов различимо макроскопически, так как размеры породообразующих зерен колеблются от 0,5 до 3 мм в поперечнике, хотя имеют место и микроскопические зерна и порфиробластические выделения до 10 x 10 мм. Выделяются крупно-, средне- и мелкозернистые разновидности хотя в целом породы **неравномернозернистые**. При всех равных других условиях размеры слагающих зерен возрастают с мощностью пласта.

Зернистость больше в лейкократовых, чем в меланократовых пропластках.

Структуры пород самые разнообразные, обусловленные сочетанием большого числа минералов разного размера и разной формы и являющиеся результатом интенсивных и неоднократных перекристаллизаций. Наиболее широко распространены гранобластовая, гранулитовая, лепидобластовая, нематогранобластовая и порфиробластовая структуры. Между этими разновидностями существуют постепенные переходы, что еще больше усложняет структурные взаимоотношения минералов. Характерна изменчивость структур от одного прослойка к другому (рис. I2-I4). Эти структуры являются результатом глубокой перестройки осадочных пород в процессе сложного и глубокого регионального метаморфизма с интенсивными процессами перекристаллизации кварца (Кулиш, 1964). В этих суперкрупных породах, испытавших глубокий метаморфизм в условиях гранулитовой фации, интенсивные ультраметаморфизмы и дислокации, отмечаются реликты первичноосадочных структур (палимпсестовые структуры по Седергольму).

Наличие реликтовых структур в кварцитах алданского архея отмечалось неоднократно (Лазыко, 1956; Архангельская, 1958; Кулиш, 1960; и др.), однако сколько-нибудь детальное их описание и исследование не было произведено. Автором проведено такое изучение структур кварцевых и глиноземистых пород под микроскопом с применением проходящего и поляризованного света, различных светофильтров и освещения (в т.ч. ультрафиолетового) и столика Федорова.

Реликтовые структуры развиты в относительно слабодислоцированных и малогранитизированных кварцитах, кварцито-гнейсах и вы-

сокоглиноземистых сланцах, залегающих обычно в ядрах крупных пликтивных структур и в крыльях флексур. Эти породы, как правило, содержат более 50% кварца. Наиболее достоверные осадочные структуры характеризуются как бластопсаммитовые, торцовые, геличитовые и структуры кирпичной кладки (рис. 17-19).

В кварцитах, кварцито-гнейсах или существенно кварцевых прослойках сланцев индивиды кварца при умеренном увеличении в проходящем свете и просмотре через светофильтры (синие, зеленые, оранжевые) обнаруживают то или иное количество пылевидных включений. Наибольшее количество пылевидных образований отмечается в графитовых и гематитовых кварцитах, несколько меньшее — в силлиманитовых, виридиновых кварцитах и сланцах, а также в кварцито-гнейсах. Распределение этих пылевидных включений имеет следующие особенности. В одних местах они как бы насыщают центральную часть индивида кварца, в других они образуют скопления округлой, эллипсоидной или слабоугловатой формы, но чаще всего образуют как бы своеобразный узор, сетку, в которых ячейки имеют в своем большинстве округлую, овальную, реже полигональную форму (рис. 18). Изучение этих узоров и распределений пылевидных частиц в связи с текстурой и структурой породы, с кристаллооптическим строением и ориентировкой кварцевых индивидов, с расположением реликтовых зерен полевого шпата и аксессуаров показывает, что эти узоры и пятна отображают первичную кластогенную форму кварцевых песчинок. Размеры песчинок варьируют от 0,3 x 0,3 до 3 x 3 мм. Развитие пылевидного материала (окислы железа, глиноземистые образования и газо-вожидкие пузырьки) на контактах перекристаллизованного кварца и обломочных кварцевых зерен отмечаются и в слабоизмененных

кварцито-песчаниках (Симанович, 1966).

Гранобластовые структуры многих кварцитов часто усложняются мозаичным строением индивидов кварца. Оно выражается прежде всего в расхождении оптических ориентировок локальных смежных частей одного зерна кварца. Положение оптической оси у смежных индивидов отклоняется от $2-3^{\circ}$ до $15-19^{\circ}$. Этот индивид, по существу, имеет полизернистое строение. Слагающие его части имеют изометричные округлые, слабополигональные формы и относительно простые сочленения, т.е. структура индивида является торцовой. Переходы между зернами, слагающими мозаику, варьируют от четких до постепенных. Мозаичность зерна с постепенными границами частей, с полосчатой мозаикой, сочетающаяся с полосами Бена, обусловлена перекристаллизацией и деформацией (Кулиш, 1964). Мозаика зерен с четкими границами слагающих частей, не имеющих определенных оптических ориентировок, представляет собой реликты бластоносаммитовых структур. Обычно контуры таких зерен, слагающих кварцевый индивид, подчеркнуты пылевидными частицами.

Бластоносаммитовые структуры кварцитов подчеркиваются наличием среди кварца первичных кластогенных зерен других минералов — полевых шпатов и аксессуариев: циркона, рутила, монацита, оргита и др. В перекристаллизованной кварцевой массе эти минералы образуют включения округлой, овальной формы, а аксессуарии носят явно окатанный облик. Полевошпатовые "песчинки" представлены кислым плагиоклазом и нерешетчатым микроклином. Они заметно замутнены пылевидными частицами и несут следы интенсивных деформаций: волнистое и мозаичное погасание, искривления и сдвиги двойниковых полос и т.д. Как правило, эти кластогенные зерна образуют микропрослойки, цепочки и разобщенные зерна, всегда субпараллельные сложности породы.

В породах наблюдается чередование мономинеральных, более крупнозернистых слоев с кварц-полевошпатовыми слоями, где индивиды кварца более мелкие. Различие в размерах кварца вызвано возможностями собирательной перекристаллизации; чем больше в прослое других минералов, тем перекристаллизация кварца все более затруднена. При наличии в пропластке кварцито-гнейса до 50% полевошпатовых "песчинок" собирательная перекристаллизация кварца почти не происходит, контуры и форма первичных кварцевых зерен хорошо сохраняются. Это окатанные, овальные, неправильные, полигональные зерна со сглаженными углами. Обычно они имеют более спокойное, более ровное погасание, чем кварц обычных кварцитов. Здесь следы первичной структуры довольно четкие и несомненные. Эта неравномерно зернистая бластопсаммитовая структура характеризуется тем, что более крупные кварцевые "песчинки" погружены в более мелкозернистую массу, состоящую из более мелких кварцевых и полевошпатовых "песчинок". Бластопсаммитовая структура переходит через торцовую (мостовидную) в гранобластовую. Прослойки, обогащенные полевым шпатом, имеют более крупные, в 1,5-3 раза кластогенные зерна кварца, чем мономинеральные кварцевые прослойки.

В редких случаях в биотитовых, кордиеритовых и магнетитовых кварцито-гнейсах и сланцах, не подверженных деформациям, отмечена бластоалевритовая структура, характеризуемая тем, что кластогенные зерна кварца не претерпели существенных изменений формы, а мергелистое или глинистое вещество цемента преобразовалось в биотит, кордиерит или магнетит и как бы обволакивает кварцевые зерна. Такая изоляция зерен кварца друг от друга препятствовала его собирательной перекристаллизации.

Специфические структуры наблюдаются в силлиманитовых, биотитовых и биотит-силлиманитовых кварцитах, кварцито-гнейсах и

сланцах. Их структуры резко лепидогранобластовые имеют вид кирпичной кладки (рис. 17). Она обусловлена взаимопараллельным распределением силлиманита и биотита, образующих моно- и диминеральные слои, чередующиеся с кварцевыми слоями. Среди плоскостей, состоящих из биотита и силлиманита, располагается один или два ряда брусковидных зерен кварца. Размеры их зависят от расстояния между силлиманит-биотитовыми слоями. Отношение длины к ширине в таких кварцевых индивидах равно 2-3, сочленения их друг с другом ровные, прямые, четкие, иногда слабо волнистые или слабо зубчатые. Силлиманит-биотитовые слои иногда содержат редкие зерна магнетита, полевого шпата и кварца. Кварцевые слои содержат включения тех же минералов, в том числе биотита и силлиманита. Мощность слоев колеблется от 0,1 до 4 мм. При большей мощности слоев облик структуры кирпичной кладки теряется и образуются обычные грано- и лепидогранобластовые структуры. Структуры кирпичной кладки и большинство лепидогранобластовых структур, ориентировка которых совпадает со слоистостью породы, являются унаследованными от первичного строения осадочных пород и отображают распределение в ней кластогенного и глинистого материала.

К реликтовым структурам, устанавливаемым по распределению микровключений, относятся гелицитовые структуры (рис. 19). Они характеризуются тем, что порфириобласты граната, кордиерита, виридина содержат тонкие включения гематита, графита и магнетита. Включения образуют полосы, субпараллельные слоистости, или ориентированные к ней под различными углами. Нередко гелицитовые полосы изогнуты в различной степени. Гелицитовые структуры также создаются послойным расположением мелких включений минералов основной ткани породы (кварца, силлиманита, биотита и других)»

в порфиробластах граната, гиперстена, виридина, кварца и т.д. Обычно цепочки включений субпараллельны слоистости пород. Эта полосчатость является унаследованной от строения осадочных пород (Гернер, 1951). Более четкая реликтовая полосчатость отмечается в кварцитах, где графит, гематит и силлиманит образуют сплошные или пунктирные линии, подчеркивающие первичную слоистость. При этом указанные минералы часто прорастают индивиды кварца или образуют в нем ориентированные включения. Характерно, что в этих кварцитах наиболее четко отмечаются контуры первичных зерен кварца по распределению в них пылевидных частиц.

х х х

Итак, в глубокометаморфизованных породах алданского архея отмечаются реликты первичных структур и текстур исходных осадочных пород, по которым можно установить распределение цемента и кластогенной составляющей, а также форму и размеры исходных песчинок. Наиболее благоприятными для сохранения структурно-текстурных особенностей являются участки переслаивания пород с кварцитами в призамковых и замковых частях складок с минимальными деформациями и химическими преобразованиями (Кулиш, 1964). Морфологические, текстурные и структурные особенности высокоглиноземистых пород несомненно указывают, что они представляют метаморфизованные глины, алекриты и песчаники, первичный материал которых является продуктами переотложенных кор выветривания, осажденных в морских условиях, а ритмичное переслаивание в мощных толщах, в том числе и флишеидное, позволяет заключить, что отложение осадков происходило в подвижных областях геосинклинального типа.

ГЛАВА V

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ ПОРОД

Акцессорные минералы высокоглиноземистых пород весьма разнообразны и подразделяются на две генетические группы.

Первая группа акцессориев в силу своей высокой химической и физической устойчивости унаследована почти без изменений от исходных осадочных пород, в которых они являлись кластогенными акцессорными минералами.

Вторая группа акцессорных минералов возникла в процессе преобразования вещества исходных пород при метаморфизме за счет собирательной кристаллизации незначительных количеств второстепенных компонентов (циркония, редких земель, титана и т.п.).

Все виды акцессорных минералов высокоглиноземистых пород: циркон, монацит, ксенотим, касситерит, рутил, апатит, ортит, брукит и другие — относятся к обеим группам, однако имеется ряд признаков и в первую очередь их окатанность, которые позволяют выяснить генетическую принадлежность тех или иных разновидностей акцессориев.

Следует отметить, что некоторые мелкие рассеянные индивиды таких минералов как корунд, сицилианит, виридин, гранат, турмалин, шпинель, дистен, андалузит, ильменит и другие, возможно, тоже относятся к первой группе, учитывая, что в осадочных породах они широко распространены как акцессории, однако их диагностика крайне затруднена, так как в рассматриваемых породах они являются породообразующими минералами.

Важной в литологическом отношении является первая группа — акцессорные минералы высокой физической и химической стойкости, изучение которых в глубокометаморфизованных породах является одним из главных методов их литологического анализа. К этой подгруппе

акцессориев относятся циркон, монацит, коенотим, касситерит, рутил, хегбемит, апатит, ортит, брукит и др.

Акцессорные минералы изучались во всех петрографических разновидностях высокоглиноземистых пород (табл. 12); образцы которых весом до 1,5 кг дробились до 1 мм, затем обрабатывались на электромагнитном сепараторе и в тяжелых жидкостях. Кроме того, детально исследовались силлиманит-гранат-кордиеритовые кварциты среднего горизонта верхнеалданской свиты кенгской серии. Пробы серии "Ш" весом по 2 кг, а серии "Б" - по 45-65 кг отбирались в штольнях Бугорьктинского месторождения пьезокварца через интервал в 2 м (табл. 13, 14). Проведен анализ акцессориев силлиманит-гранат-кордиерит-биотитовых гнейсов, почти не отличающихся друг от друга химическим и минеральным составом (табл. 5, 15). Пробы по 3 кг отобраны: серия И - в бассейне р. Б.Катынах, серия Т - в бассейне Б.Тарынах. Места взятия проб в серии стоят друг от друга на 6-8 м. Проба Б-41 (гранат-гиперстен-кордиеритовый кварцит, вес 4 кг) отобрана в бассейне р. Бугорькта.

Акцессорные минералы обычно не превышают 0,01% объема породы, иногда это единичные зерна, а иногда их количество возрастает до 1-2% (рутил, монацит, циркон). Они имеют заметные вариации в содержании, количественных соотношениях, видовых и морфологических особенностях их ассоциаций (табл. 12-15). Количество их возрастает в западных и юго-западных частях щита и в более кварцевых породах. Здесь же изредка отмечаются пластообразные и линзовидные залежи с содержанием рутила, монацита и циркона до 2%. В шлифах пород акцессории представлены мелкими, единичными зернами или они располагаются цепочками, кучечно и полосчато по первичной слоистости и имеют тенденцию образовывать обогащенные ими участки и пропластки. (рис. 20).

СОДЕРЖАНИЕ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ В ПОРОДАХ
(в объем. %)

Таблица 12

№№ п/п	№ обр.	Zr	Ru	Mz	Ks	Ap	Kas
1	B-I	24,9	1,3	73,3	0,1	0,1	0,3
2	B-6	95,3	4,3	0,1	0,1	0,1	0,1
3	Я-1560	99,9	0,1	-	-	-	-
4	B-35	99,5	0,1	0,2	-	0,2	-
5	У-138 а	99,9	-	0,1	-	-	-
6	256в-57	57,3	42,5	0,1	-	0,1	-
7	378л-57	0,1	0,1	99,7	-	0,1	-
8	690в-57	0,1	0,1	99,8	-	-	-
9	812в-57	99,7	0,1	0,1	-	0,1	-
10	4087б	0,1	-	-	-	99,9	-
11	C-13с	0,1	99,4	0,3	-	0,2	-
12	C-32	9,9	0,1	-	-	90	-
13	C-166б	10	-	40	-	50	-
14	C-184в	0,4	99,2	-	-	0,4	-
15	C-211	-	60	-	-	25	15
16	У-124б	100	-	-	-	-	-
17	У-373	92	5	3	-	-	-
18	У-1521	42	-	53	3	-	2
19	Я-148	83	-	17	-	-	-
20	42-57	74	26	-	-	-	-
21	46в-57	45	-	53	2	-	-
22	60в-57	49	47	4	-	-	-
23	64б-57	60	35	5	-	-	-
24	69б-57	3	-	92	5	-	-
25	379-57	100	-	-	-	-	-
26	825в-55	100	-	-	-	-	-
27	830б/55	93	-	-	-	7	-
28	850б-55	88	2	10	-	-	-
29	2751	100	-	-	-	-	-
30	8024	52	1	1	-	46	-
31	8026	5	93	1	-	1	-
32	8027	1	97	1	-	1	-
33	8030	35	60	5	-	-	-
34	8034	78	20	1	-	1	-
35	8044	10	88	-	-	2	-
36	8047	35	5	10	-	-	-
37	8057	88	2	-	-	10	-
38	8067	100	-	-	-	-	-
39	8072	100	-	-	-	-	-
40	8125	10	-	10	-	80	-
41	8037	33	34	-	-	33	-
42	8076	70	-	10	-	20	-
43	8077	33	34	33	-	-	-

Примечание: Zr - циркон, Ru - рутил, Mz - монацит, Ks - ксенотим,
Ap - апатит, Kas - касситерит. Химический состав и
химическая характеристика приведены в табл.2-12.

СОДЕРЖАНИЕ АКЦИДНЫХ МИНЕРАЛОВ В ВЕЩЕСТВАХ СЕРИИ И-1 и И-3
(содержание по классам дано без учета коэффициента погреш.)

Таблица 13

Минерал	№ проба	Класс		№ проба	Минерал	Класс		№ проба	Минерал	Класс		№ проба				
		+0,25	-0,1			+0,25	-0,1			+0,25	-0,1					
Циркон	И-1-1	-	2,33	97,51	147,76	И-3-1	-	0,45	31,98	49,00	И-3-7	-	2,3	7,34	14,27	
	И-1-2	-	1,05	54,85	82,79	И-3-2а	-	2,02	132,25	64,45	И-3-8	18,0	271,45	23,56	102,12	
	И-1-4	-	1,86	31,11	48,35	И-3-2б	-	0,09	39,18	58,12	И-3-9	2,87	8,44	3,94	21,65	
	И-1-5	-	1,04	27,45	42,16	И-3-3а	-	-	28,4	42,03	И-3-10	-	3,25	0,85	6,07	
	И-1-6	-	0,77	59,47	89,15	И-3-3б	-	9,31	132,60	210,03	И-3-11	0,2	0,71	2,22	4,63	
	И-1-7	-	0,21	4,27	6,63	И-3-5	0,06	1,24	23,16	36,23	И-3-1	-	0,27	0,25	0,77	
	И-1-1	61,73	55,77	14,63	195,55	И-3-6	0,06	2,18	28,9	46,09	И-3-2а	-	0,54	0,55	1,60	
Моноклин	И-1-2	3,34	6,14	2,68	18,00	И-3-7	-	3,32	117,81	179,27	И-3-2б	0,26	0,13	0,14	0,76	
	И-1-4	178,59	107,11	36,88	40,38	И-3-8	-	2,15	145,04	217,84	И-3-3а	-	0,18	0,18	0,27	
	И-1-5	-	12,55	3,61	23,92	И-3-9	-	1,93	46,63	71,87	И-3-3б	-	0,07	-	0,1	
	И-1-6	85,61	91,74	25,85	300,74	И-3-10	-	1,63	21,05	33,86	И-3-5	0,21	0,33	0,39	1,38	
	И-1-7	0,66	2,4	1,71	7,34	И-3-11	-	0,40	21,19	32,05	И-3-6	0,21	0,54	0,17	1,36	
	И-1-1	0,66	1,24	5,28	10,63	Моноклин	И-3-1	-	1,56	1,23	4,13	И-3-7	-	0,96	0,61	2,32
	И-1-2	0,92	2,93	4,54	12,42	И-3-2а	-	1,56	2,39	5,65	И-3-8	-	акц.в.	акц.в.	акц.в.	
Рутыл	И-1-4	-	2,07	3,06	6,17	И-3-2б	1,07	3,95	0,2	7,72	И-3-9	1,29	0,24	0,32	2,74	
	И-1-5	-	1,99	2,95	6,17	И-3-3а	-	2,91	4,31	10,57	И-3-10	-	0,92	0,28	1,78	
	И-1-6	-	1,72	2,85	6,17	И-3-3б	-	2,54	0,86	5,07	И-3-11	1,76	0,37	0,49	3,66	
	И-1-7	-	0,53	1,28	2,68	И-3-5	0,72	3,62	2,8	10,37	И-3-1	-	-	0,08	0,12	
	И-1-1	1,17	0,93	0,81	4,31	И-3-6	1,13	2,05	2,85	6,94	И-3-2б	-	-	акц.в.	акц.в.	
	И-1-2	2,66	1,51	1,86	8,92	И-3-7	-	31,43	14,38	67,8	И-3-3а	-	-	акц.в.	акц.в.	
	И-1-4	-	0,58	0,28	1,24	И-3-8	0,95	2,41	2,68	6,94	И-3-3б	-	0,36	0,26	0,92	
Ацетат	И-1-5	-	6,9	1,33	3,33	И-3-9	1,45	1,53	0,48	5,12	И-3-5	-	-	акц.в.	акц.в.	
	И-1-6	1,15	0,38	1,29	4,17	И-3-10	-	3,60	4,17	7,5	И-3-7	-	1,34	5,76	10,51	
	И-1-7	2,35	1,50	0,99	13,08	И-3-11	2,44	5,49	5,42	19,76	И-3-9	-	-	акц.в.	акц.в.	
	И-1-1	0,67	0,82	0,41	2,52	Рутыл	И-3-1	-	0,9	4,19	7,63	И-3-10	-	-	0,19	0,28
	И-1-2	-	0,23	1,44	2,47	И-3-2а	-	1,75	10,17	17,64	И-3-1	-	0,63	акц.в.	0,64	
	И-1-5	-	1,31	6,86	12,09	И-3-2б	3,69	3,9	6,95	21,39	И-3-2б	-	акц.в.	акц.в.	акц.в.	
	И-1-1	0,33	-	0,49	0,49	И-3-3а	-	4,5	6,66	15,85	И-3-3а	-	-	0,18	0,27	
Брунт	И-1-2	-	0,21	0,31	0,31	И-3-3б	-	4,37	6,34	15,85	И-3-6	-	-	акц.в.	акц.в.	
	И-1-5	-	0,9	0,18	1,60	И-3-5	-	1,35	2,32	5,43	И-3-6	-	-	акц.в.	акц.в.	
	И-1-6	-	0,43	0,64	0,64	И-3-6	1,87	0,44	7,56	14,61	И-3-6	-	-	акц.в.	акц.в.	
	И-1-6	-	0,43	0,64	0,64	И-3-6	1,87	0,44	7,56	14,61	И-3-6	-	-	акц.в.	акц.в.	

Данные по пириту, халькопириту, арсенопириту, галениту, гематиту, турмалину, селенитату, серу, флюориту, рожденью и другим ископаемым, последние отмечены в пробах И-3-2, вт - ванад, ак.в. - акцидальное вещество

Таблица 14

СОДЕРЖАНИЕ (вес.%) АКСЕССОРИЕВ В КВАРЦИТАХ (немагнитная фракция)

	Б-17	Б-18	Б-19	Б-21	Б-20
Вес пробы в кг	65	60	65	45	60
Содержание аксессуаров в гр/т	142	115	467	220	560
Циркон светло-желтый	-	8,9	6,3	13,3	-
Циркон сиреневый	27,2	38,5	25,1	53,4	24,3
Циркон бурый	0,9	1,7	0,7	5,6	1,8
Монацит	60,6	19,6	39,5	11,1	65,1
Ксенотим	6,1	1,7	1,6	-	-
Рутил	5,2	27,8	26,8	11,1	8,8
Брукит	-	1,7	-	5,6	-

РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ МОРФОЛОГИЧЕСКИХ ГРУПП ЦИРКОНОВ (в %)

Проба	копье-видный	изометричный	гигационный	цирконовый	сростки
Ш-1-1	65	35	е.з.	-	4
Ш-1-2	41	52	1	-	2,5
Ш-1-4	57	49	е.з.	-	3
Ш-1-5	80	15	5	-	3,5
Ш-1-6	60	39	1	-	1,5
Ш-1-7	65	33	2	е.з.	2
Ш-3-1	53	44	3	-	7
Ш-3-2а	87	5	8	-	4
Ш-3-2б	80	15	5	-	1
Ш-3-3а	92	7	1	-	1
Ш-3-3б	77	20	3	-	3,5
Ш-3-5	54	43	3	-	6
Ш-3-6	60	37	3	-	6
Ш-3-7	55	44	1	-	7
Ш-3-8	64	36	е.з.	е.з.	5
Ш-3-9	61	39	е.з.	-	15
Ш-3-10	62	32	6	-	-
Ш-3-11	63	33	4	-	-

Таблица 15

СОДЕРЖАНИЕ АКЦЕССОРНЫХ МИНЕРАЛОВ В ПОРОДАХ (в гр/т)

Минералы	№ проб	по гранулометр.классам в г /т		Всего с попра.коэф.= 2,41
		+0,1	-0,1	
Циркон	И-1-62	5,124	31,678	88,7
	И-2-62		50,757	122,3
	И-3-62	-	33,970	81,9
	И-4-62	-	5,735	13,8
	Б-4I	-	1,560	3,8
	Т-1-62	-	32,340	77,9
	Т-2-62	-	25,670	61,9
	Т-3-62	1,666	35,506	87,2
	И-1-62	5,124	31,678	88,7
Монацит	И-2-62		50,757	122,3
	И-3-62		33,970	81,9
	И-4-62		2,187	5,3
	Б-4I		0,832	2,000
	Т-1-62	2,744	1,960	11,3
	Т-2-62	22,741	25,676	116,7
	Т-3-62	1,666	34,506	87,2
	И-2-62	10,896	50,757	148,6
	И-4-62		0,097	0,2
Касситерит	Б-4I		1,092	2,6
	Т-1-62		0,490	1,2
	И-2-62	21,797	50,757	174,8
	И-1-62	5,124	31,678	88,7
Апатит	И-3-62	13,803	33,970	115,15
	И-4-62	-	0,049	0,1
	Т-1-62	2,744	0,490	7,8
Рутил	Б-4I		0,484	1,2

Данные по пириту, халькопириту, арсенопириту, галениту и корунду не приводятся. Петрографическая характеристика и химический состав приведены в табл. 7,8.

ЦИРКОН – наиболее распространенный и постоянный минерал в группе акцессориев. Содержание его в силлманитовых разностях меньше, чем в полевошпатовых, магнетит–гематитовых и биотитовых породах. Он образует единичные обособленные зерна, скопления и цепочки зерен, располагающиеся по плоскости слоистости. Грани кристаллов и зерен циркона нередко сильно искривлены, кристаллы перекручены до веретенообразных (следы тектонических деформаций). Среди цирконов выделены четыре морфологические группы.

I группа. Прозрачные окатанные зерна округлой, овальной, чечевицеобразной, столбчатой формы со сглаженной, полированной, ямчатой поверхностью со следами парапип (рис. 21, 22). Удлинение I–I,5, редко 2, в окатанных цирконах оно не всегда совпадает с осью C. В редких случаях отмечается расчленение окатанных зерен циркона на ряд фрагментов дифференциальными движениями в период тектогенеза. Иногда отмечаются полукатанные кристаллы или угловатые зерна. Чаще это гиацитовые, несколько реже изометрические и еще реже – цирконовые формы кристаллов с отношением поперечных осей I:2–I:3 и коэффициентом удлинения от 2 до 3. Размер цирконов от 1,0x0,5 мм и менее.

Цирконы бесцветные, белые, кремовые, розовые, бледно-розовые, сиреневые, красновато-бурые, слабо-пурпурные, у последних отмечаются весьма слабовыраженные отдельные грани тетрагональных призм {100} и {110}. Реже встречаются желтоватые и синеватые разности. Наряду с прозрачными разностями отмечен малакон, а также мутные, трещиноватые, полупрозрачные разности. В цирконе изредка наблюдаются игловидные, непрозрачные красные включения оранжита, располагающиеся в центре зерна, и точечные включения других минеральных частиц. По трещинам развиты гидроокислы железа, придающие циркону красновато-буроватый оттенок. Среди цирконов эта группа составляет 30–35%. Это, бесспорно, терригенно-осадочные цирконы, что доказы-

вается их окатанностью и пурпурным оттенком (Tomita , 1954) и тем, что они нередко представляют ядра или включения в цирконах других групп.

II группа. Столбчатые, копьевидные кристаллы призматического и короткопризматического габитусов, состоящие из комбинаций простых форм: тетрагональных призм $\{110\}$ и $\{100\}$, острой дигипирамиды $\{311\}$, притупленной дигипирамиды $\{111\}$, чаще всего отмечаются $\{110\}$ и $\{311\}$, ребра сглажены в той или иной мере, кристаллографические элементы выражены нечетко. Коэффициент удлинения 2, редко 3 или 1,5. Реже наблюдаются гиацинтовые призматические кристаллы с преобладающим развитием грани тетрагональной призмы $\{100\}$ и дигипирамиды $\{111\}$. Постоянно присутствует менее развитая узкая грань призмы $\{110\}$ и грань дигипирамиды $\{311\}$. Удлинение 3, редко 4. Циркон прозрачен, трещиноват, бесцветен, поверхность гладкая, шероховатая, реже ямчатая. Среди цирконов вообще II группа составляет 10-30%. Они возникли в результате кристаллизационной концентрации циркониевого вещества при метаморфизме. Это подтверждается тем, что они включают в себя цирконы группы I, сами включены в цирконах III группы, имеют относительно четкие кристаллографические формы и исчезают вместе с группой I при гранитизации.

III группа. Кристаллы короткостолбчатого, призматического габитуса с простыми формами призмы $\{110\}$ и дигипирамиды $\{111\}$, иногда отмечается призма $\{100\}$ и дигипирамида $\{311\}$. По размерам они заметно преобладают над седиментогенными цирконами, достигая 5x3x3 мм, в среднем 1,0x0,5x0,5 мм. Циркон образует отдельные индивиды, цепочки и группы зерен, тяготеющие к биотиту, гематиту и т.д. Кристаллы полупрозрачны, трещиноваты, пятнисто-бурые за счет непрозрачных бурых включений. Эта группа кристаллов встречается в виде единичных зерен и является продуктом гранитизации, так как она вытесняет группы I и II, замещая их или включая в виде ядер. Эта группа

близка по свойствам и облику к цирконам из архейских гранитов (Лазебник, 1966).

1У группа. Характеризуется наличием различных наростов на зернах 1-III групп. Наблюдаются сростки, агрегаты кристаллов, оболочки и наросты по N_2 , в том числе веретенообразные четко-видные агрегатные наросты кристаллов по граням призмы (Poldervaart, Eskelmann, 1955; Зедгенизов, 1966). Оболочки особенно четко наблюдаются в обломках кристаллов, где ядра обычно представлены 1 группой.

При изучении шлифов изредка отмечаются обломочные формы зерен цирконов. Корродированные формы крайне редки. Следует отметить, что кристаллы 1 и III групп нередко тоже несут следы окатанности, так что по этому признаку они должны относиться к 1 группе. В целом окатанность цирконов различная: слабая-20%, средняя-40%, сильная-60%. Коэффициент окатанности (% содержания окатанных зерен циркона в общей массе его индивидов, принятой за 100) составляет от 20 (редко) до 90% (чаще), в среднем 70% (V. Allen, 1946). Отмечается несходимость частот удлинения идиоморфных и окатанных цирконов.

Циркон является наиболее устойчивым реликтовым минералом, в процессе регионального метаморфизма он сохраняет состав, форму и размеры зерен, приобретенные при седиментации осадков (Wyatt, 1954; Vitange, 1957; Poldervaart, 1955, 1956; и др.). Температура разложения его 1800°C, плавления-2500-2600°C. При гранитизации циркон перекристаллизовывается, резорбируется, однако ряд признаков (окатанность и др.) в определенной мере сохраняется (A. Poldervaart, Backstrom, 1950; Кулиш, 1964, 1966; Ляхович, 1968; Wyatt, 1954; и др.). Вместе с тем имеется ряд примеров формирования аутигенных кристаллических отростков на цирконах в осадочных породах, не подвергшихся метаморфизму (Butterfield, 1936; Bond, 1948). Все

это и значительная его распространенность среди акцессориев делают циркон важнейшим минералом при литологических исследованиях метаморфических пород.

Циркон развит во всех известных типах пород, но наиболее характерен для кислых пород. В породах основного состава он редок. Формы кристаллов цирконов в известной мере являются показателем условий их образования (Кухаренко, 1961; Ляхович, 1968; Poldervaart, 1955, 1956). "Цирконовые" призматические кристаллы наиболее обычны для сyenитов, иногда отмечаются в основных и ультраосновных породах. "Гиаинтовый" призматический облик кристаллов чаще всего наблюдается в нормальных гранитах. Изометрические кристаллы отмечаются в гранитах и гранодиоритах. Копьевидные призматические кристаллы развиты в гранодиоритах, плагиогранитах и диоритах. Дипирамидальные цирконы присущи щелочным породам. Цирконы из основных пород — ксеноморфные зерна, редкие и мелкие кристаллы, гиаинты с угнетенными габитусными формами и неравномерно развитыми дополнительными гранями (Spotts, 1962). Коэффициент удлинения (длина:ширина) (Clande, 1936) в гранитоидных равен 3 и уменьшается в осадочных породах до 2 и менее вследствие истирания (Poldervaart, 1955, 1956). В щелочных породах он равен 2 или менее, однако, они обладают более четкими кристаллографическими формами.

МОНАЦИТ образует округлые, эллипсовидные, угловатые, таблитчатые неправильные, несколько уплощенные, разноокатанные зерна с шагреновой, ямчатой и полированной поверхностью (рис. 20, 23). Размер зерен от 0,1 до 0,5, изредка до 1,0 мм, чаще встречается класс 0,25–0,5 мм, меньше — 0,1–0,25 и еще меньше — 0,1 мм. Чем мельче класс, тем меньше монацита и он более светлый. В серии образцов ШТ-1 отмечено ритмичное повышение содержания монацита во всех трех классах через интервал в 2 м (через пробу). Изредка отмечаются различной степени окатанности таблитчатые, уплощенные кристаллы с

гранями $\{10\bar{1}\}$ и $\{100\}$ и реже призматические с гранями $\{101\}$, $\{010\}$ и более редкими $\{110\}$ и $\{021\}$. Удлинение монацита 1,5–2,0. Встречаются прозрачные, полупрозрачные и непрозрачные разновидности.

По цвету выделяются две разновидности. Медово-желтые, желтые монациты с редкими трещинами, заполненными бурым веществом и точечными темными включениями. Эта разновидность составляет 13–25% всех монацитов, класс 0,1 полностью представлен ею. Красно-бурные, буровато-оранжевые, темно-бурные монациты сильно трещиноватые. Трещины обильно заполнены красно-бурным веществом, представляющим смесь редкоземельных и радиоактивных соединений, вероятно близких к рабдофаниту и возникших при разложении монацитов (Сердюченко, 1959). Они непрозрачны или слабoproзрачны, а некоторые зерна покрыты темно-серой пленкой.

В шифах монацит бесцветный или светло-желтый, $N_g=1,837 - 1,849$, $N_p=1,786-1,798$. В толстых зернах отмечается плеохроизм в желтоватых тонах. Таблитчатые кристаллы монацита характерны для гранитов, гранодиоритов, сjenитов и пегматитов, а призматические (более редкие) происходят из метаморфических пород (Кухаренко, 1961).

РУТИЛ представлен двумя группами. Игольчатые кристаллы являются неизменными включениями в кварце, реже в полевом шпате, гранате и гиперстене. Длина их колеблется от 0,001 до 2 мм. Отношение длины к поперечнику варьирует от 10 до 175. Они прозрачны, оранжево-красные, грани несут штриховку. Иголки закономерно ориентированы в кварце, что обусловлено взаимосвязью их кристаллических решеток (Кулиш, 1964). Эта генетическая группа рутила явно возникла при метаморфизме исходных осадков.

Ко второй группе относятся окатанные эллипсоидные, шарообразные, столбчатые, угловатые, неправильные, призматические и линзовидные зерна и обломки размером до $1 \times 0,5$ мм. Поверхность их

гладкая, полированная, иштрихованная, ямчатая или бороздчатая. В породе они обычно располагаются цепочками вдоль слоистости. В подчиненном количестве наблюдаются различно окатанные удлиненно-призматические, короткостолбчатые и толстотаблитчатые черные кристаллы и их обломки с концевыми гранями. Обычны формы: $\{100\}$, $\{110\}$, $\{101\}$, $\{111\}$, изредка $\{001\}$. Иногда отмечается штриховка вдоль оси С. Встречаются коленчатые (по 011) и сердцевидные (по 031) двойники. Полупрозрачен. Цвет рутилов темно-красный, красно-бурый, красный, иногда с оранжевым оттенком, в ряде случаев - черный, просвечивающий красным или желтовато-красным. Окраска почти всегда однородная. Красный рутил в проходящем свете коричневый с некоторым плеохроизмом от желтого до красного. Черный, в шлифе зеленовато-грязный, сильно трещиноват. Некоторые рутилы содержат включения ильменита в виде полосок, пятен и зернышек, отмечаются сростки его с кварцем, силлиманитом и гематитом. Рутил как аксессуарий происходит в основном из метаморфических пород, в несколько меньшей мере - из гранитоидов и в еще меньшей мере - из сиенитов и диоритов, а также из основных пород. Окатанные разновидности рутилов представляют кластогенную составляющую исходных осадков, рутилы имеющие форму кристаллов, так же как и игольчатые рутилы, возникли в процессе метаморфического преобразования глинистого вещества первичных пород.

АПАТИТ обычно наблюдается в бессиллиманитовых разностях пород и образует единичные окатанные, прозрачные, полупрозрачные и непрозрачные зерна белого, изредка светло-желтого, зеленовато-бурого и светло-голубого цвета. Некоторые зерна люминисцируют в ультрафиолетовом свете желтым, розовым и зеленым цветом, что указывает на присутствие в них церия и лантана. Размер зерен от мельчайших до 0,5 мм в диаметре. Иногда отмечаются призматические

и бочонкообразные кристаллы различной степени окатанности. Преломление $n_o = 1,636$, $n_e = 1,632$. Микроанализ указывает, что он представлен фторапатитом. Апатит характерен для кислых и основных пород, однако фторапатиты развиты лишь в гранитоидах, а хлорапатиты — в основных.

КСЕНОТИМ образует окатанные или слегка окатанные прозрачные зерна и кристаллы желтого, реже красно-бурого и темно-бурого цвета, иногда бесцветные, размером до $0,2 \times 0,1$ мм. Форма кристаллов: тетрагональная, короткостолбчатая и удлиненная призма, тетрагональная бипирамида. Отмечается совместно с монацитом, но окатан слабее чем он. В ксенотиме наблюдаются точечные включения и слабый плеохроизм в желтых тонах, $n_g = 1,815$, $n_r = 1,720$. Радиоактивен.

КАССИТЕРИТ — слабо окатанные, угловатые, неправильные зерна, иногда пятнисто окрашенные, коричневого, коричневатого-желтого, зеленоватого-бурого цвета, прозрачны, размером $0,3 \times 0,1$ мм. Иногда наблюдаются обломки призматических четырехгранных кристаллов.

ОРТИТ представлен окатанными зернами несколько удлиненной формы, их размер до $0,3 \times 0,5$ мм. Цвет бурый, почти черный, редко с зеленоватым оттенком.

ТОРИТ наблюдается в виде единичных зерен округлой или угловатой формы, красновато-коричневого или черного цвета, последние в сколах зеленые. Отмечены прозрачные и непрозрачные разновидности. Радиоактивен.

ОРАНЖИТ отмечен в виде окатанных зерен линзовидной формы оранжевого цвета. Обычно редкий, но в некоторых шлихах протолок отмечаются повышенные его количества.

БРУКИТ — редкие лепешковидные, пластинчатые, окатанные зерна и кристаллы размером до $0,2$ мм, иногда с характерной штриховкой по $\{001\}$. Коричневый, бурый, красно-бурый, красный,

желтовато-бурый, окраска пятнистая, прозрачен, иногда зонален.

АНАТАЗ—округлые зерна, дипирамидальные кристаллы с редко сохранившимися гранями и штриховой, в той или иной мере окатаны. Поверхность неровная, шероховатая. Прозрачен, иногда зонален. Цвет синий, реже зеленоватый, коричневый с синеватыми оттенками. Анатаз и брукит отмечаются изредка в гранитах и пегматитах сиенитов, однако основным поставщиком его при седиментации являются метаморфические породы низких и средних фаций.

х х х

Акцессорные минералы большой химической и физической устойчивости (циркон, рутил, монацит, апатит, ксенотим, касситерит и др.) представляют минеральные реликты исходных осадочных пород, сохранившие в процессе метаморфизма свою форму и состав, которые были им свойственны, как кластогенным образованиям (Сидоренко, Лулева, 1961; Wyatt, 1954; Poldervaart, 1955, 1956; Чайка, 1966). Поэтому их состав ассоциации, форма, цвет, строение и размеры позволяют выяснить некоторые черты природы самого осадка, характера пород областей сноса, особенностей и интенсивности процессов разрушения материнских пород, удаленность питающей провинции от зон седиментации, условия транспортировки и отложения осадочного материала.

Каждой крупной петрографической группе пород свойственен свой комплекс акцессорных минералов с присущими им одним специфическими признаками (Ляхович, 1968; Poldervaart, 1955, 1956; и др.). А.А.Кухаренко (1961) приводит данные, что для гранитов присущи рутил, циркон, ортит, монацит, ксенотим, апатит; для сиенитов — рутил, циркон, ортит, монацит, апатит; для диоритов и габбро — рутил и апатит. Касситерит, оранжит, монацит, ксенотим и циркон отмечены лишь в гранитах, а торит-

в умеренно кислых гранитоидах и т.д. (Кухаренко, 1961).

Понятно, что набор аксессуаров в породах областей накопления будет намного беднее и проще ассоциации этих минералов в породах питающих провинций. Ближе всего к ним приближаются ассоциации аксессуаров из конгломератов и кварцито-гнейсов западных частей щита, что объяснимо тем, что они сформировались в начальные этапы денудационно-седиментационных циклов в обстановке интенсивного механического разрушения исходных пород, быстрого и относительно недалекого переноса материала. Однако и здесь необходимо предполагать упрощение видового состава аксессуаров.

Относительно постоянный характер аксессуаров в изученных породах, когда в их составе преобладает циркон гиацнтовых, изометрических и копьевидных призматических форм при резко подчиненных дипирамидальных и редких "цирконовых" формах, наличие радиоактивных разностей и разностей розового, сиреневого и пурпурного цвета, наличие постоянных спутников: красного рутила, таблитчатого, радиоактивного монацита желтого цвета, ксенотима, **оранжита, касситерита, торита и т.п., указывают,** что источником их явились гранитоиды, преимущественно калиевых и нормальных разностей, гранодиориты и в некоторой мере щелочные породы. Не исключено некоторое участие основных пород, учитывая редкость ортита, сфена и отсутствие хлорapatита.

Вероятным является участие слабо- и среднеметаморфизованных пород в поставке аксессуаров, что подтверждается значительной долей рутила в ряде проб и нахождением брукита и анатаза. Некоторые окатанные зерна цирконов содержат окатанные, более густо окрашенные ядра, что с известной долей условности может быть объяснено их происхождением из метаморфических парапород областей сноса, хотя можно предполагать и другой их генезис.

Достоверных признаков в аксессуориях, указывающих на размыв осадочных пород, не имеется, вместе с тем литологические и экспериментальные наблюдения (Кухаренко, 1961; Twenhöfel, 1945; и др.) показывают, что предельно окатанные, яйцевидные, шаровидные зерна цирконов, рутилов и других пород (окатанность 20-90%) возникают только в процессе весьма длительного переноса речными потоками на расстояние многих тысяч км. Нахождение таких зерен в породах может быть объяснимо тем, что цирконы привнесены за много тысяч километров, что весьма маловероятно даже в современных условиях, или тем, что размывались более древние осадочные породы, цирконы которых подверглись предшествующему окатыванию, связанному с более древними, длительными циклами денудации, транспортировки и седиментации.

Простой минеральный состав аксессуариев, представленный наиболее устойчивыми в химическом отношении минералами (циркон, рутил, касситерит, монацит и др.) и отсутствие среди них минералов слабой и средней устойчивости косвенно указывает на широкое и глубокое развитие химического выветривания в питающей провинции и на то, что привносимый материал в значительной мере представлял продукты переотложенных кор выветривания.

Для аксессуариев конкретной пробы отмечаются вариации, когда при преобладании зерен одинаковых степени и коэффициента окатанности имеются индивиды другого характера окатанности. Среди преобладающих зерен примерно одинакового размера и окраски отмечаются более крупные или более мелкие зерна и зерна отличной окраски. Имеют место заметные колебания в соотношениях определенных минеральных разностей аксессуариев и их кристаллографических групп. Это позволяет предположить, что снос вещества, вероятно, осуществлялся с обширных площадей.

Увеличение содержания размеров и видов акцессорных минералов в западном и юго-западном направлении, уменьшение в этом направлении коэффициента их окатанности, процента окатанных зерен и их сортировки по видам и размерам указывают, что области сноса находились к западу, юго-западу от щита. В частности, в породах бассейна р. Сутам касситерит и ксенотим развиты крайне слабо.

Четкая дифференциация акцессорных минералов по составу, форме и размерам, их совершенная в ряде случаев окатанность, некоторая невыдержанность в содержаниях и ассоциациях позволяют предположить, что транспортировка осуществлялась преимущественно речными потоками со спокойным течением. Размеры окатанных акцессориев достигают 1,5 мм, что указывает на умеренные скорости водных потоков (Великанова, 1955). Наличие значительного количества разнообразных акцессориев, высокой степени окатанности (для цирконов коэффициент удлинения 1-2) объясняется значительной протяженностью водных артерий, большой удаленностью питающей провинции от областей осадконакопления.

Повышенные концентрации тяжелых акцессориев (рутил, циркон, монацит и др.) отмечаются в сравнительно узких, но протяженных полосах, что характерно для прибрежно-морских осадков. Наличие разнообразных окатанных акцессориев высокой химической и абразивной стойкости и удельного веса, необходимость частот удлинения идиоморфных и округлых зерен циркона, послойное и струйчатое распределение акцессориев, их стратиграфическая приуроченность, значительные вариации в количественном и качественном соотношении циркона, рутила, монацита и т.д., возрастание их содержания разнообразия и размеров в сторону существенно кварцевых пород указывают на наличие в осадках кластогенной составляющей.

Следует отметить, что окатанные зерна циркона и других

минералов бесспорно указывают на осадочную природу исходных образований рассматриваемых комплексов. Вместе с тем в неметаморфизованных осадочных породах акцессории в большей мере имеют четкие кристаллографические формы (Преображенский, Саркисян, 1954; Кухаренко, 1961; Wyatt, 1954; и др.), так что наличие неокатанных кристаллов не противоречит сделанным выводам.

Упрощение минерального состава акцессориев в сравнении с главными типами исходных горных пород обусловлено процессами осадочной дифференциации. Широкие вариации в содержании и составе акцессориев в целом и их отдельных видов (от 59 до 786 г/т демонстрируют значительные изменения литологической обстановки (иногда ритмичной) накопления минералов тяжелой фракции, что предполагает возможность образования здесь россыпей циркона, монацита и рутила.

Данные по акцессориям высокоглиноземистых пород архея показывают, что алданский комплекс представляет собой более или менее единую терригенно-минералогическую провинцию (Батурин, 1937; Пустовалов, 1940) со своими особенностями акцессорной группы кластогенных минералов, обусловленных определенным комплексом пород питающей провинции (Мильнер, 1969) и характером процессов осадочной дифференциации.

ГЛАВА VI

ПЕТРОХИМИЯ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ ПОРОД

Содержание, характер распределения и корреляционные зависимости главных петрогенных, редких и рассеянных элементов имеют важное значение для литологического анализа метаморфических толщ (Сахама, 1952; Сидоренко, 1963; Сердюченко, 1967; Кулиш, 1965 и др.). Однако для обоснованного проведения литологического анализа пород петрохимическими и геохимическими методами необходимо решение ряда сопряженных вопросов. К их числу относится выяснение условий регионального метаморфизма высокоглиноземистых пород и на этой основе отбор петрохимической и геохимической информации для анализа из пород, претерпевших региональный метаморфизм, исключая образования с наложенными процессами, приведшие к изменению их химического состава. Важна и проблема выяснения масштабов изменения химического состава исходных пород при региональном метаморфизме, так как если изменения незначительны, то литологический анализ метаморфических пород возможен петрохимическими и геохимическими методами; если же изменения значительны, то исследования будут крайне затруднены.

Так как алданский стратиграфический комплекс представлен полиметаморфическими образованиями, в которых на равновесные минеральные ассоциации главного прогрессивного этапа регионального метаморфизма наложены последующие процессы регрессивной линии (гранитизация, мигматизация, диафторез, а также гидротермальный и контактовый метаморфизм в зонах разломов и вокруг

гипабиссальных фанерозойских интрузий), то необходимо определение условий метаморфизма пород (Каденский, 1956; Кулиш, 1959, 1971; Лутц, 1966; Другова и др., 1959; Сердюченко, 1952, 1960; Судовиков, Неелов, 1961). Процессы регрессивной линии привели к созданию вторичных, более низкотемпературных минеральных ассоциаций, наложенных на первичные, к значительным изменениям текстурно-структурного строения пород, к заметному изменению химического состава регионально метаморфизованных пород.

Поэтому для литологического анализа высокоглиноземистых пород по петрохимическим признакам привлекались только те разновидности, которые заведомо не претерпели последующих химических и иных преобразований. Для этой цели проводилось макро- и микроскопическое исследование штуфов и шлифов пород, которые отбирались из пластов, не несущих очевидных следов ультраметаморфического метасоматоза и мигматизации и явных признаков диафтореза и гидротермального метаморфизма. Обнаружение в штуфах и особенно в шлифах структурных преобразований, реакционных структур или вторичных минеральных ассоциаций исключало использование данных химического и спектрального анализов этого образования при литологическом анализе.

Изменение химического состава пелитов при региональном метаморфизме

С целью объективности и обоснованности литологических построений на петрохимической основе необходимо остановиться на аспектах изменения химического состава высокоглиноземистых пород алданского комплекса при метаморфизме, на масштабах и направленности этих изменений. Следует выяснить возможность сопоставления химических

составов метаморфических пород с предполагаемыми исходными породами и проведения аналогий в этом отношении с неизменными образованиями.

"Метаморфические породы, за некоторыми исключениями, вообще говоря, близки по химическому составу к породам, из которых они образовались. Нередко это сходство доходит почти до тождества, особенно если пренебречь содержанием воды в породе" (Тернер, 1951, стр.141). Изохимический характер регионального метаморфизма признан большинством исследователей (Eskola, 1939; Харкер, 1937; Тернер, 1951, 1961; Сердюченко, 1955; Барт, 1956; Елисеев, 1959; Сидоренко, 1963; Pettijohn , Bastron , 1959; Shaw , 1956 и др.) Изохимичность метаморфизма не понимается как абсолютная, метаморфизируемые толщи не рассматриваются как полностью закрытые системы. Несомненно, изменение составов исходных образований имело место, но оно касалось в основном летучих (H_2O , CO_2 , Cl , F и т.п.) компонентов и не было столь значительным для основных петрогенных компонентов, чтобы породы резко изменяли основные черты своего химического состава.

Н.Л.Добрецов и др. (1970), В.Я.Хильтова, А.А.Савельев, И.К.Шулешко (1969), К.Б.Кепежинская, В.В.Хлестов (1969, 1970), К.Менерт (1963), Ф.Экельманн, А.Польдерваарт (1957), А.Мияширо, Х.Харамира (1966), М.Биллингс (1937), В.Гольдшмидт (1911), В.Литчер, Р.Синха (1957), Д.Шоу (1956), Г.Эварт (1969) и др. при исследовании глинистых пород и метапелитов различных регионов пришли к выводу, что они на всех стадиях прогрессивного метаморфизма почти не изменяют своего состава за исключением некоторого восстановления железа и миграции летучих (H_2O , CO_2 , Cl и т.п.).

Большинство исследователей, в том числе и сторонники значительной эволюции состава пород при метаморфизме, признают, что

содержание Al_2O_3 остается неизменным (Фролова, 1962; Кориковский, 1963; Лападо-Арг, 1950 и др.). Д.П.Сердюченко (1955, 1956) и В.М.Чайка (1967) пришли к выводу об отсутствии алкализации в процессе метаморфизма различных ступеней метаморфических аналогов существенно каолиновых образований, хотя иногда намечается некоторый привнос щелочей при увеличении метаморфизма. В.М.Чайка предполагает, что щелочи могут поступать из метаморфизируемых соленосных отложений и глауконитовых формаций, в чем солидарен с П.Лаффитом (1957). Н.П.Семенов (1966), А.А.Маракушев (1965) и другие считают, что в отношении главных породообразующих компонентов, исключая щелочи, метаморфизм в большинстве случаев изохимичен.

Имеются работы, в которых указывается на **направленное** изменение состава пород с возрастанием их метаморфизма. Так, Н.В.Фролова (1962) считает, что в процессе метаморфизма породы не изохимичны, что привносятся Si , K , Na и выносятся Al , Fe , Mg и эта миграция осуществляется как "внутриформационный" метаморфизм, т.е. как стремление к гомогенизации метаморфизируемых масс с приближением их к составу аляскита. При этом никакого привноса посторонних компонентов в толщу метаморфизируемых осадочных пород не наблюдается, происходит лишь перераспределение, перегруппировка элементов. И лишь щелочи привносятся извне. В качестве источника щелочей и кремнезема рассматриваются базальтовые породы. В.М.Чайка (1967) пришел к выводу об увеличении SiO_2 в исходных глинистых породах при прогрессивном метаморфизме. Остальные компоненты не меняют своих количеств и соотношений. Источники SiO_2 следующие:

- 1) SiO_2 поступает за счет уплотнения кластогенных кварцевых толщ при селективном растворении и выносе SiO_2 из более глубокой части зоны метаморфизма,
- 2) SiO_2 привносится в

виде кварцевого мобилизата, возникающего при глубинной магматической "базификации" блоков сиалита, 3SiO_2 поступает из гранитных интрузий, внедряющихся в зоны метаморфизма. А. и К. Энгели (1953) при изучении гнейсов Адирондака сделали вывод, что с увеличением метаморфизма в них увеличивается количество Fe , Mg , Ca , Sr , Ni , V , а содержание K , Si , Fe , B - уменьшается.

Особенно противоречивы результаты исследования метapelитов Байкало-Патомского нагорья. Д.А.Великославинский (1966) пришел к выводу, что с ростом метаморфизма в метapelиты мамской серии привносятся Ca , Mg и Fe и выносятся K и Al . Г.М.Другова, И.К.Карпов, Г.И.Леонтьев (1968) заключили, что с увеличением метаморфизма высокоглиноземистых метapelитов мамской серии в них увеличивается K , Na , Ca , Mg , Si и уменьшается Fe и Al . Г.И.Леонтьев (1970) указывает, что с увеличением метаморфизма в те же метapelиты привносятся Ca , Mg , Na , Si и выносятся K , Fe , Al . К.Б.Кеpezинская и В.В.Хлестов (1969, 1970) на представительном материале математическими методами доказали, что метapelиты тепторгинской и патомской серий не испытывают закономерных изменений состава при метаморфизме различных ступеней. К такому же выводу пришли В.В.Хильтова, А.А.Савельев, И.К.Шуляшко (1969) в отношении метapelитов бодайбинской серии.

П.Лападур-Арг (1950) наиболее детально рассмотрел вопрос об изменении состава pelитов при метаморфизме на основе сравнения химических составов соответствующих групп пород. Он считает, что с увеличением метаморфизма наиболее активно привносятся K , Na , Ca , а Mg и Fe выносятся. Интенсивность процессов привноса-выноса возрастает со степенью метаморфизма. SiO_2 и Al_2O_3 рассматриваются им как стабильные компоненты, сос-

тавляющие "алюмосиликатный скелет" метаморфизируемых пород.

Видимо, единой точки зрения на эволюцию состава пелитов при метаморфизме нет. Представление о ней в этом отношении нередко противоречиво даже для одного и того же комплекса (например, мамской серии).

Данные литологического анализа, геологическое положение, морфология, текстурные, структурные и минералогические особенности, а также их химический состав указывают, что высокоглиноземистые образования Алдана представляют метаморфизованные глинистые, мергелистые и глинисто-кварцевые осадки. Несомненно, исходные нижнеархейские осадки в какой-то мере изменили свой состав в процессе метаморфизма. Они видоизменили минеральный состав, были уплотнены, обезвожены, декарбонатизированы и т.п., т.е. H_2O , CO_2 , Si , F , SO_3 из них были удалены, исключая небольшие количества H_2O и F , вошедших в кристаллическую решетку биотитов или составляющих "межзерновую влагу". Их удаление происходило, вероятно, путем миграции растворов, обладавших высокой активностью и несших определенную нагрузку растворенных веществ: K , Na , Ca , Mg и др.

Следует оценить, насколько же значительными были эти изменения. Этого можно достичь тремя путями: оценкой растворяющей способности метаморфогенных вод, сравнением химических составов глин и метапелитов, а также исследованием петрографических признаков перемещения вещества.

АНАЛИЗ РАСТВОРЯЮЩЕЙ СПОСОБНОСТИ МЕТАМОРФОГЕННЫХ ВОД. Дегидратация пород с выносом растворов в основном завершается на низких ступенях метаморфизма. Даже с заведомым завышением можно считать, что основная масса воды глин удалена до $300^{\circ}C$, давлении до 1500 бар и глубине до 6 км. Это соответствует эпидот-амфиболитовой субфации амфиболитовой фации метаморфизма. Так, глины содержат H_2O^+ до 4,76%, а метапелиты этой стадии - 1,12%, в метапелитах грауолитовой фации - 0,92%.

В этих условиях вода растворяет (здесь и далее приводятся весовые % растворенного вещества): NaCl -38,4, KCl -53,0, SiO_2 -0,13, CaF_2 -0,014, CaCO_3 -0,0032, $(\text{Na}, \text{K})\text{AlSi}_3\text{O}_8$ =0,06, MgSiO_3 =0,02. При 305,5°C и 90,6 барах растворимость Na_2CO_3 =0,148%, при 292,5° и 74 барах растворяется 0,412% NaSO_4 (Фларк, 1969). При $t=500^\circ\text{C}$ и $P=1000$ бар растворимость Al_2O_3 (0,00018%), Fe_2O_3 (0,009%) незначительна (Смит, 1968). Здесь не учтены влияния солевого эффекта, который заметно снижает растворимость и pH , в зависимости от значений которого значительно снижается или повышается растворимость тех или иных компонентов. Как видно из приведенных данных и данных из химических справочников, в воде наиболее растворимыми являются хлориды, сульфаты и карбонаты K , Na , Ca и Mg . Соотношение молекулярных количеств анионной и катионной групп: для K , Na в хлористых солях равно 1,1; в карбонатах - 1,4; в сульфатах - 2,6; в среднем - 1,7%; то же соотношение для Ca и Mg соответственно равно 1,1, 1,4, 2,5; в среднем - 1,7.

Исходя из средних содержаний в глинах Cl , SO_2 и CO_2 (Ронов, Ярошевский, 1967), можно рассчитать количество находящихся в них солей. В глинах содержится в среднем 0,12% Cl , что соответствует 0,13% хлоридов; при 0,27% SO_3 количество сульфатов составит 0,70%; при 5,28 CO_2 содержание карбонатов составит 7,39%. Общее возможное количество растворимых солей в глинах составит 8,22%. При этом на долю карбонатов приходится 89,90%.

Содержание воды в платформенных глинах равно 5,16%, в геосинклиналиальных - 4,37%, в среднем - 4,76% (Ронов, Ярошевский, 1967). Количество H_2O в метапелитах адданского комплекса 0,92% (табл. 16), то есть при их метаморфизме удаляется до 3,84% воды. Это количество может обеспечить вынос 8,22% легкорастворимых солей

лишь при расчетной минерализации растворов в 68,1%, что крайне высоко и маловероятно.

Карбонаты и бикарбонаты, составляющие 88-90% солей глин, легко разлагаются при повышении температуры с образованием углекислоты, растворимой в воде, и окислов и гидроксидов, образующих или самостоятельные соединения (Fe, Mn, Mg), или чаще входящих в состав создаваемых силикатов. Г. Шабер (1941) указывает, что в жидких включениях докеморийских гранитов растворено 13-22% солей. В минеральных водах термальных источников содержится 1-5% растворенных веществ (Бетехтин, 1955). Поэтому минерализация растворов, формируемых при метаморфизме, будет намного ниже расчетной и, надо полагать, не превышает 20% (вес).

Исходя из этого, количество возможно вынесенных из глин K, Na, Ca, Mg, учитывая соотношения анионной и катионной групп, будет складываться: от хлоридов - 0,11%, от сульфатов - 0,10%, от бикарбонатов - 3,77%, то есть 3,98% без учета разложения карбонатов. Исходя из концентрации растворов в 20%, что само по себе завышено, учитывая концентрацию растворов жидких включений и термальных вод, и что имеет место разложение карбонатов, вероятно, выносятся K, Na, Ca и Mg соответственно: от хлоридов - 0,11%, от сульфатов - 0,10%, от карбонатов - 0,75%, то есть всего 0,96% от веса породы. Изменение при метаморфизме состава пород в отношении петрогенных компонентов достигает максимум до 3,9%, а, вероятнее всего - до 0,96%, что не приводит к заметной утрате основных черт состава первичного материала.

СРАВНЕНИЕ ХИМИЧЕСКИХ СОСТАВОВ ГЛИН И МЕТАПЕЛИТОВ. Характер изменения вещества породы при метаморфизме можно установить путем сопоставления составов конкретных метаморфических пород с предпо-

лагаемыми их исходными породами. Ранее такое сравнение выполнил П.Лападо-Арг (1950), который в результате этого анализа пришел к выводу о значительном выносе Mg и Fe и привносе K, Na, Ca при метаморфизме пород. На эту работу в большинстве случаев ссылаются при обосновании изменения состава метapelитов при метаморфизме.

Нижеприводимое сопоставление по сравнению с работой П.Лападо-Арга является более полным и обоснованным. При подборе сравниваемых групп нами учтены общие тенденции эволюции вещества глин во времени (Виноградов, Ронов, 1956; и др.). Подборка групп анализов у П.Лападо-Арга количественно несопоставима, случайна; породы, представленные анализами, неравнозначны по своим геологическим и петрохимическим характеристикам. Осадочные породы (группа I) представлены 27 анализами, часть которых не является пересыщенной глиноземом. Группа V - гнейсы глубинные и гранитоидные (биотитовые, гранатовые, кордиеритовые и др.) - состоит из 64 анализов, большинство из которых относятся к очковым гнейсам или мигматитам, то есть с заведомо привнесеным гранитным материалом; часть их также не относится к высокоглиноземистым породам.

В нашем распоряжении имеется 175 химических анализов алданских метapelитов с содержанием SiO_2 от 41,0 до 74,0%, исключая кварциты (песчаники) и корундсодержащие породы (бокситоносные глины и бокситы). Для сравнения взято столько же химических анализов глин из различных литературных источников. Отобраны глины высокоглиноземистые с высоким содержанием щелочей, с преобладанием K над Na, что наиболее соответствует глинам докембрия. Глины пересчитаны на 100% после исключения из них H_2O , CO_2 , SO_3 , Cl и т.п., бесспорно удаленных при метаморфизме. Это делает более объективным сопоставление составов глин и метаморфических пород. Метapelиту с определенным

целым процентом Al_2O_3 строго соответствует анализ глины с тем же процентом Al_2O_3 , хотя допускалось расхождение соответствующих пар не более чем на 1%, что привело к расхождению и средних содержания Al_2O_3 на 0,13% в пользу глин (табл. 16). Это обусловлено тем, что все имеющиеся геологические и физико-химические данные указывают на неподвижность глинозема в условиях регионального метаморфизма. Поэтому при сравнении составов групп различия в содержаниях компонентов устанавливаются относительно Al_2O_3 . Диаграммы построены по молекулярным количествам компонентов (рис. 24-27).

Повышенное на 0,13% содержание Al_2O_3 и пониженное Na_2O и CaO обусловили несколько большую глиноземистость глин (А) 104 против 93, хотя цифры являются сопоставимыми. Глины являются более кремнистыми (на 3,75%). По величине А и SiO_2 группы не контролировались.

Наибольший интерес представляет различие в содержании щелочей, учитывая то, что многие исследователи считают их наиболее мобильными при региональном метаморфизме. Диаграмма $K_2O-Na_2O-Al_2O_3$ показывает, что щелочей в метаморфических породах больше, чем в глинах; 4,46% против 3,60, разница 0,86 (рис. 24). Разброс точек обеих групп пород значителен, незаконномерен, отмечаются концентрации тех и других, места их взаимного смещения, что вполне объяснимо их генетическими особенностями. Наибольшие содержания щелочей характерны для глин при $Al_2O_3 = 17,0-23,5\%$, для метаморфических пород — при 12,5-31,8%, то есть для последних диапазон обогащения щелочами шире. В щелочной части диаграммы 53 точки (30,2%) высокоглиноземистых метаморфических пород выходят за пределы поля распространения глин, причем только в наиболее глиноземистой части они отстоят от точек глин на относительно заметных расстояниях. Точки наибольшего содержания щелочей отстоят друг от друга на 25 мол. ед., что адекватно 1,5 Na_2O или 2,4% K_2O . Соотношение K_2O и Na_2O в группах оп-

ЛИМИТИРОВАННЫЙ СОСТАВ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ ПОРОД
(приведены к 100%)

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	A	
1.	50,46	1,30	16,63	4,24	6,88	0,23	6,36	9,84	2,81	1,26	-70
2.	57,69	0,80	17,77	3,78	3,36	0,17	3,70	6,81	3,68	2,04	-26
3.	71,50	0,34	14,40	1,55	1,86	0,05	0,74	1,82	3,65	4,05	-9
4.	47,57	2,66	13,33	6,26	6,87	0,44	9,50	10,51	2,02	0,84	-97
5.	68,57	0,72	14,42	5,37	1,26	0,15	3,30	1,60	1,66	2,95	55
6.	58,85	0,90	17,49	5,60	2,13	0,37	4,25	5,20	1,77	3,44	15
7.	56,67	1,02	16,42	4,25	4,61	0,24	4,30	7,04	3,39	2,06	-39
8.	50,54	1,57	16,16	3,43	8,24	0,16	6,28	10,27	2,58	0,75	-73
9.	59,92	0,90	17,79	7,73	0,94	0,70	3,78	3,68	1,41	3,15	54
10.	60,81	0,78	19,15	3,93	3,65	0,09	2,75	4,45	1,38	3,01	53
11.	61,66	0,96	18,29	4,66	2,09	0,05	2,75	5,31	0,84	3,37	35
12.	63,56	0,96	18,10	6,68	0,06	2,42	4,10	0,73	3,35	59	
13.	67,66	0,74	14,62	5,63	-	1,68	3,39	2,12	4,26	1	
14.	59,19	1,34	33,08	2,72	0,06	0,59	1,03	0,62	1,37	282	
15.	66,02	0,73	18,97	2,40	4,33	-	1,56	1,58	1,37	2,72	105
16.	62,27	0,83	18,84	2,91	5,59	-	3,31	1,79	1,90	2,56	93

1. Основные породы; 2. Средние породы; 3-5. Кислые породы; 4. Вулканогенные океанические породы;
 5. Кремнистые океанические осадки; 6. Терригенные океанические осадки; 7. Эффузивы гессиндизмальные;
 8. Эффузивы платформенные; 9. Красные глубоководные океанические глины; 10. Глина геосинклиналей;
 11. Глина платформ; 12. Морская глина Русской платформы; 13. Континентальная глина холодного и
 умеренного климата Русской платформы; 14. Континентальная глина влажного тропического климата
 Русской платформы; 15. Высокоглиноземистые глины различных регионов (среднее из 175); 16. Высоко-
 глиноземистые кварцосодержащие гнейсы и сланцы Алданского юкта (среднее из 175, H₂O=0,92%);
 1-3 (Виноградов, 1956); 4-11 (Ронов, Ярошевский, 1967); 15, 16 (Ронов, Хлебникова, 1957)

ределяется тем, что K_2O больше в глинах (2,72 против 2,56, разница 0,16%), а натрия – в метаморфических породах (1,90 против 1,37, разница 0,53%). Различие более существенно в отношении Na_2O , хотя сами по себе величины не носят принципиального характера. Это выражается и на диаграмме, где в поле преобладания Na_2O вышли за пределы поля глин 46 точек (26,2%) метаморфических пород, а в калиевой части – лишь 7(4,0%). Возможно, что более высокие содержания натрия объяснимы некоторым его привнесом при метаморфизме пелитов, а возможно, они обусловлены различиями в первичном составе рассматриваемых пород.

Таким образом, существенных различий в содержаниях щелочей между двумя группами пород нет (разница 0,35%), а имеющиеся незначительные различия (для K_2O в пользу глин =0,16%, для натрия, наоборот, в пользу метаморфических пород =0,53%) могут быть объяснены скорее различием в осадках, чем привнесом при метаморфизме, хотя некоторое участие последнего не исключается.

П.Лападо-Арг считает, что при метаморфизме наиболее активно мигрируют щелочи, Na привносится в ходе всего процесса, но больше всего – на низких ступенях. Калий несколько выносится на низких ступенях, но в высоких весьма интенсивно привносится. Нами установлено, что действительно в высокоглиноземистых метаморфических породах несколько больше щелочей, чем в глинах. Однако это различие несравненно меньше того, которое приводит П.Лападо-Арг. Соответственно с этим имеется и отличие в отношении $Na_2O:K_2O$, которому он придаст значение своеобразного показателя степени метаморфизма. Для глин у него оно равно 0,57, для гнейсов – 1,2, у нас же соответственно 0,79 и 1,06. То же относится и к $Na_2O+K_2O : Al_2O_3$, которое у него для глин равно 0,26, для гнейсов – 0,66, у нас же они равны соответственно 0,32 и 0,28. Эти коэффициенты много ближе друг к другу и имеют обратные соотношения, то есть

говорить о значительном привносе щелочей в данном случае не приходится.

Роль CaO относительно Al_2O_3 в глинах незначительно понижена по сравнению с метаморфическими породами (1,38 против 1,79%, разница 0,41%), что подтверждается распределением точек на диаграмме (рис.25). Это опровергает вывод П.Лападо-Арга о том, что с ростом метаморфизма CaO привносится, и отношение содержаний CaO в гнейсах к глинам должно быть равно 3,0. В нашем случае оно равно 1,1, то есть они почти эквивалентны. Превышение содержания CaO на 0,19% объяснимо повышенной ролью карбонатов в нижнеархейских глинах (Сидоренко и др., 1968).

Распределение точек содержания MgO относительно Al_2O_3 в глинах и высокоглиноземистых метаморфических породах сложно и невыдержано (рис. 26). Количества MgO в глинах и метаморфических породах соответственно равны 1,88% и 3,31%, то есть в последних его больше на 1,43%. Это отношение по П.Лападо-Аргу должно быть 0,44, то есть магний, наоборот, должен преобладать в глинах. Повышенные содержания MgO в метаморфических породах объяснимы большей ролью Mg -гидрослюд и карбонатов в нижнеархейских глинах по сравнению с фанерозойскими (Сидоренко и др., 1968).

Отношение содержания FeO в глинах к его количеству в метаморфических породах по П.Лападо-Аргу должно быть 1,9, у нас оно равно 0,77, то есть в метаморфических породах FeO больше, чем в глинах. К сожалению, только в 22 анализах FeO определено отдельно от Fe_2O_3 , что снижает достоверность выводов. Распределение $\text{FeO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ изображено на рис. 27; где соответственно нанесены также 22 точки глин. $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$ в глинах 7,73, в метапелитах - 8,50%, разница 0,77%, а отношение - 0,91, то есть, различия более нивелированы по сравнению с распределением FeO . Более высокие содержания железа в нижнеархейских образованиях, вероятно, объясни-

мы его большей концентрацией в гидрослюдистых минералах, а также большей ролью в них сидерита и гидроокислов. FeO и MgO явно преобладают в метапелитах по сравнению с глинами, что объясняется прежде всего условиями архейской седиментации, так как привнос FeO и MgO в глубокометаморфизованные породы не допускают даже ортодоксальные трансформисты. Вывод П.Лападо-Арга об уменьшении их содержания с ростом метаморфизма, о существовании "основного фронта" не подтверждается.

На соответствующих диаграммах (рис.24-27) метаморфические породы даже больше разбросаны, чем точки глин, то есть не наблюдаются тенденции сближения составов пород, нивелирования состава пород, их "стандартизации" при метаморфизме, на что указывают П.Лападо-Арг (1950) и Н.В.Фролова (1962). Таким образом, проведенный сравнительный анализ адекватного количества анализов глин и метаморфических пород Алдана, высокоглиноземистых по составу, не показал существенных признаков заметного привноса-выноса компонентов, изменения химического состава пород при региональном метаморфизме в отношении главных петрогенных элементов.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ПЕРЕМЕЩЕНИЯ ВЕЩЕСТВА. Известно, что процессы перемещения вещества, его привноса-выноса обусловлены прежде всего метаморфической дифференциацией и метасоматозом. Роль метасоматических процессов в высокоглиноземистых регионально-метаморфизованных породах, не затронутых гранитизацией, крайне незначительна, локальна и не приводила к заметным изменениям их химизма.

Изучение морфологии текстур и структур этих и парагенных с ними пород показывает отсутствие в них метасоматических ореолов, зон, жил, шпиров и т.д. - явлений столь широко представленных в гранитизированных участках. Это позволит заключить, что

при региональном метаморфизме не происходило изменения состава пород за счет вещества, приносимого извне по различного рода каналам.

На контактах пластов пород специфического состава не наблюдается реакционных зон или структур, хотя при достаточной подвижности компонентов пород они непременно бы возникли. Неоднократно наблюдались четкие контакты мраморов с альмандин-биотитовыми и альмандин-биотит-силлиманитовыми гнейсами, в которых не отмечалось развития реакционных зон с гроссуляром, роговой обманкой и т.д. Отсутствуют диопсидовые и диопсид-роговообманковые зоны на контактах мраморов с кварцитами и гнейсами. Не отмечается взаимодействие между магнетитовыми и графит-кордиеритовыми пластами, между гиперстеновыми и силлиманитовыми слоями, хотя в первом случае должны возникать зоны граната, а во втором - кордиерит-гранатовые слои. Таких примеров много, они отмечаются повсеместно и говорят об отсутствии миграции, обмена и перераспределения вещества между литологическими и химически неоднородными образованиями (пластами, пропластками, слоями). На отсутствие массового перемещения вещества в толще метаморфизуемых пород указывают, пусть редкие, остаточные структуры исходных пород, а также наличие метаконгломератов.

В высокоглиноземистых породах Алдана, образованиях глубокометаморфизованных и сильнодислоцированных, широко проявлены процессы метаморфической дифференциации, обусловленные химическими и механическими факторами. Как и везде, эти процессы вызывают перемещение вещества лишь в пределах крайне ограниченных объемов и весьма маломощных слоев, не выходя за пределы текстурных элементов пласта, за пределы дометаморфических литологических границ пласта (Барт, 1956; Тернер, Ферхуген, 1961; и др.). Наиболее четко метаморфическая дифференциация проявляется в собирательной перекристаллизации,

росте порфириобласт, формировании сегрегаций, редких структурах "снежного кома" и т.д. Производя активные перемещения вещества в указанных масштабах, метаморфическая дифференциация проявляется в рамках пласта, слоев и почти незаметна в преобразованиях текстур и форм пластов. Она не сглаживает дометаморфические литологические границы, наоборот, что неоднократно подчеркивали П. Эскола, Т. Барт, К. Корренс (1939), Ф. Тернер (1951), А. Харкер (1937) и др., в слоистых, особенно в метапелитовых породах, усиливает контрастность, резкость дометаморфических литологических границ. В частности в породах Алдана глиноземистые (силлиманитовые) слои более контрастно отделяются от глиноземисто-кремнистых (кордиеритовых, биотитовых и т.п.) и кремнистых (кварцевых), чем в неметаморфизованных глинистых породах фанерозоя. В свою очередь стирания границ между пластами, вызванного перемещением между ними вещества, не наблюдалось.

Таким образом, метаморфическая дифференциация приводит лишь к внутренним дислокациям вещества в пределах крайне ограниченных объемов, в пределах текстурных элементов пород.

На инертное поведение основных петрогенных компонентов, на их неподвижность при региональном метаморфизме указывает и то, что число минералов в равновесных ассоциациях равно числу химических компонентов или больше его на один или два минерала. Равновесная ассоциация силлиманит+ортоклаз (микроклин) также подтверждает инертность, неподвижность щелочей, глинозема и кремнекислоты.

х х х

Обобщая изложенный выше материал, можно сделать вывод, что метаморфизм высокоглиноземистых пород алданского комплекса был относительно изохимическим в отношении главных петрогенных компо-

нентов, что устанавливается объективным анализом количеств и растворяющихся возможностей метаморфогенных вод, растворов, удаляемых при метаморфизме осадочных пород. Это подтверждается сравнительным анализом однотипных по составу метаморфических пород и их вероятных аналогов среди осадочных пород. Изохимичность регионального метаморфизма высокоглиноземистых пород доказывается методами петрографического изучения перемещения вещества.

Таким образом, при региональном метаморфизме не происходит заметного изменения их химического состава в отношении петрогенных компонентов, породы не утрачивают своих основных черт химического состава, унаследованных ими от первичных осадочных образований. Некоторые незначительные расхождения в составе глин и метапелитов (в пределах 1%) обусловлены или несовершенством сравнения, или различиями в составах исходных пород, или, возможно, несущественным привносом-выносом вещества при метаморфизме. Следовательно, исследование петрохимических особенностей метаморфических пород дает возможность обоснованно проводить их сравнительный анализ с неизменными образованиями и выявлять среди последних их аналоги.

Сравнительный анализ химических составов высокоглиноземистых метаморфических пород и основных типов пород

Учитывая, что при метаморфизме высокоглиноземистые породы не изменяют существенно своего состава, представляется возможным определять аналоги исходных пород путем сравнения их с главнейшими типами осадочных и магматических пород. Для сравнительного анализа избран средний (из 175 анализов) состав высокоглиноземистого гнейсо-сланца (таб. 16). Из подсчета среднего состава исключены кварциты и кварцито-гнейсы (породы с $SiO_2 > 74\%$, то есть метапесчаники) и корундсодержащие породы и корундиты (породы с $SiO_2 < 41\%$, то есть

бокситы и бокситоносные глины). Этим достигается большая конкретность состава рассматриваемых пород как метапелитов.

Средний состав рассматриваемой породы является высокоглиноземистым, в достаточной мере кремнистым, нормальным в отношении щелочей, железо-магнезиальным и малоизвестковым. В силу этого из рассмотрения вообще исключаются карбонатные и ультраосновные породы, а также эвапариты, имеющие резко отличный состав, чем изучаемые образования. Хотя ясно, что аналоги этих пород должны быть среди глин, учитывая их высокоглиноземистость,

Уже при первом рассмотрении таблицы ясно, что основные, средние и кислые магматические породы, вулканогенные океанические породы, эффузивы платформенные и геосинклинальные не могут рассматриваться как аналоги высокоглиноземистых метаморфических пород, так как они относятся не к высокоглиноземистым породам вообще, являясь недосыщенными глиноземом относительно суммы щелочей и извести.

Для сравнения составов построены тройные диаграммы, учитывающие соотношение трех главных компонентов или групп компонентов в породах (рис. 28). При этом принято, что составы пород весьма сходны, если их точки удалены на расстояние в 2,5%, и просто сходны, если они отстоят друг от друга на расстоянии до 5%. Для этого вокруг точки состава высокоглиноземистой породы проведено два круга с радиусом в 2,5% и с радиусом в 5%.

Диаграмма $Al_2O_3 - SiO_2 - n$ ($n = TiO_2 + Fe_2O_3 + \dots + K_2O$) отображает состав пород в отношении Al_2O_3 , SiO_2 и остальных компонентов. Положение точки высокоглиноземистых пород ясно показывает, что ее аналоги находятся только среди глин. По этим характеристикам состава высокоглиноземистые породы весьма сходны с красными глубоко-

водными глинами, глинами геосинклиналей и платформ, а также с морскими глинами Русской платформы. Точки других типов пород достаточно удалены, за исключением точек терригенных океанических осадков и континентальных глин умеренного и холодного климата Русской платформы, находящихся на удалении от 2,5 до 5%.

Диаграмма $Al_2O_3-(FeO+MgO)-(CaO+Na_2O+K_2O)$ демонстрирует сравнение составов пород в отношении лейкократовых и меланократовых компонентов и глиноземистости. К высокоглиноземистым породам приближена только точка кремнистых океанических осадков и на некотором удалении, до 6%, находится точка красных глубоководных глин и высокоглиноземистых глин.

Диаграмма $(Al_2O_3+TiO_2)-(SiO_2+K_2O)-n$, где $n=CaO+Na_2O+MgO+FeO+Fe_2O_3+MnO$, рекомендованная А.Б.Роновым (1957) для сопоставления составов глин, показывает, что высокоглиноземистые метаморфические породы в отношении этих групп компонентов весьма близки глинам геосинклиналей, платформ и красным океаническим, а морские глины Русской платформы отстоят от них в пределах 2,5-5,0%.

В отношении $Al_2O_3-(K_2O+Na_2O)-Ca$ высокоглиноземистые породы весьма сходны только с высокоглиноземистыми глинами различных регионов.

Соотношение $A-MgO-(FeO+Fe_2O_3+MnO)$ **даст возможность заключить** о значительной близости изучаемых пород с морскими глинами Русской платформы и сходимости их составов с составом глин платформ.

Диаграмма $K_2O-Al_2O_3-Na_2O$ показывает, что в этом отношении высокоглиноземистые породы не имеют весьма близких аналогов, но с расхождением в 2,5-5% могут быть сопоставимы с ними кремнистые и терригенные океанические осадки, красные океанические глубоководные глины и глины геосинклиналей, а также высокоглиноземистые глины различных регионов.

Для определения степени сходства того или иного типа пород с высокоглиноземистыми породами необходимо определить частоту встречаемости точек составов конкретных типов пород в близлежащих к точке высокоглиноземистых пород зонах с радиусами в 2, 5 и 5% (табл. 17). Степень сходимости определяется суммой частоты встречаемости в радиусе 2, 5%, увеличенной вдвое, и частоты встречаемости в радиусе 5%.

Наибольшим сходством с высокоглиноземистыми породами обладают геосинклинальные глины (степень сходимости 6) и близки по составу к ним красные глубоководные океанические глины и морские глины Русской платформы (степень сходимости 5). Из анализа диаграммы также видно, что по составу высокоглиноземистые метаморфические породы ближе к морским глинам, чем к континентальным глинам. Следует указать, что метаморфические высокоглиноземистые породы алданского комплекса в своей основе по природе исходных осадков представляют переотложенные продукты кор выветривания (преимущественно каолиновых) или продукты химического разложения, гальмиролиза вулканогенных пород. Этим и объясняется высокая степень пересыщенности их глиноземом относительно кальция и щелочей, большие значения коэффициента А (табл. 2-11). Фанерозойские формации переотложенных кор выветривания относительно хорошо изучены на платформах, среди геосинклинальных образований они изучены крайне слабо, а средние химические составы этих пород (высокоглиноземистых) еще не получены. В геосинклинальных областях толщи высокоглиноземистых осадков распределены закономерно лишь в перикратонных зонах, в центральных частях геосинклиналей их размещение менее упорядочено. В общей массе геосинклинальных формаций высокоглиноземистые образования имеют много меньшее значение, чем аналогичные породы в платформенных толщах.

Таблица 17

ЧАСТОТЫ ВСТРЕЧАЕМОСТИ И СХОДИМОСТЬ ТОЧЕК СОСТАВОВ
 ГЛАВНЫХ ТИПОВ ОСАДОЧНЫХ И МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД В
 ПРЕДЕЛАХ РАСХОЖДЕНИЙ 2,5 и 5,0 (табл.16, рис.28)

Диаграмма	ради- ус %															
		I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
$\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-n}$	2,5									+	+	+	+			
	5						+								+	
$(\text{FeO}+\text{MgO})\text{-Al}_2\text{O}_3$	2,5															
$\text{-(CaO+Na}_2\text{O+K}_2\text{O)}$	5					+										
$(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{TiO}_2)\text{-n-}$	2,5									+	+	+				
$\text{-(SiO}_2+\text{K}_2\text{O)}$	5														+	
$(\text{K}_2\text{O+Na}_2\text{O})\text{-}$	2,5															+
$\text{Al}_2\text{O}_3\text{-CaO}$	5															
$(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MnO})\text{-}$	2,5														+	
-A-MgO	5														+	
$\text{K}_2\text{O-Al}_2\text{O}_3\text{-Na}_2\text{O}$	2,5															
	5					+	+			+	+					+
Частота встречае-	2,5	-	-	-	-	-	-	-	-	2	2	2	2	-	-	I
мости	5	-	-	-	-	2	2	-	-	I	2		I	I	-	I
Сходимость		0	0	0	0	2	2	0	0	5	6	4	5	I	-	3

Сходимость определяется суммой частоты встречаемости в радиусе 2,5%,
 увеличенной вдвое и частотой встречаемости в радиусе 5,0%.

Для сравнительного анализа в нашем распоряжении имелся лишь средний состав глины геосинклиналей, в то время как для платформенных глин составы были более дифференцированы. Несмотря на это, сходство высокоглиноземистых пород алданского комплекса является наибольшим с геосинклинальными глинами. Несомненно, что сходство составов было бы еще большим, если бы рассматриваемые породы сравнивались с высокоглиноземистыми глинами геосинклинальных областей.

Итак, сравнение метаморфических высокоглиноземистых пород с основными типами неметаморфизованных пород показывает, что высокоглиноземистые породы алданского комплекса по своему составу наиболее близки к геосинклинальным морским глинам. Их состав резко отличается от состава магматических пород (интрузивных и эффузивных).

Петрохимическая характеристика высокоглиноземистых пород

Химический состав высокоглиноземистых пород алданского комплекса приведен в табл. I—II, там же приведено большинство петрохимических коэффициентов. Последние выведены из молекулярных количеств, исключая Lz и Nk , которые рассчитаны из значений весовых процентов. Коэффициенты имеют следующие значения,

$A = Al_2O_3 - (CaO + K_2O + Na_2O)$ — показатель степени пересыщенности глиноземом;

$$F = \frac{(Fe_2O_3 + FeO) \cdot 100}{Fe_2O_3 + FeO + MgO} \quad - \text{общая железистость};$$

$$f = \frac{FeO \cdot 100}{FeO + MgO} \quad - \text{железистость, демонстрирующая величину отношения } FeO \text{ к } MgO ;$$

$$\varphi = \frac{(FeO - Fe_2O_3) \cdot 100}{(FeO - Fe_2O_3) + MgO} \quad - \text{частная железистость породы, показывающая железистость } Fe-Mg \text{ силикатов породы и получаемая путем исключения молекулы магнетита};$$

$$b = \frac{Fe_2O_3}{FeO} \quad - \text{коэффициент степени окисленности железа};$$

$$n = \frac{CaO \cdot 100}{CaO + 2Na_2O} \quad - \text{показатель основности плагиоклазов породы и ее известковистости относительно } Na_2O ;$$

$$S = \frac{K_2O}{Na_2O} \quad - \text{определяет соотношение щелочей в породе};$$

$$Nc = Na_2O + K_2O \quad - \text{сумма весовых процентов щелочей};$$

$$Ng = \frac{Al_2O_3}{Na_2O} \quad - \text{коэффициент глинизации, показатель степени выветрелости (разложения) осадка};$$

$$Lz = Al_2O_3 + Fe_2O_3 + TiO_2 + FeO + MnO \quad - \text{сумма весовых процентов гидролизных элементов.}$$

В табл. 18, 19 приведены данные по содержанию в породах редких и рассеянных элементов.

С целью петрохимического анализа и выявления корреляционных связей нами проведена статистическая обработка имеющегося аналитического материала на ЭЦМ "Урал-2" по программе ДВГУ-16 "Корреляционный анализ".

Результаты обработки приведены в табл. 20, 21, 22. Там же приведены критические значения парных коэффициентов линейной корреляции

СОДЕРЖАНИЕ РЕДКИХ И РАССЕЙНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫХ ПОРОДАХ
(количественно-спектральные определения, характеристика пород в табл. IV)

№ п/п пробы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
1	8097	0,0019	0,0019	0,0028	0,0033	0,00015	0,0055	0,002	0,0005	0,0053	0,00018	0,0013	0,015	0,0007	0,0018	0,20	0,08	
2	8074	0,0038	0,0023	0,004	0,008	0,00023	0,0066	0,0018	0,0004	0,0053	0,00032	0,0015	0,019	0,0012	0,0044	0,22	0,10	
3	8051	0,0022	0,0028	0,0034	0,005	-	0,0062	0,0015	0,0004	0,005	0,00048	0,0012	0,015	0,0019	0,003	0,15	0,83	
4	8050	0,0007	0,0021	0,00017	0,001	0,0001	0,0047	0,0003	0,00008	0,0028	сх	0,0006	0,01	0,00063	0,0014	0,15	0,07	
5	8025	сх	0,0003	0,0013	0,0009	0,00012	0,00063	0,0006	0,0001	0,005	0,0004	0,0003	0,046	-	0,0002	0,02	0,174	
6	8049	сх	0,002	0,00026	0,002	-	0,0074	0,0012	0,00025	0,0025	сх	0,0015	0,012	0,00056	0,0023	0,29	0,20	
7	8094	0,0009	0,0015	0,00014	0,0015	0,0001	0,0025	0,003	0,0005	0,0074	0,00022	0,0006	0,015	0,00025	0,0014	0,07	0,02	
8	8071	сх	0,0006	0,00019	0,0029	0,00017	0,006	0,0022	0,00056	сх	0,0005	0,00077	0,011	0,002	0,0011	0,044	0,16	
9	8073	0,0056	0,0022	0,00010	сх	0,0001	0,0003	0,002	0,00073	0,025	-	0,00044	0,008	0,0014	0,0002	0,02	0,08	
10	8078	0,0042	0,002	0,00026	0,0022	0,00033	0,0055	0,0037	0,00038	сх	0,00014	0,001	0,02	0,0018	0,0015	0,40	0,10	
11	8093	0,0063	0,0019	0,00029	0,01	0,00018	0,0048	0,007	0,00064	0,0075	0,00011	0,00085	0,02	0,0026	0,0052	0,09	0,06	
12	8091	0,0012	0,0014	0,005	0,0028	0,00015	0,0048	0,0026	0,0006	0,0057	0,0002	0,0015	0,015	0,0011	0,002	0,19	0,10	
13	8048	0,0020	0,0015	0,00019	0,00042	-	0,0015	0,0025	0,00043	0,0066	0,0002	0,00085	0,015	0,001	0,0057	0,033	0,07	
14	8031	0,0046	0,0005	0,00015	0,0017	0,003	0,005	0,0023	0,00022	сх	0,00012	0,00083	0,019	0,0014	0,0012	0,40	0,16	
15	8096	0,0014	0,0021	0,00037	0,001	0,0001	0,0036	0,001	0,00017	0,0025	0,00012	0,0008	0,011	сх	0,0010	0,10	0,08	
16	8072	0,0019	0,0015	0,00010	0,00056	0,00019	0,0015	0,0006	0,0001	0,0043	сх	0,00074	0,008	0,00064	0,00038	0,014	0,03	
17	8070	0,009	0,0038	0,0004	0,0025	0,00015	0,0074	0,0019	0,00033	сх	0,00074	0,0007	0,019	0,00063	0,0064	0,27	0,04	
18	8044	0,0006	0,0018	0,0002	0,0017	сх	0,005	0,00085	0,0001	0,0045	сх	0,00063	0,011	0,00045	0,0017	0,14	0,09	
19	8054	0,0018	0,0021	0,003	0,005	-	0,0087	0,002	0,00054	0,005	0,00012	0,0015	0,011	0,00064	0,0035	0,22	0,14	
20	8088	0,0012	0,003	0,0035	0,0054	сх	0,0087	0,003	0,0009	0,0075	0,00033	0,0022	0,015	0,001	0,0029	0,19	0,36	
21	8061	0,004	0,0026	0,002	0,0029	0,00029	0,015	0,0022	0,0005	0,007	0,00052	0,0011	0,033	сх	0,0012	0,14	0,22	
22	8057	сх	0,0003	0,0018	0,0044	-	0,0048	0,0052	0,00072	-	0,00023	0,0023	0,015	0,0009	0,0024	0,18	0,70	
23	8055	0,0011	0,0022	0,0028	0,0026	0,00028	0,01	0,0014	0,00029	0,005	0,00014	0,0011	0,007	0,0011	0,0017	0,22	0,20	
24	8161	0,0004	0,002	сх	0,0022	0,0001	0,001	0,003	сх	0,008	0,00015	0,0001	0,015	0,0004	0,0013	0,06	0,066	
25	8163	0,0004	0,0026	0,016	0,009	сх	0,01	0,0035	0,0008	0,0057	0,00036	0,003	0,018	сх	0,0054	0,29	0,32	

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
26	8162	ca	0,002	0,013	0,0052	0,00013	0,008	0,00083	0,00013	0,0051	0,00012	0,0015	0,013	0,0004	0,0028	0,20	0,072	
27	8157	0,00067	0,0025	0,01	0,0079	ca	0,014	0,0054	ca	0,0067	0,0007	0,0002	0,0029	0,05	ca	0,006	0,47	0,11
28	8153	0,00012	0,0028	0,014	0,0063	ca	0,0083	0,003	ca	0,00067	0,00019	0,005	0,0021	0,015	0,001	0,003	0,36	0,27
29	8159	0,00044	0,0028	0,018	0,009	ca	0,01	0,00083	ca	0,00019	0,005	0,00011	0,0017	0,02	0,00056	0,0029	0,31	0,033
30	8160	0,0008	0,0029	0,018	0,009	ca	0,012	0,002	ca	0,00037	0,005	0,00015	0,0023	0,0093	0,00014	0,0035	0,31	0,16
31	8138	0,00014	0,0032	0,0093	0,006	-	0,019	0,005	ca	0,00087	0,00018	0,0036	0,023	0,00079	0,0083	0,59	0,17	
32	8141	ca	0,0028	0,01	0,006	-	0,0052	0,003	ca	0,00045	0,0095	0,0002	0,0017	0,028	ca	0,003	0,23	ca
33	8142	0,00044	0,0015	0,0064	0,0056	ca	0,005	0,0026	ca	0,0005	0,0062	0,00017	0,0017	0,012	0,00038	0,0019	0,12	0,19
34	8144	0,0008	0,002	0,011	0,0042	0,0001	0,0032	0,0022	0,003	0,0048	0,00012	0,0014	0,011	0,00025	0,0015	0,17	0,11	
35	8145	0,0008	0,003	0,015	0,0079	ca	0,0074	0,0025	ca	0,00052	0,007	0,00022	0,0021	0,018	0,00025	0,0044	0,24	0,24
36	8146	0,0012	0,0014	0,008	0,004	0,00009	0,0046	0,00018	0,00004	0,0004	0,0018	0,0001	0,0011	0,018	ca	0,0015	0,21	0,03
37	8147	0,0025	0,0035	0,018	0,0041	-	0,01	0,0019	ca	0,0004	0,0067	0,00018	0,0018	0,015	0,002	0,0034	0,31	0,14
38	8140	ca	0,0024	ca	0,0034	0,00014	0,006	0,0012	ca	0,00024	0,0019	0,0011	0,0033	0,015	0,001	0,0012	0,15	0,019
39	8135	0,0002	0,0022	0,008	0,008	0,00012	0,0074	0,0025	ca	0,00042	0,0056	0,0002	0,0025	0,018	0,00079	0,0048	0,20	0,09
40	8134	0,0002	0,004	0,014	0,0075	-	0,013	0,0031	ca	0,0012	0,0075	0,00035	0,0036	0,02	0,00089	0,01	0,31	0,46
41	8133	ca	0,001	0,0018	0,0048	ca	0,0032	0,0042	ca	0,00057	0,0074	0,0002	0,0013	0,044	0,00025	0,0051	0,30	0,14
42	8123	0,00056	0,0023	0,013	0,0063	ca	0,01	0,0022	ca	0,00031	0,0063	0,00022	0,0025	0,02	0,00079	0,0059	0,30	0,25
43	8122	ca	0,0019	0,008	0,0029	ca	0,01	0,0024	ca	0,00024	0,0063	0,0001	0,0017	0,017	0,00045	0,0005	0,37	0,01
44	8118	0,0006	0,0029	0,013	0,0079	-	0,0083	0,0016	ca	0,00038	ca	0,00028	0,0022	ca	0,00089	0,0052	0,19	0,25
45	8158	0,00075	0,0031	0,016	0,0069	ca	0,0083	0,0018	ca	0,00036	0,005	0,0002	0,0019	0,017	0,00089	0,004	0,23	0,11
46	8148	0,0007	0,0018	0,009	0,0027	0,00048	0,0017	0,0044	ca	0,00048	0,00015	0,0019	0,017	0,0001	0,001	0,001	0,04	0,15
47	8152	0,0001	0,0025	0,013	0,0059	-	0,0066	0,0023	ca	0,00045	0,0067	0,00015	0,0022	0,018	0,0002	0,0034	0,23	0,10
48	8151	0,001	0,0023	0,01	0,0059	ca	0,0061	0,0031	ca	0,00064	0,0054	0,00026	0,0018	0,027	0,00063	0,0022	0,20	0,12
49	7-1597	0,0011	0,0074	0,026	0,0039	0,00018	0,0035	0,0009	ca	0,00018	0,0079	0,00022	0,0023	0,018	0,00015	0,0013	0,63	ca
50	С-211а	0,001	0,0014	0,018	0,0027	ca	0,005	ca	ca	0,004	0,004	0,00022	0,0026	0,012	ca	0,0022	0,14	0,27
51	8150	0,001	0,003	0,0001	0,0072	-	0,012	0,0023	ca	0,0006	0,0057	0,00055	0,0030	0,015	ca	0,0044	0,31	0,27
52	8-148	ca	0,0006	0,01	0,004	ca	ca	0,0006	ca	0,0001	0,0059	ca	0,0009	0,04	ca	0,001	0,11	0,31
53	Ф-25	0,0018	0,003	0,022	0,0033	-	0,0067	0,0038	ca	0,0007	0,0045	0,00018	0,0036	0,021	ca	0,0039	0,17	0,42
54	36/57	-	-	ca	ca	0,00066	ca	ca	ca	0,0012	0,00015	0,003	ca	0,0002	0,04	0,00015	0,009	0,0098

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
55	33110	0,0029	0,0038	0,01	0,0018	0,0014	0,0033	0,0042	0,00057	мл	0,00045	0,0012	0,05	0,00059	0,0011	0,18	0,29
56	33118	0,0026	0,0044	0,01	0,0013	0,005	0,0036	0,001	0,00025	сг	0,00022	0,0015	0,04	0,0019	0,0012	0,074	0,42
57	8104	0,0025	0,0028	0,007	0,0034	-	0,009	0,0022	0,0004	0,005	0,00022	0,0021	0,028	0,00010	0,0025	0,27	0,057
58	8103	0,0006	0,002	0,007	0,0029	-	0,011	0,0029	0,00047	0,006	сг	0,0029	0,021	0,00017	0,0044	0,35	0,13
59	8107	0,005	0,0020	сг	0,0003	0,0004	сг	0,01	0,0028	0,023	сг	0,0003	0,18	сг	сг	0,06	0,14
60	924/57	-	0,0017	сг	0,00035	-	сг	сг	сг	сг	сг	0,00018	0,014	сг	-	0,004	0,012
61	8117	0,0034	0,0012	0,006	0,0022	сг	0,0043	0,0056	0,00015	0,002	сг	0,0007	0,015	сг	0,065	0,10	0,02
62	8113	-	0,0001	сг	0,0036	сг	0,0006	0,0012	0,0001	0,0033	сг	0,0007	0,022	сг	0,00063	0,04	0,019
63	E-172	сг	0,0052	0,026	0,0011	сг	0,01	0,0022	0,0003	0,03	0,00014	0,002	0,026	сг	0,0079	0,30	0,15
64	Ф-19	сг	0,0009	0,015	0,005	-	0,017	0,0001	0,00008	-	сг	0,0015	-	сг	0,0006	0,01	0,12
65	C-27	0,0006	0,0022	0,027	0,006	-	0,012	0,005	0,0013	сг	0,00021	0,004	0,021	сг	0,003	0,28	0,15
66	C-130	сг	0,0014	0,009	0,008	0,00037	0,0053	0,0012	0,00025	0,0041	сг	0,0026	0,056	0,00027	0,002	0,15	0,26
67	C-163	сг	0,0015	0,011	0,00024	-	0,003	0,0015	0,00025	-	0,00025	0,001	0,035	сг	0,001	0,10	0,11
68	C-166A	сг	0,0014	0,0022	0,0022	-	0,02	0,0046	0,00064	сг	0,00014	0,0056	0,019	сг	0,0056	0,56	> 1
69	C-32	0,0035	0,0026	0,0029	0,0028	сг	0,0044	0,0048	0,001	0,0056	0,00035	0,0075	0,044	сг	0,0011	0,10	0,17
70	У-170B	-	сг	сг	0,0014	-	сг	0,008	0,00004	0,0018	сг	0,0001	0,007	сг	0,00029	сг	> 1
71	И-4	0,0064	0,0007	0,002	0,003	0,00014	сг	0,0002	сг	0,0036	сг	0,00070	0,007	0,01	0,0008	0,10	0,52
72	3012/56	сг	0,0026	0,033	0,0064	-	0,005	0,0041	0,00066	0,0047	сг	0,0025	0,016	сг	0,0024	0,19	> 1
73	Мг-30	сг	0,002	0,02	0,0042	0,00046	0,0069	0,0049	0,001	0,009	0,00022	0,0033	0,042	0,00019	0,0027	0,17	0,25
74	27510/56	сг	0,0025	0,013	0,009	0,00045	0,0063	0,004	0,00067	0,0056	0,00031	0,0034	0,049	сг	0,0045	0,14	0,43
75	8258/55	сг	0,0022	0,018	0,0046	сг	0,01	0,0019	0,00027	0,005	сг	0,0024	0,014	0,0004	0,0043	0,22	0,19
76	2750/56	сг	0,0025	0,013	0,0055	сг	0,0079	0,0012	0,00022	0,0072	сг	0,002	0,014	сг	0,0031	0,22	0,05
77	8238/55	сг	0,0031	0,012	0,0028	сг	0,01	0,0044	0,00066	0,015	0,00025	0,0031	0,024	сг	0,0035	0,21	0,17
78	699/55	сг	0,0022	0,01	0,0031	сг	0,0051	0,0014	0,00019	0,0037	сг	0,0022	0,045	сг	0,0009	0,23	0,04
79	6812/57	сг	0,0054	0,025	0,01	0,0014	0,0011	0,0015	0,0004	сг	0,00041	0,004	0,056	0,0014	0,0025	0,26	0,93
80	1096/56	сг	сг	0,0005	0,0023	-	0,0012	0,0001	0,0003	сг	сг	0,00022	0,022	сг	0,00027	0,028	0,01
81	10428/56	0,00044	0,0017	0,0045	0,0048	сг	0,01	0,0022	0,00036	0,0033	сг	0,0025	0,0025	сг	0,001	0,20	0,15
82	923/57	-	0,001	0,00066	0,003	сг	сг	0,0001	сг	сг	сг	0,00014	0,001	-	0,0002	0,01	> 1
83	917/57	-	сг	0,00035	0,003	сг	сг	сг	сг	сг	-	сг	0,001	0,00017	0,00015	0,15	> 1

I	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
84	8806/55	0,00056	0,0044	0,0079	0,0067	сх	0,012	0,0074	0,00037	0,008	0,0001	0,0018	0,005	0,0006	0,0015	0,20	0,13
85	8306/55	0,0008	0,0017	0,003	0,005	сх	0,006	0,0025	0,0005	0,004	сх	0,0074	0,01	сх	0,00072	0,17	0,09
86	1712/56	сх	0,00056	0,00089	0,0048	сх	0,0015	сх	сх	-	сх	0,00025	0,002	0,00022	0,0007	0,14	0,078
87	42a/57	-	сх	0,0001	0,0015	сх	сх	0,00037	сх	0,0013	сх	сх	сх	сх	0,00012	0,04	0,07
88	64d/57	-	сх	0,0003	0,0066	сх	сх	0,0083	0,00053	0,004	сх	0,00025	0,034	-	0,00039	0,01	> I
89	1873a/56	0,00044	0,002	0,001	0,0009	0,00018	0,0019	0,0032	0,0007	0,014	0,0002	0,00059	0,05	0,00037	0,00038	0,10	0,085
90	1875a/56	-	0,0018	0,0079	0,02	сх	0,0033	0,0035	0,00077	0,004	0,00035	0,0019	0,0045	0,001	0,0015	0,08	0,83
91	1849c/56	0,0023	0,0022	0,01	0,01	сх	0,0079	0,0019	0,00021	0,0075	0,00018	0,003	0,0085	0,005	0,001	0,22	0,09
92	39/57	-	сх	0,0005	0,002	сх	сх	0,00025	сх	-	сх	0,00017	0,0056	сх	0,00024	0,12	0,28
93	Б-32	-	сх	0,015	0,013	-	0,0056	0,0015	0,00015	-	сх	0,0019	сх	сх	0,0017	0,14	0,04
94	Б-32a	-	0,0005	0,019	0,02	-	0,01	0,0015	сх	сх	сх	0,0019	сх	0,002	0,0015	0,20	0,01
95	Б-2	-	сх	0,00056	0,0028	-	сх	0,0005	сх	сх	сх	0,00015	0,0056	-	0,00021	0,15	> I
96	Б-34b	-	0,00036	0,014	0,044	-	0,0089	0,0014	0,00018	сх	сх	0,0027	сх	0,0007	0,0017	0,23	0,45
97	Б-3018	0,0007	0,0011	0,0021	0,0063	0,0005	0,0028	0,02	0,0074	сх	0,0005	0,006	0,011	сх	0,0014	0,014	> I
98	И-29/57	0,0023	сх	0,00063	0,003	сх	сх	0,00044	0,00006	0,0012	сх	0,00023	0,0085	-	0,00027	0,18	> I
99	Б-7-62	-	сх	0,00044	0,0019	сх	-	0,00031	0,000044	сх	сх	0,00015	0,0031	-	0,00015	0,06	0,98
100	Б-34-Б	-	0,00061	сх	сх	-	0,0079	сх	сх	-	сх	0,00085	сх	0,00087	0,0007	0,15	0,10
101	34a/57	0,00056	0,0015	0,0041	0,0012	-	0,0079	0,0047	0,0008	0,039	0,0001	0,0028	0,05	-	0,00063	0,28	0,20
102	Р-1479	-	0,0007	0,00072	0,0024	сх	0,0074	0,0047	0,0012	-	сх	0,001	0,036	-	0,00028	0,03	0,07
103	Б-3	-	сх	0,0005	0,0038	-	сх	0,0067	0,0007	0,01	сх	0,0003	0,005	-	0,00025	0,18	> I
104	29c3/56	0,0011	0,0033	0,0079	0,0043	-	0,0089	0,0033	0,0008	0,0056	0,0003	0,003	0,01	сх	0,0015	0,23	0,17
105	М-15	0,00069	0,002	0,0074	0,0076	-	0,0057	0,0035	0,0006	0,01	0,0005	0,0023	0,011	0,0011	0,0012	0,14	0,091
106	41a/57	сх	0,0018	-	0,003	0,00034	сх	0,0019	0,0005	0,0069	0,00057	0,002	0,01	0,0017	0,00079	0,28	0,50
107	М-32	0,00093	0,0018	0,0063	0,004	-	0,0089	0,0037	0,00074	0,007	0,00025	0,0021	0,012	0,0015	0,0006	0,22	0,056
108	1495a/56	-	0,0019	0,0031	0,004	сх	0,022	0,0029	0,00056	сх	0,00025	0,0053	0,0056	сх	0,0019	0,33	> I
109	2625a/56	0,00085	0,0075	0,0089	0,0066	0,0011	0,013	0,0019	0,00033	0,012	0,00044	0,0019	0,012	0,0007	0,00076	0,23	0,16
110	2692/56	0,0011	0,0028	0,009	0,0067	0,0004	0,009	0,0032	0,00054	0,007	0,00035	0,002	0,009	0,001	0,0015	0,20	0,15
111	2625b/56	0,0056	0,0095	0,012	0,0067	0,0009	0,014	сх	0,0003	сх	0,00052	0,003	0,019	0,001	0,001	0,24	0,24
112	2933/56	0,0008	0,0018	0,0033	0,0045	сх	0,005	0,0012	0,00018	0,0054	сх	0,0011	0,0063	сх	0,00057	0,15	0,02

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
I13	436/57	-	сд	0,00066	0,0037	-	сд	0,0017	0,00012	-	-	0,00028	0,0047	сд	0,00028	0,011	> I
I14	1546/57	-	0,0003	0,0023	0,018	сд	сд	0,033	0,0035	0,00095	0,00022	0,0011	0,015	-	0,0007	0,03	-
I15	1498/57	0,0003	0,0023	0,013	0,004	-	0,017	0,0651	0,0015	0,006	0,00089	0,0045	0,014	0,0009	0,0056	0,2	0,26
I16	14938/56	0,00056	0,0026	0,004	0,0013	0,00038	0,015	0,0028	0,00044	0,004	0,00027	0,0018	0,056	0,0022	0,0042	0,43	0,83
I17	5018/55	0,00056	0,0036	0,015	0,012	0,00035	0,015	0,0017	0,0004	0,0066	0,0002	0,0018	0,033	0,00075	0,0054	0,20	0,12
I18	1876/56	0,0005	0,0017	0,022	0,0035	-	0,006	0,001	0,00016	0,0044	сд	0,00085	0,02	0,00035	0,0011	0,14	0,001
I19	379/57	сд	0,0015	сд	0,00015	-	0,0018	0,00063	0,00026	0,00044	сд	0,0002	сд	сд	0,00012	0,004	0,02
I20	463/57	0,00025	0,0025	0,013	0,0059	сд	0,012	0,0021	0,00049	0,004	0,00015	0,0022	0,025	0,00033	0,005	0,25	0,30
I21	4508/55	0,0029	0,0039	0,011	0,005	0,00085	0,0067	0,0024	0,00052	0,009	сд	0,0019	сд	0,00079	0,0025	0,14	0,17
I22	2016/57	сд	0,0038	0,01	0,0035	-	0,017	0,0033	0,0005	0,0056	0,0001	0,0023	0,015	0,00063	0,0038	0,42	0,20
I23	648/57	0,00036	0,0015	0,0006	0,0044	-	сд	0,001	0,000085	0,0012	0,00007	0,00012	0,015	-	0,00013	0,014	-
I24	2498/57	0,0018	0,004	0,011	0,0027	0,00035	0,007	0,0018	0,00035	0,005	сд	0,0015	0,11	0,00044	0,0033	0,20	0,06
I25	465/56	0,00035	0,0036	0,011	0,0056	-	0,011	0,002	0,00049	0,009	0,00018	0,0018	0,025	0,00031	0,0031	0,23	0,15
I26	1498/57	0,00035	0,0032	0,012	0,0095	-	0,011	0,0021	0,00052	0,004	0,00018	0,0023	0,033	0,00047	0,0043	0,021	0,35
I27	1706/57	-	сд	сд	0,0017	0,00012	сд	0,0004	0,000067	сд	сд	0,00012	сд	-	0,00015	0,09	-
I28	-	сд	сд	сд	0,00015	сд	сд	0,0001	0,00004	сд	сд	0,00014	0,001	0,0001	0,00012	0,004	0,001
I29	-	0,009	0,0075	мн	0,003	0,003	0,02	0,3	0,03	мн	0,0007	0,005	0,18	0,01	0,008	0,65	> I
I30	-	0,5	0,1	0,5	0,1	0,1	0,5	0,1	0,01	0,1	0,1	0,1	1,0	0,1	0,1	0,5	1,0
I31	-	0,0003	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0003	0,0001	0,00001	0,001	0,0001	0,0001	0,001	0,0001	0,0001	0,01	0,01
I32	кварж	0,002	0,004	0,016	0,0095	0,0007	0,013	0,0033	0,00022	0,004	0,0002	0,001	0,02	0,003	0,0023	0,45	0,067
I33	кварж	0,0008	0,0018	0,03	0,016	0,00015	0,02	0,0018	0,0001	0,0027	0,00014	0,0024	0,01	0,0006	0,0043	0,9	0,22
I34	кварж	0,0015	0,002	0,0056	0,0055	-	0,001	0,003	-	0,04	0,00009	0,0015	0,026	-	0,002	0,8	0,12
I35	кварж	0,002	0,003	0,0025	0,0008	0,00035	0,004	0,002	0,0002	0,0046	0,00019	0,007	0,02	0,0045	0,0005	0,23	0,06
I36	кварж	0,0016	0,0015	0,02	0,008	0,0006	0,015	0,0028	0,0003	0,0018	0,0003	0,0006	0,02	0,004	0,003	0,6	0,09

I28 - колесница (шлангум), I29 - миксум, I30 - первый проход чувствительности, I31 - нижний проход; кварж I32 - глина, I33 - основная порода, I34 - средняя порода, I35 - кислая порода, I36 - детритовая (железистая, I37 - I38 - глина, I39 - I40 - известняк).

СОДЕРЖАНИЕ Ва, Cr, Li, Rb, В₂O₃ В ВЫСОКИМПИКОВОМЕСТНЫХ ПОРОДАХ
(количественно-спектральными определениями)

№№	Проба	Ва	Cr	Li	Rb	В ₂ O ₃	Наличие основных минералов	Порода
1:	8097	0,031	0,019	0,0019	0,0070	-	Bt+Cr	гнейс
2:	8074	0,10	0,015	0,0022	0,0119	-	Bt+Cr+Sil	гнейс
3.	8061	0,066	0,019	0,0012	0,0077	-	Буу+Bt+Cr	гнейс
4.	8050	0,034	0,023	сл	-	-	Cr+Буу	гнейс
5:	8025	0,039	0,003	0,0005	0,0044	-	Sil	кварцит
6:	8049	0,025	0,020	сл	-	-	Gr	гнейс
7.	8094	0,043	0,078	0,0015	0,0043	-	Gr+Sil	порода
8.	8071	0,010	0,0055	сл	-	0,003	-	эпидиот
9.	8073	0,062	0,031	0,0008	0,0123	-	Gr	гранулит
10.	8038	0,018	0,0060	0,0010	0,0215	-	Sap	порода
11.	8093	0,041	0,012	0,0013	0,0042	-	Gr+Sil	порода
12.	8091	0,026	0,014	0,0017	0,0070	-	Bt+Sil	гнейс
13.	8048	0,10	0,020	0,0007	0,0030	-	Bt+Cr лейкократовый	гнейс
14:	8031	0,032	0,0057	0,0005	0,0198	-	Вау	порода
15:	8096	0,047	0,023	0,0019	0,0046	0,003	Bt+Cr	гнейс
16:	8072	0,026	0,024	0,0010	-	0,003	Gr	гранулит
17:	8090	0,22	0,043	0,0017	0,0210	-	Gr+Bt+Cr+Sil	гнейс
18.	8044	0,054	0,034	-	-	-	Cr+Буу	чарокоит
19:	8054	0,063	0,015	0,0010	0,0111	-	Bt+Cr	гнейс
20:	8098	0,070	0,017	0,0031	0,0123	-	Bt+Cr+Sil	гнейс
21:	8061	0,13	0,021	-	-	-	Bt+Cr	гнейс
22:	8067	0,015	сл	сл	0,0018	-	Cr+Буу	кварцит
23:	8055	0,056	0,012	0,0008	0,0142	-	Sap	порода
24.	8161	0,056	0,013	-	0,0198	-	Cr+Sil	сланец
25.	8163	0,046	0,022	0,0014	0,0065	-	Bt+Cr+Sil	сланец
26:	8162	0,064	0,014	0,0028	0,0067	-	Cor+Sil	сланец
27:	8157	0,057	0,011	0,0016	0,0129	0,003	Bt+Cr+Sil	сланец
28.	8153	0,079	0,016	0,0021	0,0102	-	Cr+Cor	гнейс
29.	8159	0,15	0,0069	0,0018	0,0275	-	Bt+Cor	гнейс
30.	8160	0,042	0,0074	0,0017	0,0140	-	Bt+Cor+Sil	сланец
31.	8138	0,11	0,019	0,0034	0,0084	-	Sil+Bt+Cr	гнейс
32.	8141	0,028	0,0046	0,0017	0,0066	-	Sil+Cr+Bt+Cor	гнейс
33.	8142	0,056	0,037	0,0009	0,0099	-	Bt+Cr	гнейс
34.	8144	0,049	0,022	0,0008	0,0089	-	Bt+Cr	гнейс
35.	8145	0,079	0,012	0,0017	0,0115	-	Bt+Cr+Sil+Cor	гнейс
36.	8146	0,034	0,0093	0,0020	0,0115	0,005	Cr+Bt	гнейс
37.	8147	0,10	0,017	0,0021	0,0127	-	Bt+Cr+Sil+Cor	гнейс
38.	8140	0,013	0,0059	-	-	3,0	Та	кварцит
39:	8135	0,072	0,016	0,0036	0,0123	-	Sil+Bt+Cor	сланец
40:	8134	0,13	0,0044	0,0021	0,0189	-	Sil-Cr-Bt-Cor	сланец
41.	8133	0,019	сл	0,0005	0,0083	-	Sil-Cr-Bt-Cor	сланец
42:	8123	0,050	0,0083	0,0019	0,0155	0,003	Sil-Bt	гнейс
43.	8122	0,010	сл	0,0052	0,0035	0,021	Sil	кварцит
44.	8118	0,028	0,0059	0,0018	0,0210	0,005	Bt-Sil	кварцит
45.	8158	0,078	0,025	0,0023	0,0269	0,003	Bt-Cr-Sil	сланец
46.	8148	0,021	0,0089	0,0015	0,0025	0,003	Bt-Cr-Sil-Cor	гнейс
47.	8152	0,047	0,020	-	-	-	Bt-Cr-Sil-Cor	гнейс
48.	8151	0,034	0,020	0,0020	0,0110	-	Bt-Cr	гнейс

1	2	3	4	5	6	7	8	9
49.	Y-1397	0,025	< 0,003	0,0033	0,0031	-	Cor-Sil	сланец
50.	0-211a	0,032	0,017	0,0008	0,0070	Н.О.	Gr-Np-Rt	гнейс
51.	8150	0,083	0,024	0,0013	0,0102	-	Rt-Gr-Cor	гнейс
52.	R-148	0,027	< 0,003	-	-	Н.О.	Cor-Mt	кварцит
53.	0-25	0,084	0,013	0,0005	0,0119	-	Gr-Mt-Sil	гнейс
54.	36/57	0,033	сл	сл	0,0035	-	Sil	кварцит
55.	3-31116	0,034	0,0081	0,0011	0,0216	Н.О.	Sap-Pl-Cor-Np	гнейс
56.	3-311a	0,017	< 0,003	0,0009	0,0050	Н.О.	Sap-Rt-Cor-Np	гнейс
57.	8104	0,050	0,021	0,0029	0,00855	-	Sil-Bt-Gr	сланец
58.	8103	0,063	0,015	0,0048	0,0096	0,011	Sil-Bt-Gr	сланец
59.	8107	0,085	0,010	0,0009	0,0245	-	Bt-Gr	кварцит
60.	924/57	0,015	сл	0,0019	0,0013	Н.О.	Sil	кварцит
61.	8117	0,032	0,0046	0,0013	0,0110	0,003	Sil-Bt	сланец
62.	8113	0,028	0,0050	0,0020	0,0040	0,005	Sil-Cor-Tn-Of	кварцит
63.	B-172	0,011	сл	0,0034	0,0102	-	Sil-Cor	гнейс
64.	0-19	0,021	0,024	0,0067	-	0,015	-	корундит
65.	0-27	0,069	0,038	0,0010	0,0056	-	Gr-Bt-Np	гнейс
66.	C-130	0,045	0,0072	-	-	Н.О.	Bt-Gr-Cor-Np	гнейс
67.	0-163	0,022	0,005	0,0040	0,0137	-	Sap-Np-Pl-Cor	гнейс
68.	0-166a	0,036	0,015	сл	0,0026	-	Gr-Np	гранулит
69.	0-32	0,14	0,032	0,0010	0,0160	-	Gr	гранулит
70.	Y-170a	0,016	< 0,003	0,0012	0,0028	-	Gr-Cor-Sil	гранулит
71.	H-4	0,078	0,0040	0,0020	0,0049	-	Bt-Cor	кварцит
72.	0012/56	0,056	< 0,003	-	0,0031	-	Cr-Sil-Cor	гнейс
73.	Mx-30	0,079	0,042	0,0032	0,0088	Н.О.	Rt-Gr-Cor	гнейс
74.	27515/56	0,056	0,020	0,0014	0,0075	-	Rt-Cor-Sil-Gr	гнейс
75.	825a/55	0,045	0,030	0,0020	0,0036	-	Cor-Sil-Rt	гнейс
76.	2750/56	0,054	0,013	0,0024	0,0060	-	Rt-Sil-Cor	гнейс
77.	823a/55	0,041	0,0074	0,0006	0,0114	-	Sil-Gr-Cor-Rt	гнейс
78.	699/55	0,021	0,0050	0,0018	0,0067	-	Sil-Cor-кварцит	гнейс
79.	681a/57	0,080	0,0056	0,0087	0,0264	Н.О.	Rt-Cor	сланец
80.	1096/56	0,013	< 0,003	-	-	Н.О.	Yu	кварцит
81.	1042a/56	0,037	< 0,003	0,0007	0,0069	-	Gr-Mt-Sil-Cor	гнейс
82.	923/57	0,14	0,0052	0,0020	0,0094	-	Vr-Mph-Sp	кварцит
83.	917/57	0,012	сл	0,0022	0,0016	-	Vr-Mph	кварцит
84.	8806/55	0,078	0,025	0,0016	0,0039	-	Sil-Mt-Cor	гнейс
85.	8306/55	0,028	0,0091	0,0013	0,0078	-	Sil-Mt-Cor	гнейс
86.	1712/56	0,041	0,005	0,0019	0,0068	-	Bt-Sil-Cor	кварцит
87.	42a/57	0,011	сл	-	-	-	Vr-Mph	кварцит
88.	640/57	0,013	сл	0,0008	-	-	Vr-Mph	кварцит
89.	1873a/56	0,094	0,0062	0,0008	0,0046	Н.О.	Rt-Sil	гнейс
90.	1875a/56	0,024	сл.	0,0059	0,0245	-	Bt-Gr-Cor	сланец
91.	1845/56	0,085	0,009	0,0057	0,0270	Н.О.	Bt-Cor	гнейс
92.	39/57	0,016	< 0,003	0,0008	0,0020	-	Vr-Mph	порода
93.	B-32	0,022	< 0,003	0,0035	0,0020	-	Gr-Bt-Np-Cor	кварцит
94.	B-32a	0,023	< 0,003	0,0008	0,0070	Н.О.	Gr-Bt-Np	кварцит
95.	B-2	0,13	0,0091	0,0008	-	-	Vr-Sp-Mph	кварцит
96.	B-34a	0,017	сл	0,0005	0,0032	Н.О.	Gr-Bt-Np	кварцит
97.	E-3018	0,015	0,027	0,0023	0,0026	-	Gr	кварцит
98.	E-29/57	0,036	сл	0,0012	0,0023	Н.О.	Sp-Sil-Mph	кварцит
99.	B-7-62	0,020	< 0,003	0,0007	-	Н.О.	Mph-Sp-Vr	кварцит
100.	B-34-B	0,012	< 0,003	-	-	-	Gr-Rt-Np	кварцит
101.	34a/57	0,028	< 0,003	0,0018	0,0035	-	Vr-Mph	кварцит
102.	R-1479	0,0070	сл	0,0020	0,0032	Н.О.	Gr	кварцит обт

1	2	3	4	5	6	7	8	9
103	В-3	0,0080	ол*	0,0006	-	-	Sp-Vr-Mph	кварцит
104.	2963/56	0,060	0,024	0,0010	0,0083	-	Gr	кварцит
105.	Мл-15	0,043	0,017	0,0025	0,0065	н.о.	Sl-Bt-Cor	гнейс
106.	41а/57	0,050	0,0068	0,0032	0,0054	-	Sl	кварцит
107.	Мл-32	0,032	0,025	0,0025	0,0073	н.о.	Bt-Gr-Cor	гнейс
108.	1495а/56	0,067	0,026	0,0005	0,0036	-	Gr-Cor-Bt-Mph	гнейс
109.	2625а/56	0,039	0,011	0,0102	0,0245	-	Bt-Sil-Cor	гнейс
110.	2692/56	0,078	0,027	0,0021	0,0084	-	Gr-Bt-Sil-Cor	гнейс
111.	2625б/56	0,048	ол.	0,0092	0,0247	-	Sl-Bt-Cor	гнейс
112.	2938/56	0,049	0,013	0,0017	0,0207	-	Bt-Gr	гнейс
113.	43б/57	0,028	ол.	0,0008	0,0024	-	Vr-Mph	кварцит
114.	1646/57	0,15	0,0057	0,0011	0,0058	-	Sp-Vr-Mph	кварцит
116.	149а/57	0,057	0,020	0,0008	0,0033	-	Gr-Bt-Sil-Cor	гнейс
116.	1493а/56	0,028	0,0056	0,0024	0,0066	-	Vr-Sil-Cor	кварцит
117.	501а/55	0,045	0,014	-	-	н.о.	Sl-Bt-Cor-Bt	сланец
118.	1876/56	0,092	ол	0,0018	0,0139	-	Sl-Bt	гнейс
119.	379/57	0,017	0,015	-	0,0025	-	Gr-Cor-Bt-Sil	кварцит
120.	463/57	0,053	0,015	0,0009	0,0077	-	Gr-Bt-Sil-Cor	гнейс
121.	450а/55	0,064	0,025	0,0029	0,0359	н.о.	Bt-Sil-Cor-Gr	гнейс
122.	2016/57	0,033	0,0091	0,0008	0,0045	-	Gr-Bt-Sil-Cor	гнейс
123.	64а/57	0,059	< 0,003	0,0012	0,0038	-	Sp-Mph-Vr	кварцит
124.	249а/57	0,13	0,022	0,0023	0,0150	н.о.	Bt-Gr-Cor	гнейс
125.	465/56	0,033	< 0,003	0,0014	0,0075	-	Sl-Gr-Cor-Bt	сланец
126.	149д/57	0,062	0,019	0,0016	0,0044	-	Gr-Bt-Sil-Cor	гнейс
127.	1706/57	0,024	< 0,003	0,0015	0,0027	-	Sp-Mph	кварцит
128.	-	0,003	0,002	0,0005	0,0005	0,003	-	минимум
129.	-	0,22	0,078	0,0114	0,0275	3,0	-	максимум
130.	-	0,003	0,003	0,0005	0,001	0,003	-	ниж.прод.чувот.
131.	кларк	0,08	0,045	0,006	0,04	0,004	-	плана
132.	кларк	0,027	0,044	0,0015	0,0045	0,003	-	основная порода
133.	кларк	0,065	0,08	0,002	0,007	-	-	средняя порода
134.	кларк	0,083	0,03	0,007	0,004	0,005	-	кислая порода
135.	кларк	0,05	0,04	0,0065	0,03	0,084	-	литосфера

I31-I35 - данные по А.П. Виноградову (1950,1956).

ПАРНЫЕ КОЭФФИЦИЕНТЫ ЛИНЕЙНОЙ КОРРЕЛЯЦИИ СОДЕРЖАНИЙ ЩЕЛОЧНЫХ
ЗЕМЕЛЬ, ЩЕЛОЧЕЙ И ОСНОВНЫХ ПЕТРОГЕННЫХ КОМПОНЕНТОВ

	Ba	Sr	Li	Rb	K ₂ O	Na ₂ O	CaO	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂
Ba		0,324	0,047	0,362	0,569	0,268	0,192	-0,099	0,188	-0,183
Sr			-0,079	0,029	0,116	0,709	0,618	-0,006	0,253	-0,274
Li				-0,458	0,275	0,022	-0,072	0,180	0,476	-0,412
Rb					0,708	0,101	-0,036	0,273	0,390	-0,418
K ₂ O						0,259	0,067	0,073	0,353	-0,367
Na ₂ O							0,662	-0,035	0,234	-0,264
CaO								0,102	0,241	-0,372
MgO									0,483	-0,612
Al ₂ O ₃										-0,901
\bar{x}	0,0517	0,0131	0,00175	0,00646	2,057	1,386	1,184	2,827	15,478	69,217
σ_x	0,0366	0,0122	0,00169	0,00744	1,476	1,257	1,144	3,118	7,479	14,050

$n=10$
 $m=127$
 $r_{q_1} = 0,05 = 0,174$
 $r_{q_2} = 0,01 = 0,228$

2
0
0

6

Таблица 21

ПАРНЫЕ КОЭФИЦИЕНТЫ ЛИНЕЙНОЙ КОРРЕКЦИИ СОДЕРЖАНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ
И ОСНОВНЫХ ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ КОМПОНЕНТОВ

	Pb	Ga	Cr	Ni	Be	V	Y	Yb	La	Mo	So	Zr	Sn	Co	Ti	Mn	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO
Pb	0,201	-0,071	-0,072	0,064	-0,071	0,0003	-0,026	-0,522	0,154	-0,162	0,190	0,438	0,105	0,018	-0,162	0,129	-0,178	-0,188	0,056	
Ga		-0,051	-0,087	0,064	0,447	-0,056	0,005	0,238	0,336	0,374	0,175	0,113	0,345	0,501	-0,180	0,784	-0,756	0,370	0,986	
Cr			0,986	0,004	0,060	-0,007	-0,020	-0,032	-0,061	-0,023	-0,073	0,018	-0,036	0,006	-0,053	-0,082	-0,014	0,014	0,176	
Ni				-0,014	0,051	-0,018	-0,025	-0,086	-0,053	-0,032	-0,095	0,028	-0,061	-0,012	-0,040	-0,115	0,011	0,199	0,196	
Be					0,0007	-0,006	-0,016	0,012	-0,002	0,143	0,020	-0,032	0,065	-0,010	-0,004	0,088	-0,123	-0,066	0,162	
V						-0,033	0,030	-0,031	0,145	0,656	-0,048	0,004	0,569	0,652	-0,200	0,570	-0,618	0,299	0,582	
Y							0,453	-0,015	0,024	0,096	-0,010	-0,058	0,006	-0,043	0,021	-0,014	-0,004	-0,075	0,045	
Yb																				
La							-0,032	0,005	0,169	0,022	-0,075	0,157	0,110	-0,068	0,060	0,018	-0,095	0,025		
Mo								0,169	-0,114	0,069	0,078	0,048	0,200	-0,097	0,196	-0,261	-0,056	0,037		
So									0,316	0,051	0,089	0,144	0,093	-0,063	0,253	-0,362	0,258	0,190		
Zr										0,032	0,009	0,485	0,025	0,406	-0,533	0,367	0,651			
Sn											-0,088	0,074	0,039	-0,124	0,029	-0,047	-0,063	-0,005		
Co													0,018	0,097	-0,095	0,091	-0,186	0,107	0,120	
Ti														0,529	-0,174	0,354	-0,444	0,195	0,549	
Mn															-0,032	0,416	-0,492	0,450	0,417	
Al ₂ O ₃																-0,232	0,225	0,101	-0,118	
SiO ₂																	-0,901	0,319	0,431	
Fe ₂ O ₃																		-0,403	-0,630	0,164
K ⁺ I ⁺ I ⁰	212	1520	887	77	638	511	167	1430	20,1	171	2000	64,8	226	18500	42700	1547800	6721700	271600	465300	
Ca I ⁺ I ⁰	153	8840	4427	621	485	2660	581	5190	15,3	119	2130	109	290	12300	63000	747900	140500	277200	305400	

ПАРНЫЕ КОЭФФИЦИЕНТЫ ЛИНЕЙНОЙ КОРРЕКЦИИ СОБРАЖАЯЙ СЛЕДОВЫХ ПЕТРОУСНЫХ
КОМПОНЕНТОВ И ВНЕШНИЙ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ КОЭФФИЦИЕНТОВ

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	A	F	Σ	n	b	g	L ₁	L ₂	h ₁	h ₂	
SiO ₂	-0,589																				
TiO ₂		-0,893																			
Al ₂ O ₃			0,411																		
Fe ₂ O ₃				0,006																	
FeO					0,262																
MnO						-0,060															
MgO							0,085														
CaO								0,118													
Na ₂ O									0,445												
K ₂ O										0,347											
A											-0,272										
F												-0,273									
Σ													0,270								
n														0,197							
b															0,061						
g																0,076					
L ₁																	-0,046				
L ₂																		-0,177			
h ₁																			0,615		
h ₂																				0,327	
Σ	53,38	0,70	20,11	2,24	3,97	0,18	2,93	1,36	1,41	2,14	1,28	53,67	46,77	30,75	34,51	1,66	2,19	26,91	40,25	3,54	
x	19,37	0,50	16,66	2,63	3,53	0,52	3,37	1,46	1,28	1,59	1,72	20,03	19,67	36,97	21,69	7,66	2,97	17,34	122,90	2,37	
min	0,80	0,01	0,83	0,01	0,02	0,01	0,05	0,01	0,01	0,01	I	4,4	0,82	-95,1	0,008	0,0007	0,09	1,19	0	0,02	
max	98,37	2,15	97,34	20,15	17,14	5,13	17,70	8,52	5,91	7,98	939	95,9	84,6	78,26	96,1	70,0	16,0	99,15	352,5	9,94	

(г). Корреляция в математической статистике представляет вероятностную зависимость, не имеющую строгого функционального характера. Вероятностная связь между двумя случайными величинами (парная корреляция) появляется тогда, когда имеются общие случайные факторы, действующие на обе величины, и другие случайные факторы, которые действуют на эти величины неодинаково. Мерой тесноты линейной связи служит парный коэффициент линейной корреляции (Смирнов, Дунин-Барковский, 1969).

Критические значения парных коэффициентов линейной корреляции приведены для двух уровней значимости ($\alpha=0,01$ и $0,05$) с оценкой по Z -критерию Фишера (Ван дер Варден, 1960). Значения коэффициентов корреляции ниже критического — незначимо отличаются от "0" или показывают отсутствие связи, а выше — не противоречат предположению о наличии связи или показывают ее наличие. Указанные уровни значимости показывают вероятность ошибки (1% и 5%) суждений о наличии или отсутствии связи. Там же приведены среднеарифметические значения содержания компонентов (\bar{x}) и среднеквадратические отклонения (σ_x). Выборки анализов пород, подвергнутые статистической обработке, не являются случайными, а характеризуют закономерный ряд высокоглиноземистых пород. Количество анализов определенных разновидностей пород по всей совокупности примерно отражает их распространенность в алданском комплексе. К такому закономерному ряду не применимы статистические законы распределения случайных величин. Поэтому величины \bar{x} и σ_x не являются строгими статистическими параметрами выборок и могут лишь служить для характеристики среднего состава и примерной величины его варьирования. По той же причине неприменимости закона нормального распределения к обработанным выборкам для оценки значимости коэффициентов линейной корреляции применена Z -функция Фишера, значения которой при об"еме использованных нами выборок распределены нормально, неза-

висимо от распределений исходных величин.

По химическому составу рассматриваемые породы относятся к образованиям, пересыщенным глиноземом относительно кальция и щелочей. Выделяются разновидности с избытком кремнезема, бескварцевые, недосыщенные кремнеземом. Породы представляют довольно выдержанный ряд от кварцитов с биотитом, силлиманитом, гранатом, кордиеритом, виридином и др. до силлиманит-гранат-биотит-кордиеритовых сланцев и гнейсов и далее до ультравысокоглиноземистых пород (корундиты).

Рассмотрим петрохимические и геохимические особенности поведения отдельных элементов применительно к задачам литологического анализа рассматриваемых пород.

АЛЮМИНИЙ в количественном отношении варьирует от 0,8 до 97,9% (табл. I-II). С SiO_2 он имеет сильную обратную корреляционную связь, которая в значительной мере является процентной зависимостью главных компонентов. Связь не нарушается при сочетании малых с большими значениями этих компонентов, что подтверждает ее геохимический характер. Содержание и распределение Al_2O_3 и SiO_2 показывает, что имеется ряд пород от кварцитов ($SiO_2 = 99\%$, $Al_2O_3 = 0,8\%$) через кварцосодержащие и бескварцевые гнейсы и сланцы до корундитов ($97,9\% Al_2O_3$, $0,8\% SiO_2$). На диаграмме (рис. 29) отображается закономерное распределение Al_2O_3 и SiO_2 в породах, из нее также следует, что наибольшее содержание других компонентов (TiO_2 , Fe_2O_3 , FeO и др.) имеет место при $35\% Al_2O_3$ и $35\% SiO_2$. С Mn глинозем обнаруживает обратную связь. Корреляция Al с TiO_2, Ga, V, Sc прямая и весьма сильная, с MgO, Co, Mo — умеренно сильная (в полном ряду пород), в ряду менее полном его прямые связи имеются с $Mg, Li, Pb, K, Sr, Ca, Na$ (в порядке снижения тесноты) (табл. 20, 22, рис. 32). Связи Al_2O_3 с петрохимическими коэффициентами более четкие (коэффициенты, в которые входит Al_2O_3 , не рассматриваются). Отношения (FeO, Fe_2O_3) к MgO (F, f, ϕ) име-

ют с Al_2O_3 сильную отрицательную связь, причем наиболее сильна она с r ($FeO:MgO$), что является следствием уменьшения железистости пород с ростом Al_2O_3 . Прямая связь Al_2O_3 с b указывает на уменьшение степени окисления железа. Также связано A с b . Положительный коэффициент корреляции Al_2O_3 и n означает, что с ростом Al_2O_3 увеличивается известковистость пород относительно Na , увеличивается основность плагиоклазов. Эта же зависимость подтверждается и взаимоотношениями A с n . Калинатровое отношение (S) отрицательно связано с Al_2O_3 , его же связь с A отсутствует. Коэффициент глинизации (K_g) имеет прямую связь с MgO , Fe_2O_3 , b и обратную с F , f , ϕ . В корундитах четко выраженной связи между Al и Ti , Fe , Cr не обнаруживается, хотя количество последних несколько уменьшается при крайне высоких содержаниях Al_2O_3 . Наибольшие вариации количества этих элементов наблюдаются при 16-60% Al_2O_3 , а повышенные концентрации Ti имеют место при 60% Al_2O_3 . Отмечается обратная связь $Al_2O_3-Na_2O$ (табл. 10).

Парные коэффициенты линейной корреляционной зависимости содержаний Al_2O_3 и других элементов отражают особенности их накопления и находят аналогию в закономерностях формирования гидролизных глинистых осадков, преимущественно каолинового, гидрослюдистого, гидроокисного и в меньшей мере хлоритового состава. Характер глинистого материала может быть выявлен по отношению Si/Al в первично глинистых прослойках, где явно отсутствовал кластогенный материал (кварц). Такими прослойками являются силлиманитовые, кордиеритовые, биотитовые и гранатовые пропластки. Здесь отношение молекулярных количеств SiO_2 к Al_2O_3 близко или к единице (каолиновый материал) или к 3 (гидрослюдистый). Имеется ряд переходных разностей с отношениями от 1 до 3. Формирование вещества высокоглиноземистых пород происходило в областях сноса и на поднятиях, внутри подвизанной

области, преимущественно сложенных кислыми породами и характеризующих широко и глубоко развитыми сиаллитовыми корами выветривания. Не исключается концентрация глинозема в процессе разложения вулканогенного материала. Высокие значения $Al:Na$, особенно в корундитах, указывают на высокую степень выветривания первичных пород. Глиноземистый материал такого характера может формироваться путем десиликации пород в гумидном умеренном климате (Гинзбург, 1958). Часть Al_2O_3 образует с SiO_2 каолин, гидрослюда, хлориты, часть находится в виде гидратов (в зонах латеритового выветривания) на основных и средних породах. Эти продукты переносятся и поступают в морской бассейн в виде взвесей и коллоидов, дифференцируются, видоизменяются и отлагаются в определенных условиях.

Накопление Al сопровождается накоплением Si с обратной корреляционной связью, что характерно для продуктов кор выветривания. В осадках гумидного умеренного климата $Al:Si$ снижается по мере удаления от береговой линии бассейна. В условиях морской седиментации по направлению к пелагическим зонам вначале выпадает Al или $Al+Fe$ затем Fe , что обусловлено их реакцией на кислотно-щелочные условия бассейна. В процессе формирования, переноса и осаждения глины обогащались K , в меньшей мере Na и другими элементами и разубоживались карбонатным веществом, причем эти процессы усиливались по мере удаления от береговой линии. В этом же направлении в глинистых осадках уменьшается степень пересыщенности Al относительно Ca, Na, K и отношений $K:Na; Fe^{III}:Fe^{II}; Fe^{II}:Mg$.

Перенос глинозема в виде раствора возможен лучше всего при $pH > 9$ и $pH < 4,5$, что в региональном масштабе даже в докембрии исключается, а о щелочных растворах вообще не может быть речи. При $pH=5-8$ он растворим крайне слабо ($< 1mg/l$), с возрастанием кислотности вод растворимость глинозема увеличивается, но среды с $pH < 4,5$ могут возникать локально в местах кислотной фумарольной

деятельности (например о. Кунашир) или при разложении сульфидных пород. В природных водах растворимость Al_2O_3 сильно понижается присутствием $Si, Ca, Mg, SO_4^{''}$ и $PO_4^{''}$. В современной речной воде его растворимость достигает 13,1 мг/л (р. Арканзас) и снижается в морской до 0,003 мг/л. Архейские поверхностные воды были кислее современных, а морские имели достаточную соленость, поэтому процессы осаждения глинозема были несколько более активными, что и объясняет большую глиноземистость архейских пород (Виноградов, Ронов, 1956). Некоторые округлые глиноземистые выделения могут рассматриваться как конкреции, которые возникают в локальной восстановительной, кислой обстановке, обусловившей высокую подвижность глинозема (Головенок, 1967).

В условиях активного химического выветривания в областях сноса, повышенного переноса глиноземистого материала, глубокой осадочной дифференциации на путях переноса и в местах седиментации в осадках происходит активная концентрация глинозема. Если в предполагаемых областях сноса в кислых и средних магматических породах содержание $Al_2O_3 = 14,4-17,8\%$ (табл. 16), то в высокоглиноземистых метаморфических породах оно равно в среднем 20,11% (табл. 22), достигая в силлиманит-кордиеритовых породах 37,0%, в сапфириновых — 47,5%, а в корундитах — 97,3% (табл. 2, 9, 10).

Литологический анализ формаций верхнетимптонской и тимптонской серий отчетливо показал, что наряду с продуктами кор выветривания областей сноса и поднятий внутри подвижной области, сложенных гетерогенными образованиями, важную роль в накоплении высокоглиноземистых продуктов имеют вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования. Основными критериями определения высокоглиноземистых вулканогенно-осадочных образований является их парагенетическая связь с вулканитами, особенно с туфогенными толщами, определенный спектр Ti, Cr, Ni, Ca, Mn, V , отсутствие окатанных и присутствие идиоморфных и

корродированных аксессуаров, особенно циркона. При разрушении, разложении и переотложении вулканогенных пород в зонах седиментации формируются осадки, пересыщенные глиноземом относительно Са, Na, K (Зеленов, 1960; Якшин, 1941; Дзюценидзе, 1969; Власов, 1963; Нашкай, 1970; Горжевский, Козеренко, 1965; Григорьев 1968; и др.). Образование их протекает несколькими путями.

Развитие кор выветривания на вулканогенных породах суши и их размыв, перенос и осаждение в зонах осадконакопления не имеют принципиальных отличий от подобных процессов в областях, сложенных породами другого генезиса. Их отличает лишь то, что, учитывая преимущественно основной характер вулканитов фанерозоя, в осадках преобладают гидрослюда и хлориты, отмечается более высокое содержание Ni, Sr, Co, Mn, Ti, а их значительная пористость и водопроницаемость делает процесс химического выветривания более интенсивным.

2. Зоны активной поствулканической деятельности характеризуются интенсивным выщелачиванием алюминия из пород надводных вулканических построек и выносом его кислыми водотоками ($pH=2-3$) в виде истинных растворов в морской бассейн (Зеленов, 1960). Подобные процессы наблюдаются на Курильских островах (вулканы Эбеко и Менделеева). При охлаждении и нейтрализации этих растворов морскими водами происходит садка глиноземистых коллоидных образований вблизи, где формируются многокилометровые шлейфы. В других случаях взвеси глинозема способны мигрировать на значительные расстояния. Глиноземистые осадки этого типа характеризуются очень низким содержанием титана, который осаждается намного ранее алюминия (Страхов, 1963). Залежи этих пород отличаются сложной морфологией с резко меняющейся мощностью, наличием раздувов, или они лентообразные, линзовидные, клиновидные и т.п. В частности, Г.Х.Дмитриев

(1970) считает, что так сформировались высокоглиноземистые породы украинского архея, которые накапливались в небольших лагунах и заливах в виде каолинит-монтмориллонит-хлоритовых осадков. Отсутствие формирования бокситов при этих процессах объясняется тем, что глинозем и кремнезем мигрируют совместно в виде тонких взвесей и коллоидов, соосаждаясь в различных количественных соотношениях. При переносе, садке, диагенезе глинозем ресилицифицировался с созданием каолина, гидрослюд и др. (Страхов, 1963). К.К.Зеленов (1960) подчеркивает, что при подводном выщелачивании активность воздействия кислот на породы резко снижается и из них полностью выносятся лишь легкорастворимые компоненты - К, Na, Ca, Mg, а глиноземистые образования не испытывают перемещения.

3. В регионах, сложенных вулканитами, в результате поствулканической гидротермальной деятельности создаются широко развитые зоны с развитием каолинита, гидрослюд, алуниита, хлоритов, пиррофиллита, диккита, диаспора, андалузита, корунда и т.д., что приводит к созданию больших масс высокоглиноземистых пород (Власов, 1963; Котляр, 1968; Кашкай, 1970; и др.). При денудации этих комплексов в участки седиментации поступает глиноземистый материал, а химическое выветривание при разрушении и переносе еще более повышает его глиноземистость. Этот материал уже на путях переноса и в зонах седиментации не отличается принципиально от продуктов кор выветривания.

4. Значительные количества туфогенного материала поступали непосредственно в морской бассейн (Сидоренко, 1965 и др.). Отлагаемые пеплы испытывают интенсивный гальмиролиз, который нередко приводит к формированию высокоглиноземистых продуктов (гидрослюдистых, хлоритовых и бентонитовых глин и др.). А.С.Калугин (1967) указывает на существенную роль пеплового материала в

формировании геосинклинальных бокситов.

Учитывая интенсивное формирование вулканогенных и вулканогенно-осадочных комплексов в алданской подвижной области, особенно в верхнетимптонское и тимптонское время, можно заключить, что большая часть их высокоглиноземистых образований по своему происхождению является вулканогенно-осадочной. **Бесспорно**, что вулканогенно-осадочные толщи содержат терригенные и хемогенные осадки (песчаники, известняки, мергели, железные руды), к которым тяготеет и образование высокоглиноземистых осадков. Несомненно, здесь имело место смешение вулканогенного, терригенного и хемогенного вещества.

Имеются и другие взгляды на природу высокоглиноземистых метаморфических пород.

I. Накопление глинозема происходило в конечных продуктах прогрессивного метаморфизма и обусловлено выносом из пород щелочных, щелочноземельных и других элементов при относительной стабильности SiO_2 и Al_2O_3 (Бондаренко, 1966; Хлестов, Ушакова, 1963). Сравнительный анализ составов метаморфизованных высокоглиноземистых пород и глин, однако, показывает, что существенного выноса названных элементов не происходило. Далее эти процессы охватывали бы всю толщу в целом, преобразуя всю ее в высокоглиноземистую, на самом же деле высокоглиноземистые породы имеют форму пластов и линз, переслаиваясь с породами совершенно других составов. Нет также и признаков метасоматического перераспределения алюминия в этих слоистых толщах.

II. Образование высокоглиноземистых пород как продуктов метаморфизма кислых лейцитовых лав (Фролова, 1962) исключается в силу крайней ограниченности щелочного вулканизма в докембрии.

Ш. Н.В.Фролова (1962), Л.И.Салоп (1964), Е.В. Павловский (1962) и А.Риттман (1964) считают, что толщи высокоглиноземистых пород и кварцитов созданы садкой коллоидных продуктов химического разложения первичных базальтов земной коры. Основным доводом в пользу этой точки зрения выдвигается необъяснимость парагенезиса, совместного залегания пластов большой мощности кварцитов и высокоглиноземистых пород, но данные литологического анализа говорят о другом. Кроме того, мощные комплексы песчано-глинистых пород наблюдаются и среди осадочных образований фанерозоя (Казаринов, 1958; Казанский и др., 1967).

Линзы корундитов в верхних горизонтах верхнетимптонской серии и корундосодержащие сланцы в верхнеадданской свите пенгровской серии могут быть интерпретированы как продукты бокситообразования. Образование бокситов в докембрии — явление нередкое (Салоп, 1964; Давидсон, 1964; Сидоренко, 1963; и др.). Н.М.Страхов (1963) отмечает, что бокситообразование в докембрии было более интенсивным, чем в фанерозое, объясняя это большей активностью химического выветривания, повышенной кислотностью вод, большей подвижностью компонентов, обусловивших также интенсивное накопление железа и марганца. К архейским бокситам относятся метаморфические корундиты Индии, Аддана и др. С.М.Розен (1967) описал в Кокчетавском массиве протерозойский метакогломерат с гальками бокситов. Д.Хантер (1962) указывает на докембрийские пластообразные залежи серии Доминион-Риф (Африка), состоящие из диаспора, пирофиллита и андалузита. В.К. Головенко (1967) отмечает диаспоровые стяжения в докембрии Забайкалья. А.П. Никитина (1964) установила протерозойскую латеритовую кору выветривания архейских толщ Воронежской глыбы с глинистыми и бокситовыми минералами. Широко развиты бокситы в

Сибири, где известны промышленные месторождения (Боксонское и др.). Вместе с тем В.И.Бгатов (1967) высказывает сомнение в наличии бокситообразования в докембрии ввиду отсутствия здесь высших растений, способствовавших латеритовому выветриванию!

Как известно, бокситоносные отложения связаны с карбонатно-сланцевыми и вулканогенными формациями, развитыми в окраинных частях подвижной области, в зонах их примыкания к консолидированным структурам и внутренним массивам или в прибрежных зонах морских бассейнов (Бгатов, Казаринов, 1970). Они образуются в начальные периоды прогибания, в период трансгрессии в сторону консолидированных участков и приурочены к локальным перерывам в осадконакоплении, совпадая по времени с эпохами интенсивного накопления алюминия (Ронов, Мигдисов, 1960).

Корундиты алданского комплекса залегают среди пород, образовавшихся за счет мергелистых, глинистых и песчаных осадков, нередко содержащих органогенный углерод. Бокситовый материал представлялся, очевидно, с поднятий, подверженных латеритовому выветриванию. Учитывая, что наиболее благоприятным субстратом для латеритовых кор выветривания являются основные магматические породы и соответствующие им туфы, можно предполагать, что эти поднятия были сложены ими. Косвенно это подтверждается также основным составом нижележащих толщ верхнетимптонской серии, сопоставление составов неметаморфизованных бокситов фанерозоя с алданскими корундитами показывает, что в первых — содержание глинозема меньше, а $Al:Si$ больше. Это указывает, что в докембрии концентрация Al в бокситах была более интенсивной, а вынос кремнезема меньший. К выводу о ресилицификации бокситов во времени пришел и Б.Ф.Горбачев (1966). Содержание иных точек зрения на генезис алданских корун-

дитов изложено в разделе, посвященном литологическому их анализу.

Таким образом, формирование высокоглиноземистых комплексов обусловлено первично-осадочным обогащением пород Al в процессе химического выветривания, перестроения и осадочной дифференциации (Сидоренко, Чайка, 1970; Сердюченко, 1963; Coetzee, 1940; Кулиш, 1968; и др.), то есть накопление глинозема в нижнем архее не имеет существенных отличий от аналогичных процессов более поздних периодов направленной и необратимой эволюции земной коры.

КРЕМНЕЗЕМ вместе с Al_2O_3 является главным компонентом высокоглиноземистых пород. Со всеми компонентами SiO_2 имеет обратную корреляционную связь за исключением Mn . Такое распределение Si относительно гидролизных составляющих пород указывает, вероятно, на то, что кремнезем поступал в форме кластогенного кварца, особенно при формировании кварцитов и кварцитогнейсов (Кулиш, 1964). По мере увеличения в породе гидролизного материала роль кластогенной составляющей уменьшалась. Уменьшение содержания кластогенной составляющей происходит по мере удаления от береговой линии бассейна. Значительная доля кремнезема привнеслась непосредственно глинистой составляющей пород. Так, обезвоженный каолин содержит 54% SiO_2 , иллит, гидромусковит - 56%, глауконит - 54%, вермикулит - 49%, хлориты - около 37%, монтмориллонит - до 70%. Таким образом, в породах с $SiO_2 < 50\%$ весь кремнезем скорее всего привнесен в составе глинистого материала. Первичные осадки метаморфических пород с $SiO_2 = 50-60\%$, вероятно, не содержали кластогенного кварца или содержали его в незначительных количествах.

ТИТАН в породах представлен рутилом, ильменитом, титано-

магнетитом или входит как изоморфная примесь в Fe-Mg - силикаты. Его распределение характеризуется прямой сильной связью с V, Co, Sc, Ca, Fe₂O₃, Al₂O₃, FeO, умеренной - с MgO и CaO и обратной сильной - с SiO₂. Прямая связь наблюдается для A и n, то есть содержание Ti растет в породах с ростом их пересыщенности Al и их известковистости. Слабая обратная зависимость имеет место для f, то есть более титанисты малокальцистые породы. Титан при экзогенной дифференциации в условиях гумидного выветривания мигрирует и накапливается двумя путями: Титан в результате легкой гидролизности почти полностью уходит в гидролизные осадки, чем и объясняется его связь с Al, Fe, V, Co, Sc, Ca. Накопление коллоидов и суспензий титана сопряжено с осаждением глинистых минералов, гидроксидов алюминия и железа, с которыми они и переносятся (Милдисов, 1960). Эта связь еще усиливается парагенезисом Ti и Al в процессе химического выветривания пород. Связь титана с магнем объясняется его вхождением в состав гидросолей и хлоритов. В метаморфических породах содержание TiO₂ составляет 0,83%, что указывает на их заметное обогащение титаном по сравнению с его содержанием в предполагаемых материнских породах (табл. 16). В принципе титан может переноситься и в растворенном виде, но при условии pH=2,1-2,3, что даже для докембрия маловероятно. Возможно, такие условия могли создаваться крайне локально при кислотном разложении сульфидных месторождений и в местах действия кислых фумарол (вулканы типа Эбеко на Курилах):

В корундитах содержание TiO₂ заметно повышено и варьирует в пределах 0,6-2,55, в среднем составляет 1,18%, TiO₂:Al₂O₃ (вес. %) = 0,007-0,042, в среднем 0,0165, в то время как в ряду

высокоглиноземистых пород в целом среднее содержание $TiO_2 = 0,71$. Ti имеет прямую корреляционную связь с Fe^{2+} . Такое распределение Ti характерно для бокситов. Широкие вариации титанового модуля указывают на несовершенство связи Ti и Al , унаследованное от материнских пород, то есть перестроение бокситового материала было недлительным и недалеким.

Оксидные соединения титана (рутил, анатаз, брукит, ильменит) обладают значительной физической и химической устойчивостью. При формировании и перестроении продуктов кор выветривания часть титана переносится и накапливается в виде кластогенных зерен рутила, ильменита, анатаза и брукита. Эти минералы, в зависимости от условий накопления, рассеиваются в толще осадков или формируют участки обогащения — титановые россыпи (Момджи, 1964; Мигдисов, 1960).

ЖЕЛЕЗО. К характерным признакам метацикловых формаций относятся концентрации железа в различной форме окисления, например; в гранат-корднеритовых породах преобладает Fe^{2+} , в магнетитовых — Fe^{2+} и Fe^{3+} и в гематитовых — Fe^{3+} . Между Fe^{2+} и Fe^{3+} наблюдается умеренная коррелятивная связь, что указывает на их определенную независимость в процессе накопления. Величины "b" ($Fe_2O_3:FeO$) указывают на большой диапазон степени окисления железа, находящегося подобно только в осадочных породах широкой литофациальной принадлежности. Наблюдаются тесные корреляционные связи "b" с Al_2O_3 , A , Kg , Lz , то есть окисление Fe прямо зависит от глинизации (Kg), глиноземистости (A) пород, содержания Al_2O_3 , суммы гидролизатов (Lz), то есть от степени выветривания и гидролизованности продуктов разрушения. Обратная связь с K_2O ,

Na_2O , MgO указывает на то, что окисление железа активно происходит в прибрежной полосе. Породы имеют широкие колебания общей железистости F , которая имеет прямую связь с SiO_2 и обратную с Al_2O_3 . Следовательно, наиболее железистые породы формируются в прибрежной полосе, их железистость уменьшается в сторону моря по мере усиления накопления глинозема. Железо вместе с магнием более обогащает гидролизные (пелитовые) оолики пород, чем кварцевые (псаммитовые), причем в последних F увеличивается.

Величины f имеют положительные коэффициенты корреляции (в порядке убывания величин r) с SiO_2 , Na_2O и обратную связь с Al_2O_3 , TiO_2 . Это показывает, что с увеличением глиноземистости пород f уменьшается, наиболее магнетитовые бескварцевые породы f в значительной мере определяет железистость Fe-Mg минералов пород, наиболее высокие его значения характерны для гранатовых пород, средние - для биотитовых и гиперстеновых, малые - для кордиеритовых и сафиритовых. Связь f с SiO_2 , Na_2O - прямая, с Al_2O_3 и TiO_2 - обратная, по сравнению с f появляется несколько менее тесная прямая зависимость с Ca и K . Это позволяет заключить, что породы обогащаются Fe^{2+} относительно Mg в местах повышения содержания в них Ca и K , то есть в породах с более высоким содержанием карбонатов и железистых гидросолей. Корреляционные зависимости Fe^{2+} прямые (в порядке значимости) с Ti , V , Mg , Fe^{2+} , Ga , Al , а также Sc , V , Co , Ca , что характерно для гидролизированных Al-Fe осадков (железистых глин). Связь с Ca , Mg позволяет предполагать участие в накоплении FeO оксидитов, а с Mg и Al хлоритов. Fe_2O_3 имеет тесную связь с Ti , Fe^{2+} , Ca , V , Mo , Sc , Al , причем лишь для Mo она сильнее, чем у остальных с FeO . Меньшая отрицательная связь

Fe^{II} с Si чем Fe^{III} с Si объясняется тем, что концентрация Fe_2O_3 происходит в виде коллоидов вместе с другими гидролизатами, но ближе к береговой линии, чем FeO . В общем ряду пород связи Fe^{II} и Mn не отмечено, однако данные по марганцево-глинистым породам (табл. 7) показывают прямую связь больших концентраций MnO и Fe_2O_3 . Такая же тенденция наблюдается и для бора в турмалиновых высокоглинистых породах. Эти особенности характерны для лагуновых хорошо окисленных гидролизованных осадков.

Железо поступает в бассейне седиментации в виде коллоидно-дисперсных гидроокислов или растворов и в зависимости от обстановки отлагается в форме карбонатов, силикатов, сульфидов, окислов, гидроокислов. Наиболее богаты глинистым хлоритовые (амезитовые) железные руды (Сердиченко, 1958). Железо накапливается преимущественно в глубинной части прибрежной зоны. По мере удаления от береговой линии степень окисления железа уменьшается, отношение Fe^{III}/Fe^{II} уменьшается, а f увеличивается. Это объясняется лучшим окислением железа в прибрежной зоне и более активным его восстановлением органическими соединениями при диагенезе в донных впадинах пелагических зон, зональным выщелачиванием по мере удаления в сторону моря гидроокислов железа, гидрослюда, хлоритов, глауконитов и сидерита. Это отличает Аляску от Курской области, где Н.А. Плясенко (1966) установил, что по мере удаления от берегов степень окисления железа в кремнистых породах возрастает. В частности во флюидных толщах накопление железа характеризуется тем, что степень окисления вверх по ритму (от кластогенного до глинистого члена ритма) уменьшается. В других случаях отмечалось тонкое чередование магнетитовых, гематитовых и кордиерит-гранатовых слоев, что указывает на характер режима кислорода в осадках того периода.

Основным поставщиком железа в образованиях докембрия являлись области сноса с широко развитыми процессами химического выветривания, что, в частности, подтверждается синхронным накоплением глинозема и других продуктов кор выветривания (Белевцев и др., 1960; Плаксенко, 1966; Чайка, 1967; Страхов, 1963; Момджи, 1964; и др.). Повышенное содержание CO_2 и пониженное — кислорода в атмосфере докембрия обусловило высокую миграционную способность железа в зоне гипергенеза и при переносе его в областях седиментации, следствием чего явилось более отдаленное от береговой линии осаждение железа в докембрии по сравнению с формациями фанерозоя (Страхов, 1963).

Вулканогенно-осадочные железосодержащие образования, генетически связанные с глиноземистыми породами, относятся к терригенно-карбонатно-глиноземистым формациям (Формозова, 1960). Они имеют генетическое родство со спилит-кератофировой формацией и характеризуются сочетанием терригенно-кремнистых толщ и вулканитов. Железные руды характеризуются повышенным содержанием алюминия. Они отлагались в мелководной части морского бассейна, вдоль его берегов, сложенных вулканогенными породами основного или среднего состава (Формозова, 1962), или вблизи мест вулканической деятельности. К подобным образованиям можно отнести первичный материал кварц-гиперстен-гранат-магнетитовых руд и эвлизитов тимптонской серии.

Н.М.Страхов (1954) указывает, что разделение железа и глинозема происходит на стадиях переноса и осаждения материала. Однако местами создавались такие условия, когда в составе железорудных формаций появлялись крупные сингенетичные скопления Al, Mn и др. Примером могут служить дистен-корундовые и железорудные образования системы Киватин в хр.Медисон (Канада), марганцево-железисто-глиноземистые породы в Якутии, Швеции, США и др. (Кулиш, 1961, 1969).

МАРГАНЕЦ распределен в породах в виде примеси, составляя десятки доли % породы. В ряду высокоглиноземистых пород он обнаруживает прямую связь умеренной тесноты только с S_1 , слабую - с Fe_2O_3 , обратную - со всеми остальными компонентами. Вместе с тем заметные концентрации MnO , до n процентов, наблюдаются в марганцево-глиноземистых кварцитах, причем здесь он накапливается с Fe_2O_3 . Обработка на ЭМ данных спектрального полуколичественного анализа (по 193 анализам) установила его прямую связь с Ва, Уб и более слабую - с Са. Форма окисления марганца принята как закисная, хотя при анализе кристаллохимических особенностей иридидов из этих пород твердо устанавливается Mn^{IV} . Марганец в рассеянном виде сопровождает формирование глинистых пород, выпадая в виде коллоидов. Для создания больших концентраций марганца необходимы определенные условия. Учитывая особенности марганцево-глиноземистых кварцитов, сочетающихся с гематитовыми образованиями, можно заключить, что они отлагались в прибрежных фациях в обстановке сильного окисления. Геохимия марганца в условиях гипергенеза (Листова, 1961; Ферман, 1959; Пустовалов, 1940; и др.) в значительной мере определяется рН и Eh водной среды, так как марганец выпадает из растворов в осадок позже Fe и Al при рН=8-9 и высоких Eh, а интервал рН и Eh его выпадения значителен. Учитывая, что воды архей были кислее современных, а их окислительные способности ниже, марганец скорее всего привносился в виде растворов кислыми водами. Попадая в менее кислый бассейн, воды нейтрализовались, а высокая окислительная обстановка некоторых лагун способствовала быстрому выпадению марганца и железа в осадок, причем железо окисляется полностью, марганец - частично. Возможно, что здесь сказывались и другие гидродинамические и физико-химические условия. Прямая связь кремния с марганцем не является геохими-

ческой, а обусловлена литологическими особенностями накопления марганца в прибрежных фашиях. Локальность накопления повышенных концентраций марганца в юго-западной краевой части шита в определенном горизонте верхнеалданской свиты указывает и на существование здесь благоприятных условий для осаждения марганца. Весьма возможным является прохождение этих количеств марганца и при вулканических процессах вблизи зон его седиментации.

МАГНИЙ. Прямая связь магния с элементами-гидролизатами (Fe, Ti, Al, Rb), а также Li и n бесспорно указывает на его осаждение в форме магнийсодержащих гидросолей и хлоридов. Это также подтверждается и тем, что магний наиболее активно накапливается в глинах в периоды минимального осаждения карбонатов (Виноградов, Ронов, 1956), а высокоглиноземистые породы алданского комплекса редко образуют ассоциации с карбонатными породами.

Хотя магний статистически слабо связан с Ca, Ba, Sr, ряд других фактов указывает на его осаждение в форме доломита из морских вод с формированием глинисто-доломитовых осадков (Сидоренко и др., 1969). Достаточное содержание карбонат-иона в воде, необходимое для садки доломита, обусловлено значительным содержанием углекислоты в докембрийской атмосфере. Осаждение доломита имело место в удаленных от берега участках и лагунах, где не оказывалось влияние речных и грунтовых вод. Доломитовые отложения входят парагенетически в состав формационных комплексов кор выветривания (Чайка, 1967):

ГАЛЛИЙ в высокоглиноземистых метаморфических породах Алдана количественно превосходит кларк литосферы и магматических пород и близок к кларку глин. Геохимически он, как известно, близок алюминию, с которым имеет прямую корреляционную связь; несколько менее тесная связь наблюдается и с элементами группы железа: Ti

V, Fe^{II}, Fe^{III}. Это указывает, что его привнос и осаждение осуществлялось глинистыми и коллоидными веществами. В зоне гипергенеза разобщение Ga и Al возможно лишь в сильно щелочной или кислой среде. Тесная связь его с Al указывает на умеренно кислую среду формирования глинистых осадков. Галлий в корундитах содержится 0,008–0,0005%[±]; в среднем 0,0017%, что близко к кларкам литосферы главных типов пород и среднему его содержанию в высокоглиноземистых породах Алдана, но ниже содержания Ga в бокситах фанерозоя. Низкие количества Ga (0,002–0,005%) наблюдаются в глинистых бокситах (Холодов, Корякин, 1966) и могут быть объяснены переотложением бокситов и промывом их кислыми водами.

ВАНАДИЙ дефицитен по сравнению с кларками литосферы и глин. Количественно он четко и прямо связан с Sc, Ti, Fe^{II}, Al, Ga, Fe^{III}, что подтверждает то, что ванадий соосаждается с гидролизными продуктами. Особенно заметно концентрируется ванадий в породах с органическим углеродом (графитом), где его содержание достигает 0,02%. Дефицитность ванадия в высокоглиноземистых породах косвенно указывает на формирование гидролизатов за счет кислых пород. Количество V в корундитах 0,01–0,05%, среднее – 0,026%, что превышает кларк глин и литосферы. Повышенные количества V свойственны переотложенным бокситам (Тенянов, 1965).

СКАНДИЙ активно концентрируется в метапелитах алданского архея, превосходя кларки литосферы и главных типов пород. Распределение его концентраций сильно и прямо зависит от содержания V, Fe^{II}, Ti, Co, Al, Ga, Fe^{III} (в порядке значимости). Это согласуется с известными свойствами Sc, вследствие которых в осадочных породах он накапли-

Ж К рассмотрению редких и рассеянных элементов корундитов привлечены результаты спектрального полуколичественного анализа, в работе не приводимые.

вается преимущественно в виде гидролизных соединений или сорбируется на глинистых минералах, коллоидах Fe, Ti, Al (Щербина, 1964). Скандий предпочтительнее концентрируется в "меланократовых", чем в "лейкократовых" слоях пелитов. Имеющиеся изредка повышенные концентрации Sc в кварцитах объясняются наличием здесь кластогенного циркона, рутила и ильменита. В корундитах его содержание колеблется в пределах 0,001-0,005%, в среднем - 0,0027%, что является нормальным для бокситов, превышая кларк литосферы в 4 раза.

КОБАЛЬТ статистически прямо связан с V, Fe²⁺, Ti, Sc, Al, Ga. Его содержание и распределение показывает, что он соосаждался с гидролизатами, имеющими Fe-Ti-Al основу. Количественно он соответствует кларкам средних пород и глин, соотношение Ni:Co = 4, что характерно для осадочных и основных пород (Виноградов, 1956). Это косвенно подтверждает то, что он происходит из кор выветривания основных и средних пород и концентрируется в осадке с Fe-Ti-Al коллоидно-дисперсным веществом.

МОЛИБДЕН по среднему содержанию соответствует кларку глины. В корундитах отмечены его содержания до 0,12%, объяснить которые без специального изучения затруднительно. Он связан прямо с Ga, Sc, Fe³⁺ и Al, что позволяет говорить о его соосаждении совместно с глинистыми и коллоидными Al-Fe веществами.

КАЛИЙ преобладает над Na, хотя есть более редкие существенно натровые (плаггиоклазовые) разновидности. Это находит аналогию с глинистыми образованиями, у которых K > Na (Виноградов, 1956; Грин, Польдерваарт, 1963; и др.), причем в более древних глинах эта разница увеличивается (Виноградов, Ронов, 1956). S(K:Na) имеет прямую связь с Si и обратную - с Ca и Al, то есть более калиевыми являются более кислые и менее глиноземистые породы. Калий имеет прямую связь (в порядке значимости) с Rb, Ba, Al, Li, Na, f

и обратную - с SiO_2 и b . Это указывает, что К накапливается в глинистых осадках, богатых глиноземом и магоматических, то есть в гидрослюдах, причем обогащение было как первичным, так и протекало путем сорбции и ионного обмена с преобразованием каолинов в гидрослюда. Более благоприятные условия для накопления К создавались в зонах, удаленных от берега.

РУБИДИЙ в высокоглиноземистых породах находится в состоянии рассеяния, судя по сравнению со средними концентрациями его в литосфере и в главных типах пород, хотя отмечаются разности с повышенным его содержанием. Рассеяние рубидия - его характерная черта в зоне гипергенеза. Он концентрируется в глинистых породах (Turkian, Wedepohl, 1961) совместно с К, что подтверждается их сильной прямой связью и связью с Al, V, Mg . Как и К, он сорбируется на коллоидно-дисперсном глиноземистом материале. Его обратная связь с Li указывает на их разобщенность в процессе седиментации метapelитов. Рубидий накапливается в этих породах больше, чем Li . Рубидий активно концентрируется в гидрослюдах, а литий - в каолине, поэтому в сторону пеллагических зон концентрация Rb будет возрастать, а Li уменьшаться (Хорстман, 1959).

ЛИТИЙ содержится в метapelитах в 5-6 раз меньше, чем в глинах и литосфере в целом. Отмечены места его концентрации до 0,01%. Количественно он прямо зависит от Al , К и отрицательно связан с Rb, что объясняется изоморфным вхождением лития в гидрослюда, особенно в монтмориллониты (Лебедев, 1957), а также его сорбцией на глинистых минералах (Turkian, Wedepohl, 1961). Содержание Li в корундитах определено только для одной пробы (0,0067), которое сопоставимо с кларками литосферы и глин и характерно для перетомленных бокситов.

БАРИЙ. Его количества в породах соответствуют кларкам литосферы и глин, содержания бария в этих образованиях в целом более высокие, чем в магматических породах. Он статистически прямо связан с K, Rb, Sr, Na (в порядке значимости). Л.В.Пустовалов (1940) считает, что он привносится пресными водами в виде $BaCl_2$ и при смещении с сульфатными водами моря преобразуется в $BaSO_4$, частью выпадает в прибрежной зоне, частью выносится в глубь моря, где осаждается с другими коллоидно-дисперсными частицами. Четкая его связь с K, Rb, Sr, Na , то есть элементами, входящими в решетку глинистых минералов или адсорбированных ими, скорее указывает на то, что Ba привносился и соосаждался вместе с глинистыми минералами, которые его адсорбировали.

КАЛЬЦИЙ входит в плагиоклазы и прямо коррелирует с Na, Sr, Fe . Отмечается его слабая прямая связь с Mg, Ti и Al . Для Al_2O_3 связь с CaO имеет двоякий характер, до 18% Al_2O_3 она прямая, с дальнейшим увеличением глинозема — обратная. Слабые связи Ca с гидролизными элементами и сильные с Na, Sr, Fe предполагают его выпадение в осадок в виде карбоната (хемогенного и биогенного), то есть основная масса Ca в глинистых осадках представлена карбонатной примесью. Связь кальция с Na и Fe косвенная и объясняется одновременным соосаждением в пелагических зонах известковых карбонатов и натриево-железистых гидрослуд. Sr и Mg накапливаются вместе с Ca и в форме карбонатов и в составе гидрослуд. Более высокие значения $Mg:Ca$ в докембрийских осадках, чем в современных, обусловлены большей насыщенностью вод и атмосферы докембрия CO_2 . Наиболее высокие содержания Ca и Mg в глинах и песках отмечаются в периоды минимального формирования карбонатных пород (Виноградов, Ронов, 1956), что и имеет место в алданских парагенезисах пород. Роль карбонатных составляющих в глинах докембрия рассмотрена

А.В.Сидоренко и др. (1969), которые указывают на широкое развитие в этот период глинисто-карбонатных осадков. Ими выделяются известково-глинистый и глинисто-доломитовый типы этих пород. Это составляет, по их мнению, одну из отличительных особенностей докембрийской седиментации от фанерозойской. Последняя характеризуется более сильной дифференциацией карбонатной и глинистой составляющей формирующихся осадков. В.М.Чайка (1967) считает, что источниками Са, Mg, Fe и др. при формировании высокоглиноземистых формаций являются хемогенные продукты сноса, поступающие из областей докембрийского пенеплена. Содержание СаО в глинах увеличивается при удалении от областей сноса в сторону пелагических зон (Ронов и др., 1966).

НАТРИЙ входит в полевые шпаты и имеет положительные коэффициенты корреляции с Sr, Ca (сильная), Ba, K, Al, f. Можно предположить, что натрий концентрировался в породах, обогащенных Са, K, Al, обедненных Si и имеющих несколько повышенную железистость. Такие условия создаются при образовании глин, обогащенных карбонатами кальция. Локальные повышения натрия в некоторых породах частично можно объяснить также путем создания здесь цеолитов (клиноптилолита, анальцима и апофиллита) или увеличением в породах содержания NaCl. Обычно содержание Na увеличивается в гидрослюдистых осадках достаточно теплых морей путем ионного обмена.

СТРОНЦИЙ, исходя из его содержания, явно рассеивается в метапелитах Алдана по сравнению с литосферой и главными типами магматических пород, но сопоставим с кларком глин (Бурков и др., 1962). Стронций положительно коррелирует с Na, Ca, Ba, Al. Известно, что Sr привносится в бассейн накопления в виде истинного раствора и осаждается вместе с карбонатами или в результате биохимических или сорбционных процессов. Учитывая его связи в метапелитах Алдана, он, вероятно, накапливался, вместе с карбонатной составляющей и в

меньшей мере сорбционным путем, не исключаются и биохимические процессы его концентрации. Из глинистых минералов наибольшей сорбцией стронция обладают монтмориллонит, галлуазит и каолинит (Спицын, Громов, 1959). Стронций в корундите отмечен в повышенном количестве - 0,024%. Концентрация Sr характерна для переотложенных бокситов и осуществляется, вероятно, в процессе диагенеза.

СВИНЕЦ, содержащийся в породах в количестве, близком к кларку литосферы, и явно дефицитное ОЛОВО находятся в прямой корреляционной связи. Свинец также находится в четкой зависимости от La, связи же его с Ga и Zr весьма слабы. Наблюдается слабая обратная связь Pb с Si, Fe^{III} и Mn. Олово других связей не имеет. Можно предположить, что Sn и Pb накапливаются в глинистых осадках в форме тонкодисперсных частиц, аналогично La и Zr, причем выпадение их происходило вдали от берега (обратная связь с Si, Fe^{III}, Mn). Олово обладало большей зависимостью миграционной способности. В. Гольдшмидт, К. Петерс (1938) указывают, что Sn в глинах накапливается в форме гидролизатов. Отмечаются также повышенные концентрации Pb в графит-сульфидных породах, а Sn - иногда в кварцитах и гнейсах, где он представлен кластогенным касситеритом. Д. П. Сердюченко (1963) отмечает связь Sn и В в седиментогенных комплексах Дальнего Востока СССР, а С. Ф. Лугов (1965), И. Н. Говоров (1969) и другие указывают на повышенные концентрации олова в породах этого региона.

ХРОМ в высокоглиноземистых породах несколько дефицитен по сравнению с литосферой и глинами, вместе с тем, в некоторых гранатовых сланцах его содержания достигают десятых долей %. Статистически он связан только с Ni и весьма слабо с Fe^{III} и Fe^{II}. Надо полагать, что хром привносился в места седиментации в виде гидроокислов и в какой-то мере соосаждался с гидроокислами железа, а также в форме кластогенного хромита. Содержание хрома в корундитах

достигает 1,78%, а в связанных с ними диафоритах -2,2%. В корунки-тах хром является остаточным и концентрировался совместно с глино-земом бокситовых залежей, вероятно, при латеритном выветривании основных пород.

НИКЕЛЬ, учитывая его прямую связь с хромом, в своем поведении при образовании глиноземистых осадков аналогичен последнему. Его содержание в породах равно кларку литосферы и сопоставимо с кларком глины. Связи его с Со не отмечено.

РЕДКИЕ ЗЕМЛИ. По своим геохимическим особенностям иттрий и иттербий в рассматриваемых породах близки друг другу; лантан стоит особняком. Содержание в породах иттрия по сравнению с его кларками литосферы и глины повышено в 2 раза, иттербия - превышает в 5 раз, лантана - 7 раз, то есть они концентрируются в этих породах. Химическое определение содержания суммы редких земель в высокоглиноземистых породах Алдана составляет 0,03-0,08% (Лутц, 1967). Корреляционно иттрий прямо связан только с иттербием, у лантана связь сильная прямая с Pb , умеренная с Ca и весьма слабая с Ti , Al и Mo . Лантан ведет себя при седиментации пелитов аналогично Pb , Sn , то есть его тонкодисперсные соединения отлагаются совместно с такими же частицами Pb и Sn , а часть его явно адсорбируется на глинистых и титанистых соединениях, на что указывает его связь с Ca , Ti , Al . Накопление La в карбонатной составляющей не отмечено. Известно, что в гумидных формациях по мере удаления в пелагическую область бассейна седиментации осадки более обогащаются иттриевыми землями в силу их лучшей растворимости, чем цериевыми (лантан) (Пустовалов, 1940). Надо полагать, что Y и Yb в одинаковой мере адсорбировались на коллоидно-дисперсных частицах без особой химической избирательности. Кроме того, в кластогенных осадках редкие земли местами концентрируются за счет наличия в них аксессуар-

ных монацита (цериевые земли), циркона и ксенотима (иттриевые земли). В частности, некоторые кварциты Окурданских гольцов содержат иногда до 1% монацита. Это подтверждается неравномерным распределением иттрия в кварцитах и сглаженным в гнейсах (рис.30). Таким образом, наблюдается обогащение редкими землями древних глиноземистых осадков преимущественно путем сорбции на глинистых образованиях, что вообще является характерной чертой их геохимии (Сердюченко, 1961). В корундитах иттрий содержится в количестве 0,0001-0,007%, среднее-0,0012, иттербий-0,00008-0,0005, среднее-0,00015, лантан-0,0001-0,01, среднее-0,0022, то есть иттриевые земли рассеиваются в 2 раза, цериевые близки по содержанию к кларку литосферы. Относительно низкое содержание редких земель свойственно бокситам, испытывавшим переотложение.

ЦИРКОНИЙ распределен в породе весьма невыдержанно, корреляционных связей с рассматриваемыми элементами не обнаруживает, не считая весьма слабых с Pb и Ga . Это обусловлено тем, что цирконий накапливается двумя путями. В породах с кластогенной составляющей всегда присутствует то или иное количество окатанного циркония, достигающего 800 г/т. Вариации содержания циркония в кварцитах и кварцито-гнейсах-0,001-0,185%. В глинистых породах имеет место соосаждение дисперсного вещества совместно с другими тяжелыми коллоидно-дисперсными частицами, учитывая слабую связь с Pb , или его сорбция глинистым веществом (Frederickson, 1948). Двойственный характер накопления циркония подчеркивается сглаженным его распределением в гнейсах и контрастным- в кварцитах и кварцито-гнейсах (рис.31). В корундитах Zr содержится в количестве от следов до 0,01%, в среднем 0,004%, что намного меньше кларка. Разделение Zr и Al характерно для переотложенных бокситов.

БЕРИЛЛИЙ статистически не связан с другими элементами, не считая весьма слабой связи с FeO . Содержание и распределение его

в высокоглиноземистых метаморфических породах находит аналогию в осадочных породах, то есть при накоплении метапелитов он адсорбируется на коллоидно-дисперсных частицах (Ферман, 1959). Близость его содержания в метапелитах Алдана к кларку кислых пород косвенно указывает на формирование исходных осадков за счет гранитоидов (Беус, 1964). В корундитах же крайне мало, его содержание достигает иногда лишь 0,0001%.

ЦЕЗИЙ в подавляющем большинстве проб не обнаружен при чувствительности до $5 \cdot 10^{-4}$, за исключением двух образцов силлиманитовых пород, содержащих графит и сульфиды. Концентрация его, вероятно, первичная, учитывая повышенные содержания Rb, Li, Ca в углях, нефти и др.

ЗОЛОТО содержится в породах 2,8–3,7⁻⁷%, что сопоставимо с его кларком в литосфере $5 \cdot 10^{-7}$ % и намного ниже его содержания в глинах и сланцах $2,5 \cdot 10^{-4}$ % (Виноградов, 1956, 1957). Незначительный диапазон колебания его содержания дает возможность предположить, что оно осаждалось в виде тонкодисперсных частиц и коллоидов независимо от других частей осадка (Моисеенко, 1970).

БОР содержится в обычных высокоглиноземистых породах от < 0,003 до 0,02% (табл.22), в турмалиновых разностях 0,82–4,70% B_2O_3 (табл. 8). В корундитах иногда количество турмалина достигает 10%, что вообще свойственно корундитам мира (Африка, Индия и др.). Турмалин-концентратор бора широко распространен в метапелитах, особенно в древних. Бор в относительно заметных количествах содержится в морской воде и практически отсутствует в пресной, поэтому морские глины характеризуются содержанием 0,01–0,02% B_2O_3 , а пресноводные – 0,001–0,005%. Это позволяет четко диагностировать в этом отношении глины и метапелиты. Высокоглиноземистые метамор-

фические породы Алдана являются по своему происхождению морскими образованиями. Д. П. Сердюченко (1963, 1967) указывает на парагенетическую связь В с Fe, Al, TR (Walker, 1963), на четкую прямую связь В с содержанием в глинистых породах калия. В. М. Гольдшмидт и К. Петерс (1938), Сердюченко (1965) и другие указывали, что бор накапливается в высокоглиноземистых глинах из морских вод. Они же, сравнивая содержание B_2O_3 в древних осадках с современными, приходят к выводу о прогрессирующем уменьшении содержания бора в морской воде. Следовательно, в архее условия для выпадения боратов в осадок были более благоприятными, в результате чего более широко формировались осадки, давшие впоследствии турмалиновую осадочно-метаморфическую фацию (Сердюченко, 1955). Х. Манферсон (1958) приводит среднее содержание бора в архейских породах - 0,0068%, в протерозойских - 0,0066%, в то время как кларк литосферы - 0,0013%, а в фанерозойских глинах - 0,0012% (Виноградов, 1956). Такие особенности бора в какой-то мере объясняются большей подвижностью в более кислых водах и более интенсивной вулканогенной деятельностью того периода докембрия. Содержание бора в осадках является критерием солености вод бассейна седиментации (Landengren, 1945): чем больше соленость бассейна, тем больше бора содержат глинистые осадки (при солености 18,6%, содержание В=0,08%, при 5,6% - В=0,0025%). Р. Рейнольдс (1965), изучая геохимию бора в морских образованиях разного возраста, пришел к выводу о том, что солевой режим морей на протяжении последних 3 млрд. лет был практически неизменным. Таким образом, бор в алданских метапелитах концентрировался из морских вод глинистыми образованиями, особенно глауконитом, гидрослюдами и гелями железа. Накопление значительных концентраций бора происходило в морских мелководно-прибрежных или лагунообразных бассейнах в процессе соосаждения его с глинистым Al - Fe веществом или сорбции бора коллоидно-дисперсным Al - Fe и органическим веществом (Сердюченко, 1963, 1967).

(Sb, Bi, W, Ta, Ag, Cd, Ge, Lu, Th, Ce, Pt, In, Tl в высокоглиноземистых породах не обнаружены при чувствительности количественного спектрального анализа соответственно: 0,01; 0,0001; 0,005; 0,03; 0,00005; 0,005; 0,001; 0,01; 0,01; 0,03; 0,01; 0,05; 0,001; 0,0005; 0,002%.

Спектральный полуколичественный анализ установил следующее:

МЕДЬ: $\bar{x} = 0,18\%$, вариации от 0,00003 до 0,1%, $\sigma_x = 0,031\%$, наибольшие содержания имеются в сульфидсодержащих породах и конгломератах. Cu прямо связана с Zn, Pb и слабо обратно с Ca. Накопление меди протекало в прибрежной зоне и местах сероводородного заражения.

ЦИНК прямо коррелятивно связан с иттрием, свинцом, гелием, $\bar{x} = 0,0068\%$, вариации от 0,007 до 0,03%, $\sigma_x = 0,0069\%$. Максимальные количества отмечены в сульфидных и силлиманитовых разностях. Zn накапливался совместно с коллоидно-дисперсными частицами глины или концентрировался в местах сероводородного заражения.

НИОБИЙ установлен в корундитах (0,003%) и конгломератах (0,001%), из чего можно заключить, что он накапливается в гидролизной форме с Ti и Al, что характерно для бокситов, а также в форме кластогенного рутила, ильменита и титано-ниобатов.

По геохимическим особенностям, корреляционным взаимосвязям, распределению и по другим признакам элементы высокоглиноземистых метapelитов алданского комплекса подразделяются на несколько групп.

Группа глинозема состоит из Al, Ti, Fe^{III}, Fe^{II}, Ca, V, Sc, Co, Mo, La, объединяя гидролизные элементы, они в той или иной мере положительно статистически связаны, что обусловлено соосаждением в виде коллоидно-дисперсного вещества (рис.32).

Группа свинца представлена Pb, Sn, La, Zn, Cu, Au. Накопление этих элементов осуществлялось в форме рассеянных коллоидно-

дисперсных частиц совместно с глинистым веществом без химической избирательности или в местах сероводородного заражения.

Группа хрома. Cr и Ni находятся в тесной корреляционной связи. Их коллоидно-дисперсные соединения формировались при разложении основных пород и осаждались с глинистым веществом, что подтверждается их слабой прямой связью с Fe²⁺, Fe³⁺ и Al. В metabasites хром более тесно связан с Al, а связь с Ni нарушается.

Марганец отлагался в прибрежных зонах в существенно кварцевых породах в виде коллоидного вещества совместно с Fe²⁺. Зависимость с Ba, Yb и Ga указывает на связь его осаждения с коллоидно-дисперсным веществом глины.

Группа иттрия-иттербия, включающая и Nb, формируется в породах тремя путями: в виде кластогенных зерен акцессорных минералов, адсорбций их из истинных растворов глинистыми минералами, совместным выпадением коллоидов и микрочастиц с другими коллоидно-дисперсными веществами. Аналогично "поведение" циркония, хотя он и не связан тесно с редкими землями.

Группа кальция включает Sr, в некоторой мере Fe²⁺ и Mg. Элементы этой группы накапливаются преимущественно в виде карбонатов хемогенным и биогенным путем. Характерно, что Ca, Na, Sr, Fe²⁺, Mg также связаны и с Al, демонстрируя свое двойственное поведение в процессе седиментации.

Группа калия охватывает Rb, Ba, Li, а также Na, то есть элементы, входящие в состав гидрослид или адсорбированные на глинистых минералах, что и определяет их прямую связь с Al. Бериллий накапливался преимущественно путем адсорбции на коллоидно-дисперсных частицах. Кремнезем приносился в первичные осадки в составе глинистых минералов (до 50%), в форме кластогенного кварца и в виде коллоидно-дисперсных частиц.

Накопление главных и второстепенных элементов высокоглиноземистых пород обусловлено наличием четырех их составных частей: коллоидно-дисперсного, кластогенного, хемогенного и биогенного вещества.

Коллоидно-дисперсное вещество является полигенным и полиморфным. Часть вещества формируется непосредственно в корях выветривания материнских пород, часть создается на путях переноса, часть образуется уже в бассейне седиментации. Часть вещества является коллоидами, часть взвесями. Таким путем накапливаются: $Al, Ti, Fe, Mn, Mg, Ga, Si, V, Sc, Co, Mo, K, Ba, Ca, Na, Pb, Sm, Cr, Ni, TR, Zr, Au, Cu, Zr$ и др. (Страхов, Бродская, 1954; и др.). В процессе формирования взвесей и коллоидов, переноса и осаждения они накапливают растворенные в воде компоненты путем адсорбции или ионного обмена: $K, Rb, Li, Ba, Na, Sr, Be, C$.

Кластогенная составляющая осадков поставляет Si, Ti , а также Zr, TR, Sm, Nb и др., приносимые кварцем, рутилом, монацитом, цирконом, ксенотимом и др. Концентрации Ti, Zr, TR, Sm и др. более высокие в базальных слоях, сформировавшихся после перерывов в осадконакоплении, и в осях, создаваемых в период тектонической стабилизации.

Хемогенным веществом в определенной мере является часть осаждаемого коллоидно-дисперсного материала, а также карбонаты, галогены, сульфаты и сульфиды, отлагаемые совместно с глинами. Карбонатная составляющая приносит Ca, Sr, Mg , галогенно-сульфатно-карбонатная — Na, K , сульфидная — $S, Fe, Cu, Pb, Zn, Mo, Ni$ и др. Эти компоненты поступают в бассейн седиментации в растворенной форме, и их накопление смещается в пелагические зоны.

Органогенное вещество наиболее определенно способствует накоплению углерода (графитоносные породы), концентрация и сохране-

ние которого было наиболее эффективным в участках сероводородного заражения и восстановительной обстановки с формированием "черных" сланцев. Они содержат повышенные концентрации С, S, Cu, Mo, V, Ni, Co, в меньшей мере Pb, Zn и других, возникающих биогенным и сорбционно-хемогенным путем. Д.П. Сердюченко (1960) считает, что здесь имело место активное осаждение первичных сульфидов. Весьма вероятно, что значительная часть карбоната Са и какая-то доля Sr обязана своим накоплением жизнедеятельности архейских организмов.

Характерной чертой рассматриваемых пород является то, что концентрации определенных типов вещества, конкретных элементов и их ассоциаций имеют пластовую, линзовидную слоистую форму и приурочены к определенным стратиграфическим подразделениям, — характернейшая черта осадочных и вулканогенно-осадочных толщ полифациальной принадлежности.

Закономерное изменение химического состава и литологические специфические черты в высокоглиноземистых метаморфических породах находят аналогию с идеальным рядом осадочных образований геосинклинальных формаций от прибрежно-морских до морских песчано-глинистых и глинистых пород, в которых кластический материал постепенно измельчается и заменяется переотложенными гидролизованymi продуктами. Высокоглиноземистые породы по своему составу образуют непрерывный ряд. С повышением содержания глинозема и уменьшением кремнезема породы переходят от кварцитов через кварцито-гнейсы в сланцы и гнейсы. В этом направлении роль кластического материала убывает, а участие гидролизатов, взвесей и хемогенного вещества увеличивается, что, в частности, подтверждается уменьшением количества акцессорных минералов и возрастанием содержания глинозема, железа, магния, марганца, титана, ванадия и других элементов, накапливающихся в гидролизованных продуктах выветривания и хемогенных осадках.

Распределение петрогенных, рассеянных и редких элементов в высокоглиноземистых породах характерно для идеального ряда осадочных образований с высокой степенью дифференциации вещества и относится к контрастному упорядоченному типу (Страхов, 1963). Контрастно-упорядоченное распределение этих элементов подтверждает то, что в областях сноса было развито глубокое и длительное химическое выветривание, приведшее к высвобождению элементов и созданию условий для их дифференциации в процессе переноса и седиментации. Четкое обеднение песчаных осадков редкими и рассеянными элементами и обогащение ими глинистых морских образований указывает на весьма интенсивное выветривание пород в областях сноса. Некоторое увеличение в высокоглиноземистых породах элементов, свойственных карбонатным породам, объясняется заметной ролью карбонатной составляющей в докембрийских глинах (Сидоренко и др., 1969). Для некоторых элементов и некоторых типов пород отмечается несколько неупорядоченное, пестрое или сглаженное распределение, что, вероятно, обусловлено спецификой бассейна подвижной области, в осадках которого одновременно участвовал различный материал, различной степени выветривания, осадочной дифференциации и различного состава, а также участием в осадконакоплении вулканогенных продуктов.

Совпадение особенностей состава петрогенных, редких и рассеянных элементов в метаморфизованных высокоглиноземистых породах с геохимическими особенностями их поведения при седиментации аналогичных осадков фанерозоя позволяет сделать вывод, что процессы прогрессивного метаморфизма не изменили существенно количеств и распределения этих элементов в сравнении с первоначальными породами. Подтверждается унаследованность химических составов высокоглиноземистых метаморфических пород от исходных пород (Goldschmidt, 1934; Щербина, 1956; Сердюченко, 1965-1968; Сахама, 1952; Кулиш, 1964, 1965; Горлицкий, Каляев, 1967 и др.). Это дает возможность проводить литологический анализ метаморфизованных пород на основе выявления их петрохимических и геохимических особенностей.

ГЛАВА УП
ЛИТОЛОГИЯ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ ПОРОД
Природа первичных осадков

Данные по литологическому анализу высокоглиноземистых метаморфических пород показывают, что их первичный материал являлся осадочным, представляя переотложенные продукты кор выветривания и измененные вулканогенно-осадочные образования.

Они позволяют также установить первичную природу конкретных видов высокоглиноземистых метаморфических пород, что необходимо для выяснения палеотектонической обстановки и условий накопления осадков и промышленно ценных компонентов.

КОНГЛОМЕРАТЫ. Эти породы важны для реконструкции истории развития региона, расшифровки палеогеографической обстановки, условий седиментации, определения характера областей сноса и установления перерывов в осадконакоплении. Конгломераты Алданского щита являются наиболее древними конгломератами Земли. Они являются и наиболее метаморфизованными (гранулитовая фация). Это опровергает сложившееся мнение об отсутствии конгломератов в самых древних толщах.

Литологический анализ конгломератов крайне затруднен, так как глубокие процессы метаморфизма и значительная деформация не позволяют детально восстановить их литологические особенности. Вместе с тем исследования метаморфизованных конгломератов по методу А.В. Сидоренко и О.И. Луневой (1967) дают достаточный материал для решения важных вопросов литологии метаморфических комплексов докембрия.

Конгломераты Алданского щита залегают в основании верхнеалданской свиты иенгрской серии, резко отличающейся по своим литологическим особенностям от нижележащей верхнетимптонской серии. Это указывает, что иенгрская серия залегают на размытой поверхности верхнетимптонской с перерывом в осадконакоплении.

Условия залегания конгломератов, их строение, характер изменений по простиранию состава, строения; размеров, окатанности, струсженности галек, состава и строения цемента, а также форм нахождения и ассоциаций аксессуарных минералов в цементе позволяют сделать следующие выводы.

По первичному составу гальки представляли: кварц-глинистые песчаники, силлиманитовые и гематитовые кварциты, в меньшей мере граниты и гнейсы. К числу более редких относятся основные породы и глинистые "катуны". Можно предполагать наличие в исходном составе галек метаморфических пород (силлиманитовых, гематитовых и графитовых кварцитов). Основным критерием для их установления служит несоответствие слоистости конгломерата и полосчатости галек. Структуры кварцитовых галек заметно отличаются от структур кварцитового цемента и кварцитов иенгрской серии. Очевидно, при метаморфизме толщи в гальках метаморфизованных пород не происходили существенные перестройки ранее созданных структур и заметные минералогические преобразования. Ассоциация галек (осадочные, метаморфические и магматические кислые и основные породы) связана с дифференцированным строением области размыва и преимущественно кислым составом пород питающей провинции. Можно предполагать, что это была складчатая область с наличием метаморфизованных и интрузивных пород.

В северной части региона цементом служили кварцевые пески, в центральной — глинистые пески, в южной — полимиктовые (преимущественно полевошпатовые) аркозы, алевродиты и пески. Наличие в цементе и в гальках вещества, которое произошло, вероятно, за счет каолинита, показывает, что в областях размыва породы, очевидно, испытывали континентальное выветривание. В этом отношении алданские конгломераты сходны с вяхчурскими конгломератами Кольского полуострова (Сидоренко, Лунева, 1963, 1967).

Снос материала осуществлялся с юго-запада агентами массовой транспортировки (вероятно, речного характера) с последующим переывом в прибрежной зоне бассейна осадконакопления, то есть конгломераты представляют базальные прибрежные образования. Некоторые региональные отклонения в составе конгломератов указывают, что имели место локальные отклонения в условиях формирования обломочного материала в областях сноса и накопления. Формирование конгломератов в подобных литологических условиях позволяет заключить, что они обусловлены значительной тектонической расчлененностью региона и наличием быстрого воздымания в области денудации, что привело к накоплению конгломератов совместно с другими кластогенными образованиями.

Сопоставление состава галек с породами катархея, вероятных областей размыва показывает, что возможные аналоги их отмечаются среди глубокометаморфизованных пород тектонических блоков Олекмо-Становой складчатой области (бассейны рек Олекмы и Чары).

КВАРЦИТЫ С СИЛЛИМАНИТОМ, ГРАНАТОМ и КОРДИЕРИТОМ архея Адданского щита произошли за счет кластического кварцевого и полимиктового материала с примесью аморфного кремнезема и продуктов гидролиза (Кулиш, 1960, 1964).

Силлиманитовые кварциты (кондалиты) образовались за счет песчаников, обогащенных каолинитом. Наличие эпигенетического силлиманита в исходных породах маловероятно. В тесной ассоциации с силлиманитовыми кварцитами наблюдаются силлиманит-гематитовые, силлиманит-турмалиновые, силлиманит-кордиеритовые и силлиманит-биотит-кордиеритовые кварциты. Полосчатость силлиманитовых кварцитов является первичноосадочной за счет послойной седиментации кремнистых и глиноземистых слоев, что впоследствии привело к субпараллельному распределению иголок силлиманита в пропластках и наличию структур кирпичной кладки. Силлиманитовые разности пород часто содержат повышенные количества титана (рутил, ильменит и примеси титана в магнетите).

Силлиманит-гематитовые кварциты возникли за счет глинистых песчаников, обогащенных гидроксидами железа (Кулиш, 1965; Сердюченко, 1960). На первичноосадочную природу этих пород указывают следующие факты. Они залегают в виде согласных пластов и линз среди других парапород, переслаиваясь и переходя в них. Гематитовые кварциты занимают определенное стратиграфическое положение. Текстура их отчетливо полосчатая, субпараллельная напластованию. В гематите наблюдается повышенное содержание титана, что характерно для гематитов осадочно-метаморфических пород, ассоциирующихся с высокоглиноземистыми парасобразованиями (Страхов, 1963). Здесь же развит барит, характерный для подобных осадочных пород (Сердюченко, 1960, 1967). Архейские, протерозойские, палеозойские и мезозойские процессы (гранитизация, милонитизация и др.) накладываются на гематитовые

кварциты; пространственной связи гематитовых кварцитов с зонами развития этих процессов нет. Это бесспорно указывает на более раннее формирование рассматриваемых кварцитов.

Магнетитовые кварциты соответствуют железокремнистым осадкам, обогащенным гидроокислами и карбонатами железа. Концентрации железа Сутамского района (магнетит-гранат-кварцевые, магнетит-гиперстен-гранат-кварцевые породы), тесно ассоциирующиеся с высокоглиноземистыми и чарнокитовыми породами, имеют первичноосадочную природу. Железорудные образования вместе с другими парапородами испытали одинаковый и одновременный метаморфизм. Полосчатость руд совпадает со слоистостью вмещающих парапород, а сами руды образуют согласные линзы и пропластки. Связи с магматическими породами или ультраметаморфизмом они не обнаруживают. Исходные осадочные породы были представлены окисными фациями в виде полосчатых кремнисто-магнетитовых и кремнисто-гематитовых пород с примесью железистых силикатов типа граналита и амезита, чередующихся иногда с кремнисто-карбонатными породами (Сердюченко, 1956; Каденский, 1960). Формирование некоторых железистых кварцитов происходило за счет вулканогенных процессов. Они относятся к вулканической (лептитовой) железисто-кремнистой формации, для которой характерны цикличность и ритмичность напластования, где магнетитовые и гематитовые кварциты переслаиваются с магнетит-силикатными кварцитами, высокоглиноземистыми и графитовыми породами, часто содержащими заметные количества сульфидов. Роль вторых пород значительная в верхах туфоженных ритмов. Здесь заметно влияние восстановительных условий.

Гранат-гиперстеновые кварциты образовались при метаморфизме железистых песчаников, обогащенных мергелем, или песчаников с хлопчатобумажным цементом. Увеличение содержания в песчаниках гидрослюд,

карбонатов магния и железа привело к формированию исходных пород для кордиеритовых (маложелезистых) и биотитовых (среднежелезистых) кварцитов:

КВАРЦИТО-ГНЕЙСЫ С СИЛЛИМАНИТОМ, КОРДИЕРИТОМ И ГРАНАТОМ. Эти породы представляли в дометаморфический период существенно кварцевые алевроиты, глинистые, полевошпатовые, полевиктовые и аркозовые пески. На это указывает следующее. Они согласно залегают среди бесспорных парапород: кварцитов, конгломератов, высокоглиноземистых, гематитовых, марганцевых и других пород, занимая строго определенное стратиграфическое положение. Кварцито-гнейсы образуют пластовые и линзовидные залежи, пачки и горизонты, прослеживаемые по простиранию на значительные расстояния. В них отмечены типичные бластопосаммитовые структуры и реликтовые кластогенные зерна минералов: циркона, рутила, монацита, ортита, анатита, кварца и полевых шпатов, причем последние, вероятно, сохраняют свою форму лишь в известной мере. Кварцито-гнейсы особенно характерны для Верхнеалданской свиты, которая по своим геотектоническим особенностям относится к перикратонным образованиям, то есть ее осадки сформировались в переходной зоне между жесткой структурой (кратоном) и подвижной областью. То, что основная часть кварцито-гнейсов залегает в подошве Верхнеалданской свиты, указывает на их формирование преимущественно в окраинной зоне жесткой структуры; развитие их в верхах свиты дает основание полагать, что их накопление протекало в окраинных прогибах и многоосевных наклонных областях (Чайка, 1966).

С целью выяснения направления сноса, учитывая, что по мере удаления от нее уменьшается размер зерен циркона и кварца, а также уменьшается коэффициент окатанности циркона (отношение длинной оси зерен к короткой), было проведено сопоставление данных изучения 17

протолочек кварцито-гнейсов нижнего горизонта верхнеаданской свиты. Они показали, что в южном и юго-западном направлениях возрастает количество аксессуаров, уменьшается их сортировка, увеличиваются их размеры и коэффициент окатанности, изменяясь от 2,5 в западных районах до 1,4 мм в восточных и северо-восточных районах. Эти данные, а также преимущественное развитие кварцито-гнейсов в западной части щита, где они сочетаются иногда с конгломератами, бесспорно указывают на сносе материка с юго-запада. Четкое различие в размерах кластогенных зерен кварца в кварцевых и кварц-полевовищатовых прослойках, преимущественное накопление циркона, рутила и монацита в кварцевых склойках позволяет утверждать, что в областях сноса господствовало интенсивное выветривание, так как исследования А.В.Сидоренко (1955) показали, что лишь в этом случае мелкие песчаные фракции в кластогенных толщах обогащаются устойчивыми минералами (кварцем, цирконом и др.), а более крупные фракции-минералами менее устойчивыми при выветривании.

То обстоятельство, что древнейшие аркозовые формации несут в себе значительные потенциальные запасы титана, циркония, редких земель и другого редкометалльного сырья, делает их перспективными именно в этом отношении.

ГРАНАТОВЫЕ ГРАНУЛИТЫ. Большинство исследователей аркейских комплексов (Коржинский, 1936; Eskola, 1952; и др.) считает, что гранулиты возникли за счет метаморфизма песчано-глинистых толщ, в той или иной мере обогащенных доломитом, кальцитом и гидроксидами железа. В.В.Архангельская (1959) и некоторые другие высказывают предположение, что гранулиты не являются осадочными породами, а представляют продукты гранитизации или своеобразные бластомилониты. Литологический анализ гранатовых гранулитов аданского комплекса показал, что они относятся к парапородам и образуют выдержанные пласты и линзы, согласные с другими парапородами, причем

часто между ними наблюдаются постепенные переходы. Гранулиты занимают определенное стратиграфическое положение. Полосчатость их первичная, она субпараллельна залеганию гранулитового пласта, а также линзам и пластам других парапород, сопредельных пласту гранулитов или в него включенных. Полосчатость обычно усилена послойной мигматизацией или дифференциальными движениями в период складкообразования. В них наблюдаются окатанные цирконы, монациты и др. Химический состав высокоглиноземистых гранулитов близок к глинисто-мергелистым образованиям. Содержание первичных компонентов варьирует послойно, что нашло отображение в полосчатости большинства гранулитов.

Значительная лейкократовость основной массы гранулитов обусловлена небольшими содержаниями железо-магнезиального компонента в первичных осадках. Каолинитсодержащие глины дали силлиманитовые разности гранулитов; глины с гидрослюдами, хлоритами и доломитом преобразуются в гранатовые, кордиеритовые и гиперстеновые гранулиты. Породы, обогащенные кальцитом, дали плагиоразности. Возможно, некоторые высокоглиноземистые гранулиты являются производными липаритовых туфов, подвергшихся определенной стадии выветривания. Гранулиты с графитом и сульфидами, возможно, являются первичносапропелевыми осадками (черные сланцы), так как сходны с ними не только по обилию углерода и серы, но и по составу главных компонентов. Черные сланцы являются довольно распространенной породой в докембрийских отложениях (Eskola, 1952; Сердюченко, 1969; Сидоренко А.В. и Сидоренко С.А., 1971; и др.).

КВАРЦСОДЕРЖАЩИЕ БЕЗГИПЕРСТЕНОВЫЕ ГНЕЙСЫ И СЛАНЦЫ с СИЛЛИМАНИТОМ, КОРДИЕРИТОМ, ГРАНАТОМ И БЛОТТОМ представляют наиболее широко распространенную группу высокоглиноземистых пород Алданского щита. Литологический анализ этой группы пород показал, что их исход-

ные осадки представляли глины и алевролиты с тем или иным количеством кластогенного, карбонатного (Ca, Mg, Fe) и гидроокисного (Fe) материала в зависимости от фациального положения осадка в "идеальном" ряду осадочных формаций алданского комплекса. Местами в породах имелась примесь аморфного кремнезема, органического вещества, гидроокислов марганца, боратов и др.

На первичноосадочную природу высокоглиноземистых кварцосодержащих гнейсов и сланцев указывают следующие факты, детально рассмотренные выше.

1. Кварцосодержащие высокоглиноземистые породы имеют строго определенное стратиграфическое положение, так же залегают и породы, обогащенные В, Mn, Ti, C, Ba и т.п.

2. Характер переходов высокоглиноземистых пород в образования другого состава сопоставим с литолого-фациальными переходами в осадочных породах. Они имеют определенную направленность, аналогичную трансгрессивным сериям осадочных формаций, причем высокоглиноземистые породы зачастую переходят в типичные парапороды.

3. Высокоглиноземистые породы находятся в тесной парагенетической связи с типичными осадочными образованиями: кварцитами, турмалиновыми, марганцевыми, корундовыми, железистыми, карбонатными, известково-магнезиальными, графитовыми и др. породами.

4. Рассматриваемые метаморфические породы образуют линзовидные, пластообразные залежи, согласные с вмещающими и переслаивающимися парапородами, и прослеживаются по простиранию на значительные расстояния. Залежи не имеют форм, характерных для интрузивных или метасоматических образований.

5. В большинстве случаев текстурные и некоторые структурные особенности пород унаследованы от первичного строения осадочных пород.

6. Минералогический состав высокоглиноземистых пород определяется исходным составом первичных осадков и термодинамическими факторами метаморфизма, а большинство акцессорных минералов является реликтовыми минералами кластогенного происхождения.

7. Химический состав пород, количественные и качественные сочетания макро- и микроэлементов, закономерности их распределения в пространстве однозначно указывают на первично-осадочную природу исходных осадков. Большинство пород по своему химическому составу имеет аналоги в идеальном ряду осадочных формаций. Представляется целесообразным провести более детальное выяснение генетических и фациальных особенностей исходных осадков на основе сравнения химического состава этих пород с главнейшими типами глинистых образований.

Исследования А.Б.Розова и З.В. Хлебникова (1957) показали, что несмотря на многообразие среды образования, переноса, отложения и разнообразие минерального состава, важнейшие генетические типы глины имеют определенные химические составы, компоненты которых варьируют в конкретных рамках. Состав глины определяется прежде всего фациальными и климатическими условиями образования и характером материнских пород.

На породах кислых и средних преимущественно развивается каолиновые коры выветривания, при химическом выветривании основных образований формируется хлорит-гидрослюдистые продукты и лишь в условиях тропического климата — латериты. Учитывая, что области сноса были кислыми по составу, следует ожидать широкого развития каолин-содержащих осадков (менгская серия), а в зонах денудации основных и средних по составу внутригеосинклинальных поднятий — гидрослюд и хлоритов (верхнетимптонская и тимптонская серии). Гальмиролиз пеплового материала (верхнетимптонская и джалтулинская серии) обычно приводит к созданию монтмориллонитовых (бентонитовых) осадков (Дзюценидзе, 1969).

По мере удаления от прибрежных областей морского бассейна к его пелагическим зонам каолиновые и каолинит-гидрослюдистые глины прибрежных и континентальных фаций замещаются гидрослюдисто-хлоритовыми. Это приводит к уменьшению в этом направлении Al и Ti и к возрастанию Mg, Ca, K, Na, Si, Fe за счет ионного обмена, сорбции и примеси карбонатного и гидроксидного материала. Поэтому, каолиновые разности (породы с селлиманитом) будут характеризовать прибрежные и мелководные осадки. Исходные образования для железомagneзиальных высокоглиноземистых пород без селлиманита (хлорит-гидрослюдистые осадки) более характерны для глубоководных зон:

Наибольшие отложения глин, интенсивно дифференцированных от кварцевых песков и аркозов, характерны для перикричных опусканий подвижных областей, если к тому времени на платформе были созданы широко развитые коры выветривания, причем роль каолинитовой составляющей глин весьма значительна (Чайка, 1967; Сидоренко, Чайка, 1970). Эти осадки характеризуют максимум накопления глинозема в осадочном процессе (Виноградов, Ронов, 1956). В отличие от платформенных геосинклинальные глины более глиноземисты в основном за счет меньшей примеси карбонатного вещества (Виноградов, Ронов, 1956). С участков, сложенных выветриваемыми или измененными вулканогенными породами, в сопредельные бассейны седиментации тоже поступает значительное количество глинозема, преимущественно в коллоидно-дисперсной форме (Янши, 1941; Дзюцендзе, 1969; Зеленов, 1960; Горшковский, Козыренко, 1965, и др.). Этот материал в определенных условиях также принимает участие или полностью формирует первичные залежи высокоглиноземистых пород (Виноградов, Ронов, 1956).

При проведении аналогий в составе докембрийских и фанерозойских пелитов необходимо учитывать закономерное изменение состава осадков во времени. По данным А.П. Виноградова и А.Б. Ронина (1956)

и др., в древних глинах преобладают гидрослюда, в молодых - более развиты бейделлит и монтмориллонит. В этом же направлении в глинах уменьшается содержание калия (более чем в 2 раза), Al, Ti, Mg, Ni, Co, Cu, Fe и увеличивается - Ca и Si. Количество Na не изменяется: Al и Ti не изменяют своих парагенетических соотношений во времени. Аналогичная эволюция состава характерна для песков и алевролитов (Ронов, Михайловская, Солодкова, 1963). Поэтому при сравнительном анализе древних и молодых пелитов нужно учитывать, что в первых будут повышены количества K, Al, Ti, Mg, Fe, Co, Ni, Cu и понижены - Si и Ca.

Химические анализы (табл. I-II) показывают, что наиболее глиноземистыми являются корунд и силлиманитосодержащие породы. По химическому составу они близки к континентальным глинам влажного и жаркого климатического пояса (Ронов, Хлебников, 1957): По-видимому, исходные осадки представляли переклаженные каолиновые и так называемые огнеупорные глины, состоящие в основном из каолинита и редко монотермита и галлуазита. Предполагается также, что имелась в том или ином количестве примесь гидрослуд, аллофана, гидратов алюминия и гидроксидов железа. Это обусловило высокое содержание в этой группе Al, повышенное - Ti и пониженное Si, Fe, Mg, Ca, Na, K. Наличие постепенного перехода между гнейсами и корундитами позволяет рассматривать эти две группы как продукты общего процесса интенсивного выветривания и преобразования пород разрушения в жарком и влажном климате.

Так как породы высокой и более низкой глиноземистости пространственно всегда сближены, то можно предположить, что они относятся к группе морских глин, так как изменение климата тропического (высокоглиноземистые глины) на холодный (малоглиноземистые глины) для близких по разрезу образований является маловероятным.

Глины холодного и умеренно холодного климата, вероятно, не было среди алданских палитов. Эти глины характеризуются плохой сортировкой материала, содержат много неустойчивых аксессуаров, не имеют следов интенсивного выветривания материнского материала и приближаются по составу к средним магматическим породам. Алданские метапелиты в этом отношении обладают крайне противоположными характеристиками.

Итак, исходные глинистые осадки отлагались в морском бассейне в условиях теплого гумидного климата в виде нормальных слоистых осадков. Здесь полиминеральные смеси глинистых минералов еще более усложнялись по составу, который соответствовал гидроследам в меньшей мере, хлоритам с примесью карбонатов, галем кремнезема, гидроксидов железа и марганца, цеолитами и др. Каолинит развит в прибрежных зонах, в пелагических — он замещается гидрослюдами. Эти процессы и обусловили характер химического состава исходных пород. Следовательно, селенитовые породы сформировались за счет каолинсодержащих осадков, кордиеритовые — возникли по породам, обогащенным мергелем, биотитовые — по гидрослюдистым, а породы, существенно гранатовые, сформировались при метаморфизме осадков, обогащенных хлоритом или сидеритом.

ГИПЕРСТЕНСОДЕРЖАНИЕ ГНЕЙСЫ И СЛАНЦЫ (чарнокиты) также являются первичноосадочными образованиями. Они залегают в едином структурном плане с другими породами алданского комплекса в виде выдержанных пластов и линз, которые переслаиваются с ними и образуют взаимные литологические переходы. Отсутствуют постепенные переходы между высокоглиноземистыми чарнокитами и породами основного состава. Нет среди них интрузивных форм с секущими контактами по отношению к породам, которые их окружают. Все они без ксенолитов

вмещающих пород. Наблюдаемые в них тела ортопород являются палео-соматическими составляющими мигматитов. Высокоглиноземистые чарнокиты древнее архейских гранитоидов и подвергаются воздействию гранитизации и мигматизации. Породы содержат: гранат, оeilлиманит, кордиерит, графит, сульфиды и другие минералы, а также окатанные акцессорные минералы. Структуры - гранулитовые, гранобластовые, порфириобластовые и лепидобластовые. Чередование полос различного состава и линейное расположение минералов совпадает с напластованием пород. Химический состав высокоглиноземистых чарнокитов такой же, как в осадочных и вулканогенно-осадочных породах, которые метаморфизовались в изофацальных условиях (гранулитовая фация). Вероятно, чарнокиты формировались за счет метаморфизма глинистых, песчано-глинистых и песчаных пород, в значительной мере обогащенных мергелем, что подтверждает ранее высказанные взгляды Д.С.Коржинского (1936) о происхождении гиперстеновых гнейсов. Близость химического состава этих пород к общему составу накапливающихся толщ (гранодиоритовый состав) показывает, что здесь была слабая дифференциация разрушающегося и переносимого материала. В ходе разрушения и переноса породы обогащались Al относительно Ca, K, Na, однако этот процесс был сравнительно малоактивным. Исходные толщи чарнокитовых комплексов соответствуют подводновулканогенным формациям спилитово-кератофирового типа, в которых местами формируются вулканогенно-осадочные, хемогенные и терригенные осадки (в том числе и высокоглиноземистые) (Каденский, 1958, 1961). Н.Г.Судовиков и др. (1965) считают, что первичными породами гиперстеновых гнейсов являются туфогенно-осадочные породы, а сланцев - ортопороды основного состава, относящиеся к кремнисто-эффузивной геосинклиальной формации.

МАРГАНЦЕВО-ГЛИНОЗЕМИСТЫЕ ПОРОДЫ. К этой группе пород относятся виридин-спессартин-манганофиллитовые кварциты, реже кварцито-гнейсы и еще реже гнейсы. Литологический анализ позволил установить, что их исходный материал был представлен осадочными образованиями (Кулиш, 1960, 1964). На это указывает характер залегания этих пород в виде протяженных пластов и линз, занимающих определенное стратиграфическое положение в толще силлиманитовых, гематитовых, магнетитовых и иных кварцитов и силлиманит-кордиеритовых гнейсов. Особенно типична их ассоциация с гематитовыми кварцитами. Виридиновые и другие марганцево-глиноземистые породы полосчатые, слоистые, нередко ритмично сложены, содержат окатанные акцессории и т.д. Эти кварциты сформировались за счет кластогенного кварцевого материала с гидролизным цементом (глины, гидроокислы железа и марганца).

Такие осадки могут накапливаться в условиях оживленного движения вод морского бассейна в прибрежной зоне с неустойчивыми условиями осадконакопления. В них крайне мало Са и Р, довольно много окислов железа и большое значение имеют отношения Ba:Sr и γ :La. Повышенные количества хрома не исключают участия вулканогенного материала. Неметаморфизованным аналогом марганцево-глиноземистых пород может служить комплекс Лабинского марганцевого месторождения Северного Кавказа. Аналогичные метаморфические марганцево-глиноземисто-кремнистые образования в других районах мира также рассматриваются как осадочные. В частности Hofnrich и Corel (1959) в толще с виридиновыми кварцитами наблюдали конгломераты и косую слоистость. Окурданские виридиновые кварциты Л.Б.Ушверидзе рассматривает как продукты хемогенного выпадения марганца и кремнезема из водной среды, не приводя

необходимых доказательств. Л.И. Шабынин (1948) объясняет происхождение этих кварцитов наличием кластогенного виридина в исходном песке, сформировавшегося за счет разрушения кристаллических пород. Ни та ни другая точка зрения не подтверждаются нашими исследованиями.

ТУРМАЛИНСОДЕРЖАЩИЕ ПОРОДЫ. Многие исследователи (Сердюченко, 1960, 1967; Маракушев, 1958; Кулиш, 1964, 1970; и др.) считают, что турмалин в этих породах обусловлен первичным содержанием бора в осадочных образованиях. Л.И. Шабынин (1955) рассматривает турмалин как метасоматический, связанный с привносом бора из аляскитовых гранитов, а Л.М. Минкин (1963) и Е.П. Миронюк (1966) предполагают, что турмалиновые кварциты являются продуктами привноса бора из протерозойских гранитов.

На первичноосадочную природу бора указывает повышенное содержание турмадина, наблюдаемое лишь в стратиграфически определенных пластах силлиманитовых гнейсов и кварцитов, согласных и переслаивающихся с другими парапородами. Пласты и пакки пород выдержаны по простиранию на расстояние до 37 км. Они имеют литологические переходы в другие породы. Турмалинсодержащие породы обогащены гематитом, графитом, магнетитом и силлиманитом, имеющими послойное распределение. Породы полосчатые, полосчатость параллельна напластованию сопредельных пород. Турмалин образует пропластки, обогащенные линзы или цепочки зерен, согласные с общим напластованием пород. Соотношение $\text{Al}_2\text{O}_3(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) : \text{MgO}$ в турмалинах показывает их принадлежность к группе метаморфических, а не метасоматических образований (Сливко, 1955). По сравнению с турмалинами из магнезиально-скарнированных пород Таежного месторождения (Богомолов, 1964) турмалины из глиноземистых пород значительно обогащены глиноземом относительно $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ и MgO . Турмалин, силлиманит, графит, кварц и гематит типичные метаморфогенные минералы парапород являются сингенетичными и

возникли в результате кристаллизации при региональном метаморфизме. Пространственной связи аляскинских и протерозойских гранитов и турмалиносодержащих пород этого типа не имеется. Турмалины рассматриваемых пород при гранитизации корродируются микроклином или образует кварц-турмалиновые породы и турмалиновые пегматиты, материал которых испытывает локальные перемещения. Турмалиносодержащие породы представляют метаморфизованные прибрежно-морские мергелистые, глинисто-песчаные и песчаные осадки, богатые бором, входящим в состав существенно магниевых осадочных боратов (Сердюченко, Глебов, 1960, 1963). Они формировались, вероятно, в неглубоких, стигурованных лагунах, так как тесно связаны с гематитовыми образованиями.

ГРАФИТСОДЕРЖАЩИЕ ПОРОДЫ. Графит в высокоглиноземистых породах возник в результате метаморфизма органогенного материала, накопившегося в осадочных толщах, причем органическим веществом обогащались отдельные плоскости, прослойки и определенные стратиграфические горизонты, что отражено в сложном распределении графита. А.В. Сидоренко и С.А. Сидоренко (1968, 1971) обосновали органогенную природу углерода в графитсодержащих глубокометаморфизованных породах докамбия. П. Эскола (Eskola, 1952) указывает, что графит в гранулитах имеет органогенное происхождение. Отношение C^{12}/C^{13} характеризует углерод как органический (Rankama, 1948, 1954; Rankama, 1957), так как нижний предел значений δC^{13} для бесспорно биогенного углерода равен -1,13‰, в алданских графитах - 1,82-2,57‰ (Сидоренко, 1971). Большая часть органического материала концентрировалась, очевидно, в условиях сероводородного заражения, так как с графитсодержащими породами связан шприт, халькопирит и др. сульфидные и высокожелезистые (гранат, биотит, гиперстен) образования. Их накопление происходило на дне водоемов с застойным режимом и восстановительной

средой. Количество кластогенного материала в графитсодержащих породах минимально, а их глиноземистость и высокое отношение $(Al+Fe + Mn+Mg):(Ca+Na+K)$ указывает на их тонкодисперсную глинистую основу. В них же наблюдается повышенное содержание Cu, Mo, Ni, Co, Zn, Pb , которые накапливались сорбционно-хемогенным путем совместно с органическим и сульфидным веществом (Банкава, 1954). Накопление этих элементов происходило, очевидно, при вулканических извержениях. Неметаморфизованные аналоги этих пород представлены черными сланцами, которые широко распространены в позднем докембри Карелии, Кольского полуострова, в железорудной формации Верхнего Озера и других регионах, где с ними сочетаются сульфидные залежи, а черные сланцы обогащены сульфидами и графитом.

БЕСКВАРЦЕВЫЕ ПОРОДЫ БЕЗ САПФИРИНА И КОРУНДА являются малораспространенными породами по сравнению с другими высокоглиноземистыми образованиями. Первичноосадочная природа их устанавливается по тем же признакам, которые свойственны кварцсодержащим породам. Флюгшистовые, блотит-гранатовые, блотит-кордиеритовые сланцы возникли за счет глинисто-железистых доломитов, иногда частично известковых. Относительно редкие бескварцевые гнейсы и сланцы возникли за счет глинистых и гидрослюдистых образований, обогащенных карбонатами магния, кальция и железа (глинисто-железистые доломиты и мажоркременистые глины). Исходные осадки тех и других пород были мажоркременистыми или вовсе не содержали свободного кремнезема.

САПФИРИНОВЫЕ ПОРОДЫ относятся к числу редких образований среди метаморфических комплексов Алданского, Анабарского, Украинского, Канадского, Западно-Австралийского и Индийского щитов. Алданский щит характеризуется относительно наибольшей распространенностью и разнообразием этих пород. Несмотря на достаточно хорошую петрологическую и минералогическую изученность, вопрос генезиса сапфириновых пород относится к числу дискуссионных, что вызвано сложностью

их петрогенеза. Эти образования подразделяются на два типа:

а) сапфириновые породы, возникшие при щелочных метасоматических преобразованиях гипертенитов, обычно в процессе их гранитизации. Для них характерны сложные реакционные взаимоотношения минералов с неравновесными ассоциациями (Ramberg, 1948; Praider, 1945; Каденский, 1960; Чекирда, Этин, 1969; и др.). Они развиты среди тел ультрасосновых пород в виде неправильных, массивных, пятнистых, гетерогенных образований с обильными и сложными реакционными структурами; б) сапфириновые породы, являющиеся результатом регионального метаморфизма магнезиально-железисто-глинистых мажоритных пород. Они характеризуются равновесными минеральными парагенезисами, отвечающими правилу фаз (Чекирда, Этин, 1969; Каденский, 1960).

На Адданском шите, как и в некоторых других регионах, отмечаются оба типа, а в ряде случаев, в одной породе развиты сапфирини двух типов. Сапфириновые породы второго типа на Аддане пересливаются с силлиманитовыми, графитовыми, гематитовыми, вивириновыми породами, биотитовыми и флогопитовыми слюдитами и т.д., а изредка — даже с кварцитами. Они имеют форму согласных пластов, пропластков, линз, в большинстве случаев их полосчатость обусловлена чередованием пропластков различного минерального состава, причем полосчатость субпараллельна элементам залегания пластов и линз. Реакционные структуры выражены слабо и вызваны наложенными процессами гранитизации. В породах много кордиерита, граната, сапфирина, силлиманита и корунда. Акцессорные минералы (циркон, монацит, рутил, апатит) имеют окатанную форму и распределяются по сложностям. Соотношения макро- и микроэлементов аналогичны некоторым разновидностям осадочных пород. Это указывает на то, что сапфирино-

вые породы второго типа возникли в результате метаморфизма мало-кремнистых мергелей, основных туфов и туффитов с повышенной магнетизальностью и глиноземистостью.

КОРУНДИТЫ И КОРУНДСОДЕРЖАЩИЕ ГНЕЙСЫ И СЛАНЦЫ произошли, очевидно, в результате метаморфизма бокситов и бокситовых глин (Озеров, Быховер, 1936; Коржинский, 1939; Кулиш, 1970). На первично-осадочную природу исходного вещества корундитов указывают следующие литологические особенности толщ.

1. Залежи корундитов приурочены к определенному стратиграфическому горизонту архейских парапород. (Предполагается, что были также периоды, когда геологическая и климатическая обстановка благоприятствовала образованию, переносу и перестроению латеритового материала и формированию залежей бокситов).

2. В непосредственной близости от корундитов залегают типичные парапороды: силлиманитовые и графитовые сланцы, кварциты, кальцифиры и высокоглиноземистые породы. Они обладают всеми элементами, характерными для бокситоносных провинций фанерозойских отложений, в которых залежи бокситов отделяются от вмещающих пород зонами каолиновых пород. Тела корундитов также лежат среди силлиманитовых и других высокоглиноземистых пород, являющихся метаморфизованными аналогами каолиновых образований.

3. Корундитовые залежи имеют форму линз (до 25 x 70 м), согласных с вмещающими парапородами, то есть совпадают по форме и размерам с залежами бокситов.

4. Залежи корундитов имеют зональное строение с увеличением содержания глинозема к центральным частям. То же самое отмечается и в залежах бокситов.

5. Петрохимический анализ алданских корундитов и сопряженных с ними высокоглиноземистых диафторитов показывает, что по этим

Признакам они могут быть сравнены только с бокситами. Действительно, концентрации Al_2O_3 , TiO_2 , Cr_2O_3 характерны для переотложенных laterитов, причем, учитывая содержание TiO_2 , Fe_2O_3 , Cr_2O_3 , CaO , S , MgO и других, можно предположить, что они относятся к геосинклинальному типу бемитового состава (Бонеславский, 1958). Диафориты, как породы, вмещающие корундиты, хотя и изменили несколько свой химический состав в процессе диафореза, сопоставимы, с одной стороны, с другими высокоглиноземистыми гнейсами и сланцами щита, с другой, — с высокоглиноземистыми породами бокситоносных формаций. Содержание и распределение Ca , V , Li , TR указывает на их переотложенный характер, а Cr , Ni , Co — что они произошли за счет разложения основных пород. В химическом отношении корундовые породы являются наиболее глиноземистыми членами закономерного химического ряда глиноземистых пород щита, что позволяет рассматривать их как метаморфизованные, наиболее глиноземистые члены ряда переотложенных кор выветривания, то есть как бокситы (Сидоренко, 1963).

6. В Индии, Ю. Африке и других регионах, где корундиты залегают среди кварцитов и силлиманитовых пород, они также считаются первичноосадочными. Месторождения Индии залегают в архейских силлиманитовых породах с корундом, рутилом, турмалином и кварцем (Dunn, 1929; и др.). Линзовидные тела (до 60 x 180 м) сложены мелкозернистыми серыми и ярко-розовыми корундитами с незначительной примесью минералов, характерных для вмещающих силлиманитовых пород. Другие корундовые месторождения залегают в биотит-кордиеритовых кварцсодержащих породах с силлиманитом. Корундовые залежи образуют линзы и гнезда мощностью до 30 м и протяженностью до 90 м. Они состоят из сочетаний корунда и силлиманита вплоть до образования мономинеральных разностей. Реже в них отмечаются рутил, гематит и биотит. Таковы же и месторождения Номакваленд (Ю. Африка), залегающие среди кварцитов, сланцев, амфиболитов и гранат-амфибол-

диопсидовых пород архейской свиты Кайен (Сердюченко, 1963; Coetzee ; 1940). Четковидные линзы прослеживаются здесь на 30-200 м при мощности 0,5-9 м и состоят из силлиманита (40-90%), корунда (0-60%), шпинели (до 2,8%), рутила (до 1,2%). Соотношение корунда и силлиманита варьирует широко. Силлиманитовые руды содержат Al_2O_3 до 60%, корунд-силлиманитовые - до 80%, содержание Fe_2O_3 относительно повышенное, но лишь изредка оно превышает количество TiO_2 . Ц.К.Коетзи (Coetzee, 1940) считает их метабокситами со значительной примесью вулканогенного материала, которые залегают среди песчаных и известково-доломитовых пород.

7. Полное отсутствие генетической связи пластовых залежей высокоглиноземистых пород с разрывными нарушениями, зонами диафтореза или магматическими породами.

Однако Н.А.Корнев и Л.И.Набнин считают, что корундовые тела Чайнта возникли в процессе метасоматической переработки флишевыми докембрийских пород при протерозойском диафторезе. Возникшие диафториты представляют продукты различных степеней воздействия, наивысшими из которых являются корундиты. Н.А. Корнев указывает, что флишевые породы воздействовали лишь на полевые шпаты с образованием дистена, при этом K, Na, Ca выносились, затем дистен разлагался на корунд, а Si также выносился. Такие колоссальные масштабы бесследного выноса почти всех элементов, кроме глинозема, в узлокальных участках при широком развитии процессов диафтореза с петрологической точки зрения трудно объяснимы. Корунд в диафторитах, кроме этой пачки пород, неизвестен, наоборот, при диафторезе он замещается дистеном, слюдами, пирофиллитом и т.д. Корундовые породы в равной мере с породами алданского архейского комплекса подвержены воздействию процессов гранитизации и диафтореза, что указывает на их генетическое родство. Кроме пространственного совпадения диафторитов и корундитов в бассейнах рек Чайнт и Джалинда, других данных, подтверждающих метасоматический генезис корундитов, нет.

Итак, обобщая результаты литологического анализа высокоглиноземистых пород, можно сказать, что глиноземистые породы представляют первичноосадочные образования. Каким-либо данных, указывающих на их неосадочную природу, не имеется. Потому литологический анализ глубокометаморфизованных высокоглиноземистых пород может успешно применяться и давать ценные геологические данные. Наиболее важные результаты получаются при изучении ассоциаций пород, форм их залегания и химического состава в отношении макро- и микроэлементов.

Условия седиментации осадков

Глубокий метаморфизм, интенсивная гранитизация, специфика структур архейских комплексов, а также недостаточность знаний по литологии привели к представлению о своеобразии архейского этапа развития Земли.

Например, Е.М.Лазько (1961) считает, что в архее земная кора находилась в особой догеосинклинальной стадии развития. Осадконакопление в архее существенно отличается от протерозойского и фанерозойского. В архее имеются образования (чарнокиты, ассоциации кварцитов и высокоглиноземистых пород), которых нет или почти нет в молодых толщах, и, наоборот, в послепермских комплексах встречаются формации, которых нет в архее (типичные геосинклинальные формации). Архейские комплексы не содержат остатков организмов. Содержащийся в них графит еще не является доказательством жизнедеятельности организмов. Е.М.Лазько подчеркивает, что рудоносность архея скудная и не представляет практического интереса. Но, в раннем протерозое происходит скачок в развитии земной коры — появляются платформы и геосинклинали.

И.И. Сапог полагает, что в докембри существовали "безбрежные" орогенные области без четко выраженных внутренних поднятий и погружений с единым ритмом колебаний для планеты или обширных территорий. Осадки накапливались в весьма специфических условиях, обусловленных

слабым расчленением рельефа, отсутствием морских и крупных речных течений, жарким и влажным климатом, весьма углекислой атмосферой, малой соленостью морей, бедностью органического мира, представленного лишь в морской среде, и т.д. Это приводило к возникновению осадков, неповторимых в более поздние этапы седиментации. Н.М.Страхов (1954) указывает, что в глубокой древности химическая седиментация была ведущим фактором извлечения из воды поступающих в водоем растворенных веществ, что в море создавались возможности непосредственного выпадения из воды силикатов Fe и Mn и их карбонатов в чистом виде или в комбинации друг с другом, с CaCO_3 и MgCO_3 . Б.М.Роненсон (1961) предполагает, что фадоровская свита адданского комплекса сформировалась в результате ритмичного осадконакопления в морской среде хемогенного кальцита и доломита, кремнезема, аммосиликатов типа монтмориллонита и шавозита, за счет разложения и выщелачивания первичных базальтов.

Определенный интерес представляет взгляды о "зеленокаменных ядрах" - наиболее древних элементах докембрийской структуры (Д.Вильсон, С.Холмс, Д.Дерри, Д.Гилл, М.Кей, Ф.Кинг, А.Энгель, Е.В.Павловский, Н.П.Васильковский и др.). Эти ядра сложены преимущественно метаморфизованными магматическими породами основного и частично ультраосновного состава. Д.Дерри (Derry, 1961) указывает, что для них характерно наличие сложных узких поясов складчатых вулканогенно-осадочных пород, свидетельствующих о многоэтапной орогенной активности. Вулканогенные, преимущественно андезитовые породы резко преобладают над осадочными. Широко развиты граувакки, известняки почти отсутствуют. Е.В.Павловский считает, что в этот (нуклеарный) период не было ни типичных платформ, ни типичных геосинклиналей, а возникновение структурных элементов шло в условиях первичной, тонкой и пластичной коры. В послонуклеарный период тип развития земной коры в Америке и Азии был различным. Адданская подвижная

область в посленуклеарный период представляла систему геосинклинальных прогибов, которые характеризовались интенсивным осадконакоплением, иногда наличием офиолитов, равномерным по интенсивности региональным метаморфизмом, развитием системы выдержанных по простиранию линейных складок, проявлением мигматизации и гранитизации.

К.Давидсон (Davidson, 1964), сравнивая акцессории из последокембрийских осадков Русской платформы (Ронов и др., 1963) с акцессориями кластогенных толщ Витватерсранда (возраст 2800 млн.лет), установил их большое сходство и сделал вывод о петрографическом сходстве питающих регионов. А это исключает наличие особой зеленокаменной области сноса в раннем докембрии Ю.Африки.

А.В.Пейве и В.М.Синицын (1950) считают, что в раннем докембрии не было дифференциации коры на платформы и геосинклинали. В протерозое сформировалась "панплатформа", представляющая сплошную неоднородную сиалическую оболочку современных континентов. Эта "панплатформа" - "сиалическая оболочка" (Пейве, 1956) местами превращалась в геосинклиналь за счет переработки сиала.

В.В.Белоусов (1954) указывает, что первоначально геосинклинальный режим охватывал если не всю, то большую часть поверхности планеты (за исключением, может быть, Тихого океана) и такая структурная форма рассматривается им как "пангеосинклиналь". Возникающие участки внутренней стабилизации этой "пангеосинклинали" определяются Н.И.Николаевым (1954) как "панплатформенные" структуры.

Я.Н.Белевцев (1960) считает, что докембрийские геосинклинали отличались от более поздних лишь некоторыми признаками: наличием чарнокитовой формации, безинверсионностью и неполнотой геосинклинальных циклов.

Изучение литологии метаморфических пород докембрия является одним из научных направлений в познании истории наиболее раннего и длительного периода Земли (Сидоренко, 1963, 1969). Большинство исследователей литологии докембрия считает, что докембрийский этап не имеет принципиальных отличий от фанерозойского этапа, по крайней мере в общих закономерностях и тенденциях направленного развития земной коры (Сидоренко, 1967-1971; Чайка, 1967; Кулиш, 1964-1971; и др.)

Литологический анализ высокоглиноземистых и других пород алданского комплекса позволяет установить некоторые черты седиментации и тектонического развития алданской подвижной области в раннем архее. Исключительно интенсивная переработка первичных образований архейской геосинклинальной области (региональный метаморфизм, ультраметаморфизм, несколько этапов тектонических деформаций и т.д.) не дает возможности в деталях реставрировать историю этой подвижной области, как это делается для более молодых регионов.

Проведенные нами исследования позволили сделать выводы о том, что первичный материал архейских пород Алданского щита представляет собой в подавляющем большинстве осадочные, осадочно-вулканогенные и вулканогенные образования.

Для выяснения геотектонической природы первичных осадочных толщ алданского комплекса целесообразно сравнить их с осадочными формациями фанерозоя. В фанерозойский этап развития земной коры осадочные толщи формируются в двух принципиально отличных друг от друга геотектонических условиях: в платформенных и геосинклинальных. В соответствии с этим формации фанерозоя подразделяются на две группы: формации геосинклинальных и платформенных областей (Шатский, 1946; Херсаков, 1967; Белоусов, 1954; Рухин, 1953; Лазыко, 1962; Коосыгин, 1969; и др.).

При литологическом анализе метаморфических пород также устанавливаются формации, близкие по своей первичной природе к геосинклинальным. Эти формации характеризуются весьма большим разнообразием осадков с резкими литологическими переходами между значительными мощностями отложений, отсутствием или слабым развитием перерывов в осадконакоплении, широким развитием ритмичности и т.д.

Это в основном морские образования с преобладанием осадков коллоидно-дисперсной, хемогенной, органогенной и вулканогенной природы.

Для геосинклинальных областей типичны разнообразные вулканогенные формации (туфогенные, спилитовые, офиолитовые, зеленокаменные и т.д.), осадочные (глинистые, карбонатные, кремнистые, флишевые, аркозовые, железорудные, марганцево-кремнистые), а также формации бокситов, расположенных среди карбонатных осадков. Среди них отсутствуют

угленосные, соленосные и угленосно-боксито-железородные формации. Глинистые формации геосинклинальных областей имеют свои черты химического состава (Ронов, Ярошевский, 1967). **Определяющим для геосинклинальных областей** является синорогенный гранитоидный магматизм, региональный метаморфизм и интенсивная складчатость.

Литологический анализ метаморфических пород алданского комплекса позволил выяснить природу исходных осадков. Они чрезвычайно разнообразны в химическом, минералогическом и текстурно-структурном отношении. Среди толщ пепличных осадков отсутствуют или слабо развиты крупные перерывы в осадконакоплении, если не считать перерыва между **Верхне-тимптонской** и иенгрокской сериями. В них широко развита ритмичность. Это морские образования с коллоидно-дисперсной, гидролизной, хемогенной, органической, кластогенной и вулканогенной природой материала.

Исходные осадки алданского комплекса представлены также разнообразными вулканогенными толщами (туфогенными, спилитовыми, офиолитовыми, зеленокаменными и др.). Среди них широко распространены глинистые, карбонатные, кремнистые породы, известны флишеидные аркозовые, железородные, марганцево-кремнистые осадки и переотложенные бокситы среди карбонатных пород, а **угленосные, соленосные и угленосно-боксито-железородные** образования не были установлены.

Высокоглиноземистые осадки, глинистые осадки по своему химическому составу близки к геосинклинальным глинам фанерозоя и заметно отличаются от глин платформ, они образуют мощные толщи, разнообразные по своему химическому и минералогическому составу, причем их состав определяется условиями формирования.

Анализ литологических особенностей первичных образований алданского комплекса и сопоставление их с характерными чертами формаций геосинклинальных областей указывает на их сходство. Следовательно, первичноосадочные толщи раннего архея Алданского щита сформировались в условиях подвижной области геосинклинального типа. Наличие регионального метаморфизма высоких ступеней, выдержанного на всей территории распространения комплекса, его интенсивные пликативные деформации и широкоразвитый синорогенный гранитоидный магматизм также указывают на геотектонические условия геосинклинального типа. На наличие геосинклинальных условий формирования алданского комплекса ранее указывали Ю.К.Дзевановский (1958), Е.М.Лазько (1956), Н.Г.Судовиков (1965), Е.В.Павловский (1962, 1963), Н.П.Васильковский (1966), Е.А.Кулиш (1960, 1964) и др. На некоторое отличие алданских образований от типично геосинклинальных указывала Н.В.Фролова (1962), а Е.В.Павловский и М.С.Марков (1963) рассматривают их как протосинклинальные.

Области сноса и источники осадочного материала

Формирование описываемых толн осуществлялось, по-видимому, путем разрушения приподнятых блоков, расположенных в пределах подвижной области, преобразования и отложения вулканитов, привнесением материала из сопредельных областей сноса. Закономерности в расположении высокоглиноземистых и ассоциирующих с ними других пород, в особенности их химического состава, трансгрессивный характер мегациклов седиментации с широтной (с востока на запад) направленностью трансгрессии говорят о том, что снос материала шел с запада, юго-запада, то есть из областей, расположенных в пределах протерозойских Байкальской и Становой подвижных областей с вероятным удалением от западной и юго-западной границы шита в 100-500 км. В.А.Кудрявцев (1966), анализируя содержание магния в мраморах, также пришел к выводу, что при формировании желтулинской серии бассейна р. Сутам береговая линия находилась на западе:

Химический состав высокоглиноземистых пород, тождественный продуктам перетолженных кор выветривания, указывает на наличие в области сноса стабильных поднятий и пенепленов с корами выветривания (Херасков, 1963; Чайка, 1967; Сидоренко, Чайка, 1970; Gill, 1952; и др.).

Судя по всему, источником материала для кварцевых и высокоглиноземистых пород были в основном породы кислого и

среднего состава типа гранитов и гранодиоритов, а также метаморфические и осадочные их аналоги. Для суждений о наличии основных пород в областях сноса определенных данных не имеется. Этот вывод основан на анализе акцессорных минералов, так как каждой крупной петрографической группе пород свойствен свой набор акцессориев (Кухаренко, 1961). На кислый и средний состав пород областей сноса указывает такой же состав докембрийских стратиграфических подразделений, в частности кенгроккой серии, которая в значительной мере сложена именно продуктами сноса. Это подтверждается и набором редких и рассеянных элементов в высокоглиноземистых породах, в частности повышенным содержанием бария, циркония, редких земель, галлия, щелочей и т.д. Наличие кварцито-гнейсов (первичных архозов) также указывает на то, что области сноса были сложены гранитами и гнейсами (Чайка, 1966; Pettijohn, 1943). Состав галек конгломератов в большинстве случаев гранитный, кварцевый или кварцитовый, редко отмечаются гальки первичнометаморфических, осадочных и основных магматических пород со следами пластических деформаций. Следовательно, области денудации имели гетерогенный характер и были сложены разнообразным комплексом магматических, осадочных и метаморфических пород, в известной мере дислоцированных. Это характерно не только для высокоглиноземистых комплексов Алданского щита. Например, К.Давидсон (Davidson, 1964) на основе анализа акцессориев установил, что комплексы Витватерсранда также сформировались за счет разрушения и перетолжения кислых и средних пород.

Имеется основания считать, что высокоглиноземистые породы Алдана образовались за счет переотложения каолиновых кор выветривания. Действительно, метаморфические породы находятся в тесной ассоциации с высокоглиноземистыми осадками каолинового, гидрослюдистого состава, с кварцевыми песчаниками высокой степени дифференциации, кластогенного, пелито-морфного и хемогенного материала с закономерным изменением химической и минералогической "зрелости" осадков. Это подтверждается образованием устойчивых к химическому выветриванию чистых кварцевых песков, монацитовых, рутеловых, ортито-вых, цирконовых россыпей, а также железистых, бороносных, глиноземистых, мергелистых, карбонатных, углеродистых, марганцевых, бокситовых и др. осадков при крайне подчиненном значении кварцевых конгломератов, граувакк. Наличие галек конгломератов со следами активного каолинового выветривания, соотношение гранулометрического состава устойчивых и неустойчивых к выветриванию минералов и т.д. также подтверждает концепцию каолиновых кор выветривания, развитых в областях сноса:

Выветривание было длительным, глубоким, с преобладанием химического воздействия, так как полиминеральных осадков в сравнении с мономинеральными и олигоминеральными наблюдается

гораздо меньше. Анализ развития кор выветривания во времени показывает, что чем древнее коры выветривания, тем чаще распространены каолиновые и гидрослюдистые типы кор, реже охристый глиноземистый и еще реже — монтмориллонитовый и бейделлитовый (Виноградов, Ронов, 1956; Гинзбург, 1957). Развитие каолиновых кор выветривания обусловлено высокой устойчивостью каолина в различных химических условиях, наличием вод повышенной кислотности, процессов обеления продуктов железистых кор, возможно, ресилицификацией глиноземистых кор выветривания под влиянием гумидного и тропического климата. Тем более, что области их развития сложены породами кислого и среднего состава, в то время как на основных породах развиваются монтмориллонит и хлориты (Куковский, 1962).

Анализ кварцевых и глиноземистых пород бесспорно указывает на первичноосадочную кластогенную или гидролизную природу исходных осадков алданского архея. Действительно, мономинеральные кварцевые слои имеют меньшие размеры зерен кварца, чем слои, обогащенные полевыми шпатами. В областях сноса господствовало очевидно, интенсивное химическое выветривание, так как только в этом случае более крупные песчаные фракции в песчанистых образованиях в большей мере обогащаются минералами малоустойчивыми при выветривании (Сидоренко, 1955). На интенсивность, глубину выветривания указывают также низкое содержание Na и Ca , и высокие коэффициенты глинизации $K_g = \frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Na}_2\text{O}}$ в породах.

Следовательно, в архее (алданское время) в корях выветривания формировались те же продукты разложения, что и в современных условиях (каолинит, гидрослюда, гидраты глинозема и т.д.). В протерозойской коре выветривания на Анабаре (Иванов,

1964), в песчаниках спарангмитовой формации Норвегии (Giers, 1963) и в других докембрийских образованиях описан даже неизмененный каолинит (Кренделев, 1967). А.Б. Ронов (1964) считает, что уже в доархейское время (азой) формировались остаточные коры выветривания с высокоглиноземистыми глинами, которые, перетлагаясь, играли важную роль в процессах осадконакопления.

Области сноса в тектоническом отношении были спокойны, имели сглаженный рельеф. Лишь наличие аркозов (кварцито-гнейсов) и конгломератов в верхнеадданской свите указывает на возможную тектоническую активность. Районы латеритного выветривания достоверно установлены лишь в зоне перехода между стабильной и подвижной областями (корундовые месторождения Чайныт, Джалинда и др. на юго-западе шита). Наличие графита биогенного происхождения в продуктах кор выветривания указывает на возможное участие в процессах выветривания органической жизни (Келлер, 1966; Вернадский, 1960; Чайка, 1967; Сердюченко, 1952, 1955, 1960).

Особенности формационного выполнения областей накопления с признаками продуктов мощных кор выветривания, неоднократно перемытых и перестроенных, с подчиненной ролью конгломератов и аркозов позволяет характеризовать их как перикратонные прогибы (Павловский, 1959) или перикратонные геосинклинальные системы (Косыгин и др., 1964; Косыгин, 1969). Эрозия областей сноса была длительной и относительно спокойной и лишь в начальный период верхнеадданского времени интенсивность эрозии возрасла, что оставило следы в виде горизонтов конгломератов и аркозов.

Поэтому вряд ли Адданский шит является самым древним ядром Сибирской платформы, скорее всего более древние жесткие

Структуры находились где-то к юго-западу от щита, т.е. в районах Восточного Забайкалья (Становая, Олекминская и Байкальская складчатые зоны). Думается, что алданский комплекс не самый древний, а лишь наиболее древний из известных нам пока здесь образований. Не исключено, что среди протерозойских образований обрамления щита в тектонических блоках, сложенных чарнокитами и другими глубокометаморфизованными образованиями, могут обнаружиться и более древние породы. Тем более физико-химический анализ показывает, что породы этих блоков образовались в условиях более высоких температур и глубин, чем породы архея Алданского щита. Л.И.Салоп (1964), например, отмечал, что в западном нижнепротерозойском обрамлении щита имеются глыбы (Чарская и др.) с более древними породами, чем алданский комплекс. В.А.Кудрявцев (1966), В.П.Мироных (1966), А.И.Тугаринов (1967) и др. приводят данные для некоторых блоков Олекмо-Становой области и Восточного Забайкалья. Действительно, алданский комплекс имеет возраст от 1700 до 5300 млн.лет, наибольшее число значений соответствует возрасту 1950 млн.лет, а среди пород Становой и Байкальской складчатых зон отмечены образования с возрастом 4300-5650 млн.лет (Средне-Каларская глыба, блоки бассейна р. Гельм и др.), а пегматиты в породах этих блоков имеют возраст 2900-3000 млн. лет (Геохронология, 1968).

На месте прежней области сноса (архейского пенеплена) впоследствии развились протерозойская и байкальская подвижные области, а породы доархейского основания были в значительной части диафторированы. Видимо, процессы активизации жестких структур, широко проявленные в фанерозое, происходили и в нижнем архее.

Ю.К.Дзевановский (1960) также пришел к выводу о наличии материковых жестких выступов силала (литоплинтов), существовавших в архее и игравших для алданской складчатой области роль платформ. В период осадконакопления в алданской геосинклинали эти платформы служили областями размыва, а в эпоху складкообразования — рамой, к которой приспособлялись архейские деформации. Л.И.Салоп (1970) предполагал наличие более древних жестких областей сноса, сложенных кислыми породами, в том числе и гранитами, с которых поступал материал в алданскую подвижную область, но преимущественно в виде хемогенных (растворенных) продуктов.

Литологический анализ формаций алданского комплекса, особенно верхнетимптонской и тимптонской серий, отчетливо показал, что наряду с продуктами кор выветривания областей сноса и внутригеосинклинальных поднятий, сложенных гетерогенными образованиями преимущественно кислого и среднего состава, важную роль в накоплении высокоглиноземистых продуктов имеют вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования. Они сочетаются с терригенно-осадочными и хемогенными осадками (песчаниками, известняками, железными рудами и т.д.). Характерно, что к этим формациям относится и образование высокоглиноземистых осадков. Несомненно, здесь имеет место смешивание вулканогенного, терригенного и хемогенного веществ.

Геотектонические особенности формирования осадков

Судя по всему, архейская подвижная область была заложена на жестком основании. Косвенно это подтверждается наличием

крупных кольцевых структур, происхождение которых может быть объяснено воздыманием жестких глыб фундамента. Предполагается основной состав фундамента, на котором расположен адданский комплекс, ибо по данным А.Н.Угрюмова (1968) ксенолиты в мезозойских гранитоидах Аддана представлены на 90% амфиболитами и гранатовыми амфиболитами. На существование фундамента такого состава указывали также Н.Г.Судовников (1956), Е.В.Павловский (1963), Н.П.Васильковский (1966), Е.М.Лазько (1956,1965), Е.А.Кулиш (1964) и др.

Д.А.Косыгин и др. (1964) развивают идеи о том, что архейский комплекс Восточной Сибири формировался на еще более древнем щитовом, вероятно, представляющем собой первичную кору. Ю.К.Дзевановский (1958), А.М.Смирнов (1963, 1966), Т.В.Билибина (1966) и другие, учитывая коррелятивность и генетическое родство Анабарского, Адданского и Синокорейского щитов, считают, что раннеархейская подвижная область занимала громадную территорию на востоке Азии, а адданский комплекс представляет продукт лишь ее части.

Изучение формаций адданской подвижной области показывает, что они относятся к комплексам ранних и средних этапов развития геосинклинальных областей. Комплексы конечных этапов (молаасы, лагунные, наземно-вулканогенные и др.) отсутствуют. Вероятно, они просто уничтожены последующей денудацией, потому что эрозионный срез архея очень глубокий.

Образования начальных этапов развития адданской геосинклинали представлены подводно-вулканогенными спилито-кератофировыми и яшмовыми формациями, богатыми натрием, терригенно-осадочными песчано-глинистыми формациями (высокоглиноземистые породы, кварциты), полосчатыми кремнисто-железистыми формациями, пластовыми интрузиями ультрабазитов и т.д. Высокоглиноземистые формации вообще характерны для ранних стадий развития подвижных областей, причем формации с глубокой осадочной дифференциацией в ассоциации с кварцево-песчанистыми образованиями при подчиненном количестве

или отсутствия чарнокитов формируются во внешних поясах геосинклинальной области (многогеосинклиналь) и имеют явно эпиконтинентальный характер. Высокоглиноземистые породы, имеющие подчиненное значение в чарнокитовых толщах, характерны для центральных частей геосинклинальной области (эвгеосинклинали, интрагеосинклинали) (Каценский, 1961).

С.В.Обручев (1958), А.А.Каценский (1961) и другие на основе сопоставления разрезов архей щитов пришли к выводу о том, что значительное количество карбонатных горизонтов характерно для верхней половины разрезов, соответствующих среднему этапу развития подвижных областей. Этому же этапу отвечают большие толщи флишоподных осадков. А.А.Каценский (1958, 1961) для Анабарского и Алданского щитов, Г.Рамберг (Ramberg, 1948) для Гренландии, Г.К.Кужелов (1957) для Украины установили зональное строение архейских подвижных областей, указывающее на подразделение их на интрагеосинклинали и интрагеосантиклинали (поднятия, срединные массивы). Эти зоны в щитах различаются насыщенностью гранитоидами, фациями и мощностями суперкристалльных пород, фациями метаморфизма. Ширина зон достигает несколько десятков километров. Следовательно, для архейских подвижных областей также характерен режим колебательных движений, установленный для последокембрийских геосинклиналей.

Широкое развитие железомagneзиальных основных сланцев и гнейсов, близких по составу к основным и средним магматическим породам и их производным (туфы и т.п.), наличие в верхах разреза кремнистых и особенно глиноземистых пород, а также кремнисто-железистых образований и гранулитов, при почти полном отсутствии мраморов и терригенно-осадочных комплексов дает возможность заключить, что толща верхнетимптонской серии имеет вулканогенное, вулканогенно-осадочное и частично терригенное происхождение. По характеру стратиграфического распределения пород от основных монотонных образований внизу разреза до пестрой толщи вверху с развитием здесь

гранитовых, высокоглиноземистых и кремнистых пород (песчано-глинистые осадки) можно заключить, что верхнетимптонская серия представляет полный эвгеосинклинальный цикл седиментации. В.Г.Ветлужских и В.А.Кудрявцев (1966) отмечают в верхней части верхнетимптонской серии два "мега ритма": первый - муравьевская и джалиндинская свиты, второй - холодниканская и курбаликитская свиты. Каждый из "мега ритмов" начинается гранатовыми гнейсами и кварцитами и заканчивается мощной толщей гиперстеновых пород. В целом же к верхам серии возрастает роль кварцитов и глиноземистых пород с более тонким и частым их переслаиванием. К внутригеосинклинальным поднятиям приурочены формирования бокситов.

Иная обстановка создавалась при формировании иенгрской серии. Преобладание в низах серии (в верхнеалданской свите) кварцитов, высокоглиноземистых пород, корундитов, циркониевых пород, конгломератов и тому подобных образований и характерная фашиальная изменчивость пород в пространстве указывают на терригенно-песчано-глинистую природу первичного материала свиты, осадков многоэвгеосинклинального, перикратонного, субплатформенного характера. На субплатформенный характер некоторых участков областей накопления иенгрской серии указывает наличие внизу толщи конгломератов и аркозов. Высокая степень дифференциации осадочного материала в процессе седиментации и высокие концентрации глинозема указывают на относительно спокойный тектонический режим складчатой области в этот период ее развития. Роль вулканогенного материала не исключается, однако, она не была значительной. Высокая глиноземистость пород связана с каолиновым и материтовым составом переотложенных продуктов выветривания. По своей геотектонической природе участки накопления верхнеалданской свиты представляли своего рода переходные структуры между литоплинтом (кратоном) и геосинклиналь и имели переходные между ними черты, приближались по своим характеристикам к подвижным шельфам.

Между верхнетимптонским и иенгровским циклами, вероятно, существовал перерыв в осадконакоплении, на что указывают смена геолого-структурных условий седиментации, наличие в основании иенгровой серии конгломератов, аркозов (кварцито-гнейсов) и метаморфизованных россыпей монацита, рутила и циркона.

Учитывая карбонатный, кальциево-магниевый состав пород вышележащей фёдоровской свиты, можно сказать, что существенную роль в ее исходном материале играли морские карбонатные, мергелистые, доломитовые породы (карбонатно-морские и карбонатно-терригенные формации). Для ряда участков и стратиграфических подразделений свиты характерна значительная роль основных вулканогенных пород, офиолитов (Фрумкин, 1967; Фрумкин, Нужнов, 1968); что позволяет рассматривать эти толщи как эвгеосинклинальные образования. Накоплением толщ фёдоровской свиты завершился иенгровский мегацикл осадконакопления.

Следующим в развитии алданской подвижной области является тимптоно-желтулинский мегацикл (Фрумкин, 1967), образование которого представлено тимптонской и желтулинской сериями. От иенгровского мегацикла он, возможно, отделен перерывом в осадконакоплении, однако достоверных доказательств этому пока нет. В.А.Мокроусов, И.М. Фрумкин и др. предполагают между иенгровским и тимптонским мегациклами наличие "иенгровой" орогенической фазы, хотя они же указывают, что между иенгровскими и тимптоно-желтулинскими образованиями имеет место своеобразная переходная зона, в которой происходит плавный переход от иенгровских к тимптоно-желтулинским структурам.

Тимптонская серия сложена в основном чарнокитами и амфибол-диопсидовыми породами. Высокоглиноземистые породы - прослой гранатовых гранулитов, биотитовых пород с гранатом, силлиманитом и кордиеритом характерны для ее верхних подразделений. Первичный материал тимптонской серии представляет вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы эвгеосинклинального типа. Они относятся к спилитовой, спилит-кератофировой и кератофировой формациям и представляют тол-

щи лав, туфов, туфобрекчий, туфолав и т.д. Формирование этих формаций связано с этапами прогибания зон подвижной области, которое сопровождалось усилением дробления фундамента и активным подводным и надводным вулканизмом. В это же время внедрялись небольшие интрузии гипербазитов. В определенных фациальных зонах вулканогенные формации сопровождаются терригенными глинистыми и песчанистыми отложениями и слоями хемогенных (карбонатных, железорудных и других) образований. Высокоглиноземистые породы отмечаются в толщах, в которых отлагались терригенные осадки. Роль вулканогенно-осадочных и осадочных пород возрастает к верхам серии.

Джелтулинская серия представлена диопсид-амфиболовыми сланцами и гнейсами с многочисленными прослоями карбонатных пород. Прослой биотит-гранатовых гнейсов и сланцев слабо развиты в нижних частях разреза, их количество увеличивается к верхам разреза, где они составляют около 30% его объема. Серия сформировалась за счет морских, в меньшей мере терригенных и еще в меньшей – вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований. Она имеет слабо выраженный эвгеосинклинальный характер и формировалась по сравнению с тымптонской серией в относительно более спокойных условиях. Тымптонская и джелтулинская серии представляют один эвгеосинклинальный цикл развития алданской геосинклинали, что совпадает со взглядами И.М.Фрумкина (1967):

Тымптоно-джелтулинская область седиментации в свою очередь делится Тыргандинским глубинным разломом на две структурно-фациальные зоны (Фрумкин, 1967): Западная структурно-фациальная зона, сложенная преимущественно терригенно-морскими осадками с небольшим развитием вулканогенных образований (мощность 9 км), представляла крайнюю многоэписинклинальную часть области. Для восточной части комплекса, представленной толщей вулкаников с подчиненной ролью терригенно-морских осадков (мощность до 15 км), характерны признаки внутренней

эвгеосинклинальной части. Участие вулканитов в формировании осадочных толщ западной зоны прекратилось в кюрканское время, а в эвгеосинклинальной части оно отмечается по всему разрезу, хотя интенсивность его снижается снизу вверх.

Степень осадочной дифференциации материала в тимптоно-джелтулинском мегацикле возрастает снизу вверх, причем в западных частях подвижной области процесс дифференциации был более интенсивен и глубок, чем в восточном. И.М. Фрумкин и С.В.Нужнов (1968) предполагают, что различие в режимах седиментации и дифференциации подвижной области с обособлением двух структурно-фациальных зон обусловлено тем, что западная часть имела под собой жесткое основание материковой коры, а восточная — развивалась на первичной (океанической) коре, что и вызвало ее большую подвижность и более интенсивный основной вулканизм.

Более основным по составу является верхнетимптонский и тимптоно-джелтулинский циклы, более кислым — иенгрский. Средний состав первого и третьего циклов объясняется значительным развитием вулканической деятельности в подвижной области и в области пенеплена. Раскисление состава для всех трех циклов происходит в западном направлении, увеличение основности — в восточном.

Превращение архейской геосинклинали в складчатую сопровождалось глубоким метаморфизмом, ультраметаморфизмом и гранитоидным магматизмом. Эти процессы, наложенные на сформировавшиеся ранее комплексы и структуры, придали им ряд общих черт и признаков и превратили их в единый алданский комплекс.

В соответствии с составом крупных стратиграфических подразделений архея Алданского щита можно выделить три полных мегацикла осадконакопления: верхнетимптонский, иенгрский и

тимптоно-джалтулинский. Мегациклы имеют трансгрессиивный характер. Направление трансгрессии всегда широтное, с востока на запад, а общая тенденция движения седиментогенных областей геосинклинали с запада на восток. Особенно четко выделяется трансгрессиивный характер образований верхнеалданской и кенгрокой серий. На это указывают конгломераты и аркозы внизу толщи, мощные залежи песков со сложными и частыми литологическими переходами в пелитовые и хемогенные осадки, а также наличие лагунных ритмично-слоистых формаций (соленосных и углеродоносных). В кластогенных осадках имеют место признаки грубого флиша. Кроме крупных циклов, цикличность отмечается повсеместно в более мелких масштабах, начиная от флишеподобного переслаивания и кончая закономерным чередованием пачек пород мощностью до нескольких сотен метров.

Следует остановиться на проблеме стратиграфических перерывов в алданском архее. Перерывы, разделяющие крупные стратиграфические подразделения, предполагаются в нескольких местах, однако достоверных доказательств пока нет. Недостаточность фактического материала по этому вопросу объясняется степенью геологической изученности, пестрым составом толщ, повторяемостью в разрезе пачек одинакового литологического состава, высокой степенью метаморфизма, гранитизацией, обилием гранитного материала, интенсивной и неоднократной деформацией, плохой обнаженностью и др. Структурные несогласия, следы размыва (выпадение частей разреза) могут быть надежно установлены лишь в результате детальных геологических исследований конкретных участков.

Достоверные конгломераты установлены пока в низах иенгурской серии, а отсюда и наличие перерыва в осадконакоплении между верхнетимптонской и иенгурской сериями с возможным существованием здесь континентальных условий. По-видимому, конгломераты могли быть и на других стратиграфических уровнях, но в результате глубокого метаморфизма и интенсивных деформаций в условиях пластического состояния не сохранились.

Д.К.Дзевановский (1958), И.М.Фрумкин, С.В.Нужнов (1968) и другие предполагают несогласное налегание тимптонской серии на иенгурскую. Несогласие, якобы, улавливается по различному плану складчатых структур этих серий, но Н.И.Вережкин и др. (1966) указывают, что между сериями отмечаются лишь местные стратиграфические перерывы и что они залегают без признаков структурного несогласия или крупного стратиграфического перерыва, так как верхи иджакской и низы удунчинской свит очень близки по составу. Впервые на наличие перерыва между тимптонской и желтулинской сериями указал Д.К.Дзевановский (1958), учитывая наличие конгломератов в нижнем течении р. Тимптон. Однако последующие исследования показали, что эти "конгломератовидные" породы представляют тектопластиты - буднированные силикатные породы в карбонатном горизонте.

Возможно, процесс осадконакопления и сопровождался мелкими, локальными межформационными перерывами, но существенного значения они не имели. Такие перерывы наблюдались нами, в част-

ности, в верхнеадданской свите. К внутриформационным перерывам относится выпадение из разреза тимптонской серии свиты Доллу, в результате чего корьяканская свита залегает то на свите Доллу, то на верхнесуннагинской свите.

Иной точки зрения на развитие адданской подвижной области придерживается И.М.Фрумкин (1968). Считается, что адданская геосинклиналь была заложена на коре океанического типа. Наиболее ранние иенгрские образования представляют древнее ядро Сибирской платформы, вокруг которого нарастала кора континентального типа, то есть образования тимптоно-джедтулинского подкомплекса представляют складчатое обрамление иенгрского ядра.

Итак, архейская геосинклиналь не имеет принципиальных отличий от более молодых геосинклиналей. Ее особенности обусловлены только более простым строением земной коры и некоторой спецификой вулканизма и осадконакопления того периода. Что же касается тектонических условий развития архейской подвижной области Аддана, то они существенно зависели от динамики жестких структур, окружающих эту область. Во всяком случае наличие жестких структур, сложенных породами более древними, чем адданский архей, и свидетельствует о существовании континентальной кислой коры в тот период:

Следовательно, возникновение платформ и геосинклиналей происходит в более ранний, чем архейский этап геологической истории развития Земли.

Осадконакопление в Алданской подвижной области

Как уже отмечалось, высокоглиноземистые породы алданского комплекса представляют образования переотложенных кор выветривания. Меньшая доля в формировании высокоглиноземистых пород принадлежит продуктам разложения вулканогенного материала.

Породы алданского комплекса, особенно иенгрской серии, характеризуются удивительно резкой осадочной дифференциацией, что выражается в пестроте петрографического состава пород, в сложных фациальных переходах между ними, в разнообразии слоистости. Им свойственны значительная сортировка привносимого кластогенного, дисперсного и гидролизного материала вплоть до мономинеральных кварцевых песков и глин, четкое разделение его по составу, весу, форме, а также интенсивная окатанность кластогенных зерен. Это указывает на то, что транспортировка вещества из областей сноса в зоны накопления была обычно длительной и осуществлялась, вероятно, речными потоками большой протяженности со спокойным течением. Вероятно, имело место неоднократное переотложение и перемыв в процессе переноса. Транспортировка материала происходила во взвешенном состоянии или путем массового перемещения донных наносов, представленных тонкозернистым сортированным материалом. Отклонение от этих условий наблюдается в начальную стадию отложения верхнеалданской свиты, когда формировались кварцито-гнейсы (аркозы) и конгломераты. Эти комплексы были образованы при **ускоренном накоплении быстрыми потоками** и связаны с более интенсивной денудацией в областях пенеплена, вызванной возрастанием его тектонической активности.

Установлено, что в кварцитах размер зерен кварца достигает 1,5 мм, в кварцито-гнейсах - до 2 мм, а в конгломератах размер галек до 10 см. По данным М.А.Великанова (1955), скорость потоков достигала в первом случае 0,5 м/сек, во втором - 0,6 м/сек и в третьем - до 2 м/сек. Признаки докембрийских (> 3,5 млрд. лет) речных потоков установлены и в других регионах. В частности анализ литологии металлоносных конгломератов позволил установить их принадлежность к аллювиальным отложениям, среди которых устанавливается направление и контуры водотоков (Дю-Тойт, 1957; и др.).

Более короткими были пути транспортировки материала при формировании верхнетимптонской и тимптонской серий, сложенных менее дифференцированными вулканогенными образованиями. Высокоглиноземистые продукты сносились преимущественно с поднятий внутри подвижной области, расположенных вблизи зон осадконакопления.

Процессы транспортировки продуктов разрушения из питающей области в область седиментации приводят к изменению этих продуктов, что выражается в сортировке материала по крупности, удельному весу, форме частиц, истиранию и окатыванию материала, к дифференциации по степени их механической и химической устойчивости. Вместе с тем известно, что при переносе обломочного материала в аллювиальных условиях он не претерпевает значительных изменений в минералогическом отношении, несмотря на длительность и дальность переноса, независимо от проходимых климатических зон (Казанский и др., 1967).

Области накопления осадков в своей основе являлись морскими бассейнами, так как возникшие осадки имеют значительную дифференциацию, большие мощности, распространены на значительных площадях и включают в себя типично морские осадки (известняки, сульфидные, боратовые, марганцевые и тому подобные образования). Более высокие содержания бора в породах по сравнению с кларком также подтверждают морское происхождение осадков (Гольдшмидт, Петерс, 1938;

Reynolds, 1965; Landergren, 1945).

Кварциты образовались в прибрежной зоне на небольшой глубине, на что указывает грубая, а местами и косяя, равнонаправленная слоистость, наличие конгломератов, аркозов, размеры первичных песчинок (1-3 мм) и т.д. (Кулки, 1964, 1969). Накопленный материал в прибрежной зоне является полигенным. Дифференциация материала на пути доставки к бассейну, чередование осадков вдоль береговой линии, где интенсивно и постоянно воздействовали механическая работа воды и химическое выветривание при участии движущейся морской воды, приводившие к интенсивному разрушению, окатыванию обломков, отбору стойких компонентов и их дифференциации по физическим свойствам, обусловили накопление здесь обломочных кварцево-песчаных отложений, обогащенных наиболее инертными к выветриванию и переносу минералами. Концентрация тяжелых компонентов (рутила, монацита, циркона и др.) обычно происходит в сравнительно узкой полосе побережья.

В мелководных спокойных условиях шельфовых областей высокоглиноземистые породы ассоциируют с биотитовыми, биотит-амфиболовыми породами и чарнокитами, представляющими метаморфизованные глины и глинистые мергели. Здесь вообще наиболее развиты высокоглиноземистые породы, в том числе и силлиманитовые. В условиях полузакрытых неглубоких заливов и лагун отлагаются марганцевые, бороносные, окисно-железные осадки повышенной глиноземистости.

По мере удаления от берега поступающие осадки дифференцируются по удельному весу и размерам частиц, количество кlastогенного материала уменьшается, а коллоидно-дисперсного и хемогенного - увеличивается. В сторону глубоководных зон мощность накапливаемых осадков обычно возрастает, а их глиноземистость уменьшается. Для глинистых составляющих этих разрезов характерны тонкая, параллельная, хорошо выраженная и протяженная, местами линзовидная слоистость, отсутствие галек и косяя слоистости. В глубинных, спокойных условиях происходит

отложение хемогенных и органогенных осадков-известняков, доломитов, железных руд, графит- и сульфидсодержащих пород, в глинистых осадках увеличивается роль карбонатной составляющей и содержание щелочей.

В глубинных зонах или областях, удаленных от береговой линии, высокоглиноземистые породы залегает совместно с амфиболитами, протосенитами, основными кристаллическими сланцами, кальцифирами, мраморами (метаморфизованные мергелистые и карбонатные осадки). Породы с высокой глиноземистостью (с силлиманитом) здесь являются редкими, что вызывается значительным участием в их формировании кальцита и доломита, гидрослюда и хлоритов. Глиноземистые осадки этих зон отличаются повышенной железистостью, что обусловлено участием сидерита и наличием здесь восстановительной обстановки.

В конечный период осадконакопления верхнетимптонской толщи и в начальный этап иенгрской в самых западных частях была благоприятная геологическая и климатическая обстановка для образования, переноса и переотложения в прибрежных участках латеритового материала и формирования залежей бокситов.

Характерной формацией, характеризующей вторую стадию развития внутренних зон геосинклинальных областей, являются первично — флишевые образования, имеющие определенные закономерности в качественных и количественных сочетаниях элементов ритма. Это — морские осадки преимущественно мелководных, реже более глубоководных зон. Они представляют тонкослойные ритмичные толщи с двух-, трех-, реже четырехкомпонентными ритмами. В сложении толщи принимают участие кварциты, кварцито-гнейсы, биотитовые, высокоглиноземистые и основные гнейсы и сланцы, первичный материал которых соответственно представлял песчаники, алевролиты, глинистые, мергелистые и карбонатные осадки. Ритмичность отмечается в различных осадках: в глинистых песчано-аркозово-мергелисто-глинистых и кремнисто-железистых. Лито-

логический анализ показывает, что принципиальных различий в строении архейских и более молодых флишей нет. Флишеидные толщи отмечены во многих архейских регионах мира, в частности на Балтийском щите (Кратц, 1963). Как известно, ритмичность обусловлена изменением литофациальной обстановки, вызванной изменением обстановки в областях сноса, на путях доставки и в местах накопления (тектонические, климатические и т.д.).

Таким образом, в архее имеет место активное перераспределение глинозема, что выражается в зональности пелитовых осадков по химическому составу, когда минимум концентрации Al_2O_3 наблюдается в глубоководных зонах бассейна, а максимум — в береговой, где имеет место и бокситонакопление. Эта зональность глинистых осадков вызвана различием в расстояниях переноса, физико-химическими условиями осаждения и влиянием компонентов сопутствующих осадков.

Учитывая изложенные закономерности распределения осадков, можно предположить, что участки повышенной кремнистости соответствуют прибрежным зонам, зоны повышенной известковистости — поднятиям, зоны повышенной основности — пелагическим областям. Исходя из территориальной специфики химического состава архея щита, устанавливается зональное строение бассейна седиментации алданской подвижной области с постепенным его углублением в северо-восточном направлении с последующим некоторым уменьшением глубины и появлением поднятий.

Постоянство, устойчивость литологических и фациальных особенностей слоев, пластов и пачек на большой территории объяснено пологим рельефом области отложения и малыми глубинами, что характерно для зоны шельфа переходных структур. Область шельфа достигала 40–100 км. Л.Б.Рухин (1953) высказывает предположение.

что глубоководные бассейны как широко распространенная форма подводного рельефа появляются лишь в верхнем палеозое. Глубины более древних геосинклинальных областей были значительно меньшими.

Осадки иенгрской серии соответствуют идеальному профилю осадочных формаций (а именно: песчаники, алевролиты, глины, мергели, известняки), сформировавшихся по направлению от прибрежной зоны к пелагической. Это подтверждается литологическим анализом метаморфических пород с учетом их пространственного размещения, закономерным изменением содержания кластогенного, глинистого, гидролизного и растворенного вещества по мере удаления от береговой линии. В этом же направлении отмечается изменение химического состава главных, второстепенных и редких элементов, характерное для идеального ряда осадочных формаций. Следовательно, глинозем поступал в бассейн в форме коллоидов и коллоидно-дисперсных частиц. На осадки этого ряда в некоторых случаях накладываются биохимические и вулканогенные процессы, приносящие характерные для них продукты (карбонаты, леплы и т.д.).

Области накопления верхнетимптонских, тимптонских и желтулинских осадков представляли бассейны со слабо расчлененным рельефом, с обильным вулканизмом, в которых протекало накопление вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных пород.

Вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи верхнетимптонской и тимптонской серий обладают менее четкой дифференциацией вещества, что объяснимо их генезисом и условиями накопления. Для желтулинской серии более характерны карбонатные осадки, сочетающиеся с вулканогенными, вулканогенно-осадочными, хемо-

генными и терригенно-осадочными образованиями.

С других позиций рассматривает осадконакопление Н.В.Фролова (1962), которая считает, что первичный материал пород Алданского комплекса представляет продукты хемогенного разложения первозданных базальтов в условиях сверхтропического климата, однако это опровергается данными литологического анализа, по которым породы, слагающие щит, соответствуют гранодиоритовому и диоритовому, а не базальтовому составу.

Суммарная мощность алданского комплекса оценивается в 40 км. Поэтому процессы осадконакопления и вулканизма в архее были, очевидно, интенсивны. А.И.Тугаринов, Г.В.Войткевич (1966), учитывая скорость и продолжительность седиментации в докембрии, предполагают, что в этот период материал поверхности планеты неоднократно прошел цикл: денудация - снос - осадконакопление - метаморфизм - магматизм - денудация.

Таким образом, условия и процессы осадконакопления в ранне-архейской геосинклинальной области, особенно в отношении седиментации глинозема, не имеют принципиальных отличий от аналогичных факторов и явлений в более поздних, фанерозойских, подвижных областях.

Гидросфера, атмосфера, климат и органическая
жизнь раннего архея

Исследование высокоглиноземистых осадков даёт мало материала для ретроспективного описания гидросферы раннего архея.

Активное накопление карбонатов в виде отдельных пластов и компонентов глинистых и других пород, интенсивное кислое выветривание в областях сноса и на поднятиях внутри подвижных областей, активный гальмиролиз вулканогенных продуктов, активная миграция Al , Fe , Mg , Ca , формирование латеритов, более отдаленное от береговой линии отложение железа, активный перенос и соосаждение титана с кремнеземом указывают на несколько повышенную кислотность гидросферы того периода. Наличие карбонатов в осадках создало буфер, обеспечивающий стабильность состава воды океана в отношении pH.

Отложение карбонатов и карбонатных составляющих глинистых осадков, активная сорбция глинистыми минералами щелочей и других элементов, адекватные содержания бора в метapelитах Алдана и современных морских глинах дает возможность заключить, что соленость морских бассейнов того периода была близкой к солености гидросферы последующих периодов (Landergraaf, 1945; Reynolds, 1965; Macpherson, 1958). Существует представление, что солевой режим морской воды на протяжении последних 3 млрд. лет был неизменным (R.Reynolds, 1965). В частности X.Макферсон приводит среднее содержание бора для архейских пород Канады 0,0068%, для протерозойских - 0,0066%, в то время как кларк бора для литосферы - 0,0013%, а для фанерозойских осадков - 0,0012% (Виноградов, 1956). Наличие

свободного кислорода и значительных количеств углекислоты в атмосфере раннего архея обеспечили хлоридно-сульфатный состав растворенных солей. Н.М.Страхов (1963) и другие считают, что соленость архейских водоемов была значительно меньше и лишь к концу докембрия приблизилась к современной.

Местами отмечается образование донных фаций с восстановительной и сероводородной средой, что приводило к формированию ассоциации пород с сульфидами и графитом. В желтулинской серии сульфидсодержание породы слагают довольно мощные и протяженные горизонты. Сульфиды представлены пиритом, халькопиритом, реже ковеллином и редко галенитом и сфалеритом. Эти породы характеризуются весьма низкой степенью окисления железа. Первичный состав сульфидсодержащих пород разнообразен: кремнистые, алевритовые, глинистые, мергелистые и карбонатные образования. Восстановительные условия создавались и подтверждались наличием здесь больших количеств органического вещества и сульфидов, а также, возможно, развитием здесь специфических простейших организмов, судя по аналогии с современными водоемами такого характера. Спокойные условия, отсутствие перемешивания воды предохраняли эти зоны от поступления свободного кислорода. Эти условия создавались локально, на различных стратиграфических уровнях в застойных участках морского бассейна.

По сравнению с современной атмосферой атмосфера раннего архея содержала значительно больше углекислоты, меньше кислорода, видимо, при решающей роли азота. На значительную роль CO_2 в атмосфере раннего архея указывает несколько повышенная кислотность гидросферы, повышенная роль содового компонента в морских водах, обеспечивших значительную седиментацию доломита, более высокие $\text{Mg}:\text{Ca}$ в метапелитах алданского комплекса по сравнению с осадками фанерозоя, при которых насыщение раньше достигает MgCO_3 , чем CaCO_3 , а также значительные по масштабам процессы накопления карбонатных и карбонатно-силикатных осадочных пород (Сидоренко и др., 1968).

Одной из проблем докембрия является установление режима кислорода в его атмосфере (Виноградов, 1967; Сидоренко, 1967; Руби, 1957; Кулиш, 1970; Сердюченко, 1971; и др.). Накапливающиеся осадки в процессе седиментации соприкасались непосредственно с атмосферой архея или с растворенными в поверхностных водах ее газами. Естественно ожидать, что влияние атмосферы оставило в осадках те или иные следы.

Наиболее достоверную информацию об этих процессах дает $\text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{FeO}$, учитывая, что окисленные осадки сохраняют свой кислород при региональном метаморфизме вплоть до ультраметаморфизма (Coldschmidt, 1954; Rankama, Sachama, 1950; Добрецов и др., 1970). Присутствие в алданских толщах пород графита, пирита и гематита, расположенных недалеко друг от

друга, указывает на крайнюю инертность кислорода при региональном метаморфизме. Реакции окисления восстановления при метаморфизме, если и имели место, то были локальны, и различия в степени окисления компонентов от пласта к пласту не выравнивались. Д.С.Коржинский (1963) считает, что кислород при региональном метаморфизме является инертным компонентом.

Терригенно-осадочные толщи иенгрской серии сформировались за счет разрушения областей сноса, сложенных породами гранитного и диоритового состава (Кулиш, 1968). По данным Э.А.Струве (1940) и других, главнейшие магматические породы интрузивной серии, не подвергшиеся влиянию атмосферы и осадочного чехла, имеют $Fe_2O_3 : FeO$ в гранитах - 0,32, в кварцевых диоритах - 0,30, в диоритах - 0,29, в габбро - 0,18 и в перидотитах - 0,11. Средняя величина этого отношения составляет 0,24, вариации - 0,11-0,32.

Если атмосфера была бескислородной, то на поверхности Земли существовала восстановительная или нейтральная обстановка и тогда в образовавшихся осадках $Fe_2O_3 : FeO$ будет не выше 0,32 с вариациями до весьма малых величин. Если же атмосфера была кислородной, то аналогично современным процессам будут создаваться окислительные условия, а местами - восстановительные за счет накопления и разложения сульфидов и органического вещества. В осадках $Fe_2O_3 : FeO$ будет в среднем выше 0,32, а вариации частных значений будут более широкими

в большую или меньшую сторону. При этом следует учитывать, что первоначальные осадки, вероятно, содержали более высокие количества Fe_2O_3 , часть которого была восстановлена при диагенезе до FeO углеродистым и сульфидным веществом илов, следы которого повсеместно отмечаются в рассматриваемых породах, а также в процессе регионального метаморфизма. Н.А. Плаксенко (1966) указывает на значительную роль органического вещества в восстановлении железа докембрийских осадков, когда нередко оно приводило к восстановлению почти всего железа прибрежных фаций железистых кварцитов.

Высокие степени окисления железа обусловили наличие в женгрской серии гематитовых кварцитов, гнейсов и сланцев, образующих среди других парапород согласные пласты и пропластки определенного стратиграфического положения. Нередко гематитовые породы и руды образуют более мощные (до 15 м) и весьма протяженные залежи и горизонты (до 12 км). В бассейне р.Алдан автором отмечены конгломераты с гематитсодержащими цементом и гальками, а в бассейне р.Иенгры — метаморфизованные бокситы с гематитом. Иногда гематитовые породы тесно переслаиваются с магнетитсодержащими породами, то есть образованиями меньшей степени окисления железа. Местами отмечается тонкое чередование гематитовых, магнетитовых, кордиеритовых и биотитовых слоев мощностью до 2-3 мм, то есть имеется перемежаемость пропластков с резко различной степенью

окисления железа. Примером переслаивания слоев пород различной степени окисления является биотит-гиперстеновый сланец, в котором чередуются гематитовые, графитовые, биотитовые, гиперстеновые и гиперстен-биотитовые слои.

В высокоглиноземистых породах (288 анализов, табл. 27) при FeO (%) ($\bar{x}=3,97$, $\sigma_x=3,53$, $min=0,02$, $max=17,14$) и при Fe_2O_3 ($\bar{x}=2,24$, $\sigma_x=2,63$, $min=0,01$, $max=20,15$), значение $b=Fe_2O_3:FeO$ имеет: $\bar{x}=1,66$, $\sigma_x=7,66$, $min=0,0007$, $max=70,0$. Эти величины показывают весьма широкое колебание степени окисления железа в нижнеархейских метапелитах, сопоставимое с аналогичными значениями для глин фанерозоя. Средняя величина b метапелитов намного превосходит таковую в серии магматических пород, что является следствием значительного окисления железа при формировании этих осадков. Еще большие вариации можно наблюдать при рассмотрении всех типов пород алданского комплекса, где гематитовые кварциты и руды имеют $b \rightarrow \infty$, а в гранатовых, сульфидных и кордиеритовых породах $b \rightarrow 0$.

Различия в степени окисления железа характерны не только для линз и пропластков, но и для различных частей щита, пластов, горизонтов, свит и серий, причем контрастность значений b уменьшается в сторону более крупных стратиграфических и региональных подразделений (Кулиш, 1968, 1971). Наибольшая степень окисления железа наблюдается для верхнеалданской свиты, что является следствием того, что она сложена в значительной мере продуктами переотложенных кор выветривания,

которые подвергались наибольшему воздействию атмосферы того времени. Наименьшей величиной в характеризуется сута́мская свита, первичные осадки которой являлись морскими с относительно значительной долей органического углерода, сульфидов и карбонатного железа. Малая величина в отмечается и для иманграканской свиты – толщи вулканогенных пород спилитовой формации. Алданский комплекс имеет $\delta = 0,32$, адекватное среднему значению в ряде магматических пород, но несколько более высокое, чем для средних пород (диориты – 0,29, кварцевые диориты – 0,30). Это указывает, что хотя и имело место окисление метасадков архея, но оно было в целом небольшим, как следствие того, что в атмосфере архея было небольшое количество свободного кислорода.

Определенную информацию в этом отношении дает сравнение $Mn : Fe$ в метапелитах и глинах. Со временем оно неуклонно уменьшается (Ронов, Мигдисов, 1970). Это объясняется тем, что железо, окисляющееся более активно, чем марганец, с ростом содержания в атмосфере свободного кислорода более интенсивно осаждалось. В частности $MnO : (Fe_2O_3 + FeO)$ в высокоглиноземистых метапелитах Алдана равно 0,028, а в глинах фанерозоя оно колеблется 0,007–0,013.

В Окурданских и Кабактинских гольцах (низовья р.Иенгра) с гематитовыми кварцитами генетически связаны марганцевые

осадки с Mn^{+2} и Mn^{+3} . Окисный марганец входит в состав виридина, марганцовистого гематита и редкого пьомонтита.

В Гематитовом месторождении среди гематитовых кварцитов отмечаются баритовые ($BaSO_4$) образования первичноосадочного происхождения (Сердюченко, 1960). В разрезе федоровской свиты иенгрской серии и в свитах джелтулинской серии среди карбонатных, магнезиально-известковых толщ развиты пластовые залежи разнообразных скаполитовых сланцев, кальцифиров и мраморов со значительным содержанием скаполита. В скаполитах количество SO_4 иногда достигает 3,5%, что позволяет рассматривать их как сульфатскаполиты. Эти породы в дометаморфический период являлись сульфатсодержащими (гипс, мирабилит, глауберит и т.п.) известняками, мергелями, глинами и т.п. Наличие в первичных осадках серы с наивысшей в природных условиях степенью окисления до SO_4^{-2} может быть объяснено только наличием свободного кислорода.

Объективным критерием наличия свободного кислорода и заметных количеств углекислоты в атмосфере алданского архея является массовое осаждение карбонатных осадков в толщах федоровской, куренской, сутамской и др. свит комплекса.

Выше были изложены особенности седиментации в участках бассейна с сероводородным заражением и восстановительной средой, одним из условий сохранения которых являлось отсутствие доступа свободного кислорода. Восстановительные условия

создавались на месте органическим веществом и сульфидами.

Наличие в первичноосадочных породах алданского архея более высокой степени окисления железа в сравнении с глубинной серией магматических пород, широкие вариации отношения $Fe_2O_3 : Fe^0$ от полностью окисленного (гематитовые породы) до полностью восстановленного железа (кордиеритовые, сульфидные, гранатовые, гиперстеновые, графитовые породы), как следствие значительной дифференциации процессов окисления - восстановления при седиментации, присутствие пород с $Mn^{+3} SO_4^{-2}$ (виридин, барит, скаполит и др.), развитие фотофильных организмов - эти факты указывают на то, что атмосфера алданского архея содержала определенные количества свободного кислорода (Кулиш, 1970). Он принимал участие в процессах осадконакопления и формирования кор выветривания (гематит в корундитах и конгломератах), оказывая влияние в основном на сушу, приповерхностные и прибрежные воды. В противном случае эти явления полностью были бы исключены.

Свободный кислород генерировался фотофильными организмами, относительно широко развитыми в архее (Сидоренко, Сидоренко, 1968), а также за счет фотодиссоциации H_2O и CO_2 в высоких слоях атмосферы под влиянием ультрафиолетового излучения Солнца.

К аналогичным выводам о наличии свободного кислорода в атмосфере докембрия пришли А.В.Сидоренко (1967), Д.П.Сердюченко (1971), а также Д.И.Ищенко (1962) в процессе изучения

нижней свиты криворожского железорудного района Д.Берг (Berg, 1964), исследовав магнетит железистых кварцитов Верхнего озера (США), считает, что он образовался при окислении сидерита и гриналита в водной среде, содержащей растворенный кислород. Ф.Петтиджон (Pettijohn, 1943, 1949), исходя из наличия в протерозойских осадках Верхнего озера гематитовых оолитов совместно с кластогенным кварцем, а также мартитизированных галек железных руд в конгломератах, объясняет эти явления присутствием свободного кислорода. Исследования допротерозойских кор выветривания Финляндии, Карелии, Енисейского края, Блайнд-Ривер в Канаде, Гранд-Каньен в США, итабиритовой формации Мурува Британской Гвианы, ЮАР и др. показывают окисление FeO до Fe_2O_3 атмосферным кислородом. В.М.Чайка (1967) в процессе анализа материалов по докембрийским корам выветривания мира пришел к выводу о том, что атмосфера докембрия была по составу близкой к современной. В.Данн, Б.Данн и В.Валентин (W.Dunn, B.Dunn, Valentine, 1965) на основе астрофизических данных указывают на наличие кислорода в атмосфере ранних этапов развития Земли. В.Руби (1957) указывает, что для появления вышеперечисленных признаков и явлений требуется не более доли процента кислорода в атмосфере. А.П.Виноградов (1967) считает, что доархейская атмосфера могла содержать до 0,1% свободного кислорода. По сумме геохимических и биологических данных он определил, что

на границе катархея и архея (3,5 млрд.лет) в связи с развитием органической жизни количество O_2 начало увеличиваться, стало стабильным и достаточным, окись углерода, аммиак и т.п. были окислены, атмосфера приобрела основные черты современной и азотно-кислородный состав. Р.Чемберлин (Chamberlin, 1952) указывает на наличие свободного кислорода на протяжении всего геологического времени.

Ф.Кларк (Clark, 1924), А.Лоне (Lane, 1917), Ф.Петтиджон (Pettijohn, 1949), К.Ранкама (1957), Г.Юри (Urey, 1952), А.Польдерваарт (1957), Н.М.Страхов (1963), В.М.Синицын (1967), А.И.Тугаринов, Г.В.Войткевич (1966) и другие полагают, что появление свободного кислорода в атмосфере Земли произошло на рубеже протерозоя и палеозоя в связи с бурным расцветом органической жизни и усилившимся фотосинтезом, осуществляемым растениями. Появление свободного кислорода в протерозое связывают иногда с широким формированием джеспилитовых формаций, однако этому противоречит наличие аналогичных осадков и в палеозое, когда атмосфера явно была кислородной.

Относительно неширокое распространение гематитсодержащих пород в архее в сравнении с протерозоем и более поздними осадками обрамления щита позволяет предполагать постепенное увеличение роли кислорода в атмосфере.

А.Б.Роновым и А.А.Мигдисовым (1965, 1970), Р.Нанц (Nance, 1953) установлено, что несмотря на увеличение биогенного углерода в осадках со временем, а, стало быть, и увеличение восстановления железа при диагенезе, отношение $Fe_2O_3 : FeO$ со временем увеличивается. Это позволило им сделать вывод, что в ходе геологического времени на земной поверхности нарастала интенсивность окислительных процессов, находящихся в прямой зависимости от увеличения содержания свободного кислорода в атмосфере. Эти исследователи пришли к выводу, что к рубежу протерозой-палеозой приурочено возникновение атмосферы с близкими к современным соотношениями главных газов (кислорода и азота).

Климат раннеархейского времени на территории алданской подвижной области и примыкающих к ней областей пенегиена был достаточно теплый, влажный, с определенными сезонными колебаниями. Гумидный климат этих регионов подтверждается всеми критериями палеоклиматического анализа, полученными при исследовании литологии высокоглиноземистых пород. Это - наличие широких и глубокопроработанных кор выветривания, гидролизный характер максимального накопления глинозема в осадках со свойственной зонам гумидного климата зональностью концентрации алюминия, когда в береговой зоне накапливаются весьма высокоглиноземистые осадки, в том числе и бокситы, а

в сторону пелагических областей глиноземистость пород падает. Осадки гумидного климата обнаруживают широкий диапазон колебаний d_1 и s_1 (Ронов, Мигдисов, 1960), что свойственно и осадкам алданского комплекса. Влияние гумидного климата отразилось на весьма глубокой дифференциации осадков, цикличности седиментации и т.д. Местами климат достигал условий субтропического, что подтверждается формированием и накоплением латеритов. М.В.Чайка (1967), М.Шварцбах (Schwarzbach, 1961) пришли к выводу о постоянстве климата для всей Земли в ее докембрийский период. Теплому, гумидному климату способствовали большие количества углекислоты в атмосфере того периода, активно поглощающей тепловое излучение, и большие количества радиоактивных элементов в нижнеархейских образованиях.

Проблема органической жизни в архее весьма спорная, так как одни предполагают здесь наличие широко распространенных, хотя и примитивных организмов, другие смещают возникновение жизни в заметных масштабах к протерозою. Так, Е.Конвей (Conway, 1945) считает, что до верхнего докембрия вообще не существовало многоклеточных организмов; Л.Х.Аренс (1957) отмечает в родезийских породах наличие остатков организмов древнее 2700 млн.лет.

Широкое распространение графита в породах Алдана указывает на обильное и повсеместное развитие организмов. Графит

распределяется послойно, образуя тонкие пропластки значительной протяженности или концентрации чешуек в определенных пропластках или по плоскостям слоистости. Реже отмечаются линзовидные согласные залежи или пласты существенно графитовых пород. Концентрации графита приурочены преимущественно к относительно глубоководным фациям отложений. Послойное распределение графита, его ассоциация с сульфидами указывает, что он возник за счет органогенного вещества, накапливающегося в участках пологого дна, характеризуемого восстановительной средой при сероводородном заражении. Эта обстановка способствовала сохранению органического вещества от процессов окисления. На органогенный характер указывает $C^{12}:C^{13}$ в графите из алданских пород, совпадающее с таким же отношением в заведомо органогенном углеводе (С.А.Сидоренко, 1971).

Особый интерес представляют тонкослоистые графитсодержащие кварциты. Это порода с полосчатым распределением слоев то мономинеральных кварцевых (1,5–3,0 мм), то с графитом, турмалином, плагиоклазом, биотитом, гранатом и роговой обманкой. Подошва слоя обогатена графитом и силикатами, которые в кровле отсутствуют. Полосчатость, вероятно, является результатом сезонной слоистости, обусловленной определенными закономерностями накопления вещества в различные периоды года. Наибольшее формирование органического

вещества наблюдается весной и летом, сопровождаясь обильным поступлением глинистого вещества с дождевыми и тальми водами. Организмы были короткоживущими, так как лишь в этом случае совпадают периоды их максимального развития с максимальным отмиранием. Периодическое, сезонное накопление органического вещества в относительно глубоководных осадках может создаваться при условии лишь развития фотофильных организмов в приповерхностных слоях бассейна, так как с глубиной сезонные колебания не сказываются. Аналогичные образования описаны также в протерозое Восточных Саян (Савельев, 1966).

Мраморы и карбонатные составляющие пород алданского комплекса в своей основе рассматриваются как хемогенно-органогенные образования, учитывая наличие в них послонного графита. Приуроченность графитоносных пород к образованиям кор выветривания, являющихся, вероятно, глинами, обогащенными органическим веществом, позволяет предполагать участие биохимических процессов в архейском выветривании пород.

Широкое распространение графитовых образований в породах различных литологических фаций терригенно-морских осадков алданского комплекса указывает, что организмы были развиты в прибрежной и во внутриморских приповерхностных зонах бассейна. Организмы в большинстве своем, вероятно, были фотофильными простейшими водорослями. Так как графитоносные

образования известны лишь в терригенно-морских фациях, а в вулканогенных почти отсутствуют, то напрашивается вывод о том, что развитию организмов способствовали относительно спокойные и устойчивые условия морского бассейна.

По подсчетам В.И.Вернадского (1960), общая масса органического вещества составляет 0,01-0,001% от веса земной коры. Анализ распространения и количества графитоносных пород докембрия, проведенный А.С.Сидоренко и С.А.Сидоренко (1968), показал их соответствие более поздним периодам развития Земли. Нами установлено, что в алданском комплексе содержится 0,87% пород с содержанием графита более 0,1%, а в некоторых горизонтах и свитах они составляют до 8%.

Таким образом, в нижнем докембрии алданской области была распространена органическая жизнь, которая оказывала влияние на процессы седиментации, что подтверждает идею В.И.Вернадского (1960) о "геологической вечности" биосферы и продуктов ее деятельности.

Обобщая данные по условиям осадконакопления и геотектоническим особенностям развития алданской подвижной области, констатируем, что они не имеют принципиальных отличий от аналогичных явлений более молодых периодов развития Земли. В нижнеархейских образованиях наблюдаются в главных чертах те же закономерности и процессы, которые характерны и для

развития более молодых подвижных поясов. Следовательно, реконструкцию палеогеографических, палеотектонических, литолого-фациальных условий седиментации архея и в конечном итоге выяснение закономерностей развития Земли в этот период можно проводить методами, выработанными для аналогичных исследований более молодых, фанерозойских, образований, преломляя их через призму общей направленности эволюции земной коры.

ГЛАВА УШ

Полезные ископаемые, связанные с высокоглиноземистыми породами

Изучение литологии алданского комплекса дает широкие возможности для выяснения закономерностей размещения промышленно-ценных концентраций полезных ископаемых, возникших в осадочный период его формирования. С этим периодом связаны крупные месторождения железа, металлургического сырья, бора, алюминия, абразивов. Значительны перспективы по выявлению промышленных месторождений графита, марганца, титана и редких элементов. В частности, актуальна проблема поисков на Алдане древнейших россыпей рутила, монацита, а также метаморфизованных бокситовых залежей.

Высокоглиноземистые метаморфические формации представлены во всех подразделениях алданского архея, а в некоторых свитах они имеют ведущее значение. С этими формациями связаны различные полезные ископаемые, которые по своим генетическим особенностям относятся к осадочно-метаморфизованным месторождениям (Белевцев, 1968). Эти месторождения и проявления возникли за счет метаморфизма первичноосадочного вещества. Корундиты образовались за счет бокситов, силлиманиты и дистениты возникли при преобразовании каолиновых и

бокситовых глин, гранатиты представляют железисто-мергелистые метасадки, железистые и марганцевые руды, турмалиновые породы сформировались по соответствующим железистым, марганцевым и бороносным осадкам, графитовые породы - это метасадки с органомогенным углеродом, силлиманитовые кварциты возникли за счет каолинсодержащих кварцевых песчаников. Породы с повышенными концентрациями монацита, рутила, циркона, ортита и другими минералами являются метаморфизованными россыпями.

Эти породы испытали прогрессивный региональный метаморфизм гранулитовой фации. Он не привел к существенному изменению первичных пластовых и линзовидных форм залегания, а изменения химического состава были значительны лишь в отношении воды, хлора, углекислоты и т.п. Преобразование рудного вещества сопровождалось перекристаллизацией и формированием минеральных парагенезисов, равновесных в этих условиях метаморфизма.

В высокоглиноземистых формациях известны следующие виды минерального сырья.

КОРУНД, ЛИСТЕН, СИЛЛИМАНИТ. Процессы накопления первичных толщ алданского комплекса характеризовались исключительно глубокой осадочной дифференциацией вещества, в результате чего возникли громадные концентрации кремнезема, железа,

кальция, магния. Основными поставщиками материала были коры выветривания и гальмиролиз вулканогенных продуктов, что неизбежно приводило к накоплению в определенных фашиальных условиях столь же громадных количеств осадков, богатых глиноземом. Поэтому в широкоразвитых высокоглиноземистых толщах щита местами наблюдаются промышленные концентрации глинозема в виде корундовых, дистеновых и силлиманитовых пород.

Корундовые, дистеновые и силлиманитовые породы Южной Якутии по своим технологическим требованиям являются лучшим видом сырья для абразивной и огнеупорной промышленности. Кроме того, они могут являться рудой для получения алюминия, так как характеризуются низким содержанием SiO_2 , TiO_2 , Fe_2O_3 + FeO и высоким - Al_2O_3 .

Геолого-петрографическая характеристика корундовых и дистеновых пород приведена в гл. III. В Южной Якутии разведочными работами (1931-1944 гг.) выявлены два месторождения - Чайныт и Джалинда. Из них, по данным предварительной разведки, на Чайнытском месторождении подсчитаны запасы корунда и дистена в размере 34000 т. В подсчет вовлечены лишь четыре рудных тела из 18, обнаруженных на месторождении. Перспективные запасы месторождений Чайныт и Джалинда составляют более 140000 т. Кроме того, в пределах южной части щита известен еще ряд неоцененных проявлений, которые вместе с

Чайнытом и Джалиндой образуют полосу северо-западного простирания шириной 10–15 км и длиной более 150 км. В известной мере потенциально корундоносной является крайне западная часть щита, ограниченная с юга Чульманской юрской депрессией и с севера – платформенным чехлом кембрия (бассейн р.Алдан), где известны проявления этих пород. Следует отметить крайне незначительные объемы предшествующих работ по поискам, разведке и оценке корундовых месторождений, в силу чего даже обнаруженные рудные тела остались недоразведанными с поверхности, а многие из них вообще не вскрыты в коренном залегании. Параметры рудных тел не выяснены. Пока не обнаружены в коренном залегании корундовые тела с рудой типа "Экстра", хотя в русле р.Чайныт они образуют богатую крупноглыбовую россыпь корунда до 1,5 x 1,5 м, развитую на площади в 8 км². В силу недостаточной изученности, незначительных объемов предшествующих разведочных работ, район Чайныт-Джалинда остался в должной мере не оцененным, а подсчитанные запасы составляют, вероятно, лишь незначительную их часть. По мнению автора, основываясь на характере, размерах, генезисе и пространственном размещении корундовых проявлений, месторождения Южной Якутии значительно превосходят по запасам известные месторождения Индии и Африки аналогичного типа.

Учитывая характер и первичноосадочный генезис залежей корундитов и корундовых пород южной части Алданского щита

и особенности пространственного распределения их месторождений и проявлений, можно сказать, что перспективы на этот вид сырья весьма значительны. Дальнейшие поисковые и поисково-разведочные работы рекомендуется проводить в полосе западно-северо-западного простирания шириной до 20 км от верховья р.Севирикан вдоль р.Иенгра до верховьев р.Алдан. Здесь необходима постановка поисковых маршрутных работ масштаба 1:50000 и работ по оценке уже выявленных проявлений. В районе месторождений Чайныт-Джалинда прежде всего необходима съемка 1:10000, а местами и более крупного масштаба. Здесь также рекомендуется постановка геофизических работ, учитывая значительную физическую контрастность корундитов и окружающих пород. Не исключена перспективность на корундиты меридиональной полосы, протягивающейся от верховьев р.Амедичи до среднего течения р.Чуга, так как здесь имеется благоприятная геологическая обстановка и известны редкие находки корундовых пород. В целом залежи метабокситов располагаются с западной стороны зоны распространения кварцитов.

Основными методами поисков корундитов в региональном плане, кроме прямого обнаружения обломков корундовых пород, является шлиховый метод, причем диагностика корунда должна быть тщательной, так как при обычных методах изучения его легко принять за гранат альмандин-пиропового состава, всегда отмечаемый в шлифах этого района.

В практическом отношении интерес представляют силлиманититы - породы, сложенные силлиманитом на 60-70%, а также силлиманитсодержащие сланцы ($Si1 < 60\%$). Путем обогащения могут быть легко получены продукты с более высоким содержанием силлиманита. Эти породы развиты среди пород верхнеалданской свиты в бассейнах рек Иенгра, Горбылях, М. и Б. Молемакон. Мощность пластов пород колеблется от 1-2 м до 40 м, они прослеживаются на расстоянии до 1 км. Зона накопления силлиманитовых пород (первичнокаолиновых глин) протягивается в северо-западном направлении от верховьев р. Сутам, через Окурданские, Нихотские и Бугорькитинские гольцы и верховья р. Алдан к Сон-Титским и Кускангринским гольцам и далее в бассейн нижнего течения р. Чуга. Эта полоса дугообразно выгнута в центральной части к юго-западу. Литологически породы с наибольшим содержанием силлиманита и залежи силлиманититов тяготеют к северо-восточным частям участков широкого развития кварцитов, стратиграфически - к промежутку между нижним и средним горизонтами верхнеалданской свиты.

ГРАНАТ может быть использован как абразивный материал. Хотя большинство высокоглиноземистых пород нередко содержит гранат в количествах до 30%, наибольший промышленный интерес представляют гранатиты, эвлизиты и некоторые разновидности гранатовых кварцитов из верхнеалданской, кюриканской

и сутамской свит, развитых в бассейне р.Сутам, Гонам и Гонам -Тимптонском междуречье. Гранатиты, элизиты и гранатовые кварциты содержат граната до 80%, причем гранат обладает значительной крупностью (до 5-7 мм), относительно чист от включений, умеренно трещиноват и имеет с массой породы довольно четкие поверхности раздела, хорошо раскладывается на частицы с остроотрежущими краями. Эти породы образуют линзовидные залежи мощностью до 3-14 м и прослеживаются на сотни метров. Сопоставление известных гранатовых месторождений США с гранатовыми породами Алданского щита показывает, что последние не уступают первым по большинству технических показателей.

СИЛЛИМАНИТОВЫЕ КВАРЦИТЫ являются сырьем для огнеупоров. Разведано Керакское месторождение кварцитов, которые будут использованы для получения динаса на будущей вжно-якутской металлургии. Практически запасы таких кварцитов на щите неограничены. Перспективной на этот вид сырья является верхняя часть нижнего горизонта верхнеалданской свиты иенгурской серии.

ГРАФИТ. Среди высокоглиноземистых комплексов щита относительно широко развиты графитсодержащие породы. Это гранат-графитовые, силлиманит-графитовые, биотит-графитовые и т.п. породы, отмеченные во всех сериях щита. Они залегают в виде

пластов и линз мощностью до 25 м, прослеживаясь на 3–5 км. Содержание графита достигает до 50%. Графит представлен мелко- и крупночешуйчатыми разностями (до 2 мм), распределен послойно, нередко обогащает линзовидные участки с содержанием графита до 80%. Наиболее перспективными на графит являются породы желтулинской серии.

ЖЕЛЕЗО. Среди ряда генетических типов железных руд, связанных с седиментацией алданского комплекса (Перваго, 1966; Сердюченко и др., 1960), выделяются типы, непосредственно связанные с формированием высокоглиноземистых образований: первичноосадочные глиноземисто-железистые гнейсы и первичноосадочная формация железисто-кремнистых таконитов.

Гематитовое месторождение залегает среди биотитовых, биотит-силлиманитовых, кордиеритовых гнейсов, кварцито-гнейсов и кварцитов верхов Федоровской свиты, в которых отмечены мелкие прослойки турмалиновых, гематитовых и баритовых пород. Рудная гематитовая линза (мощностью около 100 м, протяженность до 600 м) тонкополосчата, содержит магнетит, силлиманит, кордиерит и др., а количество TiO_2 достигает 1,3%.

В бассейне рек Сутам, Усмун и др. известны залежи магнетитовых руд, залегающих среди кварцитов, кварц-гранатовых, силлиманитовых, биотит-гранатовых и кордиеритовых гнейсов, сланцев, гранулитов, основных чарнокитов и эндербитов. Рудные залежи (мощность до 150 м, протяженность до 900 м) содержат 30–70% магнетита, а также кварц, гиперстен и реже гранат, плагиоклаз, диопсид и т.д. Наиболее крупные тела приурочены непосредственно к пластам высокоглиноземистых пород, например, месторождение Ягиндя. Аналогичные железные рудопроявления в подобной геологической обстановке (среди

чарнокитов) наблюдаются на Украине, в Индии, на Кольском полуострове, в Уганде и других местах (Наденский, 1960).

Железистые кварциты верхнеалданской свиты относительно бедны железом (10–20%, иногда до 50%). В ряде случаев (р.р. Окурдан, Бишь и др.) в них отмечаются рудные линзы и выклинивающиеся пласты мощностью до $n \times 10$ м. Пласты магнетитовых и гематитовых кварцитов прослеживаются по простиранию до 2 км. Они ассоциируют с турмалиновыми и силлиманитовыми кварцитами и высокоглиноземистыми породами, в которые нередко постепенно переходят. Среди высокоглиноземистых гнейсов и сланцев часто отмечаются пластовые и линзовидные участки, обогащенные магнетитом до 75%. Обычно это гранат-магнетитовые или кварц-магнетитовые породы.

Во вмещающих толщах крупных железорудных месторождений Алдана наблюдаются залежи высокоглиноземистых пород. На Таежном и Магнетитовом месторождениях междурядная пачка (30–70 м) сложена биотитовыми, биотит – силлиманитовыми, силлиманитовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами, иногда содержащими графит и турмалин. В верхней рудной пачке (40–120 м) также отмечаются переслаивающиеся лейкократовые высокоглиноземистые гнейсы, мраморы и основные породы. Право-Канкунское месторождение характеризуется тем, что здесь подстилает продуктивный горизонт гиперстен-биотит-кордиеритовые сланцы с прослоями биотитовых, гранат-биотит-кордиеритовых гнейсов и сланцев. Унгринское рудопроявление залегает среди биотитовых, биотит-кордиеритовых гнейсов и кварцитов.

Перспективы на железо алданского комплекса детально освещены в работах В.А.Перваго (1966), Д.П.Сердюченко и др. (1960). Следует отметить, что из руд, связанных с

высокоглиноземистыми комплексами. наибольшие перспективы имеют железные руды, распространенные среди чарнокитов р.Сутам, учитывая, что руды такого генетического типа (вулканогенно-осадочные) могут давать большие промышленные концентрации.

РУТИЛ, ЦИРКОН, МОНАЦИТ, КСЕНОТИМ, ОРТИТ. Наличие в глиноземистых и кварцитовых комплексах устойчивых к выветриванию минералов с максимальными коэффициентами устойчивости к выветриванию (Момджи, 1960) свидетельствует о мономиктовом кварцевом составе кластогенных кварцевых отложений и, что представляется весьма важным, о перспективности их на россыпи рутила, циркона, монацита и др. В силу высокой химической и абразивной стойкости эти минералы концентрируются в наибольших количествах в кластогенных осадках наиболее простого состава, накопленного в процессе интенсивного отбора частиц по признаку абразивной и химической стойкости, размерам и удельному весу.

Анализ палеогеографической обстановки и условий накопления кластогенного материала показывает, что подобные наиболее благоприятные условия создавались вдоль западной и крайней юго-западной границы щита, учитывая выявленные закономерности по другим регионам (Момджи, 1960, 1964; Гурвич, Болотов, 1966; Чайка, 1960; и др.). Такие россыпи рекомендуется искать в западной и юго-западной части щита по внешней кромке развития протокластогенных толщ (кварцитов). Кроме первичнокластогенных концентраций рутила, местами в высокоглиноземистых породах наблюдается повышенное содержание титана в результате его накопления в коллоидно-дисперсной форме. Последующий метаморфизм создал силлиманит-

рутиловые залежи типа Кяхтинских. Поэтому такой тип месторождений титана на Алдане тоже является в какой-то мере перспективным.

Известны следующие проявления рутиловой минерализации. В бассейне р.Чильчи в верхнетимптонской серии пород, по данным А.Г.Каца, развиты пропластки рутиловых кордиерит-гранатовых гнейсов. В бассейне р.Иенгра в верхнеалданской свите нами и другими исследователями неоднократно отмечалось в силлиманитовых сланцах до 2% содержание рутила. По притокам р.Иенгра (рр. Холодникан, Чайныт и др.) в кварц-графитовых, гранатовых, корундовых и диафторированных сланцах отмечены содержания рутила до 1%. Значительны содержания рутила в некоторых видах корундитов и дистенитов месторождений Чайнытской и Джалиндинской групп. В силлиманитовых кварцитах в бассейнах рек Б. и М.Чульман силлиманитовые пропластки обогащены рутилом до 6% при мощности до 30-40 см. В гранатовом гранулите (р.Чуга) установлено содержание рутила 980 г/т (Лутц, 1967). Повсеместно, особенно в западной части щита, в рыхлых четвертичных отложениях отмечаются содержания рутила до 300 г на 1 м³ породы. Особенно широко это явление наблюдается в истоках рек Иенгра, Холодникан, П.Чульман, Горбылях.

В рыхлых отложениях на архейских породах содержится монацит, ксенотим, ортит и циркон. В некоторых местах содержание их достигает до 1,5 кг на 1 м³ породы.

Поэтому не исключены находки метаморфизованных цирконо-вых, циркон-рутиловых, ортитовых и монацит-ксенотимовых метаморфизованных россыпей в западной и юго-западной частях щита. Небольшие по мощности пропластки (до 1-2 м), обогащенные монацитом, ксенотимом, ортитом и цирконом с содержа-

нием до 1%, обнаружены в кварцевой толще Окурданских гольцов и в западной части щита (Сердюченко, 1960; Кулиш, 1964).

х х х

Таким образом, в алданском метаморфическом комплексе может быть выделена глиноземистая рудная формация, связанная с формированием высокоглиноземистых архейских толщ как продуктов переотложенных кор выветривания. С глиноземистыми толщами ассоциирует титано-редкометальная формация древних россыпей, возникшая в процессе накопления кластогенных осадков. Обе формации обусловлены процессами глубокой осадочной дифференциации.

Совокупность особенностей металлогении высокоглиноземистых образований архея Алданского щита дает возможность заключить, что в этом отношении для них характерны те же закономерности металлогении, что и для подобных образований последокембрийских складчатых зон.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Высокоглиноземистые породы алданского комплекса по природе своего первичного материала являлись осадочными и реже вулканогенно-осадочными песчано-глинистыми образованиями, в той или иной мере обогащенные карбонатами кальция, магния и железа, гидроокислами железа и марганца, местами соединениями бора, серы и органического вещества, а также кластогенным цирконом, рутилом, монацитом и др. Кроме того, установлены конгломераты, аркозы и бокситы.

2. Первичный материал высокоглиноземистых пород представлял переотложенные продукты глубокопроработанных сиалитовых кор выветривания. Местами создавались условия для лагеритового выветривания и образования переотложенных бокситов. Некоторое значение в поставке глиноземистого вещества имел гальмиролиз, разложение вулканогенных продуктов. Материал для формирования высокоглиноземистых осадков алданской подвижной области поступал с ее внутренних поднятий и областей сноса, находившихся за пределами этой области.

3. Области сноса были расположены к западу, юго-западу от алданской подвижной области, являлись жесткими структурами гетерогенного строения, характеризовались спокойным тектоническим режимом, сглаженной поверхностью и глубокопроработанными, широкораспространенными сиалитовыми корами выветривания. Области сноса по химическому составу слагающих их пород в целом соответствовали граниту, гранодиориту. Таким образом, к западу, юго-западу от Алданского щита в раннем архее располагались более древние, чем щит, консолидированные структуры земной коры сиалического (гранитного) состава.

4. Глиноземистые осадки алданского комплекса формировались в подвижной области геосинклинального типа, для которой характерно развитие мощных толщ осадочных, вулканогенно - осадочных и вулканогенных, преимущественно морских, образований, представляющих в значительной мере идеальные ряды осадочных формаций с контрастным и упорядоченным распределением химических компонентов в литоральном направлении.

5. Соленость водоемов того периода обеспечивала накопление пелитов, обогащенных щелочами и карбонатами. Местами формировались участки с сероводородным заражением и восстановительной обстановкой. Атмосфера раннего архея по сравнению с современной имела повышенные количества углекислоты и содержала свободный кислород в количествах, достаточных для широкого и дифференцированного развития окислительных процессов. Представители и продукты органической жизни принимали участие в процессах седиментации. Климат областей сноса и осадконакопления был гумидным, а в некоторых местах - субтропическим.

6. Региональный метаморфизм не вызвал существенных изменений в химическом составе высокоглиноземистых осадков алданского комплекса (исключая содержания легколетучих компонентов: воды, углекислоты, серы и др.), и в этом отношении он являлся изохимическим.

7. Высокоглиноземистые образования несут в себе промышленные концентрации глиноземистого, абразивного и огнеупорного сырья и перспективны на железо, титан, графит, редкие и рассеянные элементы. Выявленные закономерности формирования и размещения позволяют целенаправленно проводить геолого-разведочные работы.

8. Осадконакопление и геотектоническое развитие земной коры в раннем архее на территории Алданского щита не имеют принципиальных отличий от аналогичных явлений более молодых периодов развития Земли. Имеющиеся некоторые особенности архейских процессов и условий не выходят за пределы общих черт направленного и необратимого развития Земли.

Л И Т Е Р А Т У Р А

АРЕНС Л.Х. Древнейшие обнаженные породы Земли. Земная кора. ИЛ, 1957.

АРСЕНЬЕВ А.А. К стратиграфии архея р.Олекмы. Изв.АН СССР, сер.геол., № 6, 1939.

АРХАНГЕЛЬСКАЯ В.В. О современных взглядах на стратиграфию докембрия южной части Алданского щита. Тр.совещ.по разраб.униф. стр.схем Сибири. Изд.АН СССР, 1958.

БАЗИЛЕВИЧ А.С. Технологическое испытание дистено-корундовой породы Чайнытского месторождения. "Мин.сырье" № I, 1936.

БАРТ Т. Теоретическая петрология. ИЛ, 1956.

БАТУРИН В.П. Палеогеография по терригенным компонентам. Азерб. ОНТИ, 1937.

БЕЛЕВЦЕВ Я.Н. Принципы и методы металлогенических исследований докембрийских щитов. Вспр.метод.сост.металлоген. и прогноз. карт. Изд.АН УССР, 1960.

БЕЛЕВЦЕВ Я.Н. Метаморфогенные месторождения. Генезис эндо - ген.руд.месторождений. "Недра", 1968.

БЕЛОУСОВ В.В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, 1954.

БЕЛЬКОВ И.В. Кварцитовые сланцы свиты Кейв. Изд.АН СССР, 1963.

БЕНЕСЛАВСКИЙ С.И. Минералогия осадочных бокситов. Бокситы, их минералогия и генезис. Изд.АН СССР, 1958.

БЕРГЕР В.И. Гидротермальные изменения вмещающих пород на месторождениях горного хрусталя впа Алданского щита. Тр.ВСЕГЕИ, вып. 57, 1961.

БЕТЕХТИН А.Г. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. Основ.проб.в учении о магматоген.руд.месторожд. Изд.АН СССР, 1955.

- БЕУС А.С. Бериллий. Металлы в осад. толщах. "Наука", 1964.
- БИЛИБИНА Т.В. К геологии и металлогении Алданского щита. Вопр. генезиса и закон. разм. эндоген. месторожд. "Наука", 1966.
- БГАТОВ В.И. Об одной особенности в распределении бокситов. Пробл. бокситов Сибири. Н., 1967.
- БГАТОВ В.И., КАЗАРИНОВ В.П. Проблема латеритовых бокситов Сибири. "Геология и геофизика" № 7, 1970.
- БОГОМОЛОВ М.А. О природе кристаллических сланцев и карбонатных пород вблизи Кондерского массива. Петрогр. метам. и изв. пород Алданского щита. "Наука", 1964.
- БОНДАРЕНКО Л.П. Аллюмокремнистые метасоматиты в комплексе регионально-метаморфизованных пород (Кольский п-ов). Ультрамет. и метасом. докем. формации СССР. "Наука", 1966.
- БОРУКАЕВ Ч.Б., КОСЫГИН Ю.А., ПАРФЕНОВ Л.М. Принципы тектонического районирования докембрия. "Геология и геофизика" № 1, 1969.
- БУРАКОВ В.В., ПОДПОРИНА Е.К. Стронций. Минералогия, геохимия и главные типы месторождений. Тр. ИМГРЭ, вып. 12, 1962.
- БУШИНСКИЙ Г.И. О генетических типах бокситов. Сб. "Бокситы, их минералогия и генезис". Изд. АН СССР, 1958.
- БУШИНСКИЙ Г.И. Закономерности размещения бокситов в геосинклинальных областях. Сб. "Коры выветривания и бокситы Сибири и ДВ". Н., 1967.
- ВАН ДЕР ВАРДЕН Б.Л. Математическая статистика. ИЛ, 1960.
- ВАСИЛЬКОВСКИЙ Н.П. Геологическая природа азиатской ветви Тихоокеанского подвижного пояса. Вопр. геол. с.-з. сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1966.
- ВЕЛИКАНОВ М.А. Динамика русловых потоков. Изд. тех.-теор. лит., 1955.
- ВЕЛИКОСЛАВИНСКИЙ Д.А. Изменение химического состава метале-

литов мамской серии Северо-Байкальского нагорья с увеличением степени регионального метаморфизма. Ультрамет. и метасоматоз докем. форм. СССР. "Наука", 1966.

ВЕРЕКВИН Н.И. и др. Стратиграфия архея центральной части Алданского щита. Геол. и петр. докем. Алданского щита. "Наука", 1966.

ВЕРНАДСКИЙ В.И. Биосфера. Избр. произв., 5. Изд. АН СССР, 1960.
ВЕТЛУЖСКИХ В.Г., КУДРЯВЦЕВ В.А., СОКОЛОВ Н.А. Стратиграфия архея района верхнего течения р. Тимптон. Геол. и петрология докембрия Алданского щита. "Наука", 1966.

ВИНОГРАДОВ А.П., РОНОВ А.Б. Состав осадочных пород Русской платформы в связи с историей ее тектонических движений. "Геохимия" № 6, 1956.

ВИНОГРАДОВ А.П., РОНОВ А.Б. Эволюция химического состава глин Русской платформы. "Геохимия" № 2, 1956.

ВИНОГРАДОВ А.П. Закономерности распределения химических элементов в земной коре. "Геохимия" № 1, 1956.

ВИНОГРАДОВ А.П. Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах. 1957.

ВИНОГРАДОВ А.П. и др. О возрасте горных пород восточной части Алданского щита. "Геохимия" № 7, 1960.

ВИНОГРАДОВ А.П. Введение в геохимию океана. "Наука", 1967.

ВЛАСОВ Г.М. Рудные формации вулканических зон Тихоокеанского побережья. Тр. лаб. палеовулк., № 2, 1963.

ВОЙТКЕВИЧ Г.В., БЕЛОКРЫС Л.С. Следы древней жизни на Земле. "Сов. геология" № 4, 1960.

ВАССОЕВИЧ Н.Б. Флиш и методика его изучения. Гостоптехиздат, 1948.

ГЕОХРОНОЛОГИЯ докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. "Наука", 1968.

ГИНЗБУРТ И.И. Основные результаты изучения древних кор выветривания в СССР. Изв.АН СССР, сер.геол., № 12, 1957.

ГИНЗБУРТ И.И. Некоторые физико-химические моменты в образовании глин. Мат.сов.по исслед.и использ.глин. Львов, 1958.

ГОВОРОВ И.Н. и др. Геохимические циклы рудных элементов советского Дальнего Востока. Геохим.циклы Дальнего Востока. Владивосток, 1969.

ГОЛОВЕНОК В.К. Высокоглиноземистые конкреции в метаморфических толщах докембрия. "Лит.и полезн.ископ." № 1, 1967.

ГОЛЬДШИДТ В.М., ПЕТЕРС К. К геологии бора. Сб.ст. по геохим. ред.эл., 1938.

ГОРБАЧЕВ Б.Ф. Геологическое значение ресилификации бокситов. Генезис бокситов. "Наука", 1966.

ГОРЕЦКИЙ Ю.К. Закономерности размещения и условия образования основных типов бокситовых месторождений. Тр.ВИМС, № 5, 1960.

ГОРЖЕВСКИЙ Д.И., КОЗЕРЕНКО В.Н. Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. "Недра", 1965.

ГОРЛИЦКИЙ Б.А., КАЛЯЕВ Г.И. Распределение малых элементов в терригенных формациях докембрия как критерий реконструкции условий осадконакопления. "Проблемы осад.геол.докем." № 2. "Недра", 1967.

ГОРОШНИКОВ Б.И. Петрография высокоглиноземистых кристаллических пород докембрия Украины. "Наукова думка", 1971.

ГРИГОРЬЕВ В.Н. Геосинклинальные бокситы. Осад.и полезн.иск. вулкан.обл.прошлого. т.П. "Наука", 1968.

ГРИН Д., ПОЛЬДЕРВААРТ Э. Петрохимические провинции и петрохимические тенденции. Геохим.литогенеза. ИЛ, 1963.

ГУРВИЧ С.И., БОЛОТОВ А.М. Титано-циркониевые россыпи. "Недра", 1968.

ДЗЕВАНОВСКИЙ Ю.К. Алданский щит. "Геол.строен.СССР" № 3, Гостеолтехиздат, 1958.

ДЗЕВАНОВСКИЙ Ю.К. Архейский метаморфический комплекс Алданского щита. Тр.сов.по униф.стратигр.схем Сибири. Изд.АН СССР, 1958.

ДЗЕВАНОВСКИЙ Ю.К., СУДОВИЖОВ Н.Г. Докембрий Алданского щита и хребта Станового. Докл.сов.геол.,XXI сессия МГК. Проблема 9. Изд.АН СССР, 1960.

ДЗЕВАНОВСКИЙ Ю.К. Архейские образования Алданского щита. Совещ.по разраб.страт.схем ЯАССР, тезисы докл. Л.,1961.

ДЗОЦЕНИДЗЕ Г.С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. "Недра", 1969.

ДМИТРИЕВ Г.Х. Петрофизическая характеристика и генезис силлиманитсодержащих пород Среднего Побужья. Петрогр.докем.Русской платформы. "Наукова думка", 1970.

ДОБРЕЦОВ Н.Л. и др. Фации метаморфизма. "Наука", 1970.

ДРУГОВА Г.М. и др. Геология докембрия Алданского горнопромышленного района. Тр.ЛАГЕД, 1959.

ДРУГОВА Г.М. К характеристике гранулитовой фации Алдана. Тр. лаб.геол.докембрия, вып.9, 1960.

ДРУГОВА Г.М., КАРПОВ И.К., ЛЕОНТЬЕВ Г.И. Изменение химического состава пелитовых пород мамского района при региональном метаморфизме. Вопр.геол.петрол. и металлогении метаморф.компл. Востока СССР. Владивосток, 1968.

ДЮ-ТОЙТ А.Л. Геология Южной Африки. ИЛ, 1957.

ЕЛИСЕЕВ Н.А. Метаморфизм. Л.,1959.

ЗАКРУТКИН В.В. О петрологии чарнокитовой формации. "Геология и геофизика" № 8, 1970.

ЗЕДГЕНИЗОВ А.Н. Морфогенетические типы цирконов из кварцитов иенгурской серии Алданского щита. Геол.и петрол.докем. Алданского щита. "Наука", 1966.

ЗЕЛЕНОВ К.К. Перемещение и накопление железа и алюминия в вулканогенных областях Тихого океана. Изв.АН СССР, сер.геол., № 8, 1960.

ИВАНТИШИН М.Н. Металлогения докембрийских щитов Мира. Металлогения докем.щитов и древних подвижных зон. Изд.АН УССР, 1960.

КАДЕНСКИЙ А.А. Об условиях метаморфизма и ультраметаморфизма пород Алданского щита. Изв.АН СССР, сер.геол., № 9, 1956.

КАДЕНСКИЙ А.А. Проблема образования чарнокитов. Уч.зап.Ленинградского пед.ин-та, т.172, 1958.

КАДЕНСКИЙ А.А. Магнетитовое оруденение в Сутамском районе. Железные руды Южной Якутии. Изд.АН СССР, 1960.

КАДЕНСКИЙ А.А. Геология и петрология южной части Анабарского щита. Изд.АН СССР, 1961.

КАЗАНСКИЙ Ю.П., БГАТОВ В.И., КАЗАРИНОВ В.П. О роли выветривания в осадконакоплении. Корн выветр. и бокситы Сибири и Дальнего Востока. Н., 1967.

КАЗАРИНОВ В.П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. Гостоптехиздат, 1958.

КАЛУГИН А.С. О роли вулканизма и рифов в образовании бокситов геосинклинальных областей. "Лит. и полезн.иск." № I, 1967.

КОШУС А.В. Геологическое строение Кускангринского жильного поля и особенности формирования хрусталеносных зон месторождения Таборного. Автореф.дисс., 1969.

КАШКАЙ М.А. Адуниты, их генезис и использование, т.1,2. "Недра", 1970.

КАЦ А.Г. Новые данные по стратиграфии архея южного обрамления Алданского щита. Бюлл.МОИП, отд.геол., т.36, № 5, 1961.

КАЦ А.Г. К вопросу о стратиграфии архея юго-западной части Алданского щита. Тр.ВАГТ, № 8, 1962.

КЕЛЛЕР Б.М., МЕННЕР В.В. Органические остатки и стратиграфия докембрия. Всес.симпоз.по палеонтол. докем. и раннего кембрия. Н.,1965.

КЕПЕЖИНСКАС К.Б. Петрохимические особенности метаморфических пород тепторгинской серии (Витимопатомское нагорье). Вопр. петрохимии. Л.,1969.

КЕПЕЖИНСКАС К.Б., ХЛЕСТОВ В.В. Сравнение химизма метаморфических пород различных температурных ступеней. "Геология и геофизика" № 10, 1970.

КИЦУЛ В.И., ЛАЗЕБНИК К.А. Геология и петрология докембрийских образований района слияния Алдана и Унгры. Геол. и петрол. Алданского щита. "Наука", 1966.

КИЦУЛ В.И. и др. Стратиграфическое расчленение и корреляция метаморфических толщ верхнеалданской свиты венгурской серии Алданского щита. Геол. и петрол. докем. Алданского щита. "Наука", 1966.

КЛАРК С. Справочник физических констант горных пород. "Мир", 1969.

КОПАЕВИЧ Л.П. Новые данные по стратиграфии основания и верхней части разреза архея южной части окраины Алданского щита. "Геология и геофизика" № 6, 1964.

КОРЖИНСКИЙ Д.С. Петрология архейского комплекса Алданской плиты (пересечение по р.Тимптон). Тр.ЦНИГРИ, вып.86, 1936.

КОРЖИНСКИЙ Д.С. Докембрий Алданской плиты и хребта Станового. "Стратиграфия СССР" № 1, 1939.

КОРЖИНСКИЙ Д.С. Геохимия архейских наземных процессов. "Геология СССР", т.18. Госгеолтехиздат, 1947.

КОРЖИНСКИЙ Д.С. Очерк метасоматических процессов. Осн.пробл. в учении о магматоген.рудн.месторожд. Изд.АН СССР, 1953.

КОРЖИНСКИЙ Д.С. Соотношение между активностью кислорода, кислотностью и восстановительным потенциалом при эндогенном минералообразовании. Изв.АН СССР, сер.геол., № 3, 1963.

КОРИКОВСКИЙ С.П. Кварц-силлиманитовая фация кислотного выщелачивания в гранито-гнейсовых комплексах. ДАН СССР, 152, № 1, 1963.

КОСТИК В.П. Парагенетический анализ кристаллических пород Подольи в районе г.Винницы. Изд.АН УССР, 1955.

КОСЫГИН Ю.А. и др. О соотношении Сибирской платформы и геосинклинальных областей в докембрии. Тр.ЛАГЕД, 19, 1964.

КОСЫГИН Ю.А. и др. Докембрийская тектоника Сибири. Изд.СО АН СССР, 1964.

КОСЫГИН Ю.А. Тектоника. "Недра", 1969.

КОТЛЯР В.Н. Вулканогенные гидротермальные месторождения. Генезис эндоген.рудн.месторождений. "Недра", 1968.

КРАВЧЕНКО Г.Т. Околожильные изменения кварцитов, вмещающих хрусталоносные гнезда. Сообщ.СахКНИИ АН СССР, вып.5, 1957.

КРАСНЫЙ Л.И. Геологическая карта северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса масштаба 1:1500000. Изд.ГУГК МГ СССР, 1964.

КРАТЦ К.О. Геология карелид Карелии. Тр.ЛАГЕД, 16, 1963.

КРАТЦ К.О. и др. Литологические методы в изучении докембрия Карелии. Пробл.осад.геол.докем, вып.1. "Недра", 1966.

КРЕНДЕЛЕВ Ф.П. О поисках бокситов в докембрии. Коры выветривания и бокситы Сибири и Дальнего Востока. Н., 1967.

КРОПОТКИН П.Н., ШАХВАРОСТОВА К.А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. "Наука", 1965.

КРЫЛОВА М.Д., НЕЕЛОВ А.Н. Конгломератовидные породы архейского комплекса Алдана. Тр.ЛАГЕД, № 9, 1960.

КУДРЯВЦЕВ В.А. О стратиграфии и тектонике архея верховьев рек Тимптона и Гонама (Ю.Якутия). "Геология и геофизика" № 4, 1966.

КУДРЯВЦЕВ В.А. Архей бассейна р.Сутам. Геол. и петр. докем. Алданского щита. "Наука", 1966.

КУЖЕЛОВ Г.К. Геологическая структура Украинского кристаллического щита по геофизическим данным. "Сов.геология" № 59, 1957.

КУКОВСКИЙ Е.Г. О минералогических превращениях в коре выветривания кристаллических пород Украинского кристаллического массива. "Кора выветр." № 5. Изд.АН СССР, 1962.

КУЛИШ Е.А. Марганцево-глиноземистые породы с виридином архея Алданского щита. "Геология и геофизика" № 1, 1961.

КУЛИШ Е.А. Кварциты архея в южной части Алданского щита. Магадан, 1964.

КУЛИШ Е.А. К стратиграфии и тектонике архея южной части Алданского щита. Мат.по тектонике и петрологии Тихоокеанского рудного пояса. "Наука", 1964.

КУЛИШ Е.А. Некоторые вопросы петрологии кремнистых пород Алданского щита в связи с геохимией редких и рассеянных элементов. Вопр.петр.метаморф.и магм.пород. Владивосток, 1965.

КУЛИШ Е.А. Сутамская серия алданского архея. Вопросы геол.и рудоносности Дальнего Востока. Владивосток, 1965.

КУЛИШ Е.А. Литологический анализ метаморфических высокоглиноземистых пород архея Алданского щита. Магм.и метаморф.комплексы Дальнего Востока СССР. Хабаровск, 1967.

КУЛИШ Е.А. Особенности осадконакопления высокоглиноземистых пород иенгрской серии алданского архея. ДАН СССР, 179, № 3, 1968.

КУЛИШ Е.А., РОМАНКИН А.И. Химический состав иенгрской серии алданского архея и продуктов ее гранитизации. ДАН СССР, т.181, № 4, 1968.

КУЛИШ Е.А. Метаморфогенный рудогенез высокоглиноземистых формаций архея Алданского щита. Проблема метаморфоген. рудообраз. "Наукова думка", 1969.

КУЛИШ Е.А. Геология южноякутских корундитов архея. Вопр.геол., геох. и металлогении с.-в. сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1970.

КУЛИШ Е.А. Режим кислорода в атмосфере алданского архея. ДАН СССР, т.191, № 4, 1970.

КУЛИШ Е.А. Нижнеархейские высокоглиноземистые турмалиновые породы Алданской плиты. Вопр.геол., геохим. и металлогении с.-в. сект. Тихоокеанск. пояса. Владивосток, 1970.

КУЛИШ Е.А. Конгломераты низов иенгрской серии алданского архея. ДАН СССР, т.198, № 4, 1971.

КУЛИШ Е.А. Геология нижнеархейского алданского комплекса шга Якутии. Вопр.геол. и мин.сырья Дальнего Востока. Хабаровск, 1971.

КУЛИШ Е.А. Нижнеархейские коры выветривания и их роль в рудогенезе Алданской подвижной области. Совр.сост.учения о месторожд. полезн.ископ. Ташкент, 1971.

КУЛИШ Е.А., ПОЖИДАЕВА П.Т. Акцессорные минералы высокоглиноземистых пород Алданского щита и их литологическое значение. Вопр. геол. и мин.сырья Дальнего Востока. Хабаровск, 1971.

КУЛИШ Е.А. Накопление глинозема в нижнем архее Алданской подвижной области. Междунар.геохим.конгресс, т.2. М.,1971.

КУЛИШ Е.А. Металлогения седиментогенного алюминия в глубоко-метаморфизованном архее Алданского щита. Основные проблемы металлоген. Тихоокеанск. рудного пояса. Владивосток, 1971.

КУХАРЕНКО А.А. Минералогия россыпей. Госгеолтехиздат, 1961.

ЛАВРЕНКО Е.И. Парагенетические соотношения в богатых глиноземом кристаллических сланцах и гнейсах Алданского комплекса. ЗВМО, № I, 1957.

ЛАЗЬКО Е.М. Геологическое строение западной части Алданского кристаллического массива. Изд. Львовского ун-та, 1956.

ЛАЗЬКО Е.М. Об особенностях развития земной коры в архее и протерозое. Изв. Высш. уч. завед. "Геология и разведка" № II, 1961.

ЛАЗЬКО Е.М. Основы региональной геологии СССР, т. I, 2, 3. Изд. Львовского ун-та, 1962; "Недра", 1965, 1971.

ЛАЗЬКО Е.М., КИРИЛЮК В.П., СИВОРОНОВ А.А. О некоторых геологических формациях ранних этапов развития Земли. Геол. сб. Львовск. геол. общ., № II, 1968.

ЛАПАДЮ-АРТ П. О существовании и природе химического привноса в некоторых сериях кристаллических сланцев. "Пробл. образ. гранитов" № 2, 1950.

ЛЕБЕДЕВ В.И. Основы энергетического анализа геохимических процессов. Изд. ЛГУ, 1957.

ЛЕОНОВА Е.П. Карбонатные породы иенгрской серии архея центральной части Алданского щита. Уч. зап. Лен. пед. ин-та, 1958, 1972.

ЛЕОНТЬЕВ Л.П. О тектоническом плане Сибирской платформы в протерозое - позднем докембрии и о природе Вильфской впадины. Тр. Геол. музея АН СССР, 14, 1963.

ЛЕОНТЬЕВ Г.И. Методика корреляции разрезов ритмичнослоистых высокометаморфизованных осадков докембрия. Автореф. диссертации. Иркутск, 1970.

ЛИСТОВА Л.П. Физико-химические исследования условий образования окисных и карбонатных руд марганца. Изд.АН СССР, 1961.

ЛУТОВ С.Ф. Геологические особенности оловянно-вольфрамового оруденения Чукотки и вопросы поисков. "Недра", 1965.

ЛУНЕВА О.И. Состав и источники обломочного материала конгломератов из метаморфических толщ докембрия Кольского полуострова. "Сов.геология" № 12, 1963.

ЛУТЦ Б.Г. Парагенетический анализ гранитизированных высокоглиноземистых пород Алдана. Геол. и петрол. Алданского щита. "Наука", 1966.

ЛУТЦ Б.Г. Парагенетический анализ и TR-минерализация глиноземистых пород амфиболитовой и гранулитовой фаций Алдана и Кольского полуострова. Редкие эл. в породах различн. метаморф. фаций. "Наука", 1967.

ЛЯХОВИЧ В.В. Акцессорные минералы. "Наука", 1968.

МАРАКУШЕВ А.А. Петрология Таежного железорудного месторождения в архее Алданского щита. Магадан. 1958.

МАРАКУШЕВ А.А. Парагенезисы пересыщенных глиноземом архейских кристаллических сланцев Алданского щита. Физ.-хим. пробл. формир. горн. пород и руд, т. I. Изд.АН СССР, 1961.

МАРАКУШЕВ А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. "Наука", 1965.

МЕНЕРТ К. Новое о проблеме гранитов. ИЛ, 1963.

МИГДИСОВ А.А. О соотношении титана и алюминия в осадочных породах. "Геохимия" № 2, 1960.

МИЛЬНЕР Г.Б. Петрография осадочных пород. "Недра", 1969.

МИРОНИК Е.П. Структурно-стратиграфическое расчленение кристаллических образований нижнего докембрия западной части Алданского

щита и соотношение алекминской серии и станового комплекса. Геол. и петрол. Алданского щита. "Наука", 1966.

МИТИЧ Г.Б. Турмалинсодержащий горизонт в кварцитах Алданской плиты. ДАН СССР, 53, № 3, 1946.

МОИСЕЕВКО В.Г., МИХАЙЛОВ М.А. Перераспределение золота при осадконакоплении и метаморфизме. Вопр. геол., геохим. и металлоген. с.-з. сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1970.

МОКРОУСОВ В.А. Опыт структурно-стратиграфического расчленения архея на примере кристаллических толщ Тимптоно-Учурского междуречья. Матер. по геол. и полезн. ископаемым Якутской АССР. Вып. 18, 1968.

МОМДЖИ Г.С. Теоретические основы методики поисков россыпных месторождений полезных ископаемых. Закономерности размещения полезных ископаемых, т.4. Госгеолтехиздат, 1960.

МОМДЖИ Г.С. Титан. Металлы в осадочных породах. "Наука", 1964.

МОШКИН В.Н. Докембрий восточной части Станового хребта. Стратигр. СССР, Госгеолтехиздат, 1963.

НЕЕЛОВ А.Н. и др. Юго-западная граница и возраст Алданского щита. "Геология и геофизика" № II, 1962.

НИКИТИНА А.П. Древняя латеритовая кора выветривания докембрийских пород Воронежской антеклизы. Латериты, 1964.

НИКОЛАЕВ Н.И. Некоторые вопросы учения о геосинклиналях. "Сов. геология" № 41, 1954.

НУЖНОВ С.В., ЯРМОЛК В.А. Новые данные по стратиграфии докембрия на примере Алданского щита. "Сов. геология" № 5, 1968.

ОБРУЧЕВ С.В. Принципы корреляции докембрия Сибирской платформы и обрамляющих ее складчатых зон. Тр. межвед. совещ. по разраб. униф. стратиграф. схем Сибири. Изд. АН СССР, 1958.

ОЗЕРОВ К.Н., БЫКОВЕР Н.А. Месторождения корунда и кианита Верхне-Тимптонского района Якутской АССР. Тр.ЦНИГРИ, вып.82, 1936.

ПАВЛОВСКИЙ Е.В. Зона перикратонных опусканий – платформенные структуры первого порядка. Изв.АН СССР, сер.геол., № 12, 1959.

ПАВЛОВСКИЙ Е.В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. Геол. и петрол. докем. Изд.АН СССР, 1962.

ПАВЛОВСКИЙ Е.В., МАРКОВ М.С. Некоторые общие вопросы геотектоники. Тр.ГИН АН СССР, 93, 1963.

ПАРФЕНОВ Л.М. Структура докембрия востока Азии. Вопр. тектоники докемб. континентов. "Наука", 1970.

ПЕИВЕ А.В., СИНИЦИН В.М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях. Изв.АН СССР, сер.геол., № 4, 1950.

ПЕРВАГО В.А. Алданская железорудная провинция. "Недра", 1966.

ПЕРЧУК Л.Л. Равновесия породообразующих минералов. "Наука", 1970.

ПЕТРОВ В.П. Основы учения о древних корах выветривания. "Недра", 1967.

ПЛАКСЕНКО Н.А. Главнейшие закономерности железорудного осадочно-накопления в докембрии. Воронеж, 1966.

ПОЛЬДЕРВААРТ А. Химия земной коры. Земная кора. ИЛ, 1957.

ПОПОВ В.И. Геологические формации – естественно-исторические сообщества генетически связанных сопряженных горных пород. Самарканд, 1959.

ПРЕОБРАЖЕНСКИЙ И.А., САРКИСЯН С.Г. Минералы осадочных пород. Гостоптехиздат, 1954.

ПУСТОВАЛОВ Л.В. Петрография осадочных пород. Гостоптехиздат, 1940.

ПУТИНЦЕВ В.К. и др. Геология докембрия юга Дальнего Востока СССР и прилегающих территорий. Докем. вост. р-нов СССР, 1961.

РАНКАМА К. Геологические данные о химическом составе докембрийской атмосферы. Земная кора. ИЛ, 1957.

РАМДОР П. Рудные минералы и их сростания. ИЛ, 1962.

РЕУТОВ Л.М. К вопросу о стратиграфии иенгрской серии архея Алданского щита. Мат.по геол. и полезн.ископ. ЯАССР, вып.18, Якутск, 1968.

РИТТМАН А. Вулканы и их деятельность. "Мир", 1964.

РОЗЕН О.М. Метаморфизованная галька боксита в конгломерате среди докембрийских сланцев Кокчетавского массива (Ц.Казахстан). ДАН СССР, 174, № 4, 1967.

РОНЕНСОН Б.М. Некоторые геологические предпосылки для корреляции разрезов в толщах кристаллических сланцев. БМОИП, отд.геол., т.36, №1, 1961.

РОНЕНСОН Б.М. Геологические и петролого-геохимические предпосылки рациональной методики геологического картирования докембрийских кристаллических комплексов. Проблемы изуч.геол.докем."Наука", 1967.

РОНОВ А.Б., ХЛЕБНИКОВА З.В. Химический состав важнейших генетических типов глин. "Геохимия" № 6, 1957.

РОНОВ А.Б., ЕРМИШКИНА А.И. Распределение марганца в осадочных породах. "Геохимия" № 3, 1959.

РОНОВ А.Б., МИГДИСОВ А.А. Соотношение кларковых и рудных концентраций алюминия в осадочном цикле. Докл.сов.геол., XXI сессия МГК, пробл.1. Изд.АН СССР, 1960.

РОНОВ А.Б., МИХАЙЛОВСКАЯ М.С., СОЛОДКОВА И.И. Эволюция химического и минералогического состава песчаных пород. "Химия земной коры" № 1, 1963.

РОНОВ А.Б. Общие тенденции в эволюции состава земной коры, океана и атмосферы. "Геохимия" № 8, 1964.

РОНОВ А.Б., МИГДИСОВ А.А. Основные черты геохимии элементов-гидролизатов в процессах выветривания и осадконакопления. "Геохимия" № 2, 1965.

РОНОВ А.Б., ГИРИН Ю.Н. и др. Осадочная дифференциация в платформенных и геосинклинальных областях. "Геохимия" № 7, 1966.

РОНОВ А.Б., ЯРОШЕВСКИЙ А.А. Химическое строение земной коры. "Геохимия" № 11, 1967.

РОНОВ А.Б., МИГДИСОВ А.А. Эволюция химического состава пород щитов и осадочного покрова Русской и Североамериканской платформ. "Геохимия" № 4, 1970.

РУБИ В.В. Эволюция гидросферы и атмосферы в связи со специальным рассмотрением вероятного состава древней атмосферы. Земная кора. ИЛ, 1957.

РУДНИК В.А. Проявление ультраметаморфизма и анатексиса в ю.-в. части Алданского щита. Тр. ВСЕГЕИ, нов.сер., № 59, 1961.

РУХИН Л.Б. Основы литологии. Гостоптехиздат, 1953.

САВЕЛЬЕВ А.А. Опыт палеогеографических реконструкций на основе изучения отложений дербинской свиты нижнего протерозоя Восточного Саяна. Пробл.осад.геол.докем. "Недра", 1966.

САЛОП Л.И. Геология Байкальской горной страны, т. I. "Недра", 1964.

САЛОП Л.И. К вопросу об эволюции геологических формаций докембрия (ответ В.М.Чайке). "Сов.геология" № 8, 1970.

САХАМА Т. Рассеянные элементы в породах южной финской Лапландии. Ред.эл.в изверж.горн.породах и минералах. ИЛ, 1952.

СЕМЕНЕНКО И.П. Металлогения докембрийского щита и складчатых зон Украины. Металлоген.докем.щитов и древних подвижн.зон. Изд.АН УССР, 1960.

СЕМЕНЕНКО И.П. Метаморфизм подвижных зон. "Наукова думка", 1966.

СЕРДЮЧЕНКО Д.П. О составе и химической конституции марганцевых андалузитов. Зап.Всес.мин.общ., 78, вып.2, 1949.

СЕРДЮЧЕНКО Д.П. Железные руды Алданского горнопромышленного района. Коксующ.камен.угли и железные руды Алдан.горнопромышл. р-на ЯАССР. Изд.АН СССР, 1952.

СЕРДЮЧЕНКО Д.П. Минералы бора и титана в некоторых осадочно-метаморфических породах. Вторичн.изменен.осад.пород. Тр.ГИН АН СССР, вып.5, 1956.

СЕРДЮЧЕНКО Д.П. Девонская железорудно-бокситовая оолитовая формация. Очерки осад.месторожд.полезн.иск. Изд.АН СССР, 1958.

СЕРДЮЧЕНКО Д.П. Барито-гематитовые и силлиманито-корундовые месторождения из архейских осадочно-метаморфических формаций Якутии и Южной Африки. Геохим., петрогр. и минерал.осад.образ. Изд. АН СССР, 1963.

СЕРДЮЧЕНКО Д.П. и др. Железные руды Южной Якутии. Изд.АН СССР, 1960.

СЕРДЮЧЕНКО Д.П., ГЛЕБОВ А.В. Турмалины и турмалиновые породы из федоровской свиты алданского архея. Железные руды Южной Якутии. Изд.АН СССР, 1960.

СЕРДЮЧЕНКО Д.П., ГЛЕБОВ А.В., ПАВЛОВ В.А. Людвигитовая минерализация и (Fe, U, Th) парагенезис в древних платформах. Изд. АН СССР, 1963.

СЕРДЮЧЕНКО Д.П., ПАВЛОВ В.А. О генетических и геохимических особенностях борных месторождений. Редкие эл. в породах различн. метаморф. фаций. "Наука", 1967.

СЕРДЮЧЕНКО Д.П. Докембрийские метаморфизованные коры выветривания и их геохимические и минералого-петрографические особен-

ности. XXIII сессия МГК. Докл.сов.геол., пробл.4. "Наука", 1968.

СЕРДИЧЕНКО Д.П. Геохимические связи углерода в процессах формирования осадочно-метаморфических месторождений. Межд.геохим.конгресс, т.2, 1971.

СИДОРЕНКО А.В. К вопросу о связи минералогического и механического состава песков. ДАН СССР, 100, № 5, 1955.

СИДОРЕНКО А.В., ЛУНЕВА О.И. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. Изд.АН СССР, 1961.

СИДОРЕНКО А.В. Проблемы осадочной геологии докембрия. "Сов. геология" № 4, 1963.

СИДОРЕНКО А.В. Некоторые вопросы изучения докембрия. Проблемы осад.геол.докем., 2. "Недра", 1967.

СИДОРЕНКО А.В., ЛУНЕВА О.И. Значение конгломератов для познания истории докембрия. "Сов.геология" № 6, 1967.

СИДОРЕНКО А.В. и др. О вероятных аналогах амфиболитов. ДАН СССР, 182, № 4, 1968.

СИДОРЕНКО А.В., СИДОРЕНКО С.А. К распространенности предположительно биогенного углерода в докембрии. ДАН СССР, 183, № 1, 1968.

СИДОРЕНКО А.В. О едином историко-геологическом принципе изучения докембрия и постдокембрия. ДАН СССР, 186, № 1, 1969.

СИДОРЕНКО А.В. и др. К проблеме распространенности карбонатных отложений в докембрии. ДАН СССР, 189, № 6, 1969.

СИДОРЕНКО А.В., ЧАЙКА В.М. Значение кор выветривания и денудационных поверхностей выравнивания в истории докембрия. Металлогения осад.и осад.-метам.пород. "Недра", 1970.

СИДОРЕНКО А.В., СИДОРЕНКО С.А. Органическое вещество в докембрийских осадочно-метаморфических породах и некоторые геологические проблемы. "Сов.геология" № 5, 1971.

- СИДОРЕНКО С.А. Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия. Автореф.диссертации, 1971.
- СИНИЦЫН В.М. Введение в палеоклиматологию. "Недра", 1967.
- СИМАНОВИЧ И.М. Эпигенез и начальный метаморфизм шокшинских кварцито-песчаников. "Наука", 1966.
- СЛИНКО М.М. К вопросу о турмалинизации в пегматитах. Мин.сб. Львовск.общ., № 9, 1955.
- СМИРНОВ А.М. Сочленение Китайской платформы с Тихоокеанским складчатым поясом. Изд.АН СССР, 1963.
- СМИРНОВ А.М. Роль докембрийского фундамента в строении и развитии Тихоокеанского подвижного пояса. Вопр.геол. с.-э.сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1966.
- СМИРНОВ Н.В., ДУНИН, БАРКОВСКИЙ И.В. Теория вероятностей и математическая статистика в технике. Физматгиз, 1965.
- СМИТ Ф.Г. Физическая геохимия. "Недра", 1968.
- СОБОЛЕВ В.С. Физико-химические условия минералообразования в земной коре и мантии. "Геология и геофизика" № 1, 1964.
- СПИЦИН В.И., ГРОМОВ В.В. Поглощение радиостронция некоторыми минералами почв и глин. "Почвоведение" № 12, 1959.
- СТРАХОВ Н.М. и др. Образование осадков в современных водоемах. Изд.АН СССР, 1954.
- СТРАХОВ Н.М. Типы литогенеза и их эволюции в истории Земли. Госгеолтехиздат, 1963.
- СТРУВЕ Э.А. Сборник анализов изверженных и метаморфических горных пород СССР. Изд.АН СССР, 1940.
- СУДОВИКОВ Н.Г., НЕЕЛОВ А.Н. О возрасте станового комплекса. Тр.ЛАГЕД, вып.12, 1961.
- СУДОВИКОВ Н.Г. и др. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. "Наука", 1965.

ТЕНЯКОВ В.А. К геохимии ванадия в бокситах. "Геология" № 6, 1965.

ТЕНЯКОВ В.А. Геохимия бокситообразовательного процесса. Межд. геохим. конгресс, т.2, 1971.

ТЕРНЕР Ф.Д. Эволюция метаморфических пород. ИЛ, 1951.

ТЕРНЕР Ф.Д., ФЕРХУТЕН Д. Петрология изверженных и метаморфических пород. ИЛ, 1961.

ТРЕГЕР В.Е. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. Госгеолтехиздат, 1958.

ТРУСОВА И.Ф. Кокчетавский массив. "Петрогр. Центр. Казах." № 1, "Недра", 1967.

ТУГАРИНОВ А.И., ВОЙТКЕВИЧ Г.В. Докембрийская геохронология материков. "Недра", 1966.

ТУГАРИНОВ А.И. и др. О протерозойском возрасте алданского комплекса. "Геохимия" № 3, 1967.

ТЮРИН Б.А. Методика составления металлогенической и прогнозной карты на мезозойские бокситы по Центральному Казахстану. Мат. научн. сесс. по металлоген. и прогноз. картам. Алма-Ата, 1958.

ТЮРИН Б.А. К вопросу о методике составления металлогенических и прогнозных карт на небокситовое глиноземное сырье. Хим. и горнорудн. сырье Казахстана. Алма-Ата, 1968.

УТРИМОВ А.Н. Некоторые особенности строения фундамента Алданского щита в свете данных по ксенолитам в мезозойских интрузиях. Матер. по геол. и полезн. ископ. ЯАССР, вып. 18, 1968.

УСЕНКО И.С. и др. Формации Украинского щита. Геол. ж. АН УССР, XXIII, 1, 1963.

ФАЙФ У., ТЕРНЕР Ф., ФЕРХУТЕН Д. Метаморфические реакции и метаморфические фации. ИЛ, 1962.

ФЕРСМАН А.Е. "Геохимия", т.4. Избр. тр., т.5, 1959.

ФОРМОЗОВА Л.Н. Условия образования оолитовых железных руд в нижнем палеозое и докембрии. Тр.ГИН АН СССР, вып.70, 1962.

ФРОЛОВА Н.В. Об условиях осадконакопления в архейской эре. Тр.Ирк.ун-та, сер.геол., У,2, 1952.

ФРОЛОВА Н.В. Вопросы стратиграфии, регионального метаморфизма и гранитизации архея Южной Якутии и Восточной Сибири. Тр.Вост.-Сиб.геол.ин-та, сер.геол., № 5, 1962.

ФРУМКИН И.М. Структурно-литологический метод картирования докембрийских образований и результаты его применения на Алданском щите. Проблемы изуч.докембрия. "Наука", 1967.

ФРУМКИН И.М., НУЖНОВ С.В. Основные проблемы геологии архея Алданского щита. Мат.по геол. и полезн.ископ.ЯСССР, вып.18, 1968.

ФРУМКИН И.М. Стратиграфия и тектоника архея восточной части Алданского щита. Автореф.диссертации. 1971.

ЛАРКЕР А. Метаморфизм. ОНТИ, 1937.

ХЕРАСКОВ Н.П. Тектоника и формация. "Наука", 1967.

ХИЛЬТОВА В.Я., САВЕЛЬЕВ А.А., ШУЛЕШКО И.К. Петрохимия филлитов в разных зонах метаморфизма (Северо-Байкальское нагорье). ДАН СССР, 188, № 1, 1969.

ХЛЕСТОВ В.В., УШАКОВА Е.Н. Петрография и генезис Кяхтинского силлиманитового месторождения Бурятской АССР. Вопр.теор. и экспер.минерал., № 1, 1963.

ХОЛОДОВ В.Н., КОРЯКИН А.С. Редкие элементы в месторождениях бокситов. Геохим. минерал. и генет.типы месторожд.редких эл., т.3, 1966.

ХОРСТМАН Э.Л. Распределение лития, рубидия и цезия в изверженных и осадочных породах. Геохимия ред.эл., ИЛ, 1959.

ЧАЛКА В.М. Докембрийские титано-циркониевые россыпи рифейско-

го поднятия в Урал-Тав. Закономерн. разм. полезн. ископ. т.4. Изд. АН СССР, 1960.

ЧАЙКА В.М. Докембрийские аркозовые формации, метаморфизованные россыпи и циркониевый метод изучения метаморфических пород и гранитов. Пробл.осад.геол.докем., № I. "Недра", 1966.

ЧАЙКА В.М. Древнейшие осадочные формации платформ и основные проблемы экзогенного рудообразования в докембрии. Автореф.диссерт. М., 1967.

ЧАЙКА В.М. Об основных дискуссионных вопросах геологии докембрия и освещение их в монографии "Геологическое строение СССР". "Сов.геология" № 3, 1970.

ЧЕКИРДА А.И., ЭНТИН А.Р. Новые данные о сапфириновых ассоциациях Алданского щита. ДАН СССР, № 3, 186, 1969.

ЧУХРОВ Ф.В. К минералогии и геохимии бария в осадочных породах в связи с изучением Керченских баритов. Изв.АН СССР, сер.геол., № 3, 1937.

ШАБЫНИН Л.И. Виридин из Южной Якутии. ЗВМО, вып.3, 1948.

ШАБЫНИН Л.И. О генезисе Южно-Якутских железорудных месторождений. Изв.АН СССР, сер.геол., № I, 1958.

ШАТСКИЙ Н.С. Гипотеза Вегенера и геосинклинали. Изв.АН СССР, сер.геол., № 4, 1946.

ЩЕРБИНА В.В. Химия процессов минералообразования в осадочных породах. Вопр.минерал.осад.образ., вып.3-4, Львов, 1956.

ЩЕРБИНА В.В. Скандий в осадочных породах. Металлы в осад.породах. "Наука", 1964.

ЯНШИН А.Л. Палеогеографические условия образования бокситов в СССР. 1941.

ЯРМОЛИК В.А. Синий. Учуро-Майский район. "Геология СССР", т.19. "Недра", 1966.

Allen, V.T.; Nichols, W.L. Weathered gravels and sands of Oregon and Washington Sediment. Petrol., vol. 16, No 5, 1946.

Billings, M. Regional metamorphism of the Littleton-Noosilanke area, New Hampshire. Bull. Geol. Society of America, Vol. 48, 1937.

Bond, G. Outgrowths on zircon from southern Rhodesia. Geol. Magazine, No 1, 1948.

Butterfield, J. Outgrowths on zircon. Geol. Mag., vol. 73, 1936.

Chamberlin, R.T. Geological evidence on the evolution of the earth's atmosphere. The Atmos. Earth a. Planets, Chicago, 1952.

Chaus, G. Schwermineralien aus kristallinen Gesteinen, des Gebietes Zwischen Passau und Cham. Neues Jahrb. Geol. und Palaontol., No 1, 1936.

Chinner, Y. Almandine in thermal aureols. Journ. Petrol., No 2, 1962.

Clarke, F.W. The date of geochemistry, 1924.

Coetzee, C.B. Sillimanite-corundum rocks: a metamorphosed Bouxite in Namaqualand. Trans. Roy.Soc.S. Africa, 28, 1940.

Conway, E.Y. Mean losses of Na, Ca, etc. in one weathering cycle and potassium removal from the ocean. Am. Jour. Sol., vol. 243, 1945.

Dann, W.L., Dann, B.D, Valentine, W.Y. On the early history of the Earth. Geol. Soc.Am. Bull., 73, 3. 1965.

- Davidson, C.F. Uniformitarianism and genesis. *Min. Mag.*
No 3-4, 1964.
- Derry, D.R. Economic aspects of Archean - Proterozoic boundaries. *Economic Geology*, No 4, 56, 1961.
- Dunn, J. Aluminous refractory materials: cyanite, sillimanite and corundum in Northern India. *Geol. Surv. India Mem.*, 52, 1929.
- Eckelmann, F.D., Földerváart, A. Research on Archean rocks of Beartooth Mountains (Montana-Wyoming). *Bull. Geol. Soc. of America*, 68, 1957.
- Engel, A., Engel, C. Grenville series in the Northern Adirondack mountains, New York. *Bull. Geol. Soc. of Am.*, 64, 1953.
- Eskola, P. On the granulites of Lapland. *Amer. J. Sci.*, Bowen vol., 1952.
- Eskola, P. Die Entstehung der Gesteine, Berlin, 1939.
- Espenshade, G. Kyanite, sillimanite, and andalusite deposits of the Southern States; *U.S. Geol. Prof.*, 336, 1960.
- Faber, H. On the salt-solutions in microscopic cavities in granites; *Denmarke Geol. Undersogelse*, No 67, 1941.
- Frederickson, A. Some mechanisms for fixation of uranium in certain sediments: *Science*, 108, 1948.
- Gismö, O. Kaolin as a Weathering product of Pre-Cambrian sandstone (sparagnite) in the Roudane mountains E. Norway: *Norsk. Geol. Tid.*, 43, 4, 1963.

Gille,J.B. Mountain building in the Canadian Pre-Cambrian shield: Reports of the 18th sess. Intern. Geol. Congr., London, 1952.

Goldschmidt,V.M. Geochemistry. Oxford, 1954.

Goldschmidt,V.M. Drei Vortrage uder Geochemie: Geol. Foren. Forh., 56, 1934.

Goldschmidt,V.M. Die Kontaktmetamorphose in Kristianiagebiet: Vidensk. Skrifr.,I,Mat.-Nat.Kl.,II,1911.

Grant,F. Petrographic and chemical data on the Canadian shield: J. Geol., 46, 1938.

Heinrich,E.M.,Corey A.F. Manganian andalusite from Kiawa Mountain, Rio Arriba County, New Mexico. Am.Mineral. ,44,N 11-12, 1959.

Hunter,D.R. Petrology classification of the Swaziland granite Trans. Geol. Soc., S.Aft., vol,57, 1957.

Hunter,D.R. The mineral resources of Swaziland: Mbabane, 1962.

Kulish,E.A. Accumulation of alumina in early Archeann of the Aldan mobile region: Thesis of the reports to the International Geochemical Congress, Moscow, 1971.

Laffitte,P. Introduction a l'etude des roches metamorphiques et des gites metalliferes: Masson, Paris, 1957.

Lane,A.C. Lawson's correlation of Pre-Cambrian era: Am.J.Sci.,4,43, 1917.

Landergren,S. The distribution of boron in some Swedish sediment rocks and iron ores. The boron circle in the upper lithosphere: Ark.Kemi. Min.Geol., 26, 1945.

Macpherson, H.G. A chemical and petrographic study of Pre-Cambrian sediments: *Geoch. et Cosmog. Acta*, 14, 1958.

Mehnert, K.R. Composition and abundance of common metamorphic rock types: *Handbook of Geochemistry*, Berlin-Heidelberg-New York, 1969.

Miyashiro, A., Haramura, H. Sedimentation and regional metamorphism in the Paleozoic geosynclinal pile of Japan: *Bull. Indian Geoph. Union*, 3, 1966.

Nanz, R.H. Chemical composition of Pre-Cambrian slates with notes on the geochemical evolution of lutites: *J. Geol.*, 61, 1953.

Pettijohn, F., Bastron, H. Chemical composition of argillites of Cobalt series (Pre-Cambrian) and the problem of soda-rich sediments: *Bull. Geol. Soc. Am.*, vol. 70, 5, 1959.

Pettijohn, F.J. Archean sedimentation: *Bull. Geol. Soc. Am.*, 54, 1943.

Pitchev, W.S., Sinha, R.C. The petrochemistry of the Ardara aureole: *Quart. Journ. Geol. Soc.*, London, 113, 1957.

Poldervaart, A., Backstrom, J.L. A study of an area at Kakrmas (Cape Province): *Trans. and Proc. Geol. Soc., Africa*, 1949.

Poldervaart, A., Eskelmann, F. Growth phenomena in zircon of antochionous granites: *Bull. Geol. Soc. Amer.*, No 7, 1955.

Poldervaart, A. Zircons in rocks: *Amer. G. Sci.*, No 8, 1955, No 9, 1956.

Ramberg, H. On the petrogenesis of the gneiss complex between Sukkertoppen and Christanshab, West Greenland: *Dansk. Geol. Foren. Medd.*, No 3, 1948.

Rankama, K. New evidence of the origin of Pre-Cambrian carbon: Bull. Geol. Soc. Amer., 59, 389, 1948.

Rankama, K., Sahama, T.Y. Geochemistry; Chicago, 1950.

Rankama, K. Origin of carbon in some early Pre-Cambrian carbonaceous slates from Southeastern Manitoba Canada: Soc. Geol. Finland, C.R., 27: Comm. Geol. Finland, 166, 1954.

Reilly, Y.A., Shaw, D.M. An estimate of the composition of part of the Canadian shield in Northwestern Ontario: Canad. Journ. of Earth Sci., vol. 1967.

Reynolds, R.C. The concentration of boron in Pre-Cambrian seas: Geoch. et Cosmoch. Acta, vol. 29, No 1, 1965.

Roy, B. Kyanite deposits in Chundi estate, Nellore distr. Rec. Geol. Surv. India, 86, 4, 1960.

Schwarzbach, M. Das Klima der Vorzeit: Stuttgart, 1961.

Söderholm, J.J. The average composition of the earth's crust in Finland: Comm. Geol. Finland, Bull., No 70, 1925.

Shaw, D.M. Geochemistry of pelitic rocks. Part III. Major elements and general geochemistry: Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 67, No 10, 1956.

Shaw, D.M., Reilly, Y.A., Muysson, J.R. An estimate of the chemical composition of the Canadian Pre-Cambrian shield: Canad. Journ. of Earth Sci., vol. 5, No 4, 1967.

Spotts, J. Zircon and other accessory minerals of Coast Range Batholith, California: Geol. Soc. Am., 73, 11, 1962.

Stewart, F. Chemical data on a silica-poor argillaceous ornfels and its constituent minerals: Miner. Mag., 26, 178, 1942.

Thode, H.Y., Macnamara, J., Fleming, W. Sulphur isotope fractionation and geological and biological time scales: Geoch. Cosmoch. Acta, No 3, 1953.

Tomita, T. Geologic significance of the colour of granite zircon and the discovery of the Pre-Cambrian in Japan: Mem. Fac. Sci. Kyushu Univ., No 2, 1954.

Turekian, Wedepohl. Distribution of the elements in some major units of the earth's crust: Geol. Soc. Bull., vol. 72, No 2, 1961.

Tuttle, O., Bowen, N. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{Na Al Si}_3\text{O}_8$ - $\text{K Al Si}_3\text{O}_8$ - SiO_2 - H_2O ; Geol. Soc. Am., 74, 1958.

Twenhofel, W.H. The rounding of sand grains: Journ. of Sed. Petr., vol. 15, No 2, 1954.

Uray, H.C. On the early chemical history of the earth and the origin of life: Nat. Acad. Sci., Proc., 38, 1952.

Vitanage, W. Studies of zircon types in Ceylon Pre-Cambrian complex: J. Geol., 65, No 2, 1957.

Walker, C. Size fractionation applied to geochemical studies of boron in sedimentary rocks: Journ. Sed. Petr., No 3, 1963.

Wulfig, B. Viridin und seine Beziehung zum Andalusit. Sitzb. der Heidelb. Akad. d. Wissensch. Ab. A. Mat-ph. 12, 1917.

Wyatt, M. Zircons as provenance indicators: Am. Min., 11, 1954.

Zwart, H.J. Metamorphic history of the Central Pyrenees; Leidse Geol. Mededel., vol. 22, 1959.

РИСУНКИ
И ОБЪЯСНЕНИЯ К НИМ

FIGURES
AND EXPLANATIONS TO THEM

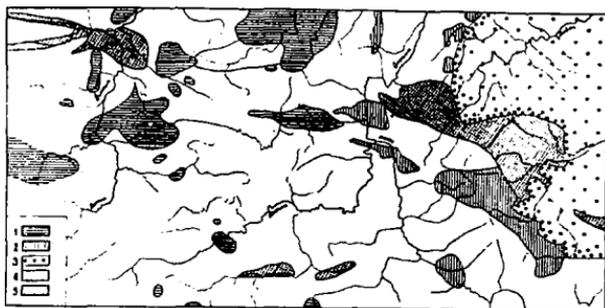


Рис.1. Схема размещения докембрийских образований юго-восточной части обрамления Сибирской платформы: 1 - нижнеархейские комплексы Становой складчатой области, 2 - верхнетимптонская серия, 3 - иенгрская серия, 4 - посленижнеархейские кристаллические образования, 5 - послеархейские осадочные комплексы.

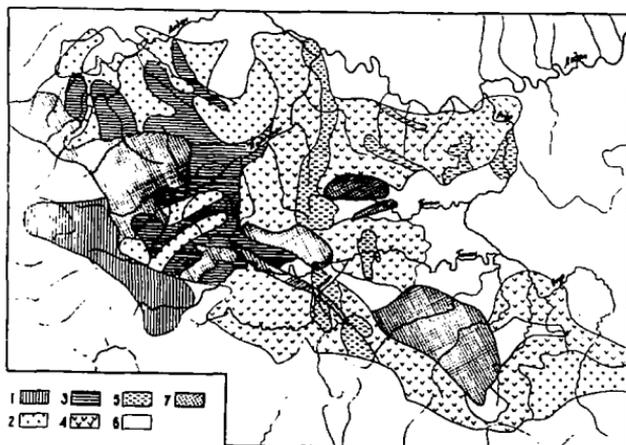


Рис.2. Схема размещения подразделений алданского комплекса: 1 - верхнетимптонская серия, 2 - верхнеалданская свита иенгрской серии, 3 - федоровская свита иенгрской серии, 4 - тимптонская серия, 5 - желтулинская серия, 6-7 - послеархейские образования.

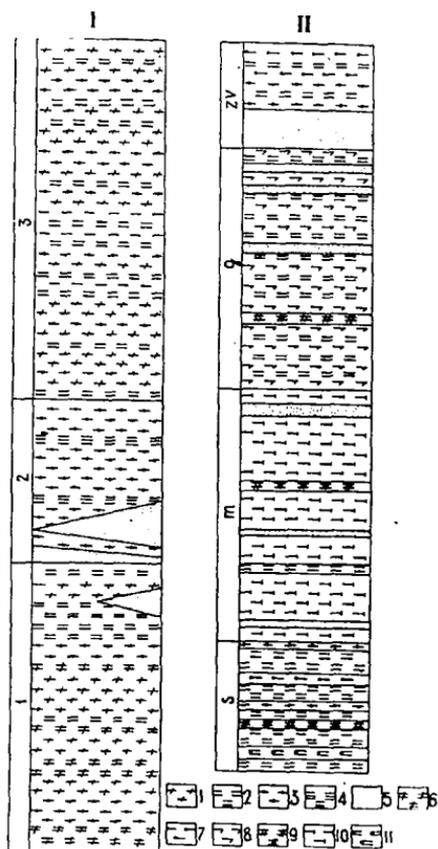


Рис. 3. Стратиграфические колонки верхнетимтонской серии края Зверева (I) и низовья р.Иенгры (II): s - сыгынакская, m - муравьевская, z - джалиндинская, zv - зверевская; в колонке: 1, 2, 3 - свиты безымянные. Породы: 1 - диопсидовые гнейсы и сланцы, 2 - биотит-гиперстеновые гнейсы и сланцы, 3 - биотит-гранатовые, гранатовые гнейсы и сланцы, 4 - силлиманитовые, силлиманит-биотитовые, гранат-кордиерит-биотитовые гнейсы и сланцы, 5 - кварциты, 6 - биотит-амфиболовые гнейсы и сланцы, 7 - гранулиты, 8 - биотитовые гнейсы и сланцы, 9 - амфиболовые гнейсы и сланцы, 10 - двупироксеновые гнейсы и сланцы, 11 - гранат-гиперстеновые гнейсы и сланцы.

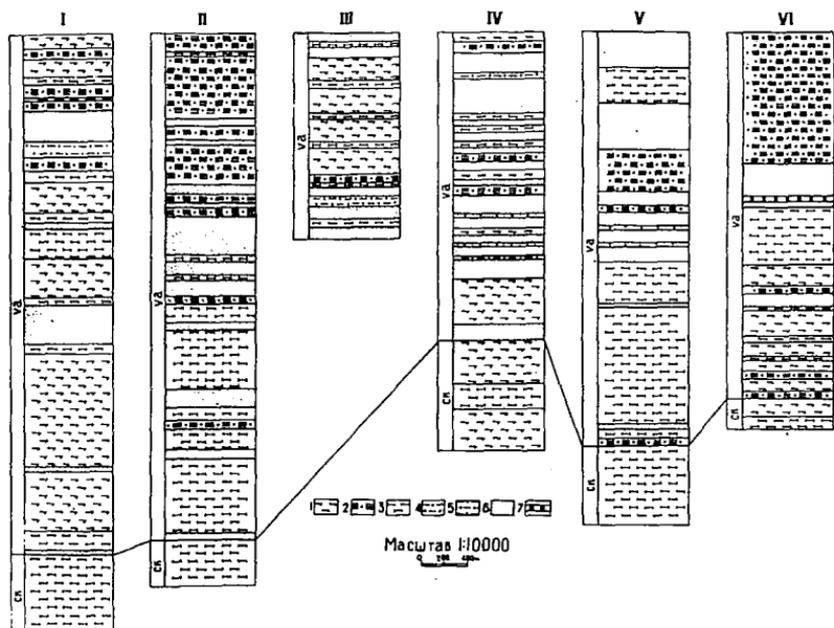


Рис.4. Стратиграфические колонки верхнеалданской серии (V_a) районов южной области: р.Горбылях (I), р.Бугорыкта (II), верховья рек М.Малемкон (III), Окурдан (IV), Митинги (V), верховье р.Номины (VI), ск-чекчейская свита. Породы: I - биотитовые гнейсы и сланцы, 2 - силлиманит-биотит-кордиерит-гранатовые гнейсы и сланцы, 3 - амфибол-биотит-двупироксеновые гнейсы и сланцы, 4,5 - кварцито-гнейсы, 6 - кварциты, 7 - железорудные пласты.

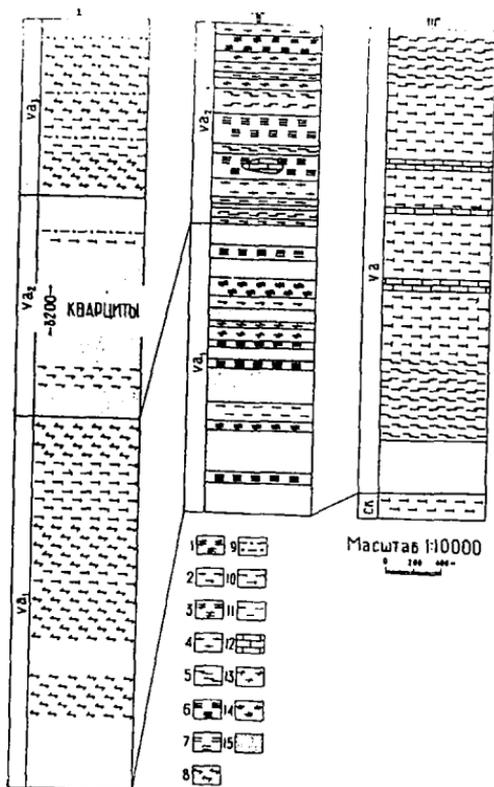


Рис. 5. Стратиграфические колонки верхнеалданской свиты (Va) районов северной области: верхнее течение р. Алдан (I), низовья рек Б. и М. Нимыр (II), низовье р. Тимптон (III), ск-чекчейская свита. Породы: 1 - амфиболовые гнейсы и сланцы, 2 - биотитовые гнейсы и сланцы, 3 - биотит-амфиболовые гнейсы и сланцы, 4 - биотит-гранатовые, гранатовые гнейсы и сланцы, 5 - биотит-кордиеритовые, кордиеритовые, силлиманит-кордиеритовые гнейсы и сланцы, 6 - силлиманитовые, силлиманит-биотитовые, биотит-кордиерит-гранатовые гнейсы и сланцы, 7 - биотит-гиперстеновые гнейсы и сланцы, 8 - высокоглиноземистые гнейсы и сланцы, 9 - кварцито-гнейсы, 10 - дупроксеновые гнейсы и сланцы, 11 - гиперстеновые гнейсы и сланцы, 12 - мраморы и кальцифиры, 13 - диопсидовые гнейсы и сланцы, 14 - диопсид-амфиболовые гнейсы и сланцы, 15 - кварциты.

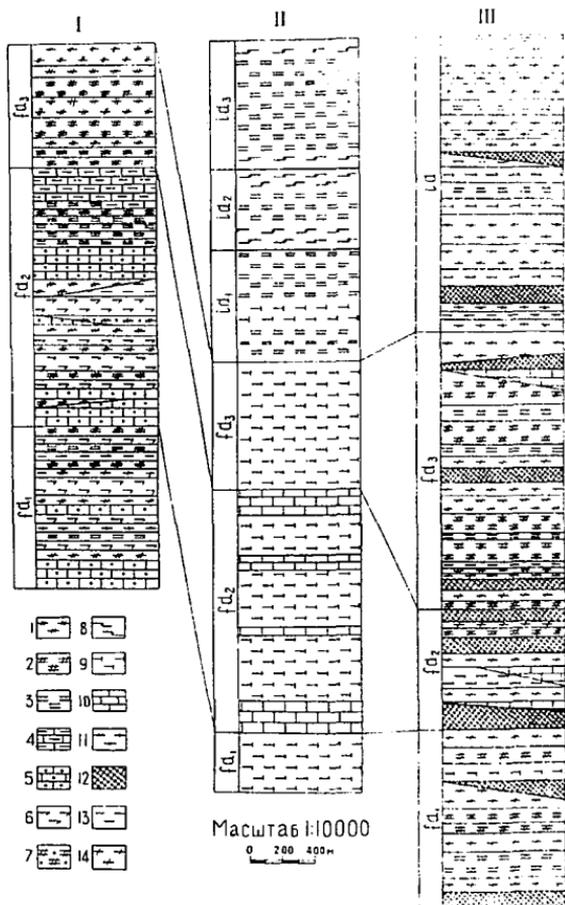


Рис.6. Стратиграфические колонки федоровской и иджекской свит верховьев рек Кускангры и Хатыми (I), низовья р.Тимптон (II), бассейна р.Сеймдже (III); I - диопсид-амфиболовые гнейсы и сланцы, 2 - амфиболовые гнейсы и сланцы, 3 - биотит-гиперстеновые гнейсы и сланцы, 4,5 - кальцифиры, 6 - биотитовые гнейсы, 7 - амфиболовые и амфибол-гранатовые гнейсы и сланцы, 8 - биотит-кордиерит-силлиманит-гранатовые гнейсы и сланцы, 9 - двупироксеновые гнейсы и сланцы, 10 - мраморы, 11 - биотит-гранатовые гнейсы и сланцы, 12 - диопсидовые, скаполитовые и флогопитовые породы, 13 - гиперстеновые гнейсы, 14 - диопсидовые гнейсы и сланцы.

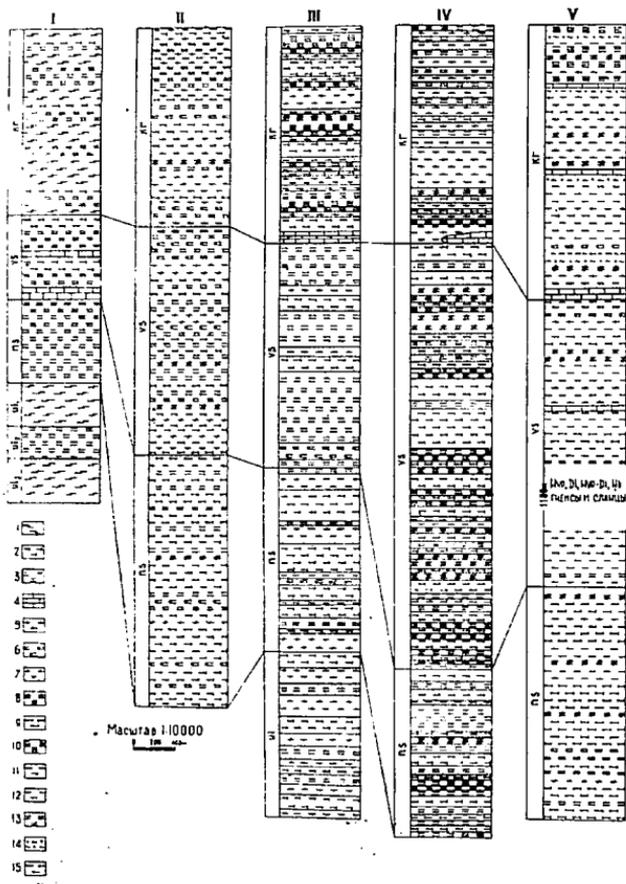


Рис. 7. Стратиграфические колонки тимптонской серии районов низовья р.Тимптон (I), р.Джаникен (II), р.Изжек (III), р.Суннагин (IV), низовья рек Учур и Алдан (V); 1 - биотит-кордиеритовые, кордиеритовые, силлиманит-кордиеритовые гнейсы и сланцы, 2 - дву-пироксеновые гнейсы и сланцы, 3 - биотит-гиперстеновые гнейсы, 4 - мраморы, кальцифиры, 5 - биотит-гранатовые, гранатовые гнейсы и сланцы, 6 - гранат-гиперстеновые гнейсы и сланцы, 7 - диопсидовые гнейсы и сланцы, 8 - амфиболовые гнейсы и сланцы, 9 - гранат-двупироксеновые, гранат-двупироксен-амфибол-биотитовые гнейсы и сланцы, 10 - биотит-гранат-кордиерит-силлиманитовые, силлиманит-биотитовые гнейсы и сланцы, 11 - биотитовые гнейсы, 12 - гиперстеновые гнейсы, 13 - биотит-амфиболовые гнейсы, 14 - графитовые, графит-гранатовые породы, 15 - гранулиты.

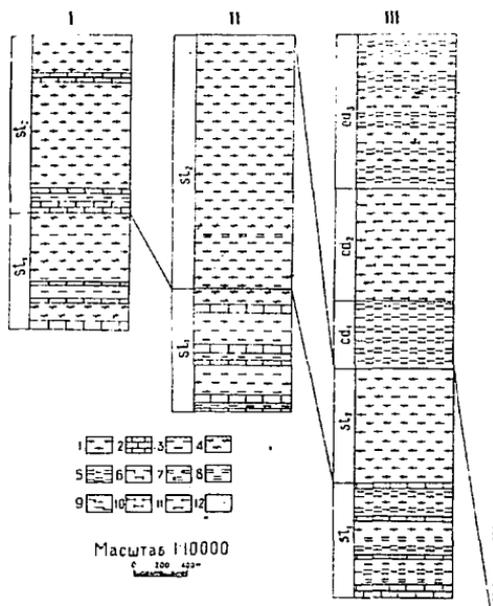


Рис.8. Стратиграфические колонки джелтулинской серии верховьев рек Сеймдже и Усмуи (I), верховья р.Ганым (II), низовья р.Ганым (III).

St - сутамская свита, cd, mt, mg, os, sd, dt - местные названия надсутамских свит. Породы: I - биотит-гранатовые, гранатовые гнейсы и сланцы, 2 - мрамор и кальцифиры, 3 - гиперстеновые гнейсы и сланцы, 4 - диопсидовые гнейсы и сланцы, 5 - биотит-гиперстеновые гнейсы и сланцы, 6 - двупироксеновые гнейсы и сланцы, 7 - гранат-гиперстеновые гнейсы и сланцы, 8 - гиперстен-биотитовые гнейсы и сланцы, 9 - биотит-кордиеритовые, кордиеритовые, силлиманит-кордиеритовые гнейсы и сланцы, 10 - гранат-двупироксеновые, гранат-двупироксен-амфибол-биотитовые гнейсы и сланцы, II - гранулиты, I2 - кварциты.



Рис.9. Переслаивание биотит-гранатовых гнейсов и кальцифиров, I:100.



Рис.10. Конгломераты: а) конгломерат с гнейсовым цементом и кварцевой галькой, б) конгломерат с галькой основных пород.



Рис.11. Пласт кварцита в гранат-биотит-силлиманит-кордиеритовом гнейсе.



Рис.12. Переслаивание силлиманитовых, кварцевых и биотитовых слоев в кварците, х 20, николи II.



Рис. 13. Структура силлиманит-гранат-кордиерит-биотитового гнейса, х 20, николи II.

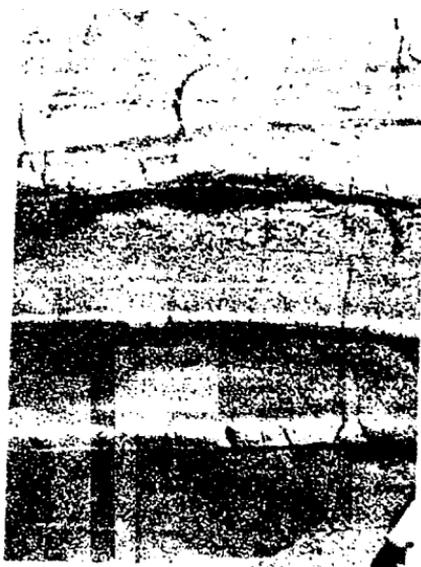


Рис. 14. Переслаивание гранат-гиперстен-биотитовых гнейсов и кварцитов, 1:6.



Рис. 15. Структура гиперстен-биотит-силлиманитового гнейса, х 20, николи II.



Рис. 16. Полосчатость виридинового кварцита, I:2.

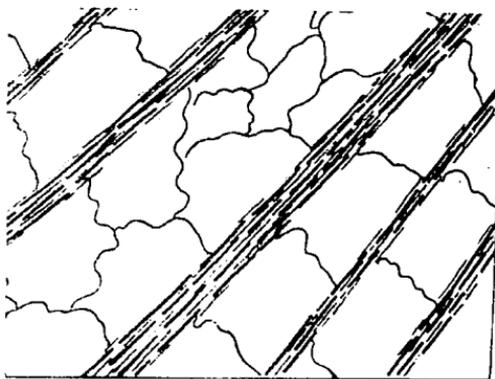


Рис.17. Структура кирпичной кладки, х 20, николи + .

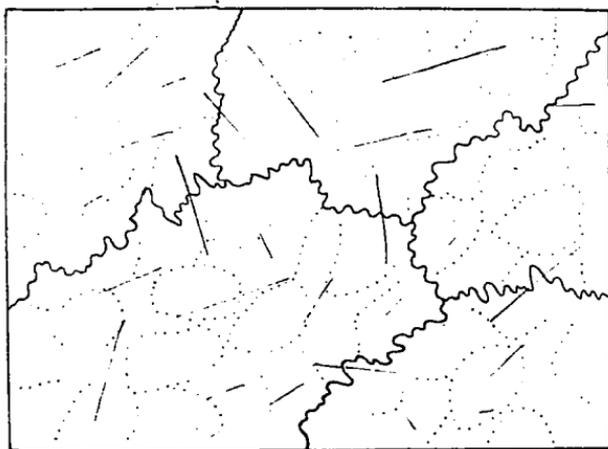


Рис.18. Реликтовая структура кварцита, х 20, николи II.



Рис.19. Гелицитовая структура (силлиманит в гранате),
х 60, николи II.

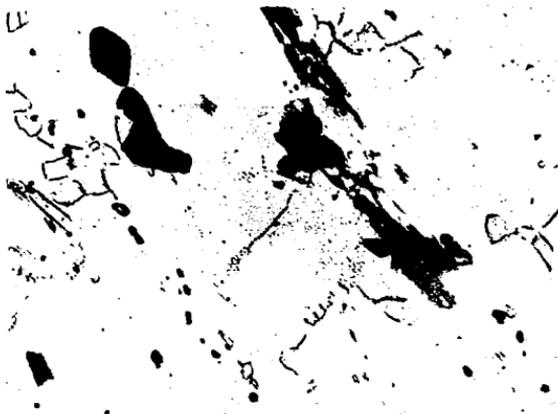


Рис.20. Цепочка зерен монацита в силлиманит-кордиерит-
биотитовом гнейсе, х 20.



Рис.21. Окатанные цирконы из гранат-силлиманит-кордиерит-биотитового гнейса, х 30.



Рис.22. Копьевидные, призматические, шароподобные и сростковые формы цирконов, х 30.



Рис.23. Окатанные зерна и кристаллы монацита, х 40.

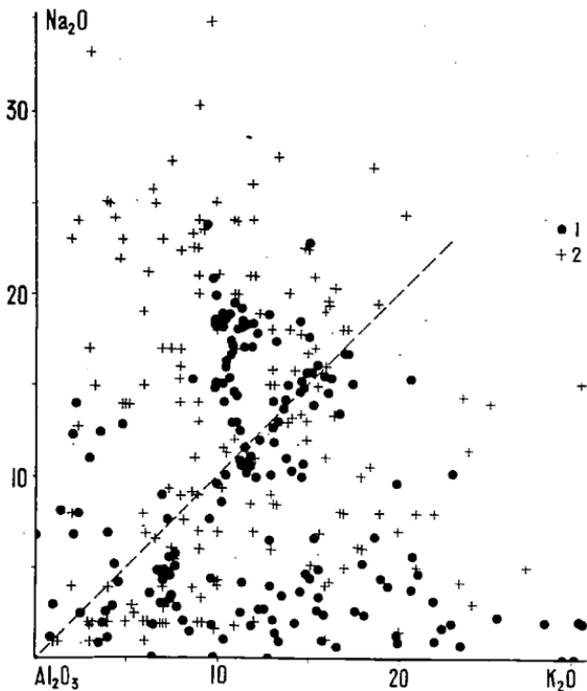


Рис.24. Диаграмма $K_2O-Na_2O-Al_2O_3$ высокоглиноземистых глин (1) и метаморфических пород (2) (в мол.кол.).

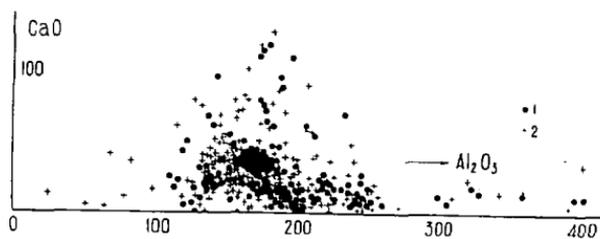


Рис.25. Распределение CaO-Al₂O₃ в высокоглиноземистых глинах (1) и метаморфических породах (2) (в мол.кол.).

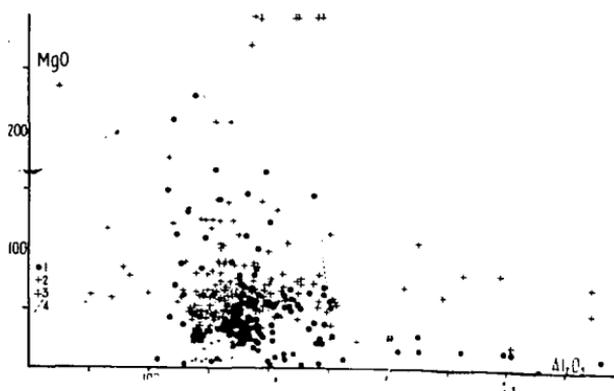


Рис.26. Распределение MgO-Al₂O₃ в высокоглиноземистых глинах (1) и метаморфических породах (2), (3 - точки, выходящие за график, 4 - поле распространения точек глин).

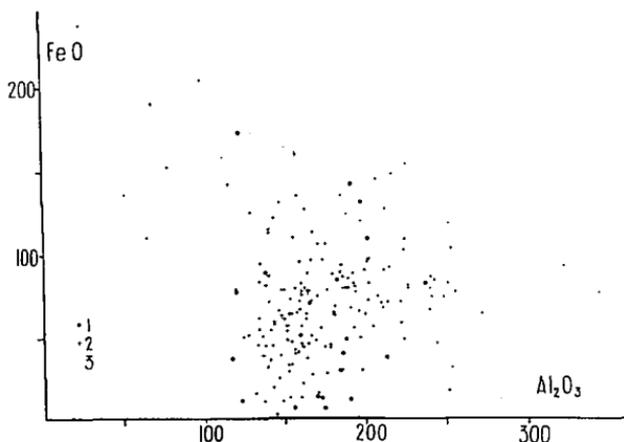


Рис. 27. Распределение $\text{FeO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ в высокоглиноземистых глинах (1) и метаморфических породах (2), (3 - граница распространения глин).

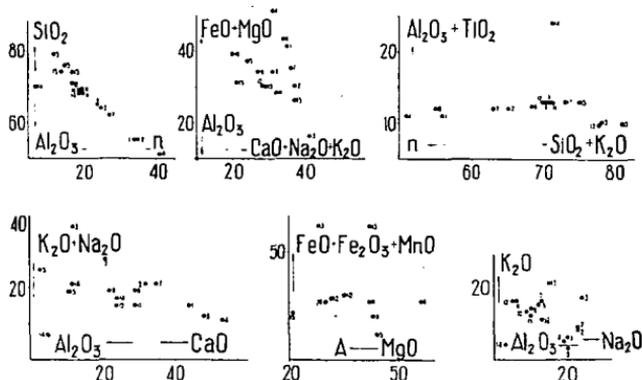


Рис. 28. Сравнительные диаграммы различных типов пород (см. табл. 16) и высокоглиноземистых метаморфических пород алданского комплекса (1 - основные породы, 2 - средние породы, 3 - кислые породы, 4 - вулканогенные океанические породы, 5 - кремнистые океанические осадки, 6 - терригенные океанические осадки, 7 - эффузивы геосинклинальные, 8 - эффузивы платформенные, 9 - красные глубоководные океанические глины, 10 - глина геосинклиналей, 11 - глина платформ, 12 - морская глина Русской платформы, 13 - континентальная глина холодного и умеренного климата Русской платформы, 14 - континентальная глина влажного тропического климата Русской платформы, 15 - высокоглиноземистая глина различных регионов, 16 - высокоглиноземистая кварцсодержащая порода алданского комплекса).

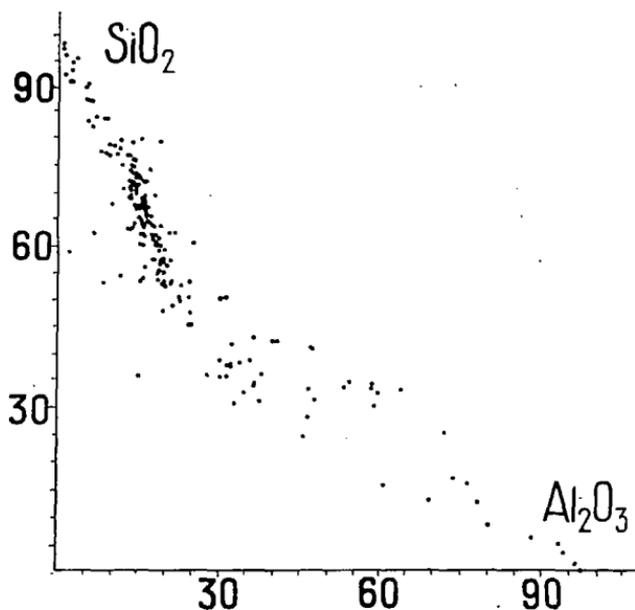


Рис. 29. Корреляционная диаграмма $Al_2O_3-SiO_2$ высокоглиноземистых пород алданского комплекса.

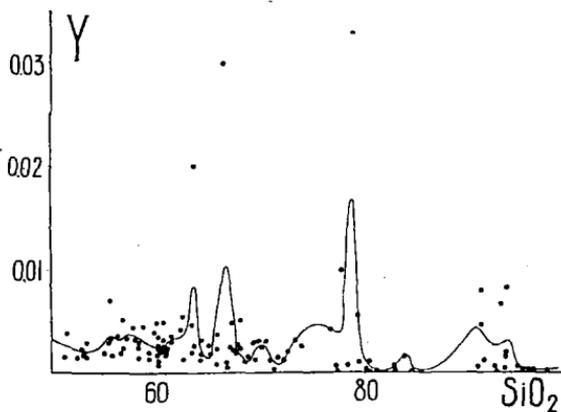


Рис. 30. Распределение $Y-SiO_2$ в кварцсодержащих высокоглиноземистых метаморфических породах Алдана (линия соответствует среднеарифметическим значениям содержания иттрия).

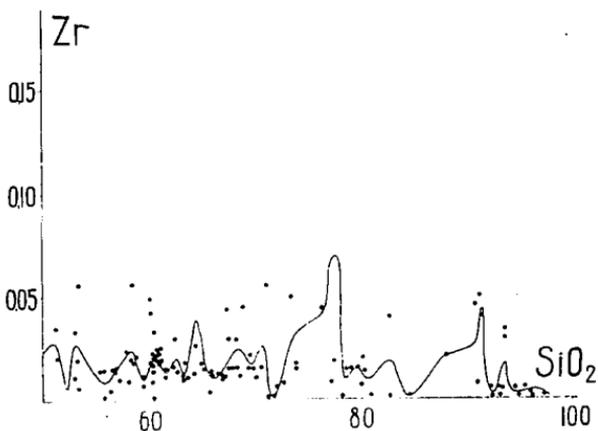


Рис.31. Распределение Zr-SiO₂ в кварцсодержащих высокоглиноземистых породах алданского комплекса (линия соответствует среднеарифметическим значениям содержания Zr).

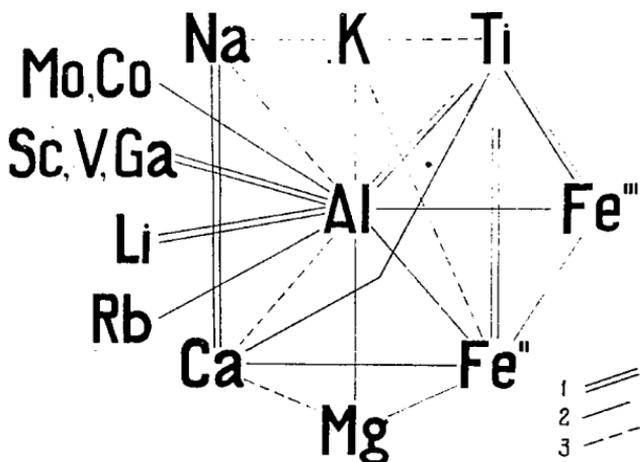


Рис.32. Схема корреляционных взаимоотношений элементов группы алюминия в метапелитах алданского комплекса (1 - сильная связь, 2 - средняя связь, 3 - слабая связь).

О Г Л А В Л Е Н И Е

Введение	6
Глава I. Основные черты геологии докембрия Алданского шита	10
Глава II. Размещение и условия залегания высокоглино- земистых пород	17
Верхнетимптонская серия	17
Иенгрская серия	23
Тимптонская серия	45
Джелтулинская серия	52
Глава III. Главные петрографические типы высокоглино- земистых пород	60
Конгломераты	62
Кварциты с силлиманитом, гранатом и кордиеритом	67
Кварцито-гнейсы с силлиманитом, кордиеритом и гранатом	71
Гранатовые гранулиты	73
Безгиперстеновые гнейсы и сланцы	77
Гиперстенсодержащие гнейсы и сланцы	95
Марганцево-глиноземистые породы	101
Турмалинсодержащие породы	110
Графитсодержащие породы	115
Бескварцевые породы без сапфирина и корунда	116
Сапфириновые породы	119
Корундиты и корундсодержащие гнейсы и сланцы	123
Глава IV. Морфология, текстурные и структурные особен- ности высокоглиноземистых пород	136
Глава V. Акцессорные минералы высокоглиноземистых пород	151
Глава VI. Петрохимия высокоглиноземистых пород	169
Изменение химического состава пелитов при региональном метаморфизме	170

Сравнительный анализ химических составов высокоглиноземистых метаморфических пород и основных типов горных пород . . .	185
Петрохимическая характеристика высокоглиноземистых пород . . .	190
Глава УП. Литология высокоглиноземистых пород	236
Природа первичных осадков	236
Условия седиментации осадков	258
Области сноса и источники осадочного материала	265
Геотектонические особенности формирования осадков	271
Осадконакопление в Алданской подвижной области	281
Гидросфера, атмосфера, климат и органическая жизнь раннего архея	287
Глава УШ. Полезные ископаемые, связанные с высокоглиноземистыми породами	305
З а к л ю ч е н и е	317
Л и т е р а т у р а	320
Р и с у н к и и объяснения к ним	348

КУЛИШ ЕВГЕНИЙ АЛЕКСЕЕВИЧ

ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ НИЖНЕГО АРХЕЯ
АЛДАНСКОГО ШИТА И ИХ ЛИТОЛОГИЯ

Редактор издания С.А. Пшеничнов

Корректоры В.Ф. Рыженко, А.Н. Сухина

ВЛ 00592. Подписано к печати 26/VI-1973 г. Формат 60 x 84 I/16.

Усл. печ. л. 15. Бумага писчая № 1. Тираж 600 экз. Цена 1 р. 45 к.

Заказ № 5205

Книга издана офсетным способом

Хабаровское книжное издательство. Типография № 1 краевого
управления издательств, полиграфии и книжной торговли,

г. Хабаровск, ул. Серышева, 31

ПОПРАВКА

Подпись под рис. 10 следует читать: «Конгломерат с гнейсовым цементом и кварцевой галькой».

82 84

74

1974