

Е. А. КУЛИШ

ОСАДОЧНАЯ
ГЕОЛОГИЯ
АРХЕЯ
АЛДАНСКОГО
ЩИТА



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
Институт тектоники и геофизики

ACADEMY OF SCIENCE OF THE USSR
FAR EAST SCIENTIFIC CENTRE
Institute of Tectonics and Geophysics

E.A. KULISH
SEDIMENTARY
GEOLOGY
OF THE ARCHEAN
OF THE ALDAN
SHIELD



PUBLISHING HOUSE "NAUKA"
Moscow 1983

Е.А. КУЛИШ
ОСАДОЧНАЯ
ГЕОЛОГИЯ
АРХЕЯ
АЛДАНСКОГО
ЩИТА

3998



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
Москва 1983



Кулиш Е.А. Осадочная геология архея Алданского щита. М.: Наука, 1983.

В работе освещается осадочная геология катархейского и нижнеархейского алданского комплекса в целом, а более подробно — метаморфизованных конгломератов, аркозов, бокситов, карбонатных, органогенных, бороносных пород, а также гранулитов, базитовых и ультрабазитовых ортопород, циклических и ритмично-слоистых толщ и др. Излагаются проблемы и методы изучения литологии алданского комплекса и современное состояние представлений по этой проблеме. На основе литологического анализа дометаморфической природы образований нижнего докембрия Алданского щита реконструированы атмосфера, гидросфера, климат, органическая жизнь, особенности формирования и накопления первичных осадков того периода. Установлено, что литологические и геотектонические условия нижнего архея не имеют принципиальных отличий от последующих этапов развития земной коры.

Табл. 13. Ил. 8. Библ. 176 назв.

Ответственный редактор

академик АН УССР Я.Н. Белевцев

Kulish E.A. Sedimentary geology of the archean of the Aldan shield. M.: Nauka, 1983.

Sedimentary geology of the Katararchean and Lower-Archean Aldan shield, as a whole, and in details metamorphosed conglomerates, arkoses, boxites and carbonaceous organogenic, boronbearing rocks as well as granulites, basic and ultrabasic orthorocks, cyclically and rhythmically bedded strata, etc. are elucidated. Problems and methods of the study of the Aldan complex lithology and to-date interpretations of it are cited. Atmosphere, hydrosphere, climate, organic life, peculiarities of the formation and accumulation of primary sediments in that period were reconstructed according to the lithological analysis. It was determined, that lithological and geotectonical conditions of the Lower-Archean do not differ principally from the next stages of the development of the Earth's crust.

Responsible editor

Academician Ya.N. Belevtsev

1904030000 — 373

К ————— 213—83—III

042 (02) — 83

© Издательство "Наука", 1983 г.

ВВЕДЕНИЕ

Глубокое и всестороннее изучение докембрийских комплексов представляет актуальную задачу большого научного и практического значения. Изучение пород докембрия проливает свет на ранние этапы геологического развития Земли, способствует выработке научных основ прогнозирования поисков полезных ископаемых.

Докембрийские образования распространены на обширных территориях всех континентов, еще большие площади занимают суперкрупные толщи архея и протерозоя, залегающие под небольшим по мощности (до 200 м) чехлом осадочных пород фанерозоя.

В толщах докембрия сосредоточен громадный минерально-сырьевой потенциал, значительно превосходящий соответствующий потенциал фанерозоя. К докембрию приурочены крупнейшие и уникальные месторождения железа, марганца, никеля, кобальта, титана, хрома, золота, меди, свинца, цинка, алюминия, тория, редкоземельных элементов бора, флогопита, мусковита, алмазов и многих других полезных ископаемых.

Докембрийский период охватывает наибольший по времени начальный отрезок геологической истории Земли — 5 млрд. лет, что составляет 90% времени формирования земной коры вообще. Докембрийские комплексы характеризуются необычайно большими мощностями, масштабностью и разнообразием осадконакопления, вулканизма, метаморфизма, плутонизма и минерации. Особенности состава и строения докембрийского фундамента в значительной мере определили последующие геотектонические процессы и минерацию в фанерозойских жестких и подвижных областях.

Вместе с тем следует отметить, что изучение этого древнейшего периода геологической истории Земли осложняется рядом факторов, к числу которых следует отнести необычайно разнообразный по природе и составу спектр экзогенных образований (осадочные, вулканогенно-осадочные, вулканогенные, кластогенные, хемогенные, органогенные и т. п.), сочетающийся с широко варьирующими интрузивными комплексами (от ультраосновных до щелочных и от доскладчатых до постскладчатых); многообразие проявлений метаморфизма (от катагенеза и зеленосланцевой фации до гранулитовой, эклогитовой и глаукофановой, от контактового метаморфизма до ультраметаморфизма и анатексиса) и многое другое.

Господствовавшие двадцать лет назад представления о своеобразии геологической жизни Земли в докембрии — о принципиальном отличии докембрийского осадконакопления, вулканизма, магматизма, метаморфизма, минерации, тектоники, атмосферы, гидросферы, климата и т. д., несравнимых с фанерозойским периодом, в результате глубокого, детального и всестороннего изучения комплексов катархея, архея и протерозоя оказались несостоятельными.

Познание докембрийских геологических процессов и их продуктов

обусловили создание нового, весьма весомого в теоретическом и научном отношении направления в науках о Земле — осадочной геологии докембрия [Сидоренко, 1975, 1976; и др.].

Изучение осадочной геологии докембрия, процессов накопления первичных толщ в архейских и протерозойских структурах позволяет реконструировать дометаморфическое состояние пород и на этой основе проводить ретроспективные построения для восстановления докембрийской палеогеографической обстановки, а также выявления рудообразования архея и протерозоя, выяснения закономерностей размещения концентраций промышленно-ценных компонентов, возникших в осадочный период формирования этих комплексов, и составления научно-обоснованного прогноза и оценки метаморфогенных месторождений полезных ископаемых в докембрии.

Исследователи, работающие в области осадочной геологии докембрия на современном этапе, далеки от мысли, что они смогут детально и абсолютно достоверно восстановить природу дометаморфической стадии пород, поскольку ретроспективные построения здесь условны из-за малого объема фактов, а также из-за того, что мы имеем дело с реликтивными признаками первичной природы древнейших, глубокометаморфизованных пород. Они более условны, чем, скажем, построения для более молодых отложений фанерозоя, хотя и в отношении последних идут и будут идти научные дискуссии. Вместе с тем на данном уровне знаний эти выводы и построения единственно возможны и наиболее вероятны.

Проблемы познания докембрия и ретроспективные построения в отношении его геологии и минерагении могут быть решены только в результате детальнейшего изучения конкретных геотектонических структур и комплексов пород. В этом направлении автор с 1954 г. и ведет исследование докембрия Алданского щита.

Изучение раннего докембрия Алданского щита одной из крупнейших геотектонических структур Востока СССР, его нижнеархейского комплекса представляется важным и актуальным в научном и практическом отношении. В архейских породах щита обнаружено, разведано и добывается большое число полезных ископаемых (железо, металлургическое сырье, бор, глинозем, абразивы, апатит, цветные металлы, графит и др.). Алданский комплекс отличается широтой развития метаморфических толщ и пестротой вещественного состава их петрографических и литологических типов, громадной мощностью, четкой стратифицируемостью, значительными вариациями геотектонических обстановок и рядом других геологических особенностей. Поэтому Алданский щит является уникальнейшим образованием среди докембрийских структур Мира и весьма благоприятным объектом для решения научных задач, связанных с исследованием дометаморфического этапа формирования комплекса в раннем архее.

Определенная информация по результатам изучения автором этого региона опубликована [Кулиш, 1964, 1971, 1973, 1975, 1976 а, б, 1978, 1980, 1981а, б], однако достаточно полного освещения вопросов осадочной геологии нижнеархейского алданского комплекса, их анализа и обобщения, а также литологических особенностей ряда первично-осадочных и вулканогенно-осадочных пород, особенно "опорных" в понимании А.В. Сидоренко [1975], до сих пор должным образом не проведено. Этот пробел

автор попытался восполнить в предлагаемой монографии. В ней излагаются главные аспекты геологии катархей-нижнеархейского алданского комплекса, проблемы и методы изучения литологии (дометаморфической природы) метаморфических толщ. Дано обоснование выделения и описание катархей Алданского щита, а также структурно-литологических перерывов и несогласий в алданском комплексе. Описаны особенности и природа циклических и ритмично-слоистых толщ. Основное внимание уделено результатам исследования ряда "опорных" в литологическом отношении метаморфизованных конгломератов, аркозово-гравелитовых, бокситовых, карбонатных, углеродистых образований, гранулитов и др. Приведена информация об основных и ультраосновных ортопородах, которая необходима для геотектонических реконструкций и демонстрации роли основного магматизма в формировании исходных толщ, так как эти породы представляют наиболее достоверно установленные магматические образования доорогенического периода развития щита.

Приведен анализ современного состояния представлений об осадочной геологии алданского комплекса и излагаются ретроспективные построения в отношении литологии и тектоники дометаморфического периода Алданского щита, а также атмосферы, гидросферы, климата и органической жизни того периода (алданского времени). Дана характеристика областям сноса и источника накапливаемого материала, литологическим и геотектоническим условиям формирования кор выветривания, осадконакопления первичных толщ, а также литологическое обоснование стратиграфии нижнеархейских толщ. Обобщены основные черты осадочной геологии катархей-нижнеархейского алданского комплекса.

Учитывая сложность и противоречивость детальных стратиграфических схем алданского комплекса в предлагаемой работе автором в основном использована наиболее принятая унифицированная схема, применявшаяся при составлении среднемасштабной Государственной геологической карты СССР. В любом случае независимо от применяемых схем в названии стратиграфического подразделения литолого-петрографическая характеристика толщ конкретного участка щита всегда остается той же.

Обилие материала, желание охватить как можно больше конкретных сторон осадочной геологии алданского архея и ограниченность объема настоящей работы не позволили автору привести должное количество иллюстраций, отдав предпочтение текстовому и табличному изложению.

По тем же причинам автор не смог осуществить здесь детальное рассмотрение всех многочисленных опубликованных работ других исследователей архея Алданского щита и выполнить сравнительный анализ алданского комплекса с другими, ему подобными образованиями Мира, что дало бы возможность получить дополнительную информацию по обсуждаемым проблемам. Учитывая поставленные задачи, в этой работе затрагиваются лишь некоторые аспекты достаточно значимой роли вулканогенных и плутоногенных образований в создании "дометаморфических" формаций архея Алданского щита.

Автор благодарен всем, кто способствовал в работе над этой монографией и с которыми обсуждались излагаемые в ней проблемы.

ГЛАВНЫЕ АСПЕКТЫ ГЕОЛОГИИ АЛДАНСКОГО КОМПЛЕКСА

ГЕОЛОГИЯ И МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ АЛДАНСКОГО КОМПЛЕКСА

Алданский щит, обнаженный кристаллический фундамент Сибирской платформы, представляет одну из наиболее древнейших структур земной коры. Геология щита, и прежде всего его докембрийских составляющих, крайне сложна. К настоящему времени издан ряд работ, с относительной полнотой освещающих эти вопросы [Геология СССР, 1972; Кулиш, 1973; Реутов, 1981; Черкасов, 1979; и др.].

В строении щита принимают участие разновозрастные породы метаморфических, магматических и осадочных комплексов. Основу щита представляет алданский комплекс суперкрупных пород. Это сложное сочетание стратифицируемых, переслаивающихся осадков с широкими вариациями литологических и петрологических переходов по простиранию и напластованию толщ, весьма разнообразных в генетическом, петрологическом, минералогическом и химическом отношении, испытавших глубокий, до гранулитовой фации, региональный метаморфизм.

Повсеместно распространены разнообразные по степени проявленности и характеру преобразований явления ультраметаморфизма (гранитизации и мигматизации), значительно изменяющиеся от места к месту, даже в пределах одного обнажения. Наряду с породами, совершенно не несущими следов гранитизации, отмечаются, такие, в которых эти процессы зашли настолько глубоко, что они приобрели облик и состав гранитов, а в ряде случаев — и некоторую интрузивную способность.

В краевых частях щита, тяготеющих к Становой складчатой системе, породы алданского комплекса местами подверглись диафторезу, а в широтных зонах разломов — гидротермальному метаморфизму (амфиболитовая—цеолитовая фации).

Комплекс претерпел сложные пликативные и дизъюнктивные дислокации. Возраст формирования первичных толщ алданского комплекса определяется $> 3,5-3,0$ млрд. лет, т. е. катархей—нижний архей. Алданский комплекс — одно из самых древнейших образований земной коры (алданий по Ю.А. Косыгину и др. [1972]).

Каковы бы не были в деталях стратиграфические схемы строения алданского комплекса, его основу составляют (снизу вверх) верхнетимптонская (курультинская) серия — толща существенно амфибол-пироксеновых пород; иенгская серия — четко двухчленная сложнопереслаивающаяся толща: внизу верхнеалданская серия — кварциты, биотитовые, высокоглиноземистые и другие гнейсы и сланцы; вверху федоровская свита — роговообманковые, пироксеновые и другие гнейсы и сланцы, амфиболиты, мраморы, кальцифиры, диопсидовые и флогоцитовые породы и т. д.; тимп-

тонская серия — преимущественно гиперстенсодержащие парапороды; желтулинская серия, представляющая сложное сочетание разнообразных гнейсов, сланцев, мраморов, кальцифиров, амфибол-пироксеновых пород и др. Широко распространены биотитовые гнейсы и сланцы, в меньшей степени — гранатовые, реже — гранулиты, пироксениты (пара- и орторазности) и изредка конгломераты, корундиты, железорудные, марганцевые, графитовые, турмалиновые, скаполитовые, сапфириновые, сульфидсодержащие и другие породы.

Исследование докембрийской природы нижнеархейской толщи алданского комплекса показало, что она сформировалась в различных геотектонических зонах подвижной области геосинклинального типа и представлена разнообразными осадочными, вулканогенно-осадочными и вулканогенными формациями, а также интрузивными комплексами [Дзевановский, 1963; Коржинский, 1936; Кулиш, 1973, 1975а; Судовиков и др., 1962; и др.].

Выше алданского комплекса в тектонических депрессиях залегают верхнеархейский субганский (< 2,5 млрд. лет), нижнепротерозойский удоканский (< 2,0 млрд. лет) и рифейские комплексы. До сих пор должным образом не выяснено положение в алданском комплексе пород "Унгринского клина", которые, вероятно, моложе алданского и древнее субганского комплексов, могут быть отнесены к верхнеархейским образованиям и, возможно, сопоставимы с толщами станового комплекса Становой складчатой системы. С севера докембрийские образования перекрываются кембрийским осадочным чехлом, а внутрищитовые депрессии выполнены юрскими угленосными толщами.

Чрезвычайно разнообразны многоэтапные интрузивные образования щита: от катархейских до четвертичных, от ультраосновных до щелочных, от громадных массивов до даек и эффузивных покровов.

Исключительно интенсивная, многообразная и неоднократно переработка первичных образований алданского комплекса, представляющих сложное сочетание полигенных и разнообразных осадочных, вулканогенно-осадочных, вулканических и плутонических пород, глубокий региональный метаморфизм, ультраметаморфизм, диафторез, гидротермальный и контактовый метаморфизм, пликвативные и дизъюнктивные деформации, а также другие явления крайне затрудняют реставрацию в деталях особенностей осадочной геологии архея Алданского щита, природы его "дометаморфических" пород, геотектонических и литофациальных условий их накопления, экзогенных факторов раннего архея и т. д. Однако имеющиеся фактические материалы, полученные при изучении суперкрупных пород архея Алданского щита, дают возможность осуществить соответствующие современному уровню ретроспективные построения в области этого периода ранней истории Земли на территории рассматриваемого региона.

Один из основных приемов изучения осадочной геологии докембрия — литологический анализ конкретных видов метаморфических пород и их толщ, позволяющий установить природу исходного вещества по геологическим, петрологическим, структурно-текстурным, минералогическим, петрохимическим, геохимическим и другим критериям, дающим возможность выявить различного рода реликтовые признаки первичных пород [Сидоренко, Лунева, 1961; Кулиш, 1973; и др.]. Сохранившиеся в том

или ином количестве реликтовые признаки первичного, дометаморфического состояния докембрийских метаморфических пород позволяют с определенной долей условности находить их неметаморфизованные аналоги среди фанерозойских или верхнедокембрийских образований.

Опираясь на комплекс объективных данных о первичной природе дометаморфических образований, их составе, соотношениях, положении, распространении и других особенностях, возможно восстановление наиболее вероятных геологических и палеогеографических обстановок докембрия, условий осадконакопления и зоны гипергенеза, особенностей вулканизма и плутонизма, а также их соотношения с седиментогенезом в формировании вещества литосферы, характера атмосферных осадков, гидросферы, климата и биосферы, а также выяснение природы рудообразования того времени, т. е. в конечном итоге через закономерности развития литосферы в этот период эти данные и реконструкции преломляются через призму общей направленности эволюции земной коры.

Вместе с тем литологический анализ метаморфизованного докембрия представляет большие трудности, которые все более усложняются с ростом степени метаморфизма. Наиболее труден анализ архейских кристаллических пород, испытавших ультраметаморфические преобразования. Особого внимания требуют породы, которые при региональном метаморфизме проявляют конвергентность, т. е. различные по природе и исходному минеральному составу, но близкие в химическом отношении образования при метаморфизме приобретают почти аналогичные структуры и минеральный состав (например, амфиболиты, амфибол-пироксеновые гнейсы и сланцы, чарнокиты, существенно кварцевые породы и т. д.).

Методы литологического анализа весьма разнообразны и по информативности выдаваемых данных дифференцированы в отношении тех или иных образований или поставленных задач. Они достаточно разработаны, апробированы, освещены в многочисленных публикациях и достаточно широко применяются. Особо следует отметить 1–7-й выпуски "Проблемы осадочной геологии докембрия", изданных под редакцией академика А.В. Сидоренко [Недра; Наука, 1966–1981], а также работы В.В. Закруткина [1981], Е.А. Кулиша [1973], А.Н. Неелова [1980], А.А. Предовского [1970], А.А. Савельева [1977], А.А. Савельева, В.Я. Хильтовой, И.К. Шулешко и др. [1974], А.В. Сидоренко [1972; 1975 г.] и др.

Каждый метод в отдельности позволяет установить лишь какие-то частные стороны и признаки первичной природы исходных продуктов, сочетание же данных по всем видам исследований дает уже более полную информацию, достаточную для уверенной на данном этапе реконструкции первичного материала и ретроспективных построений в отношении условий и процессов их накопления. Этими методами получена обширная и ценная информация о геологической истории дометаморфического этапа развития многих регионов, сложенных докембрийскими образованиями. Следует признать, что указанные методы, равно как и любые другие, нуждаются в дальнейшей разработке и совершенствовании, особенно в отношении повышения достоверности и детальности данных, получаемых в результате их применения.

На основе обобщения фактического материала фондовых и опубликованных работ автором проведен детальный и комплексный в литологичес-

ком отношении анализ закономерностей стратиграфического и территориального положения и распространения разнообразных метаморфических пород в алданском комплексе, ассоциаций сопредельных пород иного состава, петрографии, размеров, морфологии и строения их залежей, текстур, структур, породообразующих и аксессуарных минералов, петрохимии и геохимических особенностей петрогенных, редких и рассеянных элементов, а также их распределений и корреляционных связей.

Литологический анализ метаморфических пород должен базироваться на детальнейшем изучении их геологии и петрографии во всех отношениях, и прежде всего на выяснении геологических и термодинамических условий метаморфизма.

В частности, петрография ряда пород алданского комплекса изложена во многих статьях и монографиях [Коржинский, 1936; Кулиш, 1964, 1973; Реутов, 1981; Судовиков и др., 1962; и др.].

Некоторые текстуры метаморфических пород рассматриваются по ряду признаков как первично-осадочные. В геологической литературе подобного рода оценок некоторых текстур метаморфических пород приведено значительное количество, и метод реконструкции текстурных особенностей исходных осадков метаморфических пород в настоящее время получил должное развитие. В ряде работ автора [1964, 1973; и др.] изложены доказательства при интерпретации некоторых текстур высокоглиноземистых пород и кварцитов, рассматриваемых как унаследованные от первичных осадков. В частности, "флишоидное" переслаивание в породах алданского комплекса установлено не только автором, но и А.Р. Энтиным [1971]. Подобное переслаивание установлено также и для архейских комплексов других регионов [Савельев, 1977; Фролов, 1973; и др.].

Известно, что главные черты структур и текстур метаморфических пород формируются в породах преимущественно в процессе метаморфизма и деформации, однако часть черт подобного строения унаследована от структур исходных осадков — палимпсестовые структуры по П. Эскола [Eskola, 1952]. Методика анализа этих и других реликтовых структур метаморфических пород в настоящее время разработана детально. Реликтовые структуры в породах алданского комплекса описаны, кроме автора, также Е.М. Лазыко [1956], В.В. Архангельской [1958], отмечались Н.Г. Судовиковым и др. [1962], Ю.К. Дзевановским [1958] и др. Подобные структуры многократно наблюдались и в аналогических породах других регионов мира.

Один из эффективных методов литологического анализа метаморфических пород областей регионального метаморфизма, и прежде всего докембрийских комплексов, — их петрохимическое изучение, в основу которого положено сравнение составов метаморфических образований в отношении концентраций, распределения и ассоциаций главных и второстепенных химических элементов с главнейшими типами пород (осадочными, вулканогенными и интрузивными), что позволяет по признакам наибольшей схожести устанавливать их дометаморфические аналоги.

Принципиальная основа этого метода заключается в установлении отсутствия существенных изменений химического состава исходных пород при региональном метаморфизме в пределах конкретных пластов пород и метаморфизируемой толщи в целом. Автор, так же как и многие исследователи

регионального метаморфизма — Т. Барт, В. Гольдшмидт, Н.Л. Добрецов, Н.А. Елисеев, Ф. Петиджон, А. Польдерваарт, Д.П. Сердюченко, А.В. Сидоренко, В.С. Соболев, Ф. Тернер, А. Харкер, В.Я. Хильтова, В.В. Хлестов, П. Эскола и др. [Кулиш, 1973], считает процесс регионального метаморфизма не абсолютно изохимическим, поскольку определенное изменение составов исходных образований имело место, но оно касалось в основном летучих компонентов: H_2O , CO_2 , Cl, F и др. Удаление летучих компонентов из метаморфизируемых толщ происходило путем миграции карбонатно-сульфатно-галогидных растворов, обладавших высокой активностью и несших определенную нагрузку растворенных веществ: K, Na, Ca, Mg и др., а также путем ионной диффузии и другими способами. Однако эти изменения не были столь значительными для основных петрогенных компонентов, а также редких и рассеянных элементов, чтобы породы резко изменили основные черты своего химического состава.

Метаморфическая дифференциация приводит хотя и к активному, но локальному перемещению вещества в рамках текстурно-морфологических элементов конкретной залежи обычно в пределах, не превышающих 10 см.

На крайне слабую миграцию петрогенных элементов при региональном метаморфизме указывает отсутствие на контактах пород специфического состава реакционных зон или структур, хотя при достаточной подвижности компонентов пород они непременно бы возникли в силу взаимной "неустойчивости" их составов. Например, 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. Не развиты диопсидовые и диопсид-роговообманковые зоны на контактах мраморов с кварцитами и гнейсами. Это говорит об отсутствии миграции обмена и перераспределения вещества между литологически и химически неоднородными образованиями (пластами, пропластками, слоями). Нет массового перемещения вещества в толще метаморфизируемых пород, что подтверждают редкие, остаточные структуры и текстуры исходных пород (конгломераты, косая слоистость, кластические зерна и т. д.).

На инертное поведение основных петрогенных компонентов, их относительную неподвижность при региональном метаморфизме указывают равновесность минеральных ассоциаций пород и соответствие количества минералов в этих ассоциациях числу химических компонентов или увеличение его на один или два минерала, четко соответствующая правилу фаз.

Довольно детальные построения и разработки в этом отношении выполнены автором, которые в своей основе по содержанию и методикам были уже апробированы в практике геологических исследований [Кулиш, 1973]. Это прежде всего обоснование изохимического регионального метаморфизма высокоглиноземистых пород алданского комплекса, выполненное на основе исследования петрографических признаков перемещения вещества, анализа количеств и растворяющих способностей метаморфогенных растворов, а также сравнительного анализа химических составов метаморфических пород и их возможных осадочных аналогов.

Основываясь на концепции гетерохимичности регионального метаморфизма, некоторые ученые считают, что реконструкция первичного состава

конкретных видов метаморфических пород на основе петрохимических критериев (химического состава) методически неправомерна.

В порядке правомерности этого метода можно привести работы Н.А. Доморацкого [1964] и А. Симонена [Simonen, 1953] по реконструкции первичной природы метаморфических пород и содержанию в них инертных компонентов, Т. Сахама [1952] по восстановлению первичной природы метаморфических пород по петрогенным и рассеянным элементам, А.В. Сидоренко и др. [1972] по определению природы амфиболитов, П. Эскола [Eskola, 1952] по установлению исходного вещества гранулитов и т. д.

Метод сравнения средних составов метаморфизованных и неметаморфизованных конкретных типов пород апробирован в геологической науке. Этот метод использован в трудах А. Польдерварта, А.Б. Ронова, Н.А. Доморацкого, Т. Барта, П. Лападьё-Арга, Д.С. Коржинского и многих других ученых [Кулиш, 1973].

При осуществлении литологического анализа метаморфических пород на петрохимической основе необходимо выполнить дополнительные исследования по вовлечению в сферу проводимых исследований только тех пород, которые не были подвергнуты в той или иной мере преобразованиям химического состава, последовавшим после регионального метаморфизма, так как ультраметаморфизм, регрессивный метаморфизм и гипергенные воздействия приводят к заметным дифференцированным изменениям химического состава пород. Таким образом, литологические исследования на петрохимической основе могут проводиться только на монометаморфических породах, продуктах регионального метаморфизма, а не на полиметаморфических. Это имеет значение прежде всего потому, что алданский комплекс вообще интенсивно гранитизирован и мигматизирован. В зоне, примыкающей к сочленению со Становой складчатой областью, он в различной степени диафорирован, а в фанерозойский период испытал гидротермальные и контактовые изменения в зонах разломов и интрузивной деятельности. Эти процессы проявились неравномерно: имеются участки интенсивно измененных пород и места, где в породах, кроме регионального метаморфизма, нет следов других последующих изменений.

Выборка монометаморфических пород обычно осуществляется на основе комплекса детальных петрографических исследований и изучения особенностей минеральных парагенезисов. В частности, для высокоглиноземистых пород алданского комплекса устанавливались равновесные минеральные ассоциации, соответствующие термодинамическим условиям только гранулитовой фации регионального метаморфизма [Кулиш, 1976б].

Нужная информация получается при сравнении данных химического состава с аналогичными показателями предполагаемых неметаморфизованных аналогов пород, причем последние после исключения содержания летучих компонентов принимаются за 100%, что обеспечивает корректное сравнение. Для сравнительного анализа производится пересчет химических составов как метаморфических пород, так и их неметаморфизованных аналогов на соответствующие петрохимические коэффициенты, имеющие обычно определенный литологический смысл: пересыщенность глиноземом в отношении извести и щелочей, соотношения железа с магнием, кальция с натрием, калия с натрием, алюминия с натрием, степень окисленности железа, сумма гидролизных элементов и т. д.

Существенное дополнение в литологический анализ метаморфических пород вносит изучение особенностей содержаний и распределение редких и рассеянных элементов и их корреляционных связей с петрогенными компонентами. Кроме обычного визуального сравнения — построения двух- и трехкомпонентных диаграмм, наибольшую эффективность дает статистическая обработка величин коэффициентов и содержаний конкретных элементов в метаморфических породах на ЭВМ с целью выяснения их корреляционных связей и сопоставления последних с такими же данными, имеющимися для неметаморфизованных образований.

Ценную информацию приносят также исследования распределения петрогенных компонентов и расчет средних химических составов конкретных типов пород. Установление особенностей химического состава дометаморфических типов пород позволяет делать заключения о геотектонических условиях их накопления и об изменении петрохимических характеристик этих пород во времени.

Значительный объем информации при изучении литологии метаморфических образований дает исследование по петрохимическим особенностям докембрийских комплексов в целом, их стратиграфических подразделений (серий, свит, горизонтов и т. д.), а также территориальных участков, соответствующих площадям конкретных листов геологических карт. На этой основе информативно изучение стратиграфических и территориальных вариаций и особенностей их химического состава в литологическом отношении. К такой работе относятся исследования автора при изучении особенностей стратиграфического и территориального изменения химического состава алданского комплекса в целом и его стратиграфических подразделений [Кулиш, 1976а]. Плодотворным оказался анализ закономерностей, диапазонов и направленности изменения химических составов серий и свит комплекса, а также его петрохимических особенностей в целом. Интересные результаты дает сравнение химических составов толщи пород алданского комплекса с главнейшими типами пород литосферы, с аналогичными образованиями других докембрийских регионов, осадочной оболочки Земли и литосферы вообще. Кроме информации по особенностям осадочной геологии докембрийских толщ определенного региона, изучение региональной петрохимии, химического состава областей регионального метаморфизма в целом дает возможность анализировать эволюцию вещества этого участка земной коры.

При мигматизации и гранитизации, протекавших после основного этапа регионального метаморфизма, происходят существенные преобразования пород, и почти все их химические компоненты приобретают способность к заметной миграции на существенные расстояния. В ходе этих процессов признаки первичной природы вещества еще больше затушевываются. Порода изменяет свой химический и минеральный состав, пласты разобщаются, породы преобразуются в мигматиты, гранито-гнейсы и граниты. Вместе с тем некоторые реликты первичной природы остаются. Циркон сохраняет окатанную форму, коэффициент удлинения, но даже при изменении минерала это может быть определено по ядру его зерен. Реликты пластов пород всегда могут дать представление о гранитизированной толще. Слоистость мигматитов совпадает со слоистостью реликтов парапород и, следовательно, унаследована. Химический состав мигматитов всегда указывает на

первичный характер пород. Остаются реликты минералов метаморфических пород.

Таким образом, несмотря на значительные изменения состава и строения пород при гранитизации, ультраметаморфические породы могут быть анализированы в отношении первичного состава субстрата.

Весьма значима при изучении осадочной геологии и петрологии гранитизированных и мигматизированных (ультраметаморфизованных) пород проблема вещества, характера и объема его привноса, выноса и перемещения в пространстве.

Автором произведены детальные вычисления химических составов нижнеархейского алданского комплекса, его стратиграфических, петрологических и территориальных подразделений на основе обширного и корректного материала [Кулиш, 1976а].

При сравнении состава негранитизированных метаморфических толщ (табл. 1, колонка 3) с составом гранитоида алданского комплекса (колонка 1) видно, что при образовании гранитоидов за счет метаморфических толщ привносится (вес. %): SiO_2 (8,8), K_2O (2,8), Al_2O_3 (0,9), Na_2O (0,3) — и выносятся: CaO (4,0), MgO (2,9), FeO (2,9), Fe_2O_3 (1,2), TiO_2 (0,3), CO_2 (1,2), P_2O_5 (0,1), H_2O (0,2). Суммарное изменение состава в ту или другую сторону равно 12,8%. Если учесть, что гранитоиды в алданском комплексе составляют 21,9%, то приведенные величины должны быть уменьшены в 4,6 раза. Соответственно этому в негранитизированную толщу алданского комплекса (колонка 3) привнесено (вес. %): SiO_2 (1,9), K_2O (0,6), Al_2O_3 (0,2), Na_2O (0,1) — и вынесено: CaO (0,9), MgO (0,6), FeO (0,6), Fe_2O_3 (0,3), TiO_2 (0,1), CO_2 (0,3), H_2O , P_2O_5 , $\text{MnO} < 0,1$. Исходя из этого, суммарное разнонаправленное изменение состава при ультраметаморфизме равно 2,8%. Глиноземистость "А" гранитизируемых образований с гранитизацией увеличивается от -30 до +13. Это обусловлено, прежде всего уменьшением известковистости пород. При гранитизации отношение Fe_2O_3 : FeO "В" (соответственно анализы 1—3) равно 0,32; 0,65; 0,64; а "Ф" — 30,3; 26,5; 26,0, что подчеркивается увеличением железистости минералов в продуктах ультраметаморфизма.

Нижнеархейские гранитоиды представляют собой продукты гранитизации, анатексиса алданского комплекса, поэтому исходный состав комплекса демонстрирует колонка 2 — алданский комплекс в целом, который взят как производное составов колонок 1 и 3 с учетом их реальных количественных соотношений (21,9:78,1). Сравнивая составы колонок 1 и 3 и учитывая долю гранитоидов, видим, что при гранитизации на массу алданского комплекса в целом привносится (вес. %): SiO_2 (1,6), K_2O (0,5), Al_2O_3 (0,1), $\text{Na}_2\text{O} < 0,1$ — и выносятся: CaO (0,7), MgO (0,5), FeO (0,5), CO_2 (0,2), Fe_2O_3 (0,2), TiO_2 , H_2O , P_2O_5 , $\text{MnO} < 0,1$. Общее изменение состава комплекса при гранитизации равно 2,2%.

Ультраметаморфизм алданского комплекса не стирает существенно первичных особенностей его химического состава. Сопоставление составов "призм" гранитизированных и исходных пород показывает, что принципиального изменения состава толщи нет, происходит локальное перемещение петрогенных компонентов в пределах гранитизируемой толщи.

Таким образом, процессы метаморфизма и ультраметаморфизма исходных раннедокембрийских пород Алданского щита производят существен-

Таблица 1

Главные петрогенные компоненты алданского комплекса

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MgO	CaO
1	71,19	0,33	14,70	1,71	1,19	0,11	0,72	1,82
2	63,83	0,53	14,17	2,63	3,48	0,12	3,08	5,17
3	62,42	0,58	13,81	2,95	4,05	0,14	3,64	5,86

Примечание. 1. Гранитоид алданского комплекса (среднее из 267). 2. Алданский комплекс в целом. 3. Негранитизированные толщи алданского комплекса [Кулиш, 1976а].

ные структурные, минералогические и химические преобразования различных степеней проявленности, однако всегда можно установить признаки природы первичных, и прежде всего химических, особенностей, которые дают объективную информацию для познания осадочной геологии глубоко метаморфизованных комплексов докембрия, их минерогении, для прогнозирования и оценки разнообразных месторождений полезных ископаемых, размещенных в этих образованиях.

КАТАРХЕЙ АЛДАНСКОГО ШИТА И ЕГО СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ

Катархей, т. е. образования, лежащие ниже архея, как стратиграфическое подразделение впервые было выделено среди древнейших суперкрупных толщ Балтийского щита на основе геологических или геохронологических факторов, которые впоследствии пересматривались, а толщ, считавшиеся катархейскими, относились к собственно архейским образованиям.

В настоящее время хотя выделение катархея и не общепризнано, однако на совещании по разработке геохронологических рубежей докембрия в Уфе оговорена возможность выделения среди толщ нижнего архея катархейских образований с возрастом древнее 3,5 млрд. лет [Келлер и др., 1977].

Алданский комплекс как самый древний на Востоке СССР принят за стратотип древнейших образований Земли — "алданий" [Косыгин и др., 1972]. Он относится к нижнеархейским формированиям с возрастом накопления первичных толщ > 3,0 млрд. лет [Геохронология..., 1968, 1973; Кулиш, 1981а; и др.].

Вместе с тем вопрос о наличии толщ, более древних, чем иенгская, тимптонская и желтулинская серии (собственно алданский комплекс в понимании Д.С. Коржинского, [1936], Ю.К. Дзевановского [1958] и др.), поднимался неоднократно.

А.А. Арсеньев [1939] впервые пришел к выводу, что выделенная им в западной части Алданского щита олекминская серия лежит стратиграфически ниже иенгской серии (верхнеалданской свиты). Наличие толщ, подстилающих иенгские образования (верхнеалданскую свиту), впоследствии отмечали многие исследователи под разными названиями, в различ-

	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O	A	B	Ф
	2,87	4,90	0,11	—	0,35	13	0,32	30,3
	2,64	2,70	0,20	0,98	0,47	-24	0,65	26,5
	2,52	2,08	0,23	1,20	0,52	-30	0,64	26,0

ных объемах и рангах, но всегда это были преимущественно амфибол-пироксеновые гнейсо-сланцевые (меланкратовые) образования — олекминская, курультинская, зверевская, верхнетимптонская, сутамская серии; верхнетимптонская, чекчейская, горбляхская свиты; курультинский, курультино-гонамский, верхнетимптонский, сутамский комплексы и т. д. они отнесли их по возрасту к нижнему архею или катархею [Дзевановский, 1958; Кудрявцев, 1966; Кулиш 1973, 1981а; Лазько, 1956; Смирнов, 1967; и др.]. Автор относит их к образованиям верхнетимптонской серии независимо от мест распространения.

Л.И. Салоп [1964] указывал, что в западном докембрийском складчатом обрамлении Алданского щита отмечаются глыбы, в частности Чарская глыба, более древние, чем алданский комплекс. В.А. Кудрявцев [1966], Е.П. Миронюк и др. [1971], А.И. Тугаринов и др. [1967], Кулиш [1973, 1975а, 1981а] и др. пришли к выводу о том, что образования некоторых блоков Становой складчатой системы также значительно древнее алданского комплекса.

Исследование осадочной геологии алданского комплекса показало, что верхнеалданская свита иенгской серии и другие стратиграфические подразделения алданского комплекса сформировались в определенной мере за счет продуктов разрушения, поставляемых из областей сноса, расположенных к западу, юго-западу от Алданского щита в его современных границах. Установлено, что геологические образования областей значительно древнее алданского комплекса и должны относиться по возрасту к катархейским. Геологические особенности этих катархейских структур (областей сноса) приводятся ниже в соответствующем разделе, а частью опубликованы ранее [Кулиш 1973, 1981а].

Геологический и петрологический анализ суперкрупных толщ Алданского щита показывает, что с севера на юг по мере приближения к Становой складчатой системе обнажаются все более глубокие породы [Другова и др., 1959; Маракушев, 1965; Кулиш, 1975а, 1976б; и др.]. Это обусловило преимущественное распространение на юге щита стратиграфически более древних толщ, а минеральные ассоциации пород демонстрируют все большую глубину и температуру их формирования при региональном метаморфизме — эклогитизация основных сланцев, в которых широко распространены хорошо выраженные парагенезисы Di + Gr и Hh + Gr; увеличение содержания пиропового компонента в гранатах; уменьшение железистости ассоциации Gr + Cor; появление

парагенезиса Нур + Sill и др. Подобные проявления продолжают отмечаться и в некоторых нижнеархейских (катархейских) блоках (выступах фундамента) Становой складчатой системы. В частности, в высокоглиноземистых породах Чогарской и Ньюжинской глыб наиболее магнезиальные гранаты в метаморфических породах Востока СССР автором отмечены в ассоциации с кордиеритом, гранат с содержанием $\text{Pyr} = 50 \div 54\%$.

Таким образом, отмечается "воздымание" толщ щита в южном направлении, которое носит характер постепенного подъема преимущественно по дизъюнктивным нарушениям вытянутых в широтном направлении блоков щита. Вследствие этого блоки имеют различные уровни эрозионного среза, а на их дневной поверхности обнажаются более глубинные и более древние горизонты алданского комплекса. Блоки фундамента Становой складчатой системы также имеют различные уровни эрозионных срезов в отношении глубинности, но в общих чертах степень их эродированности достаточно значительна. Суперкрустальные толщи блоков фундамента Станового хребта в стратиграфическом отношении в большинстве случаев коррелируются с образованиями верхнетимптонской (курультинской) серии Алданского щита и тоже могут считаться катархейскими.

Древнейшие образования, "доиенгерские" толщи Алданского щита и его докембрийского складчатого обрамления распространены в пределах широтной полосы, протягиваясь от бассейна р. Олекма на западе до хр. Джугджур на востоке вдоль южной окраины Алданского щита, а в Становой складчатой системе (преимущественно в ее северных частях) они формируют разбросанные блоки фундамента, в значительной мере измененные последующим диафторезом.

За редким исключением, "доиенгерские", катархейские толщи верхнетимптонской серии и нижнеархейские образования иенгской, тимптонской и желтулинской серий соприкасаются посредством долгоживущих разломов глубокого заложения и больших амплитуд смещения.

К числу древнейших образований Алданского щита, вероятно, следует относить и ксенолиты метаморфических пород, преимущественно основного состава, наблюдаемые в мезозойских интрузиях, развитых среди иенгских, тимптонских и желтулинских толщ в центральной и восточной частях щита.

Рассмотрим характеристики некоторых "доиенгских" образований на предмет познания их осадочной геологии, не преследуя цели их детальной стратиграфической корреляции.

В полосе, протяженной от кряжа Зверева до бассейна р. Танграк, А.Г. Кац [1961] и Л.П. Копасвич [1964] суперкрустальные толщи, которые могут быть сопоставлены с верхнетимптонской серией, подразделяют на три части.

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

Средняя часть (1500 м) характеризуется пестрым составом: биотит-

гранатовые, гранат-силлиманитовые, гранат-кордиеритовые гнейсы, гранулиты, гранат-гиперстеновые, гранат-двопироксеновые сланцы, переслаивающимися с биотит-гиперстеновыми и амфиболовыми сланцами. Для гранатовых разностей характерно большое количество рутила. С запада на восток в верхних частях 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), рutil-кордиерит-гранатовых и биотит-гранат-силлиманитовых гнейсов, среди которых отмечаются прослои основных сланцев, часто гранатовых. Выше лежит толща переслаивающихся гиперстеновых, биотитовых, гранатовых и силлиманитовых гнейсов. На востоке же (р. Танграк) она сложена основными сланцами с редкими прослоями силлиманит и гранатсодержащих кварцитов.

Верхняя часть (2000–2500 м) — основные сланцы и гнейсы, амфиболиты, выше отмечены кварциты (до 60 м).

В южной части Олекмо-Алданского междуречья верхнетимптонскую серию представляет толща (2000 м) основных гнейсов и сланцев с редкими амфиболитами. В средних и верхних частях появляются залежи кварцитов, биотит-гранатовых, гранат-силлиманитовых, гиперстен-гранатовых и кордиеритовых гнейсов и сланцев, роль которых вверх по разрезу местами возрастает, в других случаях верхние части толщи имеют тот же меланократовый характер, как и нижние.

К северу по Олекмо-Алданскому междуречью мощностью верхнетимптонской серии уменьшается (до 1000 м); здесь развиты внизу основные сланцы, среди которых в середине разреза появляются биотитовые биотит-амфибол-пироксеновые гнейсы и сланцы с прослоями кварцитов, биотитовых, гранат-биотитовых гнейсов, иногда с силлиманитом и кордиеритом, вверху вновь гиперстеновые и амфиболовые породы.

В верховьях рек Кабактан и Куртах верхнетимптонская серия сложена толщей, в основании которой (2000–2600 м) гранатовые, биотит-гранатовые, силлиманитовые, силлиманит-кордиерит-гранат-биотитовые сланцы с прослоями гранулитов. Верхняя часть толщи (3000–3500 м) — основные сланцы с редкими прослоями гранатсодержащих пород; вверху появляются гранатовые, силлиманит-кордиерит-гранат-биотитовые и магнетитовые кварциты, где они переслаиваются с основными породами.

Толщи курультинской серии западной части Алданского щита, которые рядом исследователей рассматриваются как "доингрские" образования, детально изучены Е.П. Миронюком и др. [1971], хотя последние включают ее вместе с олекминской серией в верхнеархейский олекмо-становой комплекс.

Образования, более древние, чем ингрская серия, и сопоставимые в целом с толщей верхнетимптонской серии, в бассейне верхнего течения р. Тимптон (юго-западная часть щита, в зоне сочленения с его Становым складчатый обрамлением) отнесены В.Г. Ветлужским, В.А. Кудрявцевым и Н.А. Соколовым [1966] к курультино-гонамскому комплексу, состоящему из двух серий (кабактинской и зверевской), причем в западных частях этого района развиты преимущественно верхние стратиграфические подразделения.

Кабактинская серия представлена внизу тангракской свитой (3000 м),

состоящей из меланократовых гиперстеновых, роговообманковых, диоксидовых, гранатовых сланцев, гнейсов, пироксенитов, амфиболитов и эклогитоподобных пород. Вышележащая согласно амнуактинская свита (3500 м) в целом по составу аналогична нижележащей толще, но она относительно более лейкократовая, эклогитоподобные породы более редки, появляются пачки гиперстеновых, биотитовых, гранатовых гнейсов, гиперстеновых гранулитов и диоксидовых пород.

Зверевская серия, стратиграфически лежащая выше кабактинской серии, составлена согласно залегающими толщами пяти свит (снизу вверх).

Сыгынахская свита (1300 м) — сложное переслаивание биотитовых, гранатовых и гиперстеновых гнейсов с подчиненными залежами гиперстен-клинопироксеновых сланцев, реже амфиболитов с гранатом и гиперстеном и еще реже кварцитов и гранулитов.

На примере муравьевской свиты можно проиллюстрировать особенности напластования меланократовых и лейкократовых толщ древнейших образований Алданского щита.

В бассейне р. Сыгынах внизу свиты залегает пачка (150 м) биотит-гранатовых, гиперстен-гранатовых и гранатовых гнейсов с малыми прослоями гранатовых амфиболитов. Она перекрывается толщей (500 м) основных пироксен-роговообманковых сланцев и гнейсов с маломощными прослоями кварцитов и амфиболитов. Выше расположена пачка (100 м) биотит-гранатовых, гиперстен-гранатовых, гранатовых гнейсов и гранулитов, на нее налегает толща (450 м) гиперстеновых и гиперстен-биотитовых гнейсов с подчиненными пластами гиперстен-клинопироксеновых сланцев и редкими прослоями кварцитов. Затем следует горизонт гранатовых, биотит-гранатовых гнейсов с тонкими пропластками довольно быстро выклинивающихся кварцитов. Венчает разрез толща (2500 м) переслаивающихся роговообманковых сланцев, гнейсов и амфиболитов.

В районе ручьев Муравьевского и Скобельцинского [Ветлужский и др., 1966] в нижней части свита представлена мощной монотонной пачкой (600 м) роговообманковых плагиосланцев с многочисленными прослоями плагиоклазовых амфиболитов. Средняя и верхняя составляющие свиты (1800 м) сложены переслаивающимися горизонтами (20–400 м) полосчатых и массивных плагиоклазовых амфиболитов, а также массивных роговообманковых плагиосланцев. Здесь отмечен пласт (50 м) графитсодержащих роговообманковых плагиогнейсов.

Джалиндинская свита (2500–3200 м) относительно более пестрая по составу нежели нижележащая. Она сложена переслаивающимися биотитовыми, гиперстеновыми, роговообманковыми полосчатыми гнейсами, амфиболитами (в том числе и гранатовыми) и более редкими пластами роговообманково-пироксеновых, иногда с гранатом, сланцев. Местами по разрезу свиты отмечаются пласты (до 40 м) мономинеральных пироксеновых и магнетитовых кварцитов, а в кровле — биотит-гранатовых пород.

Холодниканская свита (1500–2000 м) в нижней части представлена гранатовыми, биотит-гранатовыми, гиперстеновыми, биотитовыми, силлиманитовыми плагиогнейсами и плагиосланцами, среди которых отмечаются относительно редкие пласты (до 60 м) разнообразных кварцитов, в том числе магнетитовых и силлиманитовых. В верхних частях свиты

развиты тонкослоистые гранатовые, биотит-гранатовые, силлиманитовые плагиогнейсы и гранулиты, в меньшей мере — гиперстеновые и биотит-амфиболовые плагиогнейсы. Холодниканская свита самая пестрая, высокоглиноземистая и кремнистая из всех подразделений верхнетимптонской серии вообще.

Венчает разрез верхнетимптонской (зверевской) серии курбаликитская свита (до 2700 м), сложенная в подошве биотитовыми, биотит-гиперстеновыми плагиогнейсами с подчиненными биотит-роговообманковыми, пироксеновыми и биотит-гранатовыми плагиогнейсами и плагиосланцами. Вверх по разрезу свиты преобладают биотит-роговообманковые, биотитовые, роговообманковые и роговообманково-гиперстеновые плагиогнейсы и плагиосланцы, а среди них — прослойки плагиоклазовых амфиболитов и весьма редко кварцитов. Завершает свиту пачка переслаивающихся биотитовых, биотит-роговообманковых и биотит-гранатовых плагиогнейсов.

В южной части междуречья рек Алдана и Амедици стратиграфически ниже верхнеалданской свиты иенгерской серии считается толща, в которой среди биотитовых, гиперстеновых и амфибол-гиперстеновых пород в ассоциации с биотит-гранатовыми, биотит-силлиманитовыми и кордиерит-силлиманитовыми сланцами и кварцитами отмечены весьма редкие силлиманит-гиперстеновые и силлиманит-гиперстен-кордиеритовые породы. Толща, сложенная внизу разнообразными чарнокитами, основными сланцами и гнейсами с редкими залежами амфиболитов, отмечена в междуречье Алдана и Тимптона. В ее средних частях заметное развитие приобретают биотит-гранатовые сланцы и гранатовые гранулиты, а верхние части аналогичны нижним, отличаясь присутствием редких залежей кварцитов, биотит-гранатовых и биотит-гранат-силлиманитовых сланцев.

В западной и центральной частях бассейна р. Иенгра разрез алданского комплекса начинается относительно монотонной толщей (до 3200 м) основных гнейсов и сланцев с прослоями амфиболитов, амфибол-гранатовых и биотит-гранатовых (до 20 м) плагиогнейсов. Здесь отмечены редкие залежи мономинеральных, пироксеновых и железистых кварцитов. В середине разреза более развиты амфибол-гранатовые породы, а биотит-гранатовые пласты достигают мощности 80 м. Венчает разрез пачка переслаивающихся амфиболитов и основных сланцев. Здесь отмечаются протяженные, но относительно маломощные (до 40 м) горизонты биотит-гранатовых, графитовых, графит-сульфидных, силлиманитовых, корундовых пород и кварцитов (реки Чайныт, Джалинда и др.).

Верхнеалданская серия западной и центральной частей Иенгро-Тимптонского междуречья рассматривается Н.Г. Судовиковым и др. [1965] как серия Зверева, подразделяемая на три свиты.

Унгринская свита (300 м) сложена тонкослоистыми основными пироксен-роговообманковыми гнейсами и сланцами варьирующего минерального состава, вверху свиты появляются залежи амфиболитов, пироксенитов, а также редкие пропластки кварцитов и кварцито-гнейсов, содержащих разнообразные второстепенные минералы, в том числе силлиманит, графит, магнетит, гематит и др.

Чайнытская свита (3000—3500 м) — гранат-графитовые, гранат-силлиманит-графитовые, гранат-силлиманитовые, гиперстеновые, биотит-гипер-

стеновые, гиперстен-гранатовые, гранатовые, биотит-гранатовые и амфиболовые тонкослоистые гнейсы, сланцы и кварциты (с гранатом, графитом, магнетитом, силлиманитом, роговой обманкой и др.), изредка основные сланцы и амфиболиты. К низам свиты приурочены залежи корундовых пород (месторождение Чайныт и др.).

Оналийская свита (2000–2500 м) — тонкополосчатые основные и гиперстен-гранатовые гнейсы и сланцы, однако, по мнению автора, проводившего в этом районе детальные маршруты, положение оналийской свиты как венчающей разрез весьма спорное, скорее всего, это стратиграфический аналог унгринской свиты.

В Иенгро-Чульманском междуречьи И.А. Усольцев (1962 г.) описал более древнюю, чем верхнеалданская серия, толщу (до 9000 м). Ее нижняя, джилдинская, свита (до 2000 м) сложена лейкократовыми биотитовыми плаггиогнейсами с прослоями биотитовых, роговообманковых, гиперстен-роговообманковых, двушироксеновых, гранат-биотитовых гнейсов и сланцев с прослоями и линзами амфиболитов и кварцитов (в том числе железистых). Выше согласно размещена свита Зверева (до 1800 м), представленная гранатовыми, биотит-гранатовыми гнейсами, гранулитами с прослоями биотитовых, роговообманковых плаггиогнейсов и линзами амфиболитов. Внизу свиты отмечен прерывистый маломощный горизонт графитовых кварцитов. Далее следует курбаликитская свита (до 2800 м), состоящая в нижней части из гранатовых плаггиогнейсов с относительно редкими прослоями роговообманковых, гиперстен-роговообманковых, гиперстен-биотитовых, биотитовых, двушироксеновых, гранатовых плаггиогнейсов и плаггиосланцев, а также амфиболитов. Срединная свиты — биотит-роговообманковые, реже гиперстеновые гнейсы с линзами амфиболитов и более редкие кварциты. Верхние горизонты свиты — биотитовые и роговообманково-биотитовые плаггиогнейсы с прослоями биотит-гранатовых гнейсов. Венчает разрез верхнеберкаитская свита (до 1400 м), внизу которой залегают роговообманковые гнейсы с редкими прослоями роговообманково-биотитовых, биотитовых, гиперстен-роговообманковых плаггиогнейсов, двушироксен-роговообманковых сланцев и линзами амфиболитов, а сверху — роговообманковые, биотит-роговообманковые, биотитовые гнейсы, редко гиперстеновые и еще реже линзы гранат-биотитовых, гранат-роговообманковых гнейсов, а также амфиболитов.

По направлению к востоку от написанных выше районов, т. е. от верховьев рек Тимптон, Иенгра, Горбылях и Чульман, участие в разрезе серии гиперстеновых, биотитовых и биотит-гранатовых плаггиогнейсов и сланцев снижается, а амфибол-гранатовых — повышается. Она становится более меланократовой, ее мощность увеличивается до 3200 м.

На север по Алдан-Тимптонскому междуречью мощность верхнетимптонской серии не изменяется или она снижается до 2000 м. В ней уменьшается роль кварцитов и увеличивается число и мощность залежей силлиманитовых, биотит-гранатовых, биотит-силлиманит-гранат-кордиеритовых гнейсов и сланцев. Местами, в верхних частях разреза, появляется диопсидовые и диопсид-флогопитовые породы.

Восточная часть Тимптоно-Иенгрского междуречья характеризуется увеличением мощности верхнетимптонской серии до 4000 м. Ни ее 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. Срединная часть разреза сложена гиперстеновыми, биотит-гиперстеновыми плаггиогнейсами, переслаивающимися с подчиненными основными сланцами и редкими маломощными залежами кварцитов. В подошве и кровле средней части серии развиты биотит-гранатовые, гранатовые и гиперстен-гранатовые плаггиогнейсы и гранулиты. Верхние части серии характеризует толща основных сланцев и пироксенитов. Здесь отмечены графит- и сульфидсодержащие амфибол-пироксеновые породы.

К северу, в Тимптон-Горбыляхском междуречье, мощность серии снижается до 3500 м. В нижних частях она представлена биотитовыми, биотит-роговообманковыми, клинопироксеновыми плаггиогнейсами с прослоями основных сланцев того же состава. Средние части более меланократовые, здесь преобладают основные сланцы, переслаивающиеся с гнейсами. Залежи биотит-гранатовых и гранат-пироксеновых пород крайние редки и маломощны. Вверху отмечаются редкие прослои кварцитов и биотит-гранатовых гнейсов.

В бассейнах рек Токарикана и Кабакты (правые притоки р. Тимптон) верхнетимптонская серия (5500 м) представлена однообразной толщей переслаивающихся биотитовых, роговообманковых, гиперстеновых, клинопироксеновых гнейсов, основных сланцев и амфиболитов. В бассейне р. Танграк серия перекрывается образованиями иенгской серии [Жаң, 1962]. К северу, в бассейне р. Б. Модемкон, мощность серии снижается до 2000—3000 м, в нижних частях серия более меланократовая, чем в верхних.

В верховьях р. Гонам и на Гонам-Тимптонском междуречье обнажается меланократовая толща серии мощностью до 6500 м. Нижние части ее сложены меланократовыми амфибол-пироксеновыми гнейсами и сланцами, пироксенитами и эклогитоподобными породами. Наблюдаются линзы мономинеральных и магнетитовых кварцитов мощностью до 20 м. Кверху по разрезу увеличивается роль лейкократовых плаггиогнейсов с гиперстеном и биотитом и гиперстеновых гранулитов. Количество гранат-пироксеновых пород значительно снижено.

Далее на востоке вдоль южной части Алданского щита и южной границы распространения толщ иенгской, тимптонской и джелтулинской серий, в верховьях р. Сутам, мощностью верхнетимптонской серии увеличивается до 800 м, при этом она сохраняет меланократовый облик. Повышается роль гиперстенсодержащих пород. Отмечены небольшие редкие залежи мраморов, кальцифиров и сульфидсодержащих пород. В середине разреза наблюдаются залежи магнетитовых кварцитов, магнетит-гранатовых, магнетит-гиперстеновых и магнетит-диопсидовых пород [Сердюченко и др., 1960]. В более восточных районах вдоль южной окраины Алданского щита в местах преимущественного развития существенно чарнокитовых толщ тимптонской серии также относительно широко развиты образования, которые являются более древними, чем иенгские и тимптонские породы, и могут коррелироваться с верхнетимптонскими. Эти толщи именуется по-разному: курультино-гонамский, сутамский комплекс, сутамская серия и т. д. [Кудрявцев, 1966; Кулиш, 1973; Маракушев, 1965; Смирнов, 1976; и др.]. Обычно формирования тимптонской

серии и этих, более древних образований соприкасаются по крупным разломам глубокого заложения и, надо полагать, со значительным вертикальным смещением соприкасающихся блоков. Участки, сложенные порознь тимптонскими и верхнетимптонскими толщами в местах их стыковок, отличаются друг от друга довольно четко архитектурой и ориентировками пликативных деформаций, син- и посторогеническим магматизмом, характером и степенью метаморфизма и ультраметаморфизма, а также определенными различиями литолого-петрографического состава пород и их соотношений друг с другом, несмотря на в общем-то относительно меланократовый состав обеих толщ.

Так же как и в западных районах щита, толщи, более древние, чем породы тимптонской серии, и коррелирующиеся с верхнетимптонскими образованиями, могут быть отнесены по возрасту формирования к картею.

В самых общих чертах толща верхнетимптонской серии, распространенная по южной окраине Алданского щита, с запада на восток увеличивает мощность (от 1000 до 8000 м), она становится более меланократовой и однообразной, уменьшается роль и исчезают вовсе высокоглиноземистые, глиноземистые, графитовые породы и кварциты. На востоке появляются кремнисто-железистые породы типа итабиритов. В химическом отношении это выражается в уменьшении на восток роли Al, S и в увеличении Fe, Ca, Mg. Более детально петрохимические особенности толщи верхнетимптонской серии в целом и в региональном отношении рассмотрены ранее [Кулиш, 1976а].

Толщи иенгурской серии, относимой по наиболее общепринятому мнению к низам алданского комплекса, в западной части щита залегают на сиалических, стратифицируемых, дифференцированных в петрохимическом и литолого-петрографическом отношении образованиях верхнетимптонской серии. Это подтверждается непосредственными наблюдениями в разрезах и при геологическом картировании зон соприкосновения толщ этих серий.

В местах широкого развития иенгурских пород, отдаленных от площадей развития верхнетимптонских формирований (бассейны средних течений рек Алдан и Тимптон), на присутствие под ними сиалических, гетерогенных толщ, сопоставимых с верхнетимптонскими, косвенно указывают отмечаемые здесь в образованиях нижних горизонтов иенгурской серии интрузии реоморфных гранитоидов варьирующего химического и минералогического состава, явно возникших в более глубоких горизонтах "кислого" состава и дифференцированных в вещественном отношении.

Геофизические исследования в центральной и восточной частях Алданского щита [Лишнецкий и др., 1968; и др.] показывают, что архейские суперкратальные образования имеют в конкретных участках значительно большую мощность, которая могла бы быть создана только выходящими здесь на дневную поверхность толщами иенгурской, тимптонской и джелтулинской серий как стратиграфических подразделений определенной мощности, — это предполагает наличие здесь под иенгро-джелтулинскими формированиями нижележащих гнейсо-сланцевых толщ более древних стратиграфических подразделений.

Геофизические данные по подстилающим иенгурскую, тимптонскую и

джелтулинскую серии толщам весьма близки к показателям, свойственным образованиям верхнетимптонской серии.

На площадях непосредственного соприкосновения толщ верхнетимптонской и иенгрской серий иногда отмечаются угловые несогласия, размытые нижележащих образований, длительный перерыв в осадконакоплении и весьма резкая смена их литолого-фациального и геотектонического характера. В местах налегания формирований одной серии на другую кое-где фиксируются залежи конгломератов, метаморфизованных гравелитов, аркозов, бокситоносных пород. Толщи верхнетимптонской серии отличаются от иенгрских большим по глубинности и температурам региональным метаморфизмом, имеются между ними заметные различия в характере ультраметаморфизма, анатектоидного гранитоидного магматизма в плане и интенсивности пликвативных деформаций и т. д.

Отсутствие в ряде мест четких признаков структурного несогласия или резких различий в степенях метаморфизма (в минеральных ассоциациях, близких по химическому составу пород) обусловлено интенсивными пликвативными дислокациями в весьма пластичном состоянии, глубоким региональным метаморфизмом и активным ультраметаморфизмом (гранитизацией, мигматизацией и т. п.), которые подвергались одновременно толщи верхнетимптонской и иенгрской серий в период главной орогенической фазы развития алданской подвижной области. В таких случаях границу между этими образованиями следует проводить по появлению выше относительно однообразных толщ основных (амфибол-пироксеновых) пород верхних стратиграфических подразделений верхнетимптонской серии (горбыляхской, чекчейской, курбаликитской и других свит), более пестрых по литолого-петрографическому составу пород, сложно переслаивающихся пачек верхнеалданской свиты иенгрской серии со значительным количеством протяженных пластов кварцитов, кварцито-гнейсов, высокоглиноземистых гнейсов и сланцев.

Толщи горбыляхской (чекчейской) свиты развиты в западной и юго-западной частях шита, в междуречье Тимптона и Алдана с южной границей по структурному шву между шитом и Становой складчатой системой (зоной развития диафоритов, гнейсоидов). Свита представлена амфиболовыми, амфибол-биотитовыми, диопсид-амфиболовыми гнейсами, плагиогнейсами и сланцами, которые переслаиваются с основными, средними и реже кислыми чарнокитами. Подчиненное значение имеют полевошпатовые амфиболиты, диопсидовые и силлиманитсодержащие породы. Встречаются редкие маломощные линзы и пропластки кварцитов в ассоциации с высокоглиноземистыми породами, диопсид-амфиболовыми сланцами и чарнокитами. Характерная особенность свиты — увеличение вниз по разрезу количества, мощности и монотонности пластов основных амфибол-пироксеновых пород (сланцев, амфиболитов, пироксенитов, разнообразных чарнокитов, гнейсов, гранат-пироксен-амфиболовых пород и т. д.), т. е. толща становится более "основной".

Между накоплением верхнетимптонских и иенгрских образований был значительный временной перерыв, за которым произошли существенные изменения литологических и геотектонических обстановок, дислокации и размытые нижележащих толщ, а возможно, и их метаморфические преобразования и т. п. Это дает основание относить формирования верхне-

тимптонской серии к более древнему, чем иенгрский, возрастному уровню, т. е. к катархейскому.

Для верхнетимптонской серии по сравнению с иенгрской характерен более основной состав. Породы верхнетимптонской серии более обогащены магнетитом; развиты разнообразные магнетитовые породы: гиперстен-кварц-магнетитовые, кварц-магнетитовые, гранат-магнетитовые, плагиоклаз-магнетитовые, амфибол-магнетитовые и другие, в которых магнетит нередко образует промышленные концентрации. Д.П. Сердюченко и др. [1960] подчеркивали их аналогию с магнетитовыми породами чарнокитов Майсура (Индия), Уганды, Кольского полуострова и др. Характерно относительно широкое развитие гранатовых и гиперстенных гранулитов, а породы с парагенезисами $Gr + Hb$ и $Gr + Di$ (эклотитоподобные) преимущественно развиты только в толщах этой серии. Мраморы, кальцифиры и диопсид-скаполитовые породы отмечаются исключительно редко в виде небольших линз, приурочиваясь к горизонтам относительно пестрого литолого-петрографического состава. К числу редких относятся и диопсидовые породы. В серии отмечены относительно крупные залежи корундитов и корунд-дистеновых пород.

Толщи верхнетимптонской серии, как это видно из характера литолого-петрографических особенностей слагающих ее пород и будет детально обосновано ниже, являются продуктом эвгеосинклинальной зоны алданской подвижной области. Судя по мощности толщ, стратиграфическому и территориальному распределению составляющих их пород, эвгеосинклиналь была дифференцированной в пространстве, а в процессе ее развития во времени прослеживается от одного до трех последовательных геотектонических циклов, когда мощные толщи основных вулканогенных пород сменяются вверх по разрезу более кислыми, более высокоглиноземистыми и более пестрыми в литологическом отношении вулканогенно-осадочными, терригенно-морскими и морскими формациями (граувакки, глинистые, мергелистые, туфогенные и тому подобные породы). Магматические образования в пределах цикла эволюционируют от основных и ультраосновных до средних и даже кислых.

К сожалению, для образований верхнетимптонской серии ("доиенгрских"), так же как и для пород иенгрской, тимптонской и желтулинской серий, нет достоверных определений абсолютного возраста, которые бы однозначно определяли время накопления исходных толщ тех или иных метаморфических образований Алданского щита или могли бы корректно быть интерпретированными в этом отношении. Сложность абсолютной геохронологии алданских формаций докембрия заключается прежде всего в их полиметаморфическом характере, обусловленном тем, что эти породы претерпели неоднократный разнородный, прогрессивный и регрессивный метаморфизм, существенным образом нарушивший изотопные отношения элементов в породах Алдана и в значительной мере стерший изотопные отношения элементов, которые имелись в толщах в их "дометаморфический" период. И все же это один из главных путей объективного решения вопросов стратиграфии метаморфических формаций Алданского щита.

Имеющиеся геохронологические определения тех или иных образований Алданского щита опубликованы в работах многих исследователей, однако

следует выделить две наиболее полные сводки в этом отношении [Геохронология..., 1968, 1973]. Что касается датировок "доиенгрских" толщ верхнетимптонской серий, то они по значениям варьируют в широких пределах (так же как и в отношении других алданских пород), однако имеются значения и от 3,5 до 5,6 и даже более млрд. лет. Эти значения получены преимущественно по пироксенам К-Аг-методом. Следует отметить, что древнейшие датировки получены из образований, относимых к "доиенгрским" толщам верхнетимптонской серии.

Верхнетимптонские "доиенгрские" толщи имеют следующие отличительные черты от образований иенгрской, тимптонской и джелтулинской серий. Это наиболее "основные" формирования Алданского щита, характеризующиеся в целом содержанием $\text{SiO}_2 = 62,26\%$ с вариациями по отдельным толщам от 60,43 до 63,81% [Кулиш, 1976а], не считая джелтулинской серии, низкая кремнекислотность которой ($\text{SiO}_2 = 58,42\%$) обусловлена высоким распространением в ней карбонатных пород. Она сложена преимущественно мощными относительно монотонными толщами роговообманковых, гиперстеновых и клинопироксеновых плагиосланцев, плагиогнейсов, амфиболитов и пироксенитов. Ортоклаз и микроклинсодержащие разности гнейсов редки, сланцев – не отмечены.

Пликвативные деформации характеризуются развитием здесь наряду с обычными антиклинальными и синклинальными структурами куполов прихотливых форм и мульдообразных структур. Структурные планы и их генеральные направления в катархейских и нижнеархейских толщах, как правило, не совпадают.

Породы "доиенгрских" формаций испытали в целом более интенсивный по температуре и глубинности региональный метаморфизм, что выразилось в широком развитии здесь основных эклогитоподобных пород с парагенезисами $\text{Di} + \text{Cr}$ и $\text{Hb} + \text{Cr}$, в высокоглиноземистых породах появляются $\text{Hyr} + \text{Sill}$, весьма магнезиальные $\text{Cor} + \text{Gr}$, в ультраосновных и высокоглиноземистых породах известны ассоциации с сапфирином и т. п. [Марашев 1965; Кулиш, 1973, 1976; и др.].

Ультраметаморфизм (гранитизация и мигматизация) проявлен в верхнеалданских толщах слабее, чем в нижнеархейских, здесь развиты преимущественно серые анатектоидные плагиограниты, в то время как во вторых более широко распространены красные существенно калиевые разности ультраметаморфогенных гранитоидов. Имеют место сапфириновые метасоматиты при "гранитизации" ультраосновных пара- и ортопород. Эти особенности, вероятно, обусловлены прежде всего "основным" составом катархейских толщ, подвергшихся гранитизации.

При изучении литологии и петрологии верхнетимптонских пород следует иметь всегда в виду, что они по сравнению с иенгро-джелтулинскими толщами подверглись значительно большему высоко-, средне- и низкотемпературному многоэтапному регрессивному метаморфизму, преобразовавшему его пироксеновые породы в роговообманковые, биотитовые, эпидотовые вплоть до формирования хлорит-серцитовых гнейсов, сланцев и гнейсоидов [Коржинский, 1936; Кулиш, 1964; Судовиков и др., 1965; и др.]. Это явилось следствием многих факторов, но прежде всего их более древним "доиенгрским" возрастом и положением описываемых толщ, совпадающим с зоной сочленения Алданского щита

и Становой складчатой системы. И "зона" и "система" характеризовались интенсивнейшей геологической жизнью после событий раннего архея, что, естественно, отразилось на минеральном и химическом составе ранее метаморфизованных пород.

Таким образом, на Алданском щите среди его суперкрустальной толщи выделяются две возрастные группы пород: катархейская (верхнетимптонская серия) и нижнеархейская (иенгская, тимптонская, желтулинская серии), причем нет единого мнения о их возрастных соотношениях друг с другом и о их отнесении к одному или двум обособленным комплексам.

Часть исследователей [Судовиков и др., 1965; и др.] считают верхнеалданские толщи возрастным аналогом алданского комплекса; другие [Фрумкин, 1968; Кулиш 1973; и др.] полагают, что это наиболее древние формирования одного алданского комплекса; Е.П. Миرونюк и др. [1971] относят толщи верхнетимптонской (курультинской) серии в состав комплекса (олекмо-станowego и др.) более молодого, чем алданский комплекс. В.А. Кудрявцев [1966] и др. рассматривают эти образования в качестве курультино-гонамского, гонамского, сутамского и тому подобных комплексов, подстилающих алданский комплекс. А.М. Смирнов [1976] однозначно определяет эти образования как катархейские, относя их к зверевскому комплексу, противопоставляя его более молодому нижнеархейскому алданскому комплексу.

На данном этапе исследования автор считает, что рассматриваемые толщи относятся к одному катархей-нижнеархейскому алданскому комплексу. Однако, учитывая имеющиеся различия в территориальном размещении, структурном положении, геотектонической и литологической природе, а также наличие структурного несогласия и длительного временного перерыва, автор приходит к выводу о том, что взгляды А.М. Смирнова [1976] и др. о разделении суперкрустальных толщ на два комплекса (зверевский и алданский) наиболее обоснованы и в будущем получат широкое признание. Этому будут способствовать детальные тематические исследования и геокартирование, которые позволяют разработать более четкие критерии различий этих комплексов и установить более подробные особенности их геологического взаимоотношения. Особые надежды возлагаются на установление их достоверных геохронологических датировок.

СТРУКТУРНО-ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ПЕРЕРЫВЫ И НЕСОГЛАСИЯ

Проблемы перерывов в осадконакоплении и структурных несогласий имеют важное значение в познании последовательности геологического развития Земли. Эти явления характеризуют резкие изменения в характере седиментации и происшедшие существенные геотектонические дислокации. Поэтому установление конкретных черт перерывов и несогласий в древних суперкрустальных комплексах является важной частью изучения стратиграфии и осадочной геологии докембрия. Исследователи, придерживающиеся взглядов о специфическом развитии земной коры в архее как принципиально отличном от более поздних этапов ее истории, считают, что перерывов в осадконакоплении не было и в силу этого в докембрийских комплексах не могут быть образования, фиксирующие эти перерывы: конгломераты, гравелиты, аркозы, бокситы и т. п. Они же отрицают и на-

личие в этих формированиях размывов толщ и соотношений их с угловым несогласием [Лазько, 1971; Салоп, 1973; Фролова, 1951, 1962; и др.].

В алданском архее установлены и перерывы в осадконакоплении и структурные несогласия. Это подтверждается наличием в толщах катархей-нижнеархейского комплекса на определенных стратиграфических уровнях и в конкретных частях щита конгломератов, гравелитов, аркозов, бокситов и других продуктов переотложенных кор выветривания, обязанных своим формированием перерывам в осадконакоплении, наличию размывающейся суши, разнообразных кор выветривания на поверхности Земли. Угловые и структурные несогласия фиксируются при геологическом картировании, а также при детальном исследовании конкретных разрезов и определенных участков региона.

Вместе с тем изучение этих явлений крайне затруднено рядом факторов. Несомненно, конгломераты, аркозы, бокситы и другие подобные им по литологической принадлежности образования, а также структурные несогласия тех или иных масштабов были более широко распространены на территории щита и на большом числе стратиграфических уровней. Однако глубокий региональный метаморфизм, активные гранитизация и мигматизация, обилие анатектоидных и интрузивных сложных залежей гранитоидов, неоднократные и интенсивные деформации толщ в весьма пластичном состоянии, последующие многократные дизъюнктивные нарушения со значительными и разнонаправленными перемещениями блоков относительно друг друга, а также другие явления приводят к значительному стиранию признаков перерывов и несогласий, а то и к полному их уничтожению, учитывая особо гетерогенность и специфичность строения и состава этих образований.

Описываемые формирования весьма осложняют разнообразные литологические переходы с резкими границами между различными типами пород, нередок достаточно пестрый состав толщ, многократная повторяемость в разрезе пачек одинакового петрографического состава. Так что выпадение из разреза определенных его частей подчас трудно объяснить только или литолого-фациальными изменениями седиментации, или перерывом в осадконакоплении.

Наиболее раннее и достаточно контрастное изменение особенностей осадконакопления и характера геотектонического развития алданского подвижной области имеется между толщами верхнетимптонской и иенгской серий [Кудрявцев, 1966; Кулиш, 1973; Ветлужский и др., 1966; Дзевановский, 1958; Мокроусов, 1968; Фрумкин, 1967; и др.].

Это обусловило наличие в верхних частях верхнетимптонской серии и в нижних верхнеалданской свиты иенгской серии конгломератов, аркозов, гравелитов, бокситов и бокситоносных пород, россыпных концентраций тяжелых минералов, песков и т. п. Весьма разительны составы этих толщ: верхнетимптонская серия — преимущественно амфибол-пироксеновые гнейсы и сланцы; верхнеалданская — кварциты, высокоглиноземистые, биотитовые и другие гнейсы и сланцы. Толщи верхнеалданской свиты залегают несогласно на образованиях различных уровней верхнетимптонской серии. Несогласное взаимоотношение этих толщ подчеркивается резко дискордантным направлением и различиями в характере их пликтивных структур в местах соприкосновения данных образований, а также отли-

чающимися особенностями их метаморфизма (различные уровни температур и глубинности), ультраметаморфизма и анатектоидного гранитоидного плутонизма (в верхнетимптонской — существенно натриевые, меланократовые серии, в верхнеалданской — существенно калиевые, лейкократовые и аляскитовые серии гранитоидов).

Все это указывает на то, что накоплению трансгрессивной по характеру верхнеалданской свиты на толщах верхнетимптонской серии предшествовали тектонические дислокации и размыв. Произошла смена литологических и геотектонических ситуаций: нижние толщи — это образования эвгеосинклинальных зон, верхние — перикратонные и миогеосинклинальные формирования.

Неоднократно отмечалось несогласное, в других случаях — согласное взаимоотношение иенгрской и тимптонской серий. Хотя общепринято, что тимптонская серия более позднее образование, чем иенгрская, имеются высказывания, что местами первая как бы подстилает иенгрские толщи или они литологически переходят друг в друга [Каденский, 1961; Кулиш, 1964; и др.]. Н.И. Веревкин и др. [1966] указывают, что между этими сериями отмечаются лишь местные стратиграфические перерывы без признаков существенных структурных несогласий. В.А. Мокроусов [1968] и И.М. Фрумкин [1967, 1971] считают, что отложению тимптонских формаций предшествовала "иенгрская" орогеническая фаза, создавшая сложные деформации иенгрских толщ и расчлененный рельеф поверхности. Это вместе с последующим дифференцированным размывом вызвало залегание толщи тимптонской серии на различных стратиграфических подразделениях иенгрских образований.

Пликвативные структуры тимптонских толщ имеют иные направления и план деформаций, чем складки иенгрских образований; в одних местах простирания обеих толщ совпадают, в других — они дискордантно сочленяются, как бы срезая друг друга, в третьих — между ними имеется своеобразная переходная зона, в которой происходит плавных переход от "иенгрских" к "тимптонским" направлениям пликативных структур. Зачастую толщи иенгрской и тимптонской серий разделены долгоживущими глубинными разломами.

Достаточно различные геотектонические и литолого-фациальные условия накопления иенгрских и тимптонских толщ, отличие их друг от друга по составу, характеру деформаций, наличие в основании тимптонской серии в одних местах конгломератов, а в других — первично-эффузивных основных залежей предусматривают между ними литологические, стратиграфические и структурные несогласия, обусловленные, скорее всего, накоплением этих толщ в разобщенных, но соприкасающихся различных по геотектонической природе структурно-фациальных зонах алданской подвижной области.

Впервые на наличие перерыва между тимптонской и джелтулинской сериями указал Ю.К. Дзевановский [1958], учитывая отложения конгломератов в нижнем течении р. Тимптон. Однако впоследствии эти "конгломератовидные" породы оказались тектонопластитами — будинированными силикатными породами в карбонатной толще [Крылова, Неелов, 1960].

Вместе с тем другие факты свидетельствуют о существовании структурного, стратиграфического и литологического несогласия между толщами

тимптонской и желтулинской серий, о наличии между ними перерыва в осадконакоплении, о размыве и дислокациях тимптонских образований, предшествовавших накоплению пород желтулинской серии [Кулиш, 1973; Реутов, 1981; и др.]. Тимптонские и желтулинские толщи крайне различны по вещественным и формационным признакам; площади, слагаемые теми и другими образованиями, имеют различные структурные планы. Складки желтулинских пород нередко простираются как бы касательно тимптонским структурам. На участке водораздела рек Тимптон и Нельгюу против устья р. Б. Хатыми складки пород тимптонской серии как бы срезаются шикативными структурами желтулинских толщ. В основании желтулинской серии отмечены редкие залежи конгломерат и более обильные залежи офиолитов.

В.А. Мокроусов [1968] и И.М. Фрумкин [1967] отмечают, что эти факты представляют следствие тимптонской фазы складчатости, проявившейся до начала формирования толщ желтулинской серии и создавшей на базе иенгрских и тимптонских образований консолидированную структуру, контролировавшую накопление и деформации пород желтулинской серии.

Иенгро-Тимптонская жесткая структура испытала значительные поднятия, приведшие к интенсивному размыву ранее накопленных толщ. Этот размыв сильнее всего проявился в центральных частях иенгро-тимптонского поднятия, постепенно ослабевая к его периферии.

Следы размыва выражены особенно ясно в районе правобережья р. Тимптон, на контакте самой западной, ближайшей к области указанного поднятия полосы желтулинских пород. Здесь желтулинская серия залегает на различных частях тимптонской серии, наблюдается исчезновение из разреза кюриканской и верхнесуннагинской свит, а в других местах толщи желтулинской серии залегают на нижнесуннагинской или перекрывают верхнесуннагинскую свиту. В то же время в западной части хр. Суннагин и в других восточных участках шита достоверных признаков перерыва и несогласия между тимптонской и желтулинской сериями не установлено. Возможно, что здесь они вовсе не проявились.

В общих чертах, так же как это имеет место между тимптонской и желтулинской сериями, проявлены перерыв в осадконакоплении и структурные несогласия между верхнеалданской и федоровской свитами иенгрской серии в западной и центральной частях Алданского шита. В одних местах это фиксируется, в других — их взаимоотношения согласные.

Аналогично соотношению толщ тимптонской серии и верхнеалданской свиты иенгрской серии федоровская свита иенгрской серии взаимодействует с желтулинской серией. В западных участках распространения образований желтулинской серии местами отмечается непосредственное их залегание на толщах федоровской свиты. Такое соприкосновение двух образований близкого формационного характера может быть объяснено накоплением их в разобщенных структурно-формационных зонах единой подвижной области с некоторым смещением во времени (формирование желтулинской серии несколько запаздывало относительно времени образования федоровских толщ).

Несогласное залегание федоровской свиты на размытые в той или иной мере толщи нимнырской и верхнеалданской свит отмечалось неоднократно

[Мокроусов, 1968; Фрумкин, 1967; Реутов, 1981; и др.]. В частности, такое явление наблюдалось автором в районе г. Бишь в бассейне среднего течения р. Тимптон. Имеет место и некоторое несовпадение планов пликативных деформаций толщ федоровской свиты относительно нижележащих образований. К косвенному доказательству смены геотектонических условий и перерыва в осадконакоплении относится стратиграфическая приуроченность к нижним горизонтам федоровской свиты обильных излияний основной магмы офиолитового характера. Местами в основании федоровской свиты отмечаются конгломераты и гравелиты [Энтин, 1971; Реутов, 1981].

Процесс формирования первичных толщ алданского комплекса наряду с крупными перерывами и несогласиями, фиксирующими этапные изменения геотектонических обстановок и условий седиментации, сопровождается мелкими, внутрiformационными перерывами и несогласиями, которые еще больше усложняли взаимоотношения пород в конкретных стратиграфических подразделениях и отражали локальные изменения в осадконакоплении и геотектоническом развитии этих частей комплекса.

К числу межформационных перерывов относятся явления, наблюдаемые в верхнеалданской свите. В частности, в среднем течении р. Алдан в мощной толще кварцитов отмечается перерыв в осадконакоплении с размывом нижележащих толщ (Г.В. Меркулова, 1949 г.). Здесь горизонт неслоистых, мономинеральных, мелкозернистых, сахаровидных кварцитов в одних случаях залегает согласно на слоистых силлиманитовых кварцитах и кварцито-гнейсах, в других — на размытой поверхности различных слоев нижележащих горизонтов вплоть до самого нижнего горизонта слоистых, мономинеральных, грубозернистых кварцитов, т. е. имеет место дифференцированный размыв нескольких горизонтов кварцитово-толщи. Углового несогласия не отмечено. Местами наблюдалось, как плоскость подошвы горизонта сахаровидных кварцитов срезает слои различных нижележащих горизонтов. Подобные явления описал Л.В. Травин [1975], отметивший также в кварцитах знаки ряби.

К внутрiformационным перерывам относится выпадение из разреза тимптонской серии свиты Доллу (по Ю.К. Дзевановскому, [1958], в результате чего кюриканская свита залегает то на свите Доллу, то на верхне-суннагинской свите.

Признаки локальных перерывов в осадконакоплении, размыва нижележащих толщ и структурных несогласий отмечаются и в других стратиграфических подразделениях, однако, как указывалось выше, их изучение затруднено рядом факторов, и оно может быть в должной мере информативным лишь при детальных специализированных исследованиях.

Таким образом, в раннекембрийском алданском комплексе имеются перерывы в седиментации, размывы ранее созданных образований и структурные несогласия различных масштабов, распространенности и рангов, а их характерные черты не имеют принципиальных отличий от аналогичных явлений более молодых периодов развития литосферы.

Структурно-литологические перерывы и несогласия имеются местами между крупными тектоно-литологическими (стратиграфическими) подразделениями алданского комплекса, отображающими значительные эта-

пы развития алданской подвижной области. Внутриформационные же несогласия и перерывы в конкретных местах и формациях отсутствуют или развиты слабо, что в целом характерно и для геосинклинальных формаций фанерозоя [Рухин, 1961; Херасков, 1967; и др.].

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ И ИХ ПЕРВИЧНАЯ ПРИРОДА

ЦИКЛИЧНЫЕ И РИТМИЧНО-СЛОИСТЫЕ ТОЛЩИ

Наряду с неупорядоченной слоистостью во всех сериях катархея и нижнего архея Алданского щита на различных стратиграфических уровнях отмечаются циклично построенные толщи, а также пачки, состоящие из ритмично чередующихся маломощных прослоек, имеющих определенные закономерности в качественных и количественных сочетаниях элементов ритма [Энтин, 1971; Кулиш, Реутов, 1977; Черкасов, 1979; и др.].

Наиболее хорошо изучены циклически построенные толщи в федоровской, верхнеалданской и чугинской свитах иенгрской серии. Толща нижней части верхней подсвиты верхнеалданской свиты в долине р. Алдан (приустье р. Нерити) имеет четкое двухкомнатное циклическое строение [Реутов, 1981]. Цикл начинается мономинеральными массивными кварцитами и заканчивается кордиерит-силлиманит-магнетитовыми гнейсами. Выделяются четыре цикла, при этом мощность толщ соответственно достигает 20, 36–44, 115–125 и 27 м. Границы между толщами отчетливые до резких, а переходы между элементами толщ (кварцитами и гнейсами) постепенные. Кварциты нижних элементов толщ среднезернистые, неясно-слоистые, состоят из кварца (95%), калиевого полевого шпата (до 5%), единичных индивидов гематита, силлиманита и мусковита. Часть акцессорных минералов (циркон, рутил, брукит, апатит и др.) имеет очень четко выраженные признаки кластогенного происхождения (различная степень округленности, окатанности обломков зерен, шероховатость поверхности, красноватые рубашки на поверхностях зерен и др.). Размер зерен циркона по удлинению – 0,05–0,35 мм, чаще всего 0,14–0,16 мм, их содержание – до 2000 зерен на 1 кг породы.

Кордиерит-силлиманит-магнетитовые гнейсы верхних элементов циклов содержат ортоклаз (20–30%), кордиерит (до 20%), кварц (15–20%), силлиманит (10–15%), биотит (1–5%), гематитизированный магнетит (до 30%), пирит (до 5%) и единичные зерна силлиманита. Акцессорные минералы (циркон, монацит, рутил, брукит) также несут признаки обломочного происхождения. Средний размер зерен цирконов – 0,09 мм, а содержание их – 150–450 зерен на 1 кг породы. Набор акцессорных минералов по сравнению с кварцитами более беден, количество их намного ниже, размеры зерен меньше. Характерно присутствие гематита в подошве ритма, а магнетита в середине и кровле ритма.

В береговых обнажениях р. Алдан, выше устьев руч. Могильный и р. Сангар, циклам соответствует двух- или трехкомпонентное строение. Нижние элементы сложены полевошпатовыми, биотит-полевошпатовыми квар-

цитами и кварцито-гнейсами, средние – силлиманит-кордиерит-биотитовыми кварцито-гнейсами, а верхние – силлиманит-кордиерит-биотитовыми или биотитовыми гнейсами. Концу некоторых циклов свойственна регрессивная серия пород: выше гнейсового слоя появляется кварцито-гнейсовая пачка. Мощность циклов в средней части серии – 120–125 м, а в нижней и верхней частях – 20–40 м. Кварциты и кварцито-гнейсы состоят из кварца (70–80%), калиевого полевого шпата (до 15%), биотита (до 4%), кордиерита (до 7%), силлиманита (3–7%) и единичных зерен турмалина и сульфидов. Акцессорные (циркон, рутил, и др.) в той или иной мере окатаны. Зерна циркон хорошо окатаны, средний размер их – 0,15 мм, содержание – до 3300 зерен на 1 кг породы.

Силлиманит-биотит-кордиеритовые гнейсы содержат кварц (45–60%), ортоклаз и микроклин (20–25%), кордиерит (7–12%), биотит (10–12%), силлиманит (3–7%), а биотитовые гнейсы – более высокие количества полевых шпатов и биотита. По сравнению с кварцитами в гнейсах содержание акцессорного циркона снижается до 600–900 зерен на 1 кг породы, а средний размер зерен уменьшается до 0,11 мм.

Иной характер цикличности наблюдается в береговых обнажениях р. Алдан в 5,5 км выше р. Курумкан, где вскрыто основание чугинской свиты. Здесь наблюдаются три ритма. В нижних частях циклов залегают биотит-кордиерит-силлиманитовые гнейсы с прослоями и линзами биотит-силлиманитовых кварцитов. Внутри циклов происходит постепенное увеличение содержания граната снизу вверх. В средней части второго цикла развиты биотит-гиперстеновые гнейсы и сланцы. Заканчиваются циклы двупироксен-роговообманковыми сланцами. В первом снизу цикле среди них присутствуют прослои мономинеральных диопсидовых пород и кальцифиров.

Примером цикличности близкого типа служит разрез чугинской свиты в верховьях р. Б. Нимыр. Нижние элементы сложены кварцитами, переслаивающимися с силлиманит-кордиерит-гранатовыми гнейсами. Средние части образованы гиперстеновыми гнейсами и сланцами, переслаивающимися с двупироксеновыми сланцами. В верхних частях циклов преобладают двупироксеновые и двупироксен-роговообманковые сланцы с пластами диопсидовых сланцев, диопсидовых и скаполит-диопсидовых пород.

Цикличным строением характеризуется и федоровская свита в районе Федоровских месторождений флогопита [Ройзенман, 1973; Энтин, 1971]. Циклы сложены (снизу вверх): 1 – биотит-гиперстеновым, роговообманковыми гнейсами и сланцами; 2 – двупироксен-роговообманковыми и роговообманковыми сланцами; 3 – диопсид-роговообманковыми сланцами; 4 – диопсидовыми сланцами и кальцифирами; 5 – кварцево-диопсидовыми сланцами и кальцифирами; 5 – кварцево-диопсидовыми сланцами. Наряду с полными циклами, состоящими из пяти элементов, отмечаются неполные циклы из двух, трех и четырех элементов. Близкий характер строения свиты устанавливается и в разрезах других флогопитовых и железорудных месторождений. В то же время на участках между месторождениями насыщенность свиты карбонатными породами уменьшается и элементы упорядоченного строения разреза выражены гораздо менее четко.

Следует отметить, что вообще упорядоченное циклическое строение толщ довольно часто отмечается в разрезах серий алданского комплекса, особенно в некоторых его свитах (зверевской, верхнеалданской, чугинской, федоровской, кюриканской, сутамской и др.). Число циклов в конкретном разрезе свиты может достигать от двух до семи, а может быть, и более.

Циклическое строение толщ алданского комплекса указывает на циклическое изменение условий седиментации в период накопления этих осадков, несомненно связанное с определенно изменяющейся тектонической обстановкой в этой части области накопления. Следует подчеркнуть, что циклическость никогда не бывает абсолютной, циклы не имеют полной аналогии ни в размерах, ни в морфологии, ни в литологическом составе слагающих цикл пород. Циклическость характеризуется тем, что в начале прогрессивного цикла, в начале трансгрессии, накапливаются преимущественно терригенные, кластогенные образования, а по мере углубления бассейна, в середине и в конце цикла, — пелитовые, карбонатные (пелагические) осадки. В регрессивных циклах имеют место обратные явления. Особенности строения циклов, выражающиеся в закономерно повторяющемся изменении их состава, характер строения этих толщ, их геоструктурное положение: содержание, распределение, размерность, состав и морфология акцессорных минералов и другие признаки указывают на то, что они сложены материалом, привнесенным из областей сноса с широко и глубоко развитыми корами выветривания.

В толщах алданского комплекса довольно часто наблюдаются пакки мощностью до 1000 м и протяженностью 10–100 км тонкого ритмичного переслаивания высокоглиноземистых пород, кварцитов, биотитовых, основных гнейсов и сланцев, а также других пород. Они отмечаются на многих стратиграфических уровнях, но более часто и более представительны — в толщах верхнеалданской, федоровской и сутамской свит.

Ритмичная слоистость в кварцито-гнейсо-сланцевой толще по своей первичной природе чаще всего представляет двухкомпонентное образование. В ритмичном переслаивании участвуют кварциты и кварцито-гнейсы, залегающие в нижнем кремнистом элементе ритма, который постепенно переходит в верхний глиноземистый и высокоглиноземистый элемент ритма, сложенный гнейсами и сланцами. Наиболее часто отмечается чередование кварцитовых и силлиманит-биотитовых сланцев, а также высокоглиноземистых пород с биотитовыми гнейсами (сланцами), например, в толщах верхнеалданской свиты Тимптон-Горбыляхского междуречья. Имеет место ритмическое переслаивание лейкократовых (внизу) и меланократовых (вверху) прослоек. Отмечена ритмичность и среди гранулитов иенгской и тимптонской серий, где подошву ритма слагают ортоклазовый гранулит, а верх — графит-биотитовые сланцы.

Несколько реже отмечается трехкомпонентное чередование: кварцит, биотит-гранатовый и силлиманит-биотитовый сланец; кварцит, высокоглиноземистая порода, основной сланец (гнейс); высокоглиноземистая порода, биотитовый гнейс, основной амфибол-пироксеновый сланец (гнейс). Нижние части ритма слагают среднезернистые кварциты или биотит-кварцевые сланцы, которые постепенно переходят в мелкозернистые более меланократовые биотитовые сланцы, а далее — в биотит-гранатовые сланцы или биотит-магнетитовые и гиперстен-магнетитовые породы. Рит-

мичность имеет место среди кварц-железистых образований, в которых гематитовые разности, часто с силлиманитом, а иногда с повышенными содержаниями марганца, титана, бора, бария, сменяются вверх магнетитовыми разностями.

В сутамской свите наблюдается ритмичное чередование пропластков кварцитов, кальцифиров, мраморов биотит-гранатовых сланцев.

Ритмично-слоистые толщи федоровской свиты детально описаны А. Р. Энтиным [1971]. Они представлены сланцами кварц-диопсид-карбонат-роговообманково-полевошпатового состава. Ритмичность обусловлена преобладанием в подошве ритма пачек преимущественно кварц-полевошпатового состава, а в кровле — кальцит-диопсид-роговообманковых пород. В федоровской свите нами прослежены ритмично-слоистые толщи, в которых начало ритма представлено кварцито-гнейсами, средняя часть — гнейсами кварц-карбонат-диопсид-полевошпатового состава, а верхняя — меланократовыми сланцами карбонат-роговообманково-диопсид-полевошпатового состава или мраморами.

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 по разрезу увеличивается роль Fe^{3+} — появляется магнетит или в самом верху отмечается присутствие гематита. Но более часто характерно обратное явление, т. е. Fe^{3+} преобладает внизу, уменьшаясь вверх по ритму. Это обусловлено первичной степенью окисления железа при осадконакоплении, которая изменялась по мере формирования ритма.

Толщи ритмичного тонкослоистого переслаивания имеют флишоидный характер с двумя, тремя и реже с большим числом компонентов в ритме. Слои ритмов отличаются друг от друга своими минеральными и химическими составами, цветом и крупностью сложения. Мощность прослоек колеблется от 1 до 30 см (в среднем 5—7 см). В ряде случаев базальные части ритма имеют большую мощность, чем слойки кровли, иногда же отмечается обратное соотношение. По направлению к кровле происходит уменьшение зернистости осадков и увеличение глинистой составляющей, а в ряде случаев — карбонатных и других гидролизных компонентов. Отмечаются преимущественно полные, развитые ритмы, но есть и неполные, недоразвитые, а также ритмы, состоявшие из двух гемициклов (прогрессивного и регрессивного). Переходы между элементами ритма постепенные, границы 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, отражающая микроритмичность его накопления.

В бассейне р. Нельгюу в федоровской свите среди ритмично-слоистых мраморов, кальцифиров и диопсидовых пород Л.М. Реутовым, А.Р. Энтиным и А.И. Чикирдой [Реутов, 1981; Энтин, 1971] на контактах отдельных элементов ритма и между ритмами наблюдались базальные образования типа конгломератов и гравелитов с галькой и окатанными обломками кварцевого и плагиосланцевого состава размером до 3 см в поперечнике.

Расшифровка ритмичной слоистости, кроме выяснения характера осадконакопления, позволяет, в частности, выяснить истинное положение пласта, что имеет важное значение для картирования, учитывая сложный узор архейских дислокаций, приведших в ряде мест к опрокинутому или изоклиальному залеганию пластов.

Ритмично-слоистые флишеидные толщи алданского комплекса представляют собой морские осадки преимущественно мелководных, реже более глубоководных зон. Это тонкослоистые ритмичные осадки с двух-, трех-, реже четырехкомпонентными ритмами. Они имеют определенные закономерности в количественных и качественных сочетаниях элементов ритма. Первичный материал их представлял песчаные, алевроитовые, глинистые, карбонатные, кремнисто-железистые, гидролизные, туфогенные породы. Роль глинистых, гидролизных, органогенных, сульфидных и закисно-железистых осадков более значительна в верхних частях прогрессивных ритмов, а участие кластогенного материала и более крупнозернистых осадков имеет обратное соотношение. Ритмичность отмечается в терригенно-морских, хемогенных и вулканогенных формациях.

Ритмичная слоистость указывает на то, что при накоплении толщ алданского комплекса происходило ритмичное, резкое или постепенное, изменение литолого-фациальной обстановки в местах источников материала, на путях его переноса и главным образом в местах накопления.

Флишеидные толщи характеризуют средний этап развития внутренних геосинклинальных зон алданской подвижной области, предшествуя их общей инверсии и началу накопления моласс [Кулиш, 1973]. Они накапливались на дне мелководных и реже глубоководных бассейнов (впадин), на склонах кордильер, развивающихся у окраин разрастающихся материков. Ритмичность вообще обусловлена изменением литофациальных обстановок в областях сноса, на путях доставки материала и в местах его накопления (тектонических, климатических и т. д.).

Флишеидные и другие ритмично-построенные толщи имеются в архейских образованиях всех регионов мира, в частности на Кольском полуострове и в Карелии [Кратц и др., 1966; Прияткина, 1961; и др.].

Литологический анализ циклично построенных ритмично-слоистых толщ и флишевых формаций архея Алданского щита, а также Кольского полуострова, Восточных Саян и др. [Прияткина, 1961; Савельев, 1977; Фролов, 1973; и др.] показывает, что нет принципиальных различий в строении, образовании и геоструктурном положении подобных архейских и более молодых образований.

КОНГЛОМЕРАТЫ

Изучение докембрийских метаконгломератов¹ имеет большое значение для реконструкции геологической истории областей развития докембрия, расшифровки палеогеографической обстановки и условий седиментации, определения характера областей сноса, установления перерывов в осадконакоплении и стратиграфических построений, оценки рудоносности и др. [Лунева, 1977; Кренделев, 1974; Сидоренко, Лунева, 1967] -

¹ Далее по тексту — конгломераты.

На существование конгломератов в нижнем архее Алданского щита (между тимптонской и желтулинской сериями) указывал Ю.К. Дзевановский [1958], но последующими исследованиями М.Д. Крыловой, А.Н. Неелова [1960] и др. установлено, что описанные Ю.К. Дзевановским породы являются тектонопластитами — будинированными силикатными пропластками в карбонатных пачках пород. Е.М. Лазько [1956] отмечал, что в бассейне р. Ярогу и в Алдано-Амедичинском междуречье в нижней части верхнеалданской свиты в горизонте биотитовых и полевошпатовых кварцито-гнейсов мощностью до 500 м развиты конгломератовидные породы, имеющие облик "очковых гнейсов" со сплюснутыми гальками кварц-силлиманитового состава. По направлению на юг мощность горизонта конгломератовидных пород увеличивается и он постепенно замещает толщу кварцито-гнейсов. Е.М. Лазько [1956, 1971] не считал их конгломератами.

Учитывая всю важность находок конгломератов и сделанные ранее автором палеогеографические построения, были проведены поиски конгломератов среди пород алданского комплекса. В 1968 г. впервые в архее Алданского щита конгломераты были обнаружены автором в разрезах по р. Алдан в бассейнах рек Телетей, Нерити, Сангар, Амедици, Медвежья, по руч. Гадар и в других местах [Кулиш, 1971]. В 1971 г. эти выходы конгломератов были посещены Л.М. Реутовым [1981], в том числе и в приустьевой части руч. Могильного.

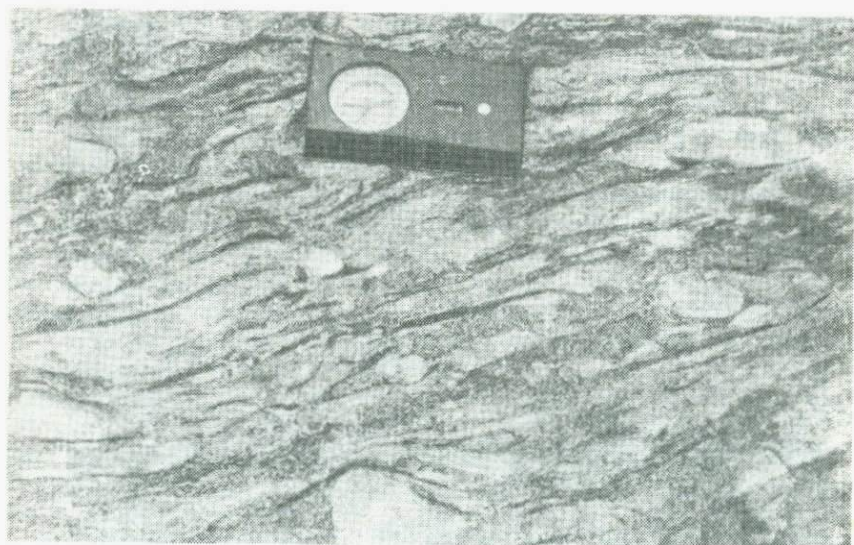
Конгломераты наблюдаются в элювиально-делювиальных развалах, в аллювии и в коренном залегании среди кварцитов, кварцито-гнейсов, биотитовых, биотит-гранатовых, биотит-гиперстен-роговообманковых и высокоглиноземистых гнейсов и сланцев. Конгломератовый горизонт вытянут в виде полосы (на юге с юго-западным, а на севере — с меридиональным простиранием) и прослеживается почти на 50 км. Мощность горизонта увеличивается с 2—4 м на севере до 200 м на юге. По данным автора [1971, 1973], конгломераты верхнего течения р. Алдан залегают внизу верхнеалданской свиты, отделяя пеструю по составу иенгскую серию (кварциты, высокоглиноземистые сланцы, мраморы и др.) от монотонной, основной по составу нижележащей верхнетимптонской (курульгинской или сутамской) серии. Л.М. Реутов [1981] считает, что конгломераты приурочены к верхним частям разреза верхнеалданской свиты. Возможно, в этой свите имеются два уровня формирования конгломератов.

Конгломераты образуют мощные пласты, сложнопостроенные толщи, а также мелкие линзы, которые переслаиваются друг с другом, формируя прерывистые по простиранию тела, или располагаются кулисообразно. Они разобщаются безгальчными породами — биотитовыми, магнетитовыми и силлиманитовыми кварцитами, кварцито-гнейсами и в меньшей мере — гнейсами. Залежи конгломератов располагаются в общем согласно с толщами подошвы и кровли. Залегания конгломератов на явно размытой поверхности пород подошвы пока не отмечены.

Породы серые, розовато-серые и светло-серые, гальки в них распределены то беспорядочно, то более или менее равномерно (рис. 1, 2, 3) и обогащают обычно определенные слои, которые чередуются с безгальчными пропластками. С вмещающими породами конгломераты чаще всего имеют резкие переходы, реже — постепенные за счет уменьшения количества га-



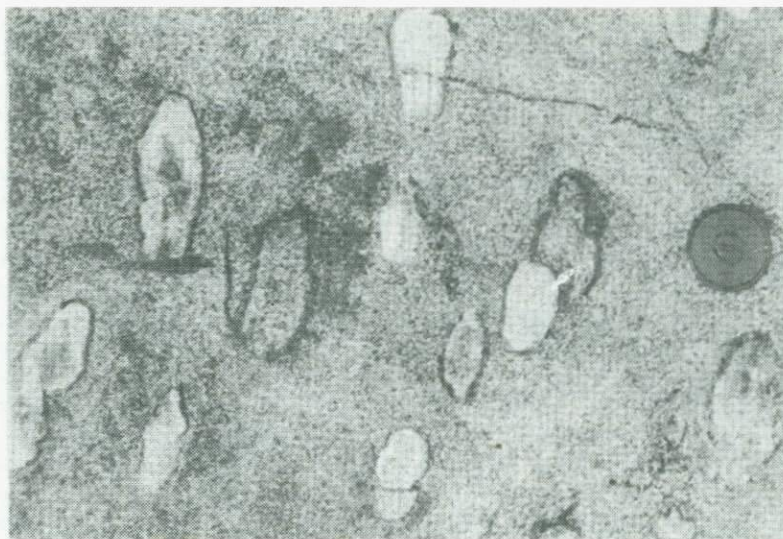
Р и с. 1. Конгломерат с кварцито-гнейсовым цементом, 1:5



Р и с. 2. Конгломерат с галькой кварцитов, гнейсов и гранитоидов, фото Л.М. Реутова

лечного материала. В единичных случаях в мелкогалечных пропластках, мощностью 4–12 см, отмечается слабоогнутая косая слоистость с мощностью слоев до 8 см и падением 20–40°, подчеркиваемая особенностями состава и строения цемента, а также размещением и ориентировкой галек.

Скученность конгломератов различная – от 400 до 1200, изредка до 1500 галек на 1 м². Галечный материал в конгломератах составляет от



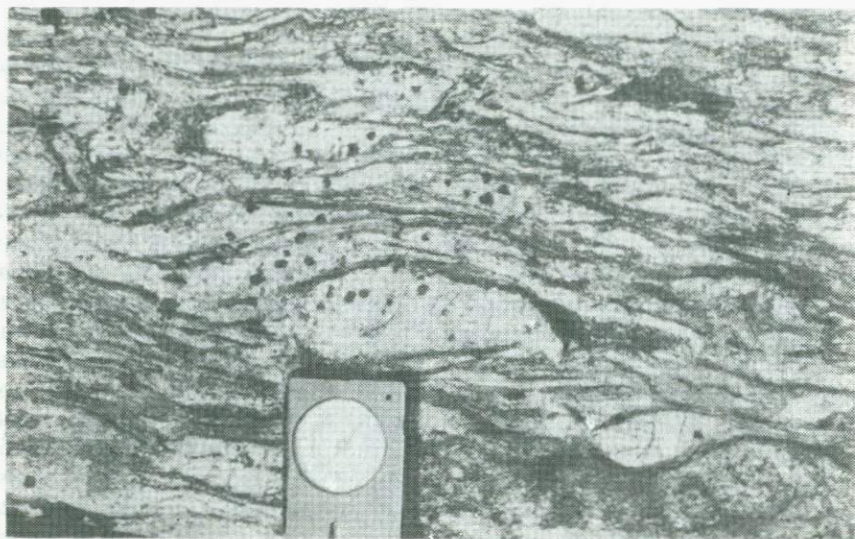
Р и с. 3. Конгломерат с галькой силлиманитовых кварцитов и силлиманитов



Р и с. 4. Контуры гальки гранатового кварцита, подчеркнутые биотитовой зонкой

7 до 50% объема. Гальки обычно разобщены цементом, а иногда соприкасаются и налегают одна на другую. Местами количество галечного материала возрастает от подошвы к кровле пласта, реже наблюдается обратная картина.

Длинные оси галек ориентированы по слоистости, хотя нередко среди них отмечаются разноориентированные индивиды и группы, отклоняющие-



Р и с. 5. Конгломерат с деформированными гальками, фото Л.М. Реутова

ся от плоскости слоистости на угол до 30° . Граница галек и цемента в одних случаях резкая, четкая, 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) с несколько повышенным содержанием биотита и кварца; местами чешуйки биотита субпараллельны поверхности галек, как бы облекают их. Такие переходные зоны обычно более крупнозернисты, чем цемент и гальки, и, вероятно, представляют метаморфизованные продукты диагенетического взаимодействия галек и цемента или своеобразные реакционные образования (рис. 4). В конгломератах обтекания, микроплойчатости и пегматоидных выполнений, аналогичных структурам будинажа, не отмечено.

Форма галек эллипсоидная, овальная, дисковидная, яйцевидная и шарообразная, реже линзовидная, стельчатая и еще реже неправильная (см. рис. 1, 3 и 5). Окатанность галек хорошая, причем в северном и восточном направлениях она возрастает. Гальки угловатых форм не отмечены. Размеры их широко варьируют даже в одном штуде от $1 \times 1 \times 2$ до $6 \times 8 \times 15$ см, однако преобладают гальки среднего размера $3 \times 3 \times 5$ см. Нередко они пересечены поперечными и продольными трещинами, в том числе и трещинами растяжения, часть которых "залечена" кварц-полевошпатовым материалом.

В сложении конгломератов и варьирующих количествах принимает участие обломочный материал, достаточно хорошо окатанный, который по своим размерам может квалифицироваться как гравийный. Состав гравия в общем сопоставим с гальками. В южном направлении в конгломератовой полосе количество гравия увеличивается, а иногда наблюдаются и гравелитовые залежи.

Местами, обычно на крыльях мелких складок, гальки сильно деформированы, расплющены, растянуты, превращены в тонкие линзы или удлинен-

ные цилиндры с зазубренными концами, а порода приобретает линзовидно-слоистую текстуру, в которой сланцеватость цемента и линз субпараллельны (см. рис. 5). Обычно в деформированных конгломератах границы галек и цемента менее резкие, чем в неизмененных, в них гальки как бы разведаются цементом, особенно на их концевых частях. При всех равных других условиях кварцевые и кварцитовые гальки при деформации лучше сохраняют свою форму, чем гальки гнейсов и гранитов. В плотно упакованных конгломератах (с более высокой сгуженностью галек) гальки деформированы сильнее, чем в слабо сгуженных породах. В последних цемент ослабляет действие деформирующих сил, выполняя роль своеобразного пластического амортизатора. Деформированные и недеформированные конгломераты имеют переходные разности и обычно встречаются совместно друг с другом. Конгломераты конкретного состава подвержены пластическим деформациям в различной степени. В алданском комплексе обнаружены прежде всего более устойчивые к сжатиям кварцитовые конгломераты, и они чаще наблюдаются, чем гнейсовые и гранитные конгломераты и гравелиты. Последние при метаморфизме и пластических деформациях преобразуются в гнейсы и сланцы с затушеванными в различной степени реликтами грубообломочных структур. При поверхностном изучении они обычно квалифицируются как обычные гнейсы и сланцы линзовидно-полосчатой текстуры.

В одном из береговых обнажений по р. Алдан конгломераты характеризуются интенсивной микроскладчатостью и худшей сохранностью галечно-го материала. Их деформация, возможно, в определенной мере вызвана пластовой интрузией ортоамфиболитов, залегающей непосредственно под пластом конгломератов и дающей короткие апофизы в него.

Гальки серые, белые, розоватые, черные. Их сложение тонко- и мелкозернистое, массивное, слабо или заметно полосчатое, причем полосчатость не всегда совпадает со слоистостью конгломерата, отклоняясь до 90° (обычно до 25°). В единичных случаях наблюдались гальки с пloyчатой деформацией их слоистости, причем не устанавливаются связи этих структур со структурами цемента конгломерата, и их ориентировки не совпадают. Связей зернистости и сложения между сопредельными гальками, равно как между гальками и цементом, не отмечено. В целом конгломераты полимиктовые, однако на значительных участках и в отдельных телах они олигомиктовые и мономиктовые, когда среди галек преобладает один или два вида пород, т.е. сортировка материала хорошая, причем с юга на север и с запада на восток она становится большей.

По петрографическому составу среди галек преобладают кварциты (силлиманитовые, силлиманит-биотитовые, гранатовые, биотитовые, биотит-гранатовые, полевошпатовые, мономинеральные, изредка гематитовые, гранатовые, турмалиновые и графитовые), в меньшей мере — жильный кварц, биотитовые кварцито-гнейсы; менее распространены гальки биотитовых плагиогранитов, биотитовых гнейсов и плагиогнейсов, биотит-силлиманитовых, биотит-гранатовых и других высокоглиноземистых сланцев и гнейсов, гиперстеновых и гранат-гиперстеновых плагиоклазовых пород, бескварцевых и малокварцевых высокоглиноземистых пород и амфиболитов (см. рис. 2, 3 и рис. 6).



Р и с. 6. Галька основных пород в конгломерате, 1:3

В северной части выходов конгломератов гальки кварцитов и кварца составляют 80–95%, в южной части их роль снижается до 30–50%, а количество галек кварцито-гнейсов, гранитов, гнейсов и высокоглиноземистых пород возрастает. Основные породы, графит- и гематитсодержащие, а также малскварцевые высокоглиноземистые образования в северной части слагают единичные гальки, в южной — они достигают 1% числа наблюдаемых индивидов.

Кварциты галек даже одного штуфа конгломератов отличаются друг от друга в той или иной мере по составу, текстуре, структуре и т.д. Они имеют массивное, крупно- и среднезернистое сложение, распространены также мелкозернистые, четко сланцеватые разновидности. В единичных случаях наблюдались гальки кварцитов и кварцито-гнейсов, несущие следы доседиментационного катаклаза, причем среди них преобладали силлиманитовые разновидности, в которых иголки силлиманита располагались субпараллельно плоскостям катаклаза, имея в их пределах беспорядочную ориентировку. Структуры кварцитовых галек отличаются от структур цемента (того же состава) и обычных кварцитов. Они мелкозернистые, мостовидные с зубчатым, или плавным сочленением зерен, с широкими вариациями угасания (ровное, слабооблачное, мозаичное и т.д.). В кварц-силлиманитовых породах силлиманит образует снопики, пучки и розетки, концентрирующиеся пятнами и кольцами, иногда как бы окружая зерна кварца. Силлиманит (тонкоигольчатый, иногда фибровый) часто образует рассеянные включения или как бы выполняет трещинки в кварце. Такие же специфические выделения силлиманита наблюдаются и в гранитных гальках, развиваясь по полевым шпатам.

Жильный кварц молочно-белый, полупрозрачный, иногда слабо-дымчатый, крупнозернистого сложения; сочленение зерен ровное, нередко волнистое, угасание спокойное, ровное. Отмечаются газово-жидкие округлые

включения, более заметные и обильные, чем в кварцитах. Пылевидные включения других минералов развиты ограниченно и рассеяны по всей массе кварца.

Плагิโอграниты содержат (до 15%) биотит, гиперстен, реже роговую обманку. Структура гранитная.

Гиперстеновые, гиперстен-биотитовые и гранат-гиперстеновые плагийсы и плагийсланцы галек сложены до 80% основным плагиоклазом (андезином), гиперстеном (до 20%), плеохроирующим от бесцветного до слабо-розового; светло-коричневым, буровато-коричневым биотитом (до 20%), гранатом (до 5%) и магнетитом (до 2%). Структура лепидогранобластовая, гранобластовая. Отмечается замещение плагиоклазов микроклином, а гиперстена — биотитом.

Основные породы имеют гиперстен-геденбергит-роговообманковый состав с 5–15% андезина.

В ряде случаев в конгломератах наблюдаются единичные, разобщенные друг от друга на различные расстояния округлые, лепешковидные, дисковидные, эллипсовидные и цилиндровидные различной степени удлинения, нередко с утонченными концами образования. Их размеры достигают по малой оси (диаметру) 2 см, по большой оси (длине) 7 см. Они сложены силлиманитом или биотит-силлиманитовым, иногда с кордиеритом, или биотит-гранат-полевошпатовым агрегатом (см. рис. 3). Кварц отсутствует или присутствует в незначительных количествах, но не более 4%.

По химическому составу они относятся к высокоглиноземистым (табл. 2). Макроскопически в поперечных разрезах некоторых подобных образований наблюдается слабовыраженная радиально-лучистая структура, обусловленная распределением иголок силлиманита. Изредка эти образования слабозональны из-за преобладания в центре силлиманита, иногда кордиерита, а по периферии — биотита, граната, иногда гематита.

Силлиманит представлен различной формы и распределения сноповидными агрегатами (до 2×3×5 мм) или разобщенными игольчатыми кристаллами варьирующей величины. Контакт этих образований с цементом обычно четкий, резкий, изредка расплывчатый или здесь прослеживаются тонкие реакционные зонки биотит-кварц-микроклинового состава.

По комплексу литологических признаков эти образования определяются как глинистые катуны.

Особо следует отметить наличие корунда в конгломератах верхнеалданской свиты. В протоколках валовых проб существенно кварцевых конгломератов из приустьевой части р. Сангар (бассейн р. Алдан, см. табл. 2, обр. 8130-а, 8131-б, 8132-а) среди минералов тяжелой фракции наблюдались единичные и многочисленные зерна корунда. Там же отмечался и дистен. Корунд — угловатые зерна розового и синего цвета, иногда в сростании с бесцветным или зеленоватым дистеном и силлиманитом. В корунде наблюдаются редкие точечные черные включения, вероятно, магнетита, гематита и графита. Формирование корунда в кварцсодержащей породе цемента исключается, так как ассоциации корунд + кварц в условиях метаморфизма алданского комплекса (гранулитовая фация) крайне неустойчивы. Ассоциация красного и синего корунда с бесцветным и зеленым дистеном характерна для метаморфизованных бокситов архея Алданского щита [Кулиш, 1973]. Наиболее вероятным представляется наличие корун-

Таблица 2

Химический состав конгломератов, их цемента и галек

Компонент	Образец					
	8131-б	8132-а	8132-б	8132-г	8130-а	8130-б
SiO ₂	90,08	86,96	88,44	87,20	85,40	82,20
TiO ₂	0,10	0,30	0,20	0,33	0,42	0,34
Al ₂ O ₃	7,12	4,39	5,48	5,71	7,44	13,20
Fe ₂ O ₃	—	4,22	2,83	4,46	—	—
FeO	0,60	0,38	0,57	0,50	0,83	0,47
MnO	—	—	—	—	—	—
MgO	0,19	0,13	0,13	0,19	0,36	0,11
CaO	0,12	0,12	0,20	0,15	0,16	0,16
Na ₂ O	0,55	0,17	0,08	0,08	0,82	0,23
K ₂ O	0,78	2,75	0,77	0,57	3,50	1,98
H ₂ O ⁺	0,50	0,53	1,14	0,72	0,73	0,88
С у м м а	100,04	100,07	99,84	99,91	99,66	99,57
А	51	8	40	45	20	102
В	—	5,2	2,12	4,6	0,09	—

Таблица 2 (продолжение)

Компонент	Образец							
	8112-а	8112-б	2129-а	2129-б	Р-746-1а	Р-746-2а	Р-506а	Р-844-1а
SiO ₂	81,10	84,88	67,58	65,86	80,29	54,92	74,69	73,14
TiO ₂	0,47	0,30	0,82	0,35	0,27	1,49	1,32	0,69
Al ₂ O ₃	7,99	10,53	12,61	17,25	9,54	16,50	12,65	12,07
Fe ₂ O ₃	0,28	0,11	1,66	1,31	1,81	5,58	3,23	1,42
FeO	2,45	1,62	3,52	1,11	0,96	7,19	1,11	2,64
MnO	0,02	0,01	0,01	0,01	0,05	0,20	0,02	0,02
MgO	0,91	0,53	2,24	0,33	0,96	4,39	0,21	2,42
CaO	0,20	0,24	1,24	1,16	2,32	3,07	3,30	2,92
Na ₂ O	0,50	0,15	2,03	2,89	2,05	2,42	1,95	2,12
K ₂ O	5,08	1,21	6,54	8,94	0,74	3,01	1,38	1,79
H ₂ O ⁺	0,77	0,44	1,68	0,88	0,49	1,06	0,08	0,73
С у м м а	99,77	100,02	99,93	100,09	99,48	99,73	99,94	99,96
А	12	83	1	8	13	36	19	14
В	0,058	0,04	0,2	0,53	0,78	0,35	1,33	0,25

да в ассоциации с дистеном в некоторых гальках бескварцевого высокоглиноземистого состава, которые представляют метаморфизованные глинистые катуны, содержащие определенную примесь бокситовых минералов или состоящие из бокситовых глин. Подобные образования описал О.М. Розен [1967]. Так, в кристаллических сланцах зерендинской серии архея Кокчетавского массива в Казахстане в конгломератах среди других галек имеют

Таблица 2 (окончание)

Компонент	Образец							
	P-844-2a	R-507-1a	R-507-2a	P-844-3a	R-505г	P-297-5г	R-412г	R-452г
SiO ₂	57,39	72,02	61,12	66,86	54,45	48,60	43,54	34,83
TiO ₂	1,46	0,63	1,42	0,90	1,23	0,81	0,30	0,66
Al ₂ O ₃	17,21	13,11	16,53	14,26	17,25	13,55	11,23	45,41
Fe ₂ O ₃	1,99	1,41	2,08	3,12	6,30	4,74	10,37	11,58
FeO	5,21	1,95	4,03	2,63	3,17	6,83	9,17	3,92
MnO	0,03	0,02	0,03	0,11	0,15	0,20	0,22	0,04
MgO	4,81	2,15	4,28	3,09	3,03	7,48	11,30	1,31
CaO	3,69	3,50	3,82	5,91	6,28	10,95	10,95	0,08
Na ₂ O	2,75	2,92	2,97	0,77	4,40	4,64	1,95	0,16
K ₂ O	3,58	1,43	2,81	1,00	2,95	1,24	0,54	1,32
H ₂ O ⁺	1,47	0,48	0,98	0,94	0,50	н.о.	0,90	0,52
Сумма	99,59	99,62	100,07	99,59	99,71	98,99	100,47	99,84
A	21	4	16	1	45	152	121	426
B	0,18	0,32	0,23	0,5	0,88	0,3	0,51	1,31

Примечание. Цемент конгломератов (индекс "а"): обр. 8132-а – силлиманит-биотит-полевошпатовый кварцит с магнетитом (Sill – 1%, Bt – 2%, Mt – 2%, Pl – 2%, KS – 13%); обр. 8130-а – силлиманит-биотитовый кварцито-гнейс (Sill – 3%, Bt – 3%, Pl – 17%, Pl – 8%); обр. 8112-а – силлиманит-биотитовый кварцито-гнейс (Sill – 2%, Bt – 8%, KS – 23%, Pl – 5%); обр. 2129-а – биотитовый гнейс (Bt – 17%, KS – 28%, Pl – 26%, Hm – 1%); обр. P-746-1а – биотит-гранатовый кварцит (P₂O₅ – 0,05%, SO₃ – 0,01%); обр. P-746-2а – биотит-гранатовый сланец (P₂O₅ – 0,20%, CO₂ – 0,04%); обр. R-506а – силлиманитовый кварцито-гнейс; обр. P-844-1а – биотит-гранатовый кварцито-гнейс (P₂O₅ – 0,11%, SO₃ – 0,01%, CO₂ – 0,06%); обр. P-844-2а – биотит-гранатовый сланец (P₂O₅ – 0,19%, SO₃ – 0,03%); обр. R-507-1а – биотит-гранатовый кварцито-гнейс (P₂O₅ – 0,14%, SO₃ – 0,01%, CO₂ – 0,13%); обр. HR-507-2а – биотит-гранатовый гнейс (P₂O₅ – 0,17%, SO₃ – 0,01%); обр. P-844-3а – гиперстен-биотит-роговообманковый гнейс с чередующимися гиперстеновыми и роговообманковыми слоями (P₂O₅ – 0,12%, SO₃ – 0,01%, CO₂ – 0,05%). Отдельная галька из конгломератов (индексы "б", "в", "г"); обр. 8131-б – силлиманит-биотитовый кварцит с полевым шпатом (Sill – 6%, Bt – 2%, KS – 3%, Pl – 5%); обр. 8132 б, г – силлиманит-биотитовый кварцит (Sill – 5–7%, Bt – 1–2%, KS – 2–4%, Pl – 2–3%, Hm – 1–2%, Mt – 0–1%); обр. 8130-б – силлиманит-биотитовый кварцито-гнейс (Sill – 14,0%, Bt – 2%, KS – 10%, Pl – 3%); обр. 8112-б – биотит-силлиманитовый кварцит (Sill – 11%, Bt – 5%, KS – 3%, Pl – 2%); обр. 2129-б – биотит-силлиманитовый гнейс (Sill – 1%, Bt – 3%, KS – 50%, Pl – 34%, Mt – 1%); обр. R-505г – биотит-роговообманковый плагиогранит; обр. P-297-5г – диопсидовая порода (р. Нельгюу, иджекская свита); обр. R-412г – амфиболит; обр. R-452г – силлиманит-биотитовая порода – метаморфизованный глинистый катун (Sill – 67%, Bt – 16%, Q – 11%, Pl, KS – 2%, Hm – 4%);

Все образцы из верхнеалданской серии, верхнее течение р. Алдан, кроме P-297-5г. Индекс "Р" перед № образца – сборы Л.М. Реутова, остальные – сборы Е.А. Кулиш.

ся гальки метаморфизованных бокситов (корунд-гранат-дистеновых пород), расположенные в дистен-гранат-биотитовом цементе. Эти конгломераты метаморфизованы в условиях силлиманит-альмандиновой субфации амфиболитовой фации.

Цемент – светлый, серый и розовато-серый, средне-, крупно- и мелкозернистый, массивного сложения, чаще в различной степени полосчатый, слоистый, гнейсовидный, причем полосчатость в основном совпадает со слоистостью толщи в целом. Слойки самой разнообразной формы: сплош-

ные, довольно протяженные с выдержанной мощностью, прерывистые, линзовидные, извилистые и т.п. Мощность слоев колеблется от 2 мм до 2,5 см.

Полосчатость и другие особенности текстуры цемента обусловлены распределением кварца, плагиоклаза, ортоклаза, микроклина, биотита, граната, гематита, магнетита, силлиманита и других минералов. Здесь отмечен также кордиерит, гиперстен, титаномагнетит и пирит. Зернистость цемента невыдержанная. Состав и сложение цемента обычно выдержаны лишь на небольших участках и соответствуют мономинеральным, силлиманитовым, биотитовым и полевошпатовым кварцитам и кварцито-гнейсам, биотитовым, биотит-гранатовым, биотит-силлиманитовым, биотит-силлиманит-гранатовым, биотит-гиперстеновым, биотит-роговообманковым и биотит-гиперстен-роговообманковым гнейсам и сланцам. Между этими разностями имеются резкие и постепенные переходы, обусловленные различными вариациями минерального состава. Состав цемента закономерно изменяется от гнейсового, кварцито-гнейсового и кварцитового на юге до кварцитового и силлиманит-кварцитового на севере.

Цемент, представленный биотит-гранатовым гнейсом, характеризуется порфиробластической структурой, обусловленной неравномерно распределенными порфиробластами граната, которые то концентрируются на контактах с гальками кварцитов и кварцито-гнейсов, то формируют линзовидные скопления, то представлены разрозненными индивидами. На контакте цемента этого состава и некоторых галек наблюдаются тонкие (до 0,4 мм) линзовидно-прерывистые оторочки тонкозернистого граната. Слоистость (сланцеватость) цемента либо упирается в гальку, либо обтекает ее (см. рис. 1–6). Мелкие гальки обычно всегда обтекаются сланцеватостью цемента.

Плагиоклазы пород цемента относятся к ряду олигоклаз-андезина, полисинтетически сдвойникованы. Гранат разных зерен даже из одного штуфа имеет различную железистость в пределах 60–70%, чаще 65% (табл. 3). Как следствие этого его $N = 1,778 \div 1,792$. Ассоциирующий с гранатом биотит плеохроирует от бесцветного и светло-коричневого до коричневого, коричнево-бурого цветов. $Nm = 1,620 \div 1,640$, $f = 30 \div 45\%$ (см. табл. 3). Гиперстен в цементе конгломератов наблюдается реже в ассоциации с биотитом или биотитом и роговой обманкой. Плеохроизм слабый: от бесцветного до слабо-розоватого, с $Ng = 0 \div 7^\circ$, $Np = 1,685$, $Ng = 1,700$, $r > v$ слабая, $-2V = 61 \div 62^\circ$, $f = 25\%$. Содержит много пылевидных черных включений магнетита и других минералов. Роговая обманка микроскопически темно-зеленая, плеохроирует от желто-зеленого до зеленого и буровато-зеленого цветов. Вмещает пылевидные включения магнетита, $Np = 1,660 \div 1,666$, $Ng = 1,682 \div 1,688$, $f = 47 \div 55\%$.

Соотношение железистости минералов из равновесных парагенетических ассоциаций цемента соответствует таковому для равновесных минеральных ассоциаций негранитизированных пород алданского комплекса, испытавших региональный метаморфизм гранулитовой фазии [Кулиш, 19766]. Парагенетический анализ минеральных ассоциаций вмещающих конгломераты пород, цемента и галек конгломератов устанавливает одинаковую степень их метаморфизма.

Протолочки цемента конгломератов показали значительно более высо-

Таблица 3

Гранаты и биотиты из цемента конгломератов верхнеалданской свиты (р. Алдан)

Компонент	R-507		P-746		P-844	
	Gr	Bt	Gr	Bt	Gr	Bt
SiO ₂	41,40	36,63	41,92	36,62	41,40	36,14
TiO ₂	0,24	3,08	0,16	3,16	0,36	3,37
Al ₂ O ₃	20,44	15,69	19,53	15,74	20,64	15,86
Fe ₂ O ₃	2,62	5,39	2,18	6,68	1,59	6,30
FeO	22,63	11,37	23,98	13,78	24,78	11,62
MnO	1,12	0,07	1,45	0,14	1,66	0,10
MgO	8,37	14,18	6,40	11,01	6,20	12,72
CaO	2,18	1,01	3,93	1,01	2,46	1,01
Na ₂ O	0,41	0,42	0,41	0,39	0,32	0,18
K ₂ O	0,26	8,79	0,31	8,58	0,17	8,97
P ₂ O ₅	—	0,13	—	0,08	—	0,10
F	—	0,16	—	0,27	—	0,16
H ₂ O ⁺	—	3,60	—	—	—	—
П.п.п	—	2,17	—	2,28	—	2,80
Сумма	99,67	100,03	100,27	99,23	99,58	98,84
f	61,4	31,1	67,7	41,3	69,1	33,8
A	152	37	112	38	150	39

Примечание. Обр. P-746 и P-844 — конгломераты из приустьевой части руч. Могильный, сборы Л.М. Реутова; обр. R-507 — конгломерат из приустьевой части руч. Гадар, сборы Е.А. Кулиша; состав цемента см. табл. 2.

кие содержания акцессорных минералов и более разнообразный их видовой состав, чем в обычных породах того же состава, причем разные штUFFы имеют различный набор акцессориев. Их зерна окатаны и имеют шаровидные, свальные и пшеничные формы; главные из них — апатит, циркон и рутил; подчиненные формы — сфен, брукит, турмалин, ксенотим, касситерит, пирит, галенит, корунд, дистен; редкие — виридин, сапфирин, шпинель, хромит, ильменит, вольфрамит, шеелит и др. Содержание акцессориев непостоянно: в одних пробах преобладает рутил, в других — циркон, в третьих — апатит и т.п.

В шлифах цемента окатанные акцессорные минералы распределены крайне неравномерно — полосчато, цепочечно, кучечно, пятнисто и т.д. Между обогащенными акцессориями участками отмечаются их единичные неравномерно распределенные индивиды. В цементе, представленном кварцитами и кварцито-гнейсами, количество акцессорных минералов больше, они крупнее и разнообразнее по сравнению с гнейсовым и сланцевым цементом.

Рутил образует удлиненно-призматические и округлые зерна, обломки кристаллов, короткостолбчатые кристаллы, коленчатые двойники и лепешки. Зерна сильно окатаны, поверхность их бороздчатая, ямчатая, гладкая и как бы полированная. Ребра и концевые грани кристаллов всегда сглажены в различной степени. Кристаллы нередко деформированы, в

частности наблюдалась скрученность ребер призмы до 180° . Коэффициент удлинения зерен чаще всего 1–2, реже до 4. Цвет красный и темно-красный, короткостолбчатые кристаллы обычно черные (нигрин). Размеры зерен от $0,01 \times 0,02$ до 2×3 мм. Некоторые зерна лейкоксенизированы. Отмечены единичные зерна брукита. Количество рутила на 1 кг породы иногда достигает 260 зерен.

Циркон представлен сильно окатанными шароподобными, яйцевидными, реже призматическими и дипирамидально-призматическими зернами с закругленными, сглаженными ребрами, гранями и концевыми пирамидами размером от $0,01 \times 0,02$ до 2×3 мм. Преобладающее количество зерен имеет длину $0,06–0,08$ мм (27%) и $0,08–0,1$ мм (28%). Наиболее распространены зерна с коэффициентом удлинения меньше 2, реже наблюдаются зерна (обычно кристаллы) с коэффициентом 2 и еще реже – 3. Поверхность зерен ямчатая, полированная, бугристая, шероховатая и т.д. На головках некоторых зерен прослеживаются цирконовые наросты. Кристаллические формы сохраняются лишь среди самых мелких зерен (копьевидные, цирконовые и реже гиацинтовые кристаллы). Иногда отмечаются округлые агрегатные срастания зерен циркона с бугристой, почковидной, гладкой, как бы полированной поверхностью. Зерна прозрачны, полупрозрачны, трещиноваты. Цирконы бесцветны, светло-бурые (до 70%), светло-желтые (5%), светло-буровато-розовые, розовато-бурые, и розовато-серые (до 50%). В единичных зернах – бурые, серо-бурые, непрозрачные. Среди редких зерен отмечен малакон. Его зерна более крупные ($2 \times 3–3 \times 5$ мм), чем у цирконов. Цвет беловато-серый, почти непрозрачный. Сильный алмазный блеск. Поверхность ямчатая, как бы изъеденная, излом занозистый. Содержание циркона иногда достигает 3000 зерен на 1 кг породы.

Апатит отмечается трех типов: а) шароподобные, сильно окатанные, водяно-прозрачные, бесцветные, с полированной поверхностью зерна размером 3×3 мм и мельче; б) обочки призматических розоватых полупрозрачных кристаллов с перламутровым блеском, в различной мере окатанных; в) бочковидные, сильно окатанные беловатые прозрачные кристаллы размером 3×4 мм и менее, с шероховатой поверхностью. Количество апатита на 1 кг породы может достигать 150 зерен.

Монацит встречается в виде шароподобных, овальных лепешковидных и толстотаблитчатых прозрачных медово-желтых, оранжевых и светло-буроватых зерен с шероховатой или полированной поверхностью. Редко отмечаются короткостолбчатые и удлиненные призмы со сглаженными ребрами и концевыми гранями. Размер зерен – 2×2 мм и мельче.

Сфен образует окатанные лепешковидные и пластинчатые буроватые зерна с гладкой поверхностью размером до 3×3 мм.

Ксенотим представлен серыми непрозрачными окатанными призматическими или бипирамидальными кристаллами с алмазовидным блеском, с шероховатой или гладкой поверхностью, размером 3×3 мм и мельче. В единичных случаях отмечены двойники бипирамидальных кристаллов.

Пирит в протоlochках иногда отмечается в виде единичных зерен или вовсе не наблюдается. Однако в некоторых образцах (см. табл. 2, P-746) его содержание несколько повышено (до 7 г на 1 т).

В табл. 2 приведены химические анализы валовых проб конгломератов

(вес 3–5 кг), их цемента и некоторых конкретных галек из них. Учитывая природу конгломератов, эти анализы не отображают средние характеристики конгломератов и их составляющих. Особенно это относится к галькам, представленным различными породами.

Гальки, цемент и конгломераты в химическом отношении представляют широкий спектр пород, от существенно кварцевых до высокоглиноземистых и основных, со значительным колебанием содержания SiO_2 (34,8–90,0%) и кварца (0–90%).

Анализируемые валовые пробы конгломератов, все штуфы цемента и некоторые гальки представлены высокоглиноземистыми образованиями, т.е. в них молекулярные количества Al_2O_3 преобладают над $\text{CaO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$. Значение А для цемента и конгломератов колеблется от +1 до +40. В гальках величина А имеет отрицательные значения (до –152) и положительные – в существенно кварцевых гальках (от +8 до +102) и особенно в малокварцевых и бескварцевых высокоглиноземистых породах (глинистых катунах) – до +426. Как следствие этого они содержат в том или ином количестве силлиманит (до 14%), гранат, кордиерит и т.п. В целом же количества Al_2O_3 также значительно колеблются: 4,4 – 45,4%.

Относительно высокие и весьма варьирующие концентрации TiO_2 (0,16–1,49%) наблюдаются в цементе.

Некоторые разности содержат заметные количества окисного железа (до 5,6% в цементе, 11,6% в глинистых катунах и до 10,4% в гальках). Наблюдается значительная дисперсия величины "В" в пределах 0–5,2. Участие FeO в составе конгломератов и его компонентов весьма различно: от 0,4 до 9,2%. Содержание MgO колеблется от 0,1 до 4,8% в цементах, а в гальке амфиболита достигает 11,3%, и оно реализовано в железомagneзиальных минералах с железистостью 20–70%.

CaO , Na_2O , K_2O входят в состав полевых шпатов, а часть калия – в биотит. Сумма их молекулярных количеств превышает подобную величину глинозема лишь в цементе гиперстен-биотит-роговообманкового состава да в гальках амфиболитов и других основных пород. Количество извести в конгломератах, особенно в существенно кварцевых, небольшое, хотя в цементе некоторых конгломератов гнейсового и сланцевого состава оно более высокое и достигает 5,9%.

Содержания магния, закиси железа и щелочей в целом незначительны, они более высокие в глиноземистых цементах гнейсового и сланцевого состава. Характерно преобладание калия над натрием, а закиси железа над магнием.

В некоторых полосчатых цементах проанализированы отдельно лейкократовые и меланократовые прослойки. В химическом отношении слоистость обусловлена тем, что в лейкократовых слоях повышены количества кремнекислоты и занижены содержания всех других компонентов, особенно гидролизных (Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2), щелочей, магния и закиси железа.

Спектральным анализом в цементе и валовых пробах конгломератов из верхнеалданской свиты установлено, что содержания рудных, редких и рассеянных элементов испытывают значительные колебания вплоть до их отсутствия (за пределом чувствительности анализа).

Характерна прямая связь содержания Ni , Co , V , Cr , которые достигают

для Ni = 0,003%, Co = 0,003%, V = 0,01%, Cr = 0,005%. Эта ассоциация косвенно указывает на участие вулканогенных продуктов, вероятно пеллов, в цементе конгломератов. Содержание халькофильных элементов, входящих в основном в аксессуарные, пирит, халькопирит, галенит и сфалерит, достигает величин: Cu = 0,03%, Pb = 0,001, Zn = 0,01%. Сульфидные минералы по своей природе относятся частью к кластогенным, происходящим из близразрушаемых пород, частью к возникшим при осадконакоплении, а частью к наложенно гидротермальным. Галлий до 0,003% отмечен в конгломератах со значительным содержанием первично-глинистого цемента. Учитывая геохимические особенности этого элемента, можно заключить, что он накапливался совместно с алюминием продуктов кор выветривания [Кулиш, 1973]. Скандий (до 0,003%) концентрируется совместно с другими элементами-гидролизатами (V, Fe, Ti, Co, Al и др.) преимущественно в "меланократовых" слоях цемента.

Барий, содержание которого достигает 0,03%, имеет прямую корреляционную связь с элементами-гидролизатами и кальцием. Эта особенность указывает на накопление его вместе с глинистой и карбонатной составляющей цемента. Стронций (до 0,01%) концентрируется благодаря той малой доле карбонатов кальция, которая участвует в формировании цемента. Содержание Be достигает 0,001%.

Следует отметить, что редкие и рассеянные элементы цемента конгломератов, не входящие в состав аксессуарных, кластогенных минералов при метаморфизме перераспределяются в породообразующих минералах. Так, спектральный анализ биотитов и гранатов показал, что в биотитах концентрируются никель (0,005–0,007%), ванадий (0,03%), ниобий (0,001%), цинк (0,01–0,007%), барий (0,02–0,07%), в то время как в гранатах содержание никеля, ниобия, цинка, бария ниже пределов чувствительности, а ванадия – 0,007–0,01%.

В цементе наблюдаются широкий спектр и вариации содержаний (в %): Zr до 0,03; Sn до 0,003; V = 0,005; Y до 0,005; Yb до 0,0005; La до 0,01; Ce до 0,03; Nb до 0,001. Эти элементы накапливаются в конгломератах благодаря наличию кластогенных циркона, касситерита, вольфрамитов, шеелитов, и т.п.

Ассоциации и содержания рудых, редких и рассеянных элементов в цементе конгломератов указывают, что в формировании вещества цемента принимали участие гидролизный (глинистый) материал кор выветривания, группа тяжелых устойчивых к выветриванию кластогенных минералов и в незначительной мере – карбонатный и вулканогенный материал. Редкие сульфидные минералы в конгломератах имеют полигенный характер. Содержание рудных, редких и рассеянных элементов позволяет сопоставить количество элементов-гидролизатов (Cr, Ni, Co, Hf, Sc и др.) с таковыми для высокоглиноземистых и биотитовых гнейсов алданского комплекса, а содержание Zr, Tl и других элементов, концентрированных в аксессуарных кластогенных минералах, – для кварцитов и кварцито-гнейсов [Кулиш, 1964, 1973].

Л.М. Реутов [1981] обнаружил конгломераты в бассейне среднего течения р. Нельгю (правый приток р. Тимптон), в верхней части иджакской свиты, петрография, минералогия и химический состав которых изучались автором. Здесь среди биотит-гранатовых гнейсов и биотит-гиперстеновых

сланцев встречен небольшой коренной выход метаконгломератов мощностью до 4,5 м. В цементе, представленном среднезернистым, сланцеватым биотит-гиперстеновым плагиосланцем, заключены гальки кварцитов, диопсидовых пород, кварцито-гнейсов и серых плагиогранитов. Форма галек уплощенная, линзовидная, грушеобразная и неправильная, отмечаются изогнутые линзовидные гальки с заостренными концами. Размер галек изменяется от 1 до 20 см по длинной оси при ширине до 8 см. В составе галечного материала преобладают мономинеральные средне- и крупнозернистые, массивные темно-серые диопсидовые породы с гранобластовой структурой. Макроскопически они совершенно не похожи на диопсидовые породы, развитые в продуктивных горизонтах свиты. Отличаются они от последних и химическим составом, в частности более высоким содержанием окислов железа (см. табл. 2, обр. Р-297-52). Диопсид из диопсидовой породы характеризуется $N_g = 1,702-1,711$, $N_p = 1,681 \div 1,691$. Более редкие гальки сложены плотными, среднезернистыми зеленовато-серыми кварцитами, в некоторых из них при микроскопическом изучении отмечаются явления катаклаза, в то время как во вмещающем их сланце катаклаз не проявлен. Плагиограниты и биотит-гиперстен-плагиоклазовые кварцито-гнейсы наблюдаются в виде редких уплощенных галек.

Биотит-гиперстеновый плагиосланец цемента имеет гранобластовую структуру, сложен андезином (65%), весьма слабо плеохроирующим гиперстеном (25–30%; $N_g = 1,718$, $N_p = 1,709$) и бурым биотитом (до 5%; $N_m = 1,644$).

Взаимоотношения между породами галек и цемента нередко коррозийные. В этих случаях крупные гальки диопсидовых пород окружены мелкими линзочками диопсидового состава. Гальки повсеместно обтекаются сланцеватостью пород цемента.

В составе тяжелой фракции преобладают апатит, циркон, в меньшей мере – рутил и в виде единичных зерен – сфен, синеватый дистен, пирит.

Циркон содержит до 2500 зерен на 1 кг породы. Среди цирконов выделяются морфологические типы: изометрический (яйцевидные, шарообразные), цирконовый и копьевидный, причем последний наблюдается редко. Зерна сильно окатаны, ребра, грани и концевые пирамиды редко встречаемых кристаллов всегда в той или иной мере сглажены, закруглены. Поверхность полированная, у агрегатных сростков бугристая. Форма агрегатных сростков веретенообразная или как бы нарощие по призме. Размер зерен – от пылевидных (от 0,06 x 0,06 мм) до 1 x 1 мм, редко до 2 x 3 мм. По цвету преобладают буровато-серые, буроватые, темно-бурые, менее распространены бесцветные и еще реже – красно-бурые, светло-бурые, буромалиновые и розоватые индивиды. Оранжево-красный цвет приобретает за счет гидроокислов железа, проникших по трещинкам в цирконе или покрывающих его зерна сплошной пленкой. Отмечаются единичные кристаллы циркона с ядрами более ранних цирконов. Отношение длины к поперечнику 1 : 1–1 : 2, изредка 1 : 3–1 : 5.

Апатит – короткостолбчатые, толстотаблитчатые, призматические кристаллы, окатанные зерна и зерна неправильной формы. Последние имеют хорошо выраженную спайность, обусловившую ступенчатые изломы. Цвет слабо-зеленоватый, редко – розовый, сероватый, желтоватый или зерна

бесцветны. Блеск стеклянный, редко — перламутровый. Некоторые зерна имеют большое число пылевидных черных включений, иногда наблюдаются более крупные включения циркона и рутила.

Рутил имеет преимущественно форму короткопризматических кристаллов с пирамидальными окончаниями, округлые и вертенообразные зерна, обломки кристаллов, редко — призматические и шестоватые кристаллы и кристаллы, скрученные по призме. Сохранившиеся грани несут штриховку. В основном поверхность рутилов полированная, гладкая, у шестоватых зерен бороздчатая, ребристая. Цвет — оранжево-красный, реже красный, темно-красный до черного. Размеры зерен достигают 3 мм по длинной оси.

Сфен — конвертообразные, таблитчатые, непрозрачные кристаллы бурого цвета.

В бассейне р. Нельгюу в ритмично-слоистой, тонкополосчатой кварц-карбонат-диопсид-полевошпатовой толще кварцито-гнейсов, гнейсов и кристаллических сланцев (мощностью до 1000 м), относимых к федоровской свите иенгрской серии и рассматриваемых как метаморфизованный флиш, в нескольких случаях в основании ритмов, на контактах отдельных ритмов и между ритмами А.Р. Энтин, Л.М. Реутов и А.И. Чикирда [Энтин, 1971] наблюдали образования типа конгломератов и гравелитов. Они представлены среднезернистыми кварцито-гнейсами с галечками кварца и плагиосланцев размером до 3 см по длинной оси. Галечки округло-овальной формы, иногда в той или иной мере деформированы, расплющены, особенно в концевых частях. Они имеют разнообразную ориентировку относительно слоистости включающих их пород. Иногда слоистость "облекает", огибают галечки. Галечки всегда окаймлены тонкими (до 2 мм) полосочками диопсида, что исключает возможность толкования галечек как производных процессов гранитизации.

Таким образом, в последние годы рядом исследователей в архее Алданского щита обнаружено несколько выходов конгломератов на различных стратиграфических уровнях, различающихся по строению и составу. Несомненно, целенаправленное исследование алданского комплекса позволит выявить более широкое и более разнообразное распространение конгломератов в этом древнейшем комплексе земной коры.

Проблема конгломератов в образованиях архея дискуссионна. До последнего времени существовало мнение о том, что конгломераты в метаморфизованных толщах архея не характерны, отсутствуют, а их находки случайны, не имеющие стратиграфического, литологического и палеогеографического значения. Нередко выходы конгломератов квалифицировались как тектонопластиты, будиниты, тектонические брекчии, порфиروبластические образования, агматиты, милониты и т.п. Правда, имела место и обратная трактовка, например, в отношении тектонопластитов р. Су-там на Алданском щите [Дзевановский, 1958; Крылова, Неелов, 1960]. Псевдоконгломераты описаны и в других докембрийских комплексах.

Е.М. Лазько [1971] считает, что конгломераты в архее практически полностью отсутствуют, также отсутствуют четко выраженные перерывы и несогласия в осадконакоплении. Л.И. Салоп [1973] указывает на полное отсутствие в составе архейских толщ грубообломочных пород (конгломератов).

Исследования архейских конгломератов различных комплексов мира показали, что представления о крайне слабом развитии конгломератов в архее или об их полном отсутствии из-за специфических особенностей седиментации и слабой тектонической расчлененности земной коры в эту раннюю эпоху ее развития являются необоснованными [Кулиш, 1973; Сидоренко, 1975; Сидоренко, Лунева, 1967; и др.].

Относительно неширокое развитие конгломератов в архее по сравнению с более молодыми комплексами объясняется прежде всего затушевыванием их контрастных различий в составе и строении галек и цемента сильным метаморфизмом и деформациями на фоне гнейсо-сланцевых и гнейсо-гранитных толщ, отсутствием до последнего времени достаточно разработанных методов диагностики и изучения метаморфизованных конгломератов, а также и тем, что не проводились их целенаправленные поиски.

Конгломераты в архейских толщах в настоящее время известны достаточно широко почти во всех крупных стратиграфических подразделениях (комплексах, группах, сериях) всех регионов мира. На Канадском щите они отмечены в архейских сериях Гастингс (субпровинция Гренвилл), Тимискаминг и группах Седбери и Дорэ (субпровинция Тимискаминг), в группах Тазин Йеллоунайф (провинция Черчилль) и в ряде других толщ [Башарин и др., 1976]. Конгломераты описаны в архейских комплексах Казахстана [Розен, 1967], Украинского щита [Белевцев и др., 1955; Стрыгин, Кобзарь, 1967], Балтийского щита [Лунева, 1977] и т.д. В Индии конгломераты развиты в среднем и верхнем отделах дарварской системы архея Майсура [Богданова и др., 1977], в Бразилии — в серии Риу-дас-Вельяс провинции Минас-Жерайс [Башарин и др., 1976]. В Южной и Восточной Африке конгломераты известны среди первично-осадочных и вулканогенно-осадочных толщ архея — в системе Модис, сериях Мозаан, Фич-Три, Крайпан и других стратиграфических подразделениях [Борукаев и др., 1976].

Этот перечень может быть значительно расширен как за счет других комплексов перечисленных регионов, так и при рассмотрении архейских толщ других районов развития архея (Австралии, Азии, Северной и Южной Африки и т.д.).

Литологический анализ конгломератов крайне затруднен, так как глубокий метаморфизм и значительная деформация не позволяют восстановить в деталях все особенности исходного материала. Конгломераты, их гальки и цемент в процессе метаморфизма в значительной, но различной степени утратили свои первичные формы, ориентировку, строение, минеральный состав, текстурно-структурные особенности; они уплотнились, а контакты галек и цемента упрочились и несколько сгладились за счет контактовых реакций и перекристаллизации.

Вместе с тем изучение таких пород по методу, разработанному А.В. Сидоренко и О.И. Луневой [1967], дает достаточные данные для решения широкого круга вопросов литологии алданского комплекса. Как показал их опыт изучения протерозойских конгломератов Кольского полуострова, равно как и опыт других исследователей метаморфизованных конгломератов докембрия, основной арсенал петрографо-литологических методов изучения неметаморфизованных конгломератов вполне применим и к глубоко метаморфизованным образованиям, давая достаточно объективный

и обширный материал по осадочной геологии дометаморфического периода. А.В. Сидоренко и О.И. Лунева [1967] отмечают, что среди других пород древнейших толщ конгломераты в процессе метаморфизма наиболее полно сохраняют свои первичные характерные особенности.

Само наличие конгломератов в нижнем архее Алданского щита и их вышеописанные характерные черты весьма важны для реконструкции процессов седиментации в глубоком докембрии и для решения некоторых вопросов палеогеографии и стратиграфии этого периода. Описанные образования, по-видимому, относятся к наиболее древним конгломератам Земли; ближе всего к ним по возрасту стоят конгломераты Канадского щита и Африки. Алданские конгломераты вместе с тем представляют наиболее глубокометаморфизованные в условиях гранулитовой фации грубообломочные породы.

Геологические условия залегания конгломератов, их строение, характер изменений по простиранию состава, строения, размеров, окатанности и сгруженности галек, состава и строения цемента, форм нахождения и ассоциаций акцессорных минералов в цементе и другие критерии литологического анализа этих глубокометаморфизованных пород позволяют сделать ряд выводов по осадочной геологии нижнего архея.

Конгломераты Алданского щита залегают в основании верхнеалданской свиты иенгрской серии, резко отличающейся по составу от нижележащей верхнетимптонской (курультинской) серии (горбыляхской свиты), что явно указывает на перерыв в осадконакоплении и размыв между формированием этих двух серий. А конгломераты, залегающие в верхних частях верхнеалданской и иджакской свит и относящиеся к внутриформационным, возникли в результате размыва и перетолжения толщ этих свит, и они фиксируют размыв. Особенности толщ, лежащих выше конгломератовых горизонтов, указывают на их трансгрессивный характер.

Участие грубообломочного материала в формировании архейских толщ как следствие локальных размывов внутри областей седиментации подтверждается, в частности, наличием галечного материала в флише федоровской свиты [Энтин, 1971].

По своему первичному составу породы галек представлены жильным кварцем, глинистыми песчаниками, силлиманитовыми, гематитовыми и мономинеральными кварцитами и в меньшей мере гранитами, гнейсами и основными породами. К числу редких образований относятся различные сланцы, другие осадочные породы и глинистые катуны, содержащие в том числе и бокситовые минералы. Особо следует отметить наличие в исходном составе галек метаморфических пород (силлиманитовых, гематитовых и графитовых кварцитов и сланцев), хотя их установление весьма затруднено, учитывая значительный метаморфизм толщи в целом. Основной критерий для их установления — несовпадение слоистости в конгломератах и полосчатости галек. Последняя обусловлена распределением породообразующих минералов (силлиманита, гематита, биотита и др.), ориентировка и положение которых вызваны метаморфической дифференциацией, не связанной с последующим метаморфизмом толщ. Наблюдаются в кварцитах и следы доседиментационного катаклаза, что предполагает наличие в метаморфической толще размываемой суши зон катаклаза и дизъюнктивных нарушений. Структуры кварцитовых галек, как отмечалось, заметно

отличаются от структур кварцитового цемента и кварцитов иенгской серии. Минеральные ассоциации в них также унаследованы от первичных метаморфических пород. Следовательно, при метаморфизме толщи в гальках метаморфизованных пород не происходило существенных перестроек ранее созданных структур и заметных минералогических преобразований.

Гальки пород, метаморфизованных до периода формирования конгломератов, указывают на более ранние этапы метаморфизма в областях сноса, предшествовавших метаморфизму алданского времени.

Весьма важно установление в конгломератах Алдана глинистых катунов (бескварцевых и малокварцевых силлиманит-биотитовых образований). Они оригинальны по составу, сложению, не находят себе подобных среди сопряженных с конгломератами других пород и однозначно определяются нами как глубокометаморфизованные глинистые катуны. По своей генетической природе, положению и химическому составу они аналогичны глинистым катунам докембрийских конгломератов Кольского полуострова [Сидоренко, Лунева, 1967; Лунева, 1977] и удоканской серии Забайкалья [Гиммельфарб и др., 1968], отличаясь от последних возрастом и большей степенью регионального метаморфизма и как следствие последнего — минеральным составом.

Эти образования не могут рассматриваться как производные гранитизации ввиду отсутствия признаков, указывающих на генерирующую роль метасоматоза или на связь (пространственную или генетическую) силлиманит-биотитовых выделений с зонами гранитизации или метасоматоза. Не могут они рассматриваться и как конкреционные стяжения в диагенетический период, наподобие образований протерозоя Патомского нагорья [Головенок, 1977], поскольку мало вероятно формирование высокоглиноземистых конкреций в песках и аркозах. Отсутствуют полностью данные и для квалификации этих образований в качестве будинитов, т.е. не отмечаются следы деформаций в пропластках различной компетенции, междуинных деформаций, выполнений и т.д.

Ассоциация пород галек (осадочные, метаморфические и магматические кислые и крайне редко — основные породы), существенно кварцевый в большинстве случаев состав галек и цемента, а также другие факты указывают, что область размыва имела дифференцированное геологическое строение и была сложена породами преимущественно кислого состава, осадочными, местами метаморфизованными образованиями, а иногда прорванными интрузиями, т.е. можно предположить тектоническую дислоцированность области размыва.

В северной части изученной полосы развития конгломератов цемент слагают преимущественно кварцевые пески с определенной долей гравийного материала, от места к месту в различной мере обогащенные другими тяжелыми и устойчивыми к выветриванию минералами (рутилом, цирконом, монацитом и др.). В южной части цемент представлен сложным сочетанием кварцевых и полимиктовых песков, глинистого и карбонатного материала, аркозов и т.п. В центральной части в сложении цемента принимают участие пески, глины, глинистые пески, местами обогащенные карбонатной составляющей. Количество тяжелых, устойчивых к выветриванию минералов возрастает в южном и западном направлениях, при этом уменьшается и их видовая и гранулометрическая сортировка. Состав становится более раз-

нообразным. В конгломератах не исключены промышленные первично-россыпные концентрации циркона, рутила, монацита, ксенотима, касситерита, золота и т.д.

В областях размыва породы испытали глубокое континентальное выветривание с хорошо сформированной и широко распространенной корой выветривания. На это указывают нижеследующие факты. Наличие галек и цемента высокоглиноземистого (глинистого) и кварцевого состава, в том числе и силлиманитовых, силлиманит-биотитовых галек, определяемых как метаморфизованные глинистые "катуны". Наличие в метаморфизованных гальках гранитов и кварцитов специфических лучистых структур силлиманита, указывающих на развитие в них по трещинам каолина. В катаклазаванных гальках кварцитов и кварцито-гнейсов по плоскостям катаклаза также был развит каолин, о чем говорит размещение силлиманита по этим плоскостям при свободной ориентировке иголок в их пределах. Наблюдается высокая дифференцированность и зрелость кластогенного и гидролизного материала. Наличие россыпных концентраций тяжелых минералов, устойчивых к выветриванию. Постепенное увеличение в конгломератах кварцевых и кварцитовых галек и кварцево-песчаного цемента по мере удаления от питающих провинций и постепенное увеличение в обратном направлении галек алюмосиликатного состава, а в цементах — аркозовой и полимиктовой составляющей. Высокая зрелость продуктов, слагающих конгломераты, что в химическом отношении выражается в широких вариациях (от мизерных до крайне высоких) содержаний кремнекислоты и глинозема: обусловлена сочетанием кластогенного кварца, каолина и гидрослюд, причем значения коэффициента глиноземистости (А) также варьируют и достигают нередко весьма высоких значений (см. табл. 2). Высокая зрелость и дифференцированность материала конгломератов в северной части полосы подчеркивается относительно небольшими различиями в химическом составе галек и цемента существенно кварцевых конгломератов (см. табл. 2). Гидролизный характер глинистой составляющей подчеркивается сочетанием глинозема с другими элементами гидролизатами (Ti, Fe^{III}, Mn, Sr, Cr и т.д.), хотя концентрации титана имеют двойную природу — гидролизную и кластогенную (рутил).

Коры выветривания были дифференцированы. Широкое развитие силлиманитсодержащих пород в цементе и силлиманита в гальках, производных метаморфизма каолинсодержащих образований, указывает на широкое развитие каолиновых кор выветривания.

Состав, особенности строения и распространения цемента биотит-гранатового, биотит-гиперстенового, реже биотит-роговообманкового и биотит-кордиеритового указывают на природу их происхождения — они представляют собой первично существенно гидрослюдистые породы. Это позволяет сделать заключение о широком развитии в областях сноса коры выветривания гидрослюдистого типа. В цементах конгломератов характерно преобладание калия над натрием, а закиси железа над магнием, что обусловлено составом гидрослюдистого материала, который имеет достаточно варьирующий химический состав.

Присутствие редких галек высокоглиноземистого состава с корундом, являющихся метаморфизованными глинистыми катунами с примесью бокситовых минералов или сложных бокситовыми глинами, предполагает

наличие в областях сноса и латеритных кор выветривания, развитых, вероятно, по основным породам.

Такие коры выветривания могли формироваться на породах тектонически устойчивой, жесткой структуры и гетерогенного геологического строения. В этом отношении алданские конгломераты сходны с выхуртскими и другими конгломератами Кольского полуострова [Лунева, 1977; Сидоренко, Лунева, 1967], а в отношении латеритного выветривания — с конгломератами Кокчетавского массива [Розен, 1967].

На широкое развитие древних кор выветривания, в том числе и латеритного типа, и на их большое значение в формировании материала конгломератов особо указывали А.В. Сидоренко и О.И. Лунева, [1967], О.М. Розен, 1967; Б.И. Горошников, [1971]; Е.А. Кулиш [1973] и др.

Проявленные в большей степени сортировка и окатанность галек, а также зрелость вещества цемента конгломератов, когда они становятся все более кварцевыми в северо-восточном направлении, указывают на снос материала с юго-запада, вероятно, реками с последующим перемывом в прибрежной зоне бассейна осадконакопления, т.е. конгломераты представляют базальные прибрежные образования. Гранатовые, турмалиновые и гематитовые кварциты, гиперстеновые, гранат-гиперстеновые плагиосланцы, мелкозернистые лейкократовые биотитовые гнейсы не отмечены в составе подстилающих конгломераты толщ, что также определенным образом указывает на их явную транспортировку из других районов.

Некоторые региональные изменения в составе конгломератов указывают на существование местных отклонений в условиях формирования обломочного материала как в областях сноса, так и его накопления. Дифференцированность материала конгломератов в местах накопления демонстрируется, например, широкими вариациями химического состава цемента, прежде всего в отношении главных компонентов SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MnO и щелочей, а также составом лейкократовых и меланократовых слоев цемента, когда первые, существенно кремнеземистые, слагаются кластогенным кварцем, а вторые — алюмосиликатно-известковым, глинистым, гидрослюдистым с той или иной примесью карбонатного вещества.

Количество CaO , хотя и достигает в цементе некоторых конгломератов 5,9%, в целом же в них, особенно существенно кварцевых, оно небольшое, что дает основание предполагать отсутствие или небольшое (не более 10%) содержание карбонатной составляющей в цементе конгломератов дометаморфического периода.

Формирование алданских конгломератов было, по-видимому, обусловлено значительной тектонической расчлененностью и быстрым воздыманием в области денудации, что привело к накоплению конгломератов совместно с другими кластогенными образованиями.

Сопоставляя состав галек с породами сопредельных с запада и юго-запада районов вероятных областей размыва соответствующих возрастов (нижний архей, катархей), можно говорить, что возможные аналоги их отмечаются лишь среди глубокометаморфизованных пород тектонических блоков Олекмо-Становой складчатой области в бассейнах рек Олекмы и Чары [Кулиш, 1973].

Развитие в конгломератах, их гальках и цементе гематита и повышенных, заметно варьирующих содержаний окиси железа относительно закиси

(значительные величины "В", см. табл. 2) обусловлено процессами окисления железа кислородом атмосферы того периода при выветривании, переносе и отложении материала конгломератов. Гематит и богатые оксилепидомелановым компонентом биотиты (формы нахождения окиси железа) локализуются обычно в цементе послойно или в рассеянном состоянии по залеченным трещинкам галек и в периферических частях глинистых катунов и других галек. Такое распределение окиси железа обусловлено атмосферным окислением. Колебание значений степени окисленности железа указывает на определенную дифференциацию интенсивности процессов окисления в тот период. Наиболее высокая степень окисления железа наблюдается в цементах, представляющих по своей природе существенно кварцевые пески, что вполне естественно, поскольку кластогенные осадки такого рода подвержены более всего воздействию атмосферы. В ряде случаев, например в гальках гематитовых кварцитов, высокая степень окисления железа унаследована от состава первичных пород.

Конгломераты и размыв нижележащих толщ, подобных в принципе алданским, известны во многих других архейских комплексах мира. В толще (серии) Фич-Три в Африке с возрастом 3,5 млрд. лет описаны конгломераты и явления размыва [Виноградов и др., 1976].

Обобщая вышеизложенное, становится очевидным, что древнейшие в истории развития земной коры и наиболее глубоко метаморфизованные конгломераты алданского комплекса не имеют принципиально отличных черт от подобных образований архея и более молодых протерозойских и фанерозойских комплексов других регионов мира. Это находится в полном соответствии с основными концепциями осадочной геологии докембрия.

ТЕРРИГЕННАЯ НИЖНЯЯ ФОРМАЦИЯ И ЕЕ АРКОЗОВО-ГРАВЕЛИТОВЫЕ ПОРОДЫ

Значительную роль в составе алданского комплекса играют образования терригенных формаций, слагающих стратиграфические подразделения различных рангов — от отдельных пачек, пластов и горизонтов вплоть до свит мощностью более 9000 м.

Литологический анализ пород иенгрской серии позволил установить, что кварцито-гнейсы по своей первичной природе являются метаморфизованными аркозовыми песчаниками, аркозами и гравелитами [Лазько, 1956; Кулиш, 1964, 1973; и др.]. В толще алданского комплекса эти породы образуют пластовые и линзовидные залежи, горизонты и пачки пластов в нижних и реже в верхних частях верхнеалданской свиты иенгрской серии. Более редкие линзы и пропластки кварцито-гнейсов отмечаются и в средних горизонтах свиты. Изредка эти породы наблюдаются в других стратиграфических подразделениях алданского комплекса, сочетаясь с кварцитами и высокоглиноземистыми сланцами и гнейсами, где они формируют небольшие пластовые и линзовидные залежи [Энтин, 1971; Реутов, 1981; и др.].

Мощность толщ, содержащих кварцито-гнейсы, достигает в западных частях щита 500 м, к востоку она уменьшается, и уже в бассейне р. Сутам кварцито-гнейсы развиты в виде отдельных маломощных пропластков и линз (до 20 м). Наряду с самостоятельными залежами кварцито-гнейсы

часто формируют пачки переслаивания с кварцитами, реже с высокоглиноземистыми и биотитовыми гнейсами и сланцами, изредка — с амфиболпироксеновыми породами. В подошве верхнеалданской свиты на западе щита они сочетаются с конгломератами. Характер переслаивания кварцито-гнейсов с другими породами варьирует от грубослоистого, когда мощность слоев измеряется $n \times 1$ м, до тонкослоистого — от $n \times 1$ см до $n \times 1$ мм или в одних породах наблюдаются линзы и линзочки пород другого состава.

В кварцито-гнейсовых толщах отмечается закономерное увеличение или уменьшение участия тех или иных пород по вертикали и латерали. По простирацию и напластованию при увеличении содержания кварца кварцито-гнейсы постепенно или резко переходят в кварциты, а при его уменьшении — в сланцы и гнейсы. При возрастании содержания грубообломочных зерен кварца и полевых шпатов, а также обломков и галек других пород они сменяются конгломератами.

Кварцито-гнейсы представляют породы от мелко- до грубозернистых с размером зерен от $0,5 \times 0,5$ до 3×3 мм. Нередко в них отмечаются зерна кварца, полевых шпатов и кварц-полевошпатовых агрегатов, размером до 10×10 мм, угловатой или округлой формы. Кварцито-гнейсы светлые, бурые, розовые и серые гнейсовидной, реже сланцеватой текстур, вызванных полосчатым распределением породообразующих минералов различной степени контрастности. Характерно чередование слоев или линзочек существенно кварцевых, полевошпатовых, кварц-полевошпатовых или обогащенных силлиманитом, биотитом, магнетитом, графитом, гранатом, гематитом и т.д. Имеет место и перемежаемость слоев и линзочек различных цветов, крупности зерен или сложения. Текстуры кварцито-гнейсов варьируют от тонкослоистых (мощность слоев 1–2 мм) до грубослоистых (мощность слоев до 6 см). Реже отмечаются породы массивного сложения. При увеличении размеров угловатых или округлых зерен кварца, полевых шпатов, а также обломков и галечек кварца, кварц-полевошпатовых агрегатов и других пород кварцито-гнейсы приобретают облик метагравелитов. При беглом осмотре кварцито-гнейсы иногда сходны с гранитизированными (полевошпатизированными) кварцитами, отличаясь от них структурными, минералогическими и генетическими особенностями [Кулиш, 1964].

Структуры кварцито-гнейсов гранобластовые, реже гранолепидобластовые, порфиробластические, гранонематобластовые, бластопсефитовые, бластосаммитовые и т.п. Бластосаммитовые неравномернозернистые реликтовые структуры характеризуются тем, что промежутки между более крупными первично-кластогенными зернами (песчинками) кварца, реже полевого шпата выполнены более мелкозернистым кварц-полевошпатовым агрегатом. Зерна последнего представляют частью первичные более мелкие песчинки, частью перекристаллизованный цемент или более тонкозернистое выполнение. Сохранение крупных песчинок в мелкозернистом агрегате обусловлено особенностями перекристаллизации пород такого рода и состава в процессе регионального метаморфизма без достаточно проявленных дифференциальных деформаций и гранитизации в этих толщах. Бластопсефитовые структуры кварцито-гнейсов подчеркиваются наличием среди зерен кварца первично-кластических более крупных песчинок и обломков полевых шпатов, кварца и других пород. Последние диаг-

ностируются как кварциты, граниты и гнейсы. Они существенно кварцевые и включают биотит, плагиоклаз, микроклин, магнетит и изредка силлиманит. Структурные соотношения этих минералов в обломках аналогичны таковым в метаморфических и магматических породах. Следует отметить, что кварцито-гнейсы с четкой бластопсефитовой структурой имеют конкретное стратиграфическое положение и залегают в виде пропластков и линз различных мощностей и протяженности. Внешне кварцито-гнейсы с бластопсефитовой структурой иногда можно принять за своеобразные "очковые гнейсы".

Кварцито-гнейсы представляют как бы своеобразные переходные разности между кварцитами и гнейсами. Поэтому по своим петрографическим особенностям в отношении структур и породообразующих минералов кварцито-гнейсы близки, с одной стороны, к кварцитам, с другой — к высокоглиноземистым гнейсам и сланцам алданского комплекса, детально исследованных автором ранее [Кулиш, 1964, 1973].

Главной составной частью пород является кварц (60–80%). Он образует изометричные, округлые, полигональные со сглаженными углами, вытянутые и реже мозаичные зерна с относительно плавными сочленениями. Угасание кварца 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.

Полевые шпаты (10–30%) представлены несдвоенным и решетчатым микроклином нередко микропертитового строения. В меньшей мере развит плагиоклаз, хотя в редких случаях отмечаются существенно плагиоклазовые разности этих пород. Плагиоклазы — № 24–39, реже до № 50. Полевые шпаты имеют округлые, овальные, угловатые формы с волнистым погасанием и с редкими микросдвигами двойниковых элементов. Они заметно замутнены и трещиноваты, в той или иной мере серицитизированы и пелитизированы. В породе полевые шпаты распределены слоями и цепочками зерен, субпараллельными слоистости. По размерам зерен полевые шпаты редко превосходят кварц, чаще они более мелкие или соизмеримы с кварцем. Анализ размеров зерен кластогенного кварца в полевошпат-кварцевых и мономинеральных кварцевых слоях показывает, что в первых кварцевые песчинки в 1,5–3 раза крупнее, чем во вторых.

В качестве примеси до 3%, редко до 10% в кварцито-гнейсах отмечаются силлиманит, зеленовато-коричневый, буровато-коричневый биотит, магнетит, гематит, в меньшей мере кордиерит, гранат, изредка диопсид, амфиболы, гиперстен, графит и турмалин. Эти минералы тяготеют к существенно полевошпатовым прослойкам пород, размещаясь своей вытянутостью субпараллельно слоистости; повышенные их содержания придают кварцито-гнейсам сланцеватый облик.

Аксессуары кварцито-гнейсов представлены в различной степени окатанными зернами циркона, рутила, монацита, ортита, апатита, сфена, касситерита и других минералов, которые распределяются цепочками и одиночными зернами в существенно кварцевых слоях. Содержание аксессуариев в кварцито-гнейсах выше, чем в кварцитах, достигает 2000 г/т, в среднем 550 г/т, в то время как в кварцитах их содержание не превышает 560 г/т,

Таблица 4

Химический состав метаморфизованных аркозов и гравелитов (кварцито-гнейсов)

№ п.п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
1	74,36	0,10	13,57	0,46	1,78	0,03	0,47	1,02
2	75,29	0,02	13,80	0,34	1,02	0,03	0,20	0,66
3	75,45	0,36	12,02	0,65	2,76	0,04	4,29	0,51
4	76,31	0,95	6,48	2,57	8,12	0,09	3,63	0,30
5	76,44	—	14,00	1,21	0,53	0,02	0,38	1,04
6	76,51	0,84	8,69	1,30	6,29	0,06	2,72	0,35
7	77,18	0,04	12,90	0,21	1,18	0,02	0,64	2,71
8	77,24	сл.	13,24	0,32	1,24	0,02	0,70	2,12
9	77,26	0,66	9,55	0,48	3,48	0,03	2,42	1,33
10	77,51	0,21	10,90	0,29	2,05	0,05	0,49	0,59
11	77,56	0,52	8,97	1,12	4,14	0,04	0,33	2,91
12	77,64	0,38	8,82	2,78	5,13	—	1,00	0,25
13	78,00	0,50	7,81	1,27	4,52	0,04	2,97	0,29
14	78,23	0,01	15,65	0,37	0,75	0,03	0,12	1,94
15	78,50	0,46	12,80	2,78	0,44	—	0,16	0,09
16	78,52	0,23	11,50	1,03	2,21	0,07	3,31	0,08
17	79,06	0,28	10,41	0,36	1,83	0,02	1,99	0,09
18	79,93	—	19,10	0,14	0,06	—	—	—
19	80,11	0,59	11,64	0,26	0,95	—	0,46	0,08
20	80,24	0,14	15,57	2,20	0,45	0,01	0,06	0,04
21	82,61	0,45	6,27	3,09	2,51	0,16	2,32	0,12
22	87,56	0,16	5,56	0,03	0,97	—	0,73	0,24
23	90,00	0,17	5,01	0,01	0,80	—	0,38	0,24

Примечание. 1. Обр. 804-7-б. Гранатовый кварцито-гнейс, р. Даурка; 2. Обр. 8067. Гранатовый кварцито-гнейс с силлиманитом, р. Ковыкуя; 3. Обр. У-270. Биотит-кордиеритовый кварцито-гнейс, р. Окурдан. 4. Обр. Б-41. Гранат-биотит-гиперстеновый кварцито-гнейс с кордиеритом, (п.п.п. = 0,11%), р. Бугорькта; 5. Обр. 3002. Биотитовый кварцито-гнейс, р. Куронах, сборы Ю.П. Фоменкова, 1957 г.; 6. Обр. 8133. Силлиманит-гранат-биотитовый кварцито-гнейс, р. Алдан; 7. Обр. 8072. Гранатовый кварцито-гнейс, р. Сутам; 8. Силлиманит-биотитовый кварцито-гнейс (п.п.п. = 0,89%), р. Гонам, сборы Б.П. Фоменкова, 1957 г.; 9. Обр. 8146. Биотит-гранатовый кварцито-гнейс с сульфидами, р. Курумкан; 10. Обр. 8107. Биотит-гранатовый кварцито-гнейс, р. Телетей; 11. Обр. Р-1357. Силлиманит-кордиерит-биотитовый кварцито-гнейс, верховье р. Чульман; 12. Обр. 211-57. Биотитовый кварцито-гнейс, р. Б. Катиннах; 13. Обр. Б-35. Биотитовый кварцито-гнейс, р. Бугорькта;

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) или его исчезновения. Сопоставление размеров цирконов и реликтовых кварцевых песчинок показало их явную взаимозависимость, что вообще характерно для докембрийских аркозовых формаций [Чайка, 1966].

Химический состав метаморфизованных аркозов и гравелитов подвержен широким колебаниям, что обусловлено их генетической природой, минеральным составом и сложением (табл. 4). В целом их состав варьирует в пределах, близких к составам ряда гнейсо-кварцитов. Однако в практике исследователей алданского комплекса принято относить к кварцито-

	Na ₂ O ₃	K ₂ O	H ₂ O ⁺	Σ	f	Φ	B	A	n
	3,04	4,61	0,54	99,98	69,4	66,6	0,12	17	16
	4,06	4,00	0,30	99,80	73,7	70,6	0,14	13	8
	0,87	2,53	1,02	100,50	26,2	24,1	0,10	68	25
	0,18	0,89	0,67	100,30	76,3	73,4	0,14	47	57
	1,80	4,12	0,38	99,92	46,6	—	1,00	46	25
	0,17	1,97	0,98	99,86	56,8	54,4	0,09	55	51
	3,43	0,89	0,62	99,81	51,6	50,0	0,06	15	32
	1,31	3,02	0,26	100,36	50,0	46,0	0,12	38	49
	1,90	1,84	1,00	99,95	44,9	47,9	0,06	21	27
	2,08	5,20	0,54	99,91	70,0	68,4	0,07	9	14
	0,38	2,54	1,37	99,88	87,7	86,2	0,12	3	84
	2,24	0,75	0,54	99,53	73,9	68,3	0,23	38	7
	0,43	2,63	1,69	100,18	46,3	43,4	0,11	37	30
	1,73	0,57	0,48	99,92	76,92	72,7	0,2	87	40
	1,37	1,64	1,26	99,50	54,5	—	2,83	85	5
	0,28	1,15	1,36	99,74	27,4	23,3	0,19	96	15
	0,34	3,65	1,52	99,92	33,7	30,9	0,12	57	17
	0,38	0,19	0,53	100,34	—	—	1,0	179	14
	0,77	4,30	0,88	100,04	54,5	52,3	0,08	57	7
	0,06	0,45	0,63	99,85	—	—	2,3	148	33
	0,18	0,98	0,97	99,66	38,0	21,9	0,46	47	35
	0,46	3,49	0,96	99,66	41,9	41,7	0,03	7	23
	1,55	1,55	0,33	100,03	52,0	52,2	0,01	4	8

14. Обр. 379-57. Гранат-кордиерит-биотит-силлиманитовый кварцито-гнейс, р. Кабакта; 15. Силлиманитовый кварцито-гнейс, р. Алдан, сборы В.М. Кравченко, 1957 г. 16. Обр. V-5. Биотит-кордиеритовый кварцито-гнейс, р. Окурдан; 17. Обр. 3117. Слабо диафторированный биотитовый кварцито-гнейс, (п.п.п. = 0,25%, P₂O₅ = 0,12%), р. Телетей; 18. Обр. С-93. Силлиманитовый кварцито-гнейс, (P₂O₅ = 0,01%), месторождение Таежное (сборы Д.П. Сердюченко и др., 1960 г.); 19. Обр. 1876/56. Силлиманит-биотитовый кварцито-гнейс, р. Горельный; 20. Обр. 924/57. Силлиманитовый кварцито-гнейс, р. Боурдах; 21. Обр. Я-148. Биотит-кордиеритовый кварцит с blastosefитовой структурой, р. Токариккан; 22. Обр. 8183. Биотит-силлиманитовый кварцит с blastosefитовой структурой, р. Сангар; 23. Обр. 8184. Биотит-силлиманитовый кварцит с blastosefитовой структурой, р. Сангар. Пробы без авторских ссылок — сборы автора.

гнейсам породы с содержанием SiO₂ от 74 до 83% [Кулиш, 1973]. Следует отметить, что в этот интервал содержаний SiO₂ включаются и кварцито-гнейсы иной первичной природы, чем метааркозы и метагравелиты, например метаморфизованные глинистые песчаники или кремнистые (яшмовидные) породы. Вместе с тем метааркозы и метагравелиты с более высоким содержанием алюмосиликатной кластогенной или глинистой составляющей имеют содержание SiO₂ < 74%. Этому же интервалу содержания кремнекислоты (74–83%) могут соответствовать и гранитизированные (полевошпатезированные) кварциты. Химический состав метааркозов и метагравелитов демонстрирует широкое колебание всех петрогенных элементов. Это обусловило и вариации приведенных петрохимических коэф-

фициентов, отображающих железистость, степень окисленности железа, глиноземистость и известковистость пород, т.е. породы относятся к ряду высокоглиноземистых, величина A колеблется от 3 до 179. Степень окисления железа (B) нередко больше 1. Железистость пород в целом и их железомagneзиальных силикатов находится в пределах 21–76%. Известковистость породы относительно натрия (показатель основности плагиоклазов породы) варьирует от 5 до 57.

Кварцито-гнейсы представляли собой в дометаморфический период существенно кварцевые, полимиктовые и аркозовые пески, аркозы и гравелиты, поскольку они имеют литологические переходы и 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 бласто-псаммитовые и бластопсефитовые структуры и реликтовые кластогенные зерна циркона, рутила, монацита, ортита, апатита, кварца и полевых шпатов, причем последние, вероятно, сохраняют свою форму в определенной мере. Наблюдаются обломки других пород: кварцитов, гранитов и гнейсов.

При региональном метаморфизме кластический материал аркозов и гравелитов (кварцито-гнейсов), представленный песчинками и обломками кварца, полевых шпатов, магнетита, других минералов и минеральных агрегатов иных пород, а также в той или иной степени окатанными акцессорными минералами (цирконом, рутилом, монацитом, и другими) не испытал существенных изменений химического состава. Первичные кластогенные формы определенного числа песчинок и обломков также не претерпели преобразований. Метаморфизм превратил глинистый (каолиновый, гидрослюдистый) и мергелистый цемент в агрегаты силлиманита, биотита, кордиерита, граната, амфиболов и пироксенов.

Несомненно, что в исходной толще алданского комплекса аркозы и гравелиты были развиты более широко, чем установлено сейчас при изучении кварцито-гнейсов. Объясняется это тем, что аркозы с содержанием полевых шпатов и иных минералов более 20% почти не сохраняют черт своей первично-кластогенной природы в процессе метаморфизма и ультраметаморфизма, учитывая особенности собирательной перекристаллизации и гранитизации в этих породах.

Кварцито-гнейсы характерны для толщ верхнеалданской свиты, они по своим геотектоническим особенностям относятся к перикратонным образованиям, т.е. осадки свиты сформировались в переходной зоне между жесткой структурой (кратоном) и подвижной областью. Часть кварцито-гнейсов, залегающая в подошве верхнеалданской свиты, сформировалась преимущественно в окраинной зоне жесткой структуры, другая часть этих образований накопилась в окраинных прогибах и миогеосинклинальных зонах в начальный период их прогибания.

С целью выяснения направления областей сноса с учетом уменьшения размеров зерен циркона и кварца по мере удаления от них, а также снижения коэффициента окатанности циркона (отношение длинной оси зерен к короткой) было проведено сопоставление данных изучения 17 протоколов кварцито-гнейсов нижнего горизонта верхнеалданской свиты. Исследо-

вания показали, что в южном и юго-западном направлениях возрастает количество аксессуаров, уменьшаются степень их сортировки и коэффициент окатанности, увеличиваются их размеры, изменяясь от 1,4 мм в восточных и северо-восточных районах до 2,5 мм в западных. Эти данные, а также преимущественное развитие кварцито-гнейсов в западной части щита, где они сочетаются иногда с конгломератами, бесспорно указывают на снос материала с юго-запада и запада.

Четкое различие в размерах кластогенных зерен кварца в кварцевых и кварц-полевошатовых прослойках, преимущественное накопление циркона, рутила и монацита в кварцевых слоях позволяют 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.

На активное и дифференцированное выветривание в областях сноса и на то что источником исходного материала кварцито-гнейсов были перетолженные продукты кор выветривания, указывают особенности их минерального и химического состава, в частности значения величины "А" (глиноземистость). На интенсивность выветривания в атмосфере, богатой кислородом, подтверждает коэффициент "В", достигающий величины 2,83. В областях сноса подвергались выветриванию и разрушению породы, близкие по составу к гранитоидам, судя по обилию кварца, микроклина и кислых плаггиоклазов в кластогенной составляющей аркозовых песков и аркозов.

Генетическая природа кварцито-гнейсов, ассоциация сопредельных пород и другие критерии позволяют считать их составной частью нижнеархейской нижней терригенной формации алданской подвижной области геосинклинального типа.

Следовательно, древнейшие аркозовые формации несут в себе значительные потенциальные запасы титана, циркония, другого сырья, поэтому изучение кварцито-гнейсов Алданского щита весьма актуально, тем более что их перспективы благоприятны. Так, уже сейчас в ряде мест отмечены высокие содержания в этих породах циркона, рутила и т.д.

Наличие в толщах нижнего архея Алданского щита аркозовых и гравелитовых образований, имеющих литологические и формационные черты, аналогичные осадкам фанерозоя, указывает на отсутствие принципиального отличия в осадконакоплении подобных пород в архей-фанерозойский период развития Земли [Сидоренко, 1975].

Обобщение аспектов осадочной геологии алданского комплекса, и прежде всего литологических особенностей первично-терригенно-осадочных метаморфизованных конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов, глин, бокситов и других подобных образований, позволяет выделить в толще алданского архея терригенные формации.

По геотектоническому положению в алданском комплексе выделены (по В.В. Белоусову [1954]) терригенная нижняя и верхняя формации. Выделение последней спорно, хотя флишеподобные и другие характерные для нее образования имеются. Описание пород формаций по их дометаморфическим литолого-петрографическим характеристикам.

Наиболее детально исследована формация терригенная нижняя, представленная сложно построенной верхнеалданской свитой иенгской серии, литолого-стратиграфические особенности которой изучены автором [Кулиш, 1964, 1973]. Толща этой формации несогласно залегает на размытой поверхности верхнетимптонской серии (катархей). В основании формации развиты типичные континентальные образования: конгломераты, гравелиты, граувакки, аркозы, пески, алевролиты, глины, бокситы, проявления железных и железомарганцевых руд и т.п. Эти породы сочетаются с глинистыми, мергелистыми и песчаными осадками, причем роль глинистых и песчаных пород возрастает к верхним горизонтам толщи. Роль вулканитов незначительна. Значимость участия граувакков в этой формации и вообще в алданском комплексе еще не выяснена. Мощность данной континентальной толщи (нижняя, подкварцитовая подсвита) достигает 2700 м.

Выше континентальной пачки залегает мощная (до 4500 м) толща песчаных, песчано-глинистых, глинистых и мергелистых осадков (средняя, кварцитовая подсвита). Заметную роль приобретают туфогенные образования и покровные излияния основного состава. Характерна черта этой толщи — широкое развитие кварцевых песков, сочетающихся и переслаивающихся с глинистыми осадками. Наблюдаются бороносные и другие стратифицированные осадки. Песчано-глинистая толща постепенно переходит в глинистую, в которой определенное значение имеют мергелистые и туфогенные образования, а также эффузивные покровы основного состава. Эта надкварцитовая подсвита верхнеалданской свиты (нимырская свита) мощностью до 1500 м.

Формация терригенная нижняя характеризуется значительным фациальным разнообразием, отличаясь сложными литологическими переходами и сочетаниями слагающих ее пород, а также ритмичностью члстоений различных ассоциаций, характеристик и рангов — от тонкоритмичных пачек до циклически построенных толщ. Вверх по разрезу наблюдается выдержанная тенденция увеличения глинистых осадков. В верхних горизонтах формации появляются карбонатные образования (доломитовые известняки), а мергелистые и известково-глинистые осадки приобретают заметное положение. Определенное участие в составе формации имеют туфы и туфогенные образования и более заметное — эффузивные излияния магм основного состава, занимающих конкретные стратиграфические положения. Четкой закономерности в размещении вулканитов в разрезе формации пока не установлено.

Формация содержит заметные количества органического вещества, ассоциирующего преимущественно с пелитовыми осадками, хотя оно отмечается и среди песков, алевролитов, бокситов и даже конгломератов. Органическое вещество наблюдается в основном в рассеянной и тонкослоистой форме распределения, редко встречаются существенно углеродистые линзы и пропластки.

Мощность формации значительна и достигает 8700 м. Она сложена в значительной мере морскими осадками береговых и прибрежных фаций преимущественно за счет продуктов кор выветривания и разрушения областей сноса (сопредельных кратонов).

Металлогеническая специализация формации в целом имеет небольшую

значимость и характеризуется наличием россыпных концентраций циркона, рутила, монацита, ксенотима и других устойчивых к выветриванию минералов, а также проявлениями железных и железомарганцевых руд и боратов. Промышленное значение имеют бокситы и кварцевые пески (корундиты и кварциты).

Терригенная нижняя формация характеризует начало цикла развития внешней зоны иенгской геосинклинальной области миеогеосинклинального характера, начальную стадию ее прогибания. Она формировалась при весьма устойчивых и однообразных физико-географических и литолого-фациальных условиях в полосе перехода между жесткой структурой (кратоном) и подвижной областью и в значительной мере сопоставима с аналогичными формациями фанерозоя. Другие толщи иенгской серии также с аспидной, глинисто-сланцевой, песчано-глинистой и тому подобными терригенными формациями более молодых этапов развития Земли не имеют с ними принципиальных различий и подтверждают основное положение осадочной геологии докембрия о направленном и непрерывном развитии геологических процессов.

КОРУНДИТЫ И КОРУНДСОДЕРЖАЩИЕ ПОРОДЫ

Интересны в геологическом и практическом отношении корундиты и корундсодержащие породы юга Алданского щита, которые представляют собой метаморфизованные бокситы и бокситовые глины [Кулиш, 1973]. Эти породы весьма разнообразны, что обусловлено широкими вариациями химического и минерального состава, а также степенью их регрессивных преобразований при гранитизации и послееархейском диафорезе. Корундиты — метаморфические парапороды, содержащие корунда 40—100% и глинозема (Al_2O_3) 59—100%. Корундсодержащие породы и диафорированные корундиты имеют корунда менее 40% и глинозема меньше 59% (вес).

Залежи корундовых и корунд-дистеновых пород открыты в 1930 г. Д.С. Коржинским [1933]. С 1931 по 1946 г. они изучались П.П. Голяшкиным, Л.И. Шабыниным, К.Н. Озеровым и Н.А. Быховером, А.С. Амеландовым, Н.А. Корневым и др. Это привело к открытию промышленных месторождений корунда и дистена: Чайныт и Джалинда. В период 1955—1968 гг. месторождения посещались автором. Аналогичные породы отмечены в бассейнах рек Чуга, Чако, Капрал, Алдан, Севирикан, Монмохта, Горбылях, Иенгра и др. Наибольшее количество корунда в шлихах имеет место в полосе, протягивающейся от р. Чайныт до верховья р. Алдан. В междуречье рек Севирикан—Монмохта I-я среди биотитовых и биотит-амфиболовых пород наблюдаются спорадические скопления корундовых пород типа чайнытских. Корундовые и дистеновые породы отмечены на южном берегу р. Иенгра к западу от Амуро-Якутской автомагистрали. В верховьях реки Горбылях корундиты 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 Алдан и Амедичи.

Эти выходы корундовых пород вместе с месторождениями Чайныт и Джалинда расположены в пределах полосы северо-западного простира-

ния, согласной с общим простираем пород верхнетимптонской (курультинской) серии, и простираются от р. Севирикан на востоке до р. Амедици на западе, образуя иенгра-амедицинскую зону.

Вторая полоса, алданская зона, субмеридионального простираения, согласная с толщами низов верхнеалданской свиты иенгрской серии, протягивается от междуречья Алдан—Амедици на юге до северной границы Алданского щита. По степени распространения корундовых пород она уступает первой зоне. Здесь корундовые гнейсы и гранат-силлиманит-корундовые, корунд-шпинелевые, корунд-биотитовые, силлиманит-кордиерит-корундовые сланцы и др. совершенно не затронуты диафорезом. В нижнем течении р. Амедици наряду с вышеперечисленными породами наблюдались кварциты, в которых имеются редкие линзы мощностью до 25 см силлиманит-магнетит-корунд-полевошпатовых сланцев. На правом и левом берегах р. Чуга, вблизи устья р. Хобордоох, в коренных обнажениях биотит-силлиманит-кордиеритовых сланцев верхнеалданской свиты отмечаются небольшие линзы и пропластки корундитов и корундсодержащих пород с порфиробластами корунда до 1 см в поперечнике. В приустьевой части р. Нелюка Е.П. Миронюк и др. [1971] отметили горизонт с пропластками корундсодержащих гнейсов.

В бассейне р. Алдан, район пос. Суон-Тит, среди кварцитов верхнеалданской свиты развита толща мощностью до 350 м мономинеральных грубозернистых, слоистых, реже массивных кварцитов, среди которых встречаются редкие, мощностью до 20 м, пропластки биотит-кордиерит-силлиманитовых, в меньшей мере гранатсодержащих и клинопироксеновых плагиогнейсов. В верхней части толщи кварцитов развиты пропластки (до 20 м) гематитовых, силлиманитовых, полевошпатовых, изредка турмалиновых, клинопироксеновых, амфиболовых и скаполитовых кварцитов и кварцито-гнейсов. С этими пропластками кварцитов, кварцито-гнейсов и гнейсов ассоциируются прослойки, мощностью до 50 см, корундовых и биотит-корундовых пород. Они плотные, зеленовато-серые, массивные. Корунд формирует короткостолбчатые кристаллы с шестиугольным сечением. В проходящем свете корунд бесцветен, отмечается слабовыраженная спайность, двусный, отрицательный. Корунд в виде отдельных зерен или небольших агрегатов отмечается и в высокоглиноземистых гнейсах в ассоциации с силлиманитом, андалузитом, гранатом, кордиеритом и микроклином.

Кроме того, на всей территории Алданского щита, особенно в бассейне р. Сутам, наблюдаются бескварцевые высокоглиноземистые парапороды, в том числе и сапфириновые, содержащие единичные, иногда до 1%, зерна корунда. Далее в тяжелой фракции протолочек высокоглиноземистых, особенно силлиманитсодержащих, гнейсов и сланцев и даже кварцитов, конгломератов также присутствуют зерна корунда, имеющего в породах значение акцессорного минерала, возникшего в процессе метаморфизма первичного осадочного материала [Кулиш, 1973].

В настоящей работе не рассматриваются породы, содержащие доли процента редких зерен и выделений корунда, возникшего явно при гранитизации высокоглиноземистых основных, ультраосновных и железорудных пород алданского комплекса.

Месторождения корунда Чайныт и Джалинда расположены на южной ок-

раине щита, в 15–27 км к юго-западу от пос. Золотинка, непосредственно соприкасаясь со структурным швом, разделяющим щит и зону Становой орогении. Здесь широко развит диафторез в полосах, субпараллельных структурному шву, видоизменяющий архейские суперкрупные породы вплоть до гнейсоидов и филлонитов: хлоритовых, актинолитовых, серицитовых мусковитовых, дистеновых, маргаритовых. В протолочках этих пород отмечены реликты корунда, дистена, шпинели, кордиерита, силлиманита, роговой обманки, граната, сапфирина, гиперстена и др. В частности, в протолочке дистен-корундовой диафторированной породы (обр. 8011) среди минералов тяжелой фракции отмечен гиперстен ($N_g = 1,726$, $N_p = 1,714$, $d = 3$, 646) и гранат-альмандин ($d = 4,073$), а в зелено-сером корунд-дистеновом диафторите на контакте с корундитами (обр. 8001) — 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 западного и северо-западного простирания, погружающуюся в северо-западном направлении. Зона гнейсоидов приурочена к шарнирной части антиклинали.

Архейский комплекс пород района месторождений, мощностью более 800 м, представлен биотит-роговообманковыми, гранатовыми, гранат-биотитовыми гнейсами, роговообманковыми, роговообманково-гранатовыми, силлиманитовыми, кордиеритовыми, графитовыми, магнетит-роговообманковыми, диопсидовыми, оливин-диопсидовыми, двупироксеновыми и другими сланцами, амфиболитами, кальцифирами и кварцитами. По своему геолого-петрографическому характеру, химическому и минеральному составу эти породы аналогичны образованиям алданского комплекса. В целом толща гнейсовая, амфиболовая, биотит-амфиболовая; на определенных стратиграфических уровнях в ней значительную роль играют пачки высокоглиноземистых пород, прослеживаемые по простиранию на расстояния более 10 км, которые всегда согласны с вмещающими породами и линзами других парапород, в них заключенных, например кварцитов. Породы всегда полосчатые, полосчатость субпараллельна слоистости. Они формируют ряд петрографических разновидностей, имеющих друг с другом постепенные переходы.

Гранат-биотитовые гнейсы состоят из варьирующих количеств полевых шпатов (5–60%), кварца (до 50%), граната (10–40%), биотита (до 30%), реже кордиерита и силлиманита в разностях, переходных к силлиманитовым и кордиеритовым сланцам. Аксессуары: апатит, пирит, циркон, последний в большинстве случаев окатан. Полевые шпаты: ортоклаз, реже микроклин и еще меньше плагиоклаз (№ 27–43). Гранат — $N = 1,780$ – $1,790$, $f = 60$ – 70% . Биотит плеохроирует от красновато-бурого до бледно-желтого. Диафторез преобразует эти породы в хлоритовые гнейсоиды.

Силлиманитовые сланцы ассоциируют с графитовыми породами, а силлиманитовые гнейсы — с биотит-амфиболовыми плагиогнейсами. Они состоят из силлиманита (до 55%), кварца, полевых шпатов, граната (до 25%), биотита, кордиерита, реже рутила (до 3%), пирита, графита и аксессуарно окатанного циркона. При диафторезе по ним развиваются серицит-хлоритовые гнейсоиды, причем силлиманит намного интенсивнее замещается серицитом и другими минералами, чем корунд и дистен.

Графитовые сланцы обычно залегают среди кварцитов. Они состоят из кварца (20–60%), графита (1–90%), биотита, плагиоклаза (до 30%, № 30), дистена (до 10%), граната, силлиманита и акцессорных: рутила, ильменита, циркона, пирита и гематита. Графит образует разобщенные чешуйки (до 4 мм), линзовидные и пропластковые агрегаты, субпараллельные слоистости. Отмечается чередование кварцевых и слюдястых слоев, разделенных графитовым прослойками мощностью до 3 мм.

Кварциты мономинеральные или содержат гранат, графит, дистен и силлиманит, причем высокоглиноземистые и графитсодержащие кварциты развиты вверху кремнистых пачек, а магнетитовые и магнетит-роговообманковые кварциты – внизу. Особый интерес представляют маргарит-мусковитовые породы, возникшие в результате полного диафтореза силлиманит-кордиеритовых пород. Это зеленые породы, залегающие среди кварцитов, сходные по облику и петрографическим особенностям с корунд- и кианитсодержащими маргарит-мусковитовыми породами. Они сложены мелкочешуйчатым агрегатом маргарита и мусковита, причем последний преобладает. Маргарит – скопления неправильной формы и одиночные чешуйки ($N_g - N_p = 0,015$). Мусковит имеет $N_g - N_p = 0,040$. Здесь отмечены зеленый хлорит, рутил, кварц, циркон и корунд. Бурый рутил наблюдается в виде столбчатых кристаллов и неправильных зерен размером до 1 мм. Местами развиты хлоритоид (до 10%) в виде полисинтетически сдвоенных пластинок, плексизирующих отбесцветного до зеленовато-синего ($2V = +40 \div 56^\circ$, $N_p = 1,730$, $N_g - N_p = 0,007$, с $N_g = 15^\circ$), и неравномерно распределенный дистен (до 20%), образующий скопления призматических кристаллов до 5 мм в длину. Дистен и хлоритоид замещаются мусковитом и маргаритом.

Корундовые и корунд-дистеновые породы приурочены к пачке высокоглиноземистых пород юго-восточного простирания, в значительной мере диафторированных и преобразованных в хлоритовые и хлорит-серицитовые сланцы. Здесь же отмечаются сланцеватые слюдисто-дистеновые породы с корундом, рутилом, пирофиллитом, диаспором и т.п. На месторождении Чайныт выявлено пока 18 рудных залежей, а на Джалинде – одна.

Корундиты залегают в виде согласных линз, расположенных на определенном стратиграфическом уровне, прослеживаемом на расстоянии до 5 км. Линзы отстоят друг от друга на расстоянии до 250 м и залегают среди амфиболитов и амфибол-биотитовых гнейсов. Они приурочены к узкой полосе хлоритовых и хлорит-серицитовых сланцев (диафторитов) мощностью до 26 м. Вблизи залежей отмечаются сланцеватые слюдисто-дистеновые и дистеновые породы с корундом, мусковитовые, мусковит-хлоритовые и хлоритовые породы, представляющие собой продукты диафтореза вмещающих высокоглиноземистых и других пород. Корунд в измененных породах носит явно остаточный характер и замещается вторичными минералами: дистеном, слюдами, пирофиллитом и т.п. Эти породы как бы окаймляют линзы корундитов и содержат реликты корунда. В частности, залежь 4-го Чайнытского месторождения размещена среди хлорит-гальковых гнейсов, переходящих в биотитовые и биотит-роговообманковые гнейсы; залежь перекрыта хлоритовыми сланцами и подослана мусковит-хлорит-корундовыми породами, залежь 11-я – среди мусковит-маргарит-гальк-хлоритовых пород с реликтами дистена и корунда. Для залежи Джалиндин-

ского месторождения кровлей служат мусковит-хлорит-талковые сланцы, а подошвой — мусковит-маргарит-корундовые породы, и она расположена среди биотитовых и биотит-гранатовых гнейсов, в той или иной мере затронутых диафторезом.

Линзы корундитов падают на северо-восток 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 корундиты представляют сложное сочетание линз и пропластков или серий пачек пропластков. В целом линзы имеют зональное строение, выражающееся в том, что их центральные части более богаты корундом, чем краевые.

Рудные залежи подвержены изменениям, связанным с архейской гранитизацией и протерозойским диафторезом.

Корундовые породы имеют весьма варьирующий минеральный состав и сложение, что обусловило обилие петрографических разновидностей, имеющих постепенные и резкие переходы друг с другом. Среди них выделяются корундиты, мусковитовые и дистеновые корундиты, дистениты и др.

Породы обладают весьма пестрой окраской: рубиновые, розовые, розовато-серые, розовато-зеленые, синие, зеленые, серые и т.п. Сложение разнозернистое, текстура массивная, неравномернозернистая, пятнистая, полосчатая, сланцеватая. Полосчатые и сланцеватые разности обычно относятся к малокорундовым образованиям. В единичных случаях отмечена косая слоистость, наблюдавшаяся А.С. Амеландовым (1943 г.) и автором.

Строение пород нередко осложнено обильными разноориентированными, пересекающимися прожилками, связанными с гранитизацией и диафторезом и сложенными вторичными мусковитом, дистеном, хлоритом, турмалином, диаспором, апатитом, пирофиллитом, кальцитом и др. Пластинки и иглы минералов жилок обычно ориентированы перпендикулярно контактам. Иногда они имеют зональное строение, например у контакта — маргарит, далее — хлорит, и центральная часть сложена крупнолистовым мусковитом или крупными кристаллами дистена, замещаемого мусковитом. В центральных частях дистеновых прожилков отмечается иногда реликты корунда, в зальбандах прожилков наблюдается турмалин.

Первичные минералы корундовых пород, унаследованные от исходных осадочных пород, имеют кластогенную природу и в значительной мере окатаны. Это циркон, рутил и апатит. К минералам, возникшим в процессе прогрессивного регионального метаморфизма гранулитовой фации, относятся корунд, дистен (I генерации), силлиманит, рутил (II генерации), биотит, апатит (II генерации), турмалин, пирит, графит, шпинель, магнетит, гематит и весьма редкие альмандин, гиперстен, сапфирин, зеленая роговая обманка, акмит (?) и др. Сформированные при гранитизации минералы частью представляют собой переотложенные или перекристаллизованные индивиды предыдущих генераций (корунд, дистен, турмалин, пирит, рутил и др.), а частью — возникшие в результате процессов замещения, например дистен, развивающийся по корунду, или мусковит, замещающий корунд, и дистен более ранних генераций. Эти минералы заметно отличаются от исходных по морфологии их зерен и агрегатов, представляя выделения разнообразной, часто зональной или неправильной формы и прожилки различ-

ных сложений, морфологии, размеров и направленности. Минералы имеют и несколько отличные черты в химическом составе второстепенных компонентов. Завершает генетический ряд минералов группа вторичных минералов, возникших при диафорезе и регрессивном низкотемпературном метаморфизме корундовых пород, которые в большинстве случаев развиваются по минералам всех предыдущих стадий. Это дистен (III генерация), мусковит (II генерация), андалузит, маргарит, хлорит, хлоритоид, пирофиллит, стильпноелан, диаспор, гидрослюда и т.д. К явно новообразованным относится молибденит.

Корунд (до 100%) — окраска широко варьирует: синяя, серая, розовато-серая, розовая, красная, розовато-красная, розовато-сиреневая, рубиново-красная. Последняя обусловлена присутствием хрома. В проходящем свете корунд прозрачный со стекляннм блеском, бесцветный, реже отмечается сплошной (в дистеновых разностях) или чаще пятнистый плеохроизм: *Ne* — светло-голубой, *No* — светло-фиолетовый (более густой) — или от бесцветного до зеленого или розоватого. Некоторые участки плеохроируют в синих тонах до индигово-синего. Он образует изометричные, угловатые зерна, обычно таблитчатые разновеликие кристаллы с хорошо развитыми плоскостями бипирамиды ($10\bar{1}1$) и моноэдра, а также шестигранные призматические кристаллы. Реже наблюдаются боченкообразные кристаллы или несколько уплощенные формы. В серых разностях отмечается грань призм ($1\bar{1}20$). Крупные кристаллы представляют переменные комбинации бипирамиды ($10\bar{1}1$) и моноэдра. Грани иногда несут двойниковую штриховку. Дополнительные грани призмы II рода ($11\bar{2}0$) с перекрещивающейся штриховкой, а также комбинации других бипирамид II рода с моноэдром наблюдаются у серых корундов, для которых характерна удлиненная по призме ($1\bar{1}20$) форма зерен. В гранитизированных участках, обогащенных рутилом, отмечаются густо-рубиновые, хорошо ограненные, плоскотаблитчатые со срезанными гранями бипирамидального ограничения кристаллы, размером до 5 x 5 мм, имеющие грани (0001), ($10\bar{1}1$).

Индивиды корунда достигают размеров 20 x 20 мм, обычно 2 x 2 мм. В шлихах из аллювия р. Чампула наблюдались угловатые зерна рубинов размером до 2,5 мм, в корундитах водораздела рек Чако и Капрал отмечены кристаллы корунда размером до 2 см по длинной оси.

Кристаллы и зерна разбиты трещинами, выполненными мелкочешуйчатыми агрегатами вторичных минералов. Корунд — одноосный, отрицательный, удлинение положительное, $N_o = 1,767 \div 1,668$, $N_e = 1,754 \div 1,760$. Часто полисинтетически сдвойникован по ромбоэдру ($10\bar{1}1$), в результате динамического воздействия. Спайность хорошая. Удельный вес красного корунда равен 3,93–3,96, среднего — 3,86.

Корунд содержит включения рутила и графита. В сером корунде их больше (преимущественно графита), в красном — часты включения рутила размером от пылевидных до 1 мм.

При гранитизации корунд замещается дистеном и крайне редко силлиманитом; в процессе кремниевго метасоматоза при более высокой активности калия отмечается развитие по нему мусковита. В дистене наблюдаются реликты корунда. Достаточно выражено замещение розового корунда синим, последний всегда ксеноморфнее первого. Кроме того, и розовый и синий корунды испытывают перекристаллизацию с укруп-

нением и приобретением индивидами большего идиоморфизма. Заменяющий корунд дистен представлен идиоморфными и неправильными зернами, лучистыми, шестоватыми, сноповидными и с путанно-волоконистыми агрегатами, зачастую приобретающими жилковидные формы. При диафторезе корунд осветляется и замещается дистеном, мусковитом, хлоритом, диаспором, маргаритом, серицитом, гидрослюдами и каолинитом.

Дистен (до 100%) — зеленые, изумрудно-зеленые, реже синие, серовато-сине-голубые, бесцветные, таблитчатые, пластинчатые, призматические, вытянутые, шестоватые кристаллы и зерна (до 20 мм) без концевых граней с занозистыми окончаниями, а также сноповидные, взаимно прорастающие, радиально-лучистые, игольчатые, спутанно-игольчатые и другие полизернистые агрегаты. Таблитчато-призматические формы кристаллов характерны для синевато-серых разновидей дистена. Отмечаемые часто в корундитах дистеновые ветвистые, трещинные и иные прожилки всегда более крупнозернистые, чем рассекаемые ими дистениты. Зеленые дистениты находятся в постоянной ассоциации с рубиново-красным корундитом. Дистен в проходящем свете бесцветный, слабо плеохроирует от светло-розового до светло-голубого цвета или в зеленоватых тонах. Зеленая окраска обусловлена присутствием в нем до 1,8% Cr_2O_3 , что также находит отражение 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 игольчатые кристаллы турмалина. Включения корунда обычно имеют реликтовую природу. Сам дистен замещается хлоритом, мусковитом, диаспором, нередко с образованием псевдоморфоз.

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

Турмалин (от единичных зерен до 70%) образует черные, коричнево-бурые, буровато-зеленые, буроватые, зеленовато-черные призматические кристаллы, иглы длиной до 6 см и зерна размером до 5 мм, иногда располагающиеся в виде турмалинового солнца или образующие зернистые агрегаты. Часть зерен несет следы окатанности. Он плеохроирует в желтовато-зеленовато-бурых, розоватых и реже зеленых тонах. Редко встречаются полихромные турмалины; внешняя зона окрашена в буровато-зеленый, а внутренняя — в синий цвет. В проходящем свете прозрачен или полупрозрачен; $N_o = 1,642$, $N_e = 1,615$. В турмалине отмечаются включения рутила с резорбированными ограничениями, реликты корунда и тонкозернистые диаспоровые псевдоморфозы по корунду. Турмалин замещается мусковитом и хлоритом, причем замещению предшествует обесцвечивание приреакционных зон со снижением двупреломления.

Рутил (до 20%) — черные, просвечивающие бурым, красновато-бурым цветом, красные с оранжевым оттенком, бурые зерна и кристаллы (до 4×4 мм) с полуметаллическим блеском, образующие цепочечные, кучечные или неправильные выделения или включения в индивидах корунда, дистена, турмалина и андалузита. Зерна частью окатаны, частью угловатой и неправильной формы, частью короткостолбчатые с концевыми гранями кристаллы, представляющие 4- и 6-гранные призмы. Грани шероховаты. Отмечаются сердцевидные и коленчатые двойники, тройники и деформиро-

ванные кристаллы. В жилах, возникших при гранитизации, рутил перекристаллизован с образованием хорошо ограненных кристаллов с двойниковой штриховкой по граням призмы. Эти кристаллы нередко несут внутри окатанные ядра первично-кластогенного рутила. Трещины зерен рутила выполнены мелкочешуйчатым серицитом и мусковитом.

Гранат альмандин-пиропового ряда образует бесформенные выделения или кристаллы красного и светло-красного цвета. Он несет в себе пылевидные черные включения; $N = 1,767$, $f = 47\%$.

Мусковит (до 55%) – мелко- и тонкочешуйчатые агрегаты, таблички, пластинки, самостоятельные или замещающие корунд и дистен. Блеск стеклянный или перламутровый. Более крупные индивиды развиты в жилах. Бесцветен, желтоват, сероват или зеленоват за счет присутствия Cr_2O_3 . В диафоритах наблюдается фуксит. Обычно мусковит ассоциирует с хлоритом и маргаритом, часто развиваясь по корунду. Широко распространен разночешуйчатый серицит, который образует с мусковитом непрерывный ряд. Мусковит и серицит имеют многочисленные включения кристалликов рутила и редко дистана; $-2V = 45 \div 50^\circ$, $Np = 1,561$, $Ng(Nm) = 1,599$. Уд. вес = $3,87 \div 3,89$.

Гиперстен – неправильные, изометричные зерна, удлиненно-призматические кристаллы, плеохроирует в буровато-зеленых тонах. Роговая обманка, в таких же по морфологии выделениях, густозеленая в проходящем свете.

Биотит отмечается редко в виде единичных пластинок и как включение в корунде; темно-бурый; $Nm = 1,651$, уд. вес = 3,09.

Хром – литиевый флогопит наблюдается в жилах, разных в корундовых породах. Цвет зеленый.

Маргарит – мелкие листочки, чешуйки, радиально-чешуйчатые агрегаты или хлорит-мусковит-маргаритовые чешуйчатые массы. Он желтоватый, зеленоватый, серовато-белый. Зеленоватый маргарит имеет $Nm = 1,641$, желтоватый – $Np = 1,624$, $Nm = 1,646$, $Ng = 1,648$, $-2V = 50 \div 60^\circ$. Удельный вес маргарита – 3,08. Как включения в нем присутствуют корунд, редко дистен, рутил не отмечен. Маргарит замещает корунд и дистен, сам замещаясь мусковитом и хлоритом. Следует отметить, что хлорит и маргарит развиты преимущественно в дистеновых породах, а мусковит – в корундовых.

Хлориты (клинохлор) – буровато-серые двух видов: а) мелкочешуйчатые агрегаты, бесцветные или слабоплеохроирующие в буровато-зеленых и зеленых тонах, замещающие все минералы, кроме мусковита; б) крупнолистоватые, бесцветные, сизые, желтые, бурые, плеохроируют четко от серого и зеленоватого до зеленого, коричневого, бурого, оранжевого; $Ng-Np = 0,004 \div 0,013$, $Nm = 1,578 \div 1,600$; замещаются мусковитом и мелкочешуйчатым хлоритом, содержат иголки сагенита. Относится в основном к группе прохлорита, корундофиллита и других магнезиально-глиноземистых разновидностей. Характерно содержание $Cr_2O_3 = 0,19 \div 0,21\%$ [Шабынин, 1949].

Диаспор – удлиненные, таблитчатые, пластинчатые кристаллы с хорошей спайностью по удлинению, $2V = +82^\circ$. Обычно бесцветен, водяно-прозрачен, розоват, иногда плеохроирует в фиолетовых тонах. Редко наблюдаются внутренние радужные рефлексы. Имеет слабый перламутровый

блеск; $N_g = 1,749$, $N_p = 1,701$. Уд. вес = 3,380. Как включения в нем наблюдаются корунд и рутил. Развивается по корунду и дистену и замещается мусковитом и хлоритом.

Хлоритоид развивается по корунду и дистену и представлен пластинчатыми зёрнами, чешуйками и их агрегатами, плеохроирующими от светло-желтого и желтовато-зеленого (N_g) через синие различных оттенков (N_m) до бесцветного, светло- и оливково-зеленого (N_p) цвета. Содержит реликтовые включения корунда, дистена, иголки рутила, зёрнышки магнетита.

Стильпомелан отмечен в дистен-корундовых породах. Серицит, парагонит и гидрослюда развиты по всем алюмосиликатным минералам, по зонам их сочленения и трещинам в породе, являясь результатом диафореза или гипергенного выветривания.

Сульфиды, магнетит, гематит, темно-зеленая шпинель и ильменит образуют единичные неправильные зёрна, агрегаты, вытянутые полоски, субпараллельные слоистости; причем, ильменит, магнетит и рутил тяготеют друг к другу. В некоторых образцах количество пирита, борнита, галенита, халькопирита и ковеллина достигает 6%. Они здесь образуют скопления размером до 1 x 2 x 8 см, вытянутые по сланцеватости. Другие сульфиды, в том числе и пирит, образуют обычно мелкие разбросанные скопления или зёрна. Из сульфидов наиболее развит пирит, в меньшей мере — халькопирит, образующие зёрна неправильной формы и кристаллы кубической формы с четкими ребрами и гранями. Пирит из гнейсоидов содержит высокие количества золота [Озеров, Быховер, 1936]. Рассеянные чешуйки молибденита прослеживаются в виде пятнистых скоплений в корунд-хлоритовых породах, содержащих до 0,18% MoO_3 .

Апатит — белые, бесцветные, бледно-розовые, грязно-желтые, изредка зеленоватые кристаллы (0,5 x 0,1 мм), рассеянные в породе. При гранитизации корундитов бесцветный апатит становится зелено-голубым и его кристаллы увеличиваются, достигая 10 x 30 мм.

Циркон отмечается в тяжелой фракции протолок и представляет мельчайшие округлые и веретенообразные зёрна розоватого цвета, редко кристаллы призматические, гиацинтового типа, с четкими ребрами и гранями, размером от 0,1 и менее, с удлинением 1 : 2, 1 : 3, также редко отмечаются сростки веретенообразной формы.

Кварц наблюдается только в протолокках корундитов в виде сильно окатанных зёрен различной формы. С поверхности иногда покрыт буровой пленкой. Содержит много темноватых включений неопределенного анизотропного минерала с меньшим преломлением.

Акмит (?) обнаружен в протолокках рубиново-красных корундитов в виде редких прямоугольных, удлинённых зёрен или обломков, агрегатов зёрен. Минерал всегда образует тонкое срастание с корундом. В проходящем свете медово-желтый, прозрачный или полупрозрачный. Сильный стеклянный или жирноватый блеск. Угасание прямое или с малым углом до 10° , удлинение положительное, двупреломление весьма высокое: $N_p = 1,758$, $N_g = 1,806$. Угол оптических осей положительный, большой. Слабо магнитен.

В западной и северо-западной окраинных частях Алданского щита (среднее течение р. Алдан) 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.

Корунд-биотит-магнетит-шпинелевые сланцы — плотные, слабополосчатые, сланцеватые или массивные породы. Полосчатость создается чередованием полевошпатовых и корундсодержащих пород. Биотит, магнетит и шпинель отмечены в обеих полосах. Окатанный циркон в большей мере характерен для корундовых пропластков. Сланцы состоят из плагиоклаза (до 50%), микроклина (до 20%), корунда (1–25%), биотита (0–20%), шпинели (до 10%) и магнетита (до 20%). Отмечаются (до 10%) силлиманит, графит, рутил, турмалин, циркон и др. Корунд — неправильные шестоватые и призматические зерна или кристаллы, вытянутые вдоль сланцеватости, тесно ассоциирующие с магнетитом. Бесцветен или плеохроирует: по *No* — голубовато-синий, по *Ne* — бесцветный. Иногда полисинтетически сдвойникован. Зерна корунда часто заключены в магнетит, и сами содержат включения магнетита, шпинели, биотита и полевого шпата, приобретая ситовидную структуру. Местами корунд замещается биотитом в результате гранитизации. Биотит плеохроирует от зеленовато-бурого, коричневого по *Ng* до желтовато-зеленого по *Np*. Магнетит и гематит образуют линзовидные и неправильные выделения. Шпинель характерна для корундовых пропластков. Турмалин плеохроирует от бесцветного до бледно-серовато-зеленого цвета. Микроклин — неправильные зерна, иногда сдвойникованы, содержат тонкие пертиты. Плагиоклаз — неправильные тонкосдвойникованные зерна, № 25–35.

Гранат-кордиерит-биотит-силлиманит-корундовые гнейсы и сланцы — плотные, зеленовато-серые, полосчатые, иногда пльичатые породы, в которых полевошпатовые полосы чередуются с гранат-полевошпатовыми, силлиманит-полевошпатовыми, биотитовыми и кордиеритовыми прослойками. Гранат и силлиманит встречаются в разобщенных пропластках. К гранату приурочен корунд, биотит, а к силлиманиту тяготеют магнетит, шпинель и корунд. Структура породы гранобластовая, в силлиманитовых прослойках — нематобластовая, сноповидная. Плагиоклаз (до 45%) — неправильные, реже таблитчатые зерна олигоклаза (№ 15–45); микроклин — микропертит (до 10%), неправильные нерешетчатые зерна. Корунд (до 10%) — крупные, неправильные, серые, полисинтетически сдвойникованные зерна, бесцветные или плеохроирующие в синих тонах, иногда окружены каймой диаспора. Гранат (до 15%) — неправильные, слабоидiomорфные бесцветные индивиды. Силлиманит (до 16%) — сноповидные агрегаты и разобщенные удлиненопризматические короткоигльчатые кристаллы и иглы. В породе отмечаются (до 5%) гематит, окатанный циркон и рутил. Последний образует мелкие призматические темно-бурые и непрозрачные кристаллы, иногда с коленчатыми двойниками. Магнетит и зеленая шпинель часто формируют в кордиерите сложные шпинель-корундовые симплектиты и магнетит-шпинелевые сростания.

Корунд-полевошпатовые породы массивного и слабополосчатого сложения, что обусловлено чередованием полевошпат-кварцевых и полевошпат-корундовых слоев. Структура гранобластовая. Породы состоят из

микроклина, плагиоклаза, кварца, корунда, светло-зеленовато-коричневого биотита, магнетита и гематита. Последние три отмечаются и в кварцевых, и в корундовых слойках. Микроклин — неправильные зерна, двойниковая решетка, тонкопертитовые включения. Плагиоклаз представлен неправильными тонкополисинтетически сдвойникованными зернами, № 22—30. Кварц — изометричные зерна с волнистым погасанием и включениями тонких иголочек рутила. Корунд — неправильные зерна, бесцветен, трещиноват. Окатанные зернышки акцессорного циркона в большей мере размещены в корунд-полевошпатовых слойках. При гидротермальном метаморфизме в зонах разломов по минералам породы развиваются серицит, мусковит и хлорит. Корунд к гидротермальным изменениям более устойчив, чем полевые шпаты и биотит.

В высокоглиноземистых кварцсодержащих гнейсах, сланцах, слюдитах и кварцитах с гранатом, биотитом, силлиманитом, кордиеритом и гиперстеном, в их бескварцевых прослойках в небольших количествах обычно встречаются единичные индивиды, отмечается корунд, ассоциирующийся со всеми перечисленными минералами, а также полевыми шпатами, магнетитом, гематитом, шпинелью и графитом. Корунд представлен неправильными, изометричными, угловатыми зернами, таблитчатыми кристаллами розового, розово-сиреневого, розовато-желтого, розово-малинового, слабо-желтого, зеленовато-серого, зеленовато-синего, сине-зеленого, изумрудно-зеленого, голубовато-зеленого цветов, реже они бесцветные. Корунд содержит включения графита. Местами он образует тесные сростания с силлиманитом, а в измененных разностях — с андалузитом, дистеном, диаспором и хлоритоидом. Как правило, корунд в этих породах обнаруживается в их протоlochках. Подобные породы отмечаются на шите повсеместно.

Корундиты и корундсодержащие породы относятся к ультраглиноземистым образованиям, недосыщенным кремнеземом ($Al_2O_3 \gg SiO_2$), или к высокоглиноземистым ($Al_2O_3 > CaO + Na_2O + K_2O$) (табл. 5, 6) и являются продолжением закономерного химического ряда высокоглиноземистых пород алданского комплекса [Кулиш, 1973]. К ультраглиноземистым в химическом отношении относятся и породы, в которых молекулярные количества (Fe, Mg, Mn) O должны быть меньше SiO_2 и $Al_2O_3 > SiO_2$, т.е. содержание Al_2O_3 должно быть и больше потребного количества, необходимого для формирования шпинелей, сапфирина, дистена, андалузита и силлиманита. Ультраглиноземистые породы пересыщены глиноземом относительно SiO_2 и (Mg, Fe, Mn) O. В минералогическом отношении ультраглиноземистые породы всегда содержат то или иное количество корунда.

Прогрессивный региональный метаморфизм высоких ступеней амфиболовой и гранулитовой фаций, так же как и в других породах алданского комплекса, не привел к существенному изменению первичных форм залегания, строения и состава накопленных продуктов кор выветривания. В отношении химического состава значительное изменение содержаний характерно для H_2O , CO_2 , CL, S и других летучих компонентов. Исходный минеральный состав бокситов и бокситовых глин (гиббсит, бемит, диаспор, гидрослюды и т.п.) в процессе метаморфизма преобразуется, формируя корунд и дистен. Особенность южноякутских корундитов — устойчивое положение дистена в кремнийсодержащих корундитах, а не силлиманита,

Таблица 5

Химический состав корундовых пород

№ 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	П.л.п	Σ	f	B	A	M
1	4,99	1,21	93,20	0,76	—	—	0,20	1,10	—	—	—	1,20	102,66	—	—	893	18,68
2	5,90	0,71	88,20	0,98	—	—	0,83	1,59	—	—	—	1,30	99,51	—	1,2	866	14,95
3	8,36	0,36	80,36	—	2,02	—	5,17	0,20	0,31	—	—	3,04	99,82	17,94	0,23	777	9,61
4	9,44	0,83	78,82	0,98	1,90	—	3,83	1,56	0,30	0,09	2,18	—	99,93	21,67	0,23	739	8,35
5	10,97	0,93	74,23	1,76	2,39	0,02	5,75	0,78	0,13	0,23	2,76	—	99,95	18,96	0,33	710	6,77
6	11,37	0,52	68,46	2,30	3,79	0,06	7,71	0,49	0,15	0,14	4,01	—	99,00	21,72	0,26	660	6,02
7	12,01	0,42	80,91	1,30	0,36	—	0,54	1,07	0,66	0,26	1,56	1,57	100,66	27,8	1,60	762	6,74
8	12,23	0,50	78,94	1,61	0,43	—	0,30	2,13	0,59	0,82	1,40	1,34	100,29	46,15	1,67	712	6,45
9	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	0,54	717	6,26
10	12,70	1,84	69,32	0,33	2,60	0,02	7,16	1,77	0,37	0,08	4,06	—	100,25	16,9	0,08	643	5,46
11	13,88	1,31	70,30	0,90	2,42	0,04	4,02	3,11	0,44	0,10	2,52	—	99,04	25,00	0,18	627	5,06
12	15,70	1,38	60,70	3,24	2,78	0,02	5,72	3,12	0,54	0,30	4,40	—	97,90	21,23	0,8	529	3,87
13	15,78	0,59	76,52	4,24	0,79	0,03	0,95	0,15	0,51	0,55	—	—	100,11	32,35	2,36	735	4,85
14	16,68	0,46	73,91	3,61	1,43	0,04	2,29	0,59	0,58	0,50	—	—	100,09	26,31	1,15	707	4,43
15	20,23	1,69	58,00	1,00	1,32	0,02	9,53	2,26	0,52	0,75	4,47	—	99,79	7,09	0,33	514	2,87
16	25,24	0,70	72,05	0,16	0,22	нет	0,10	0,11	0,75	0,38	0,14	0,69	100,54	50,0	0,33	697	2,85
17	30,10	1,87	59,03	0,27	2,07	0,02	3,17	0,15	0,16	0,15	1,60	—	98,59	26,4	0,03	573	1,96
18	32,53	2,55	59,68	0,97	He опр.	—	0,30	0,66	0,75	0,92	—	1,34	99,70	12,5	—	550	1,83
19	33,15	0,87	63,94	0,90	0,18	—	0,18	0,14	—	—	0,05	0,62	100,03	37,5	2,0	624	1,93

Примечание. 1. Рубиново-красная крупнозернистая корундовая порода с примесью мусковита и маргарита. 2. Рубиново-красная мелкозернистая корундовая порода. 3. Буровато-серая корундовая порода. 4. Обр. 8008. Серый корундит с вкрапленностью сульфидов (P₂O₅ = 0,04%, S = 2,18%, Cr₂O₃ = 0,04%). 5. Обр. 8020. Корундит с вкрапленностью сульфидов (P₂O₅ = 0,09%, S = 0,35%, Cr₂J₃ = 0,16%). 6. Обр. 8021. Серый корундит с вкрапленностью сульфидов (P₂O₅ = 0,10%, S = 1,21%, Cr₂J₃ = 0,14%). 7. Обр. Ф-29. Серо-розовый корундит с редкими прожилками серо-зеленоватого дистена (P₂O₅ = 0,10%, S = 0,02%, Cr₂O₃ = 0,33%). 8. Обр. Ф-28. Рубиново-красный корундит с сеткой тонких прожилков зеленого дистена (P₂O₅ = 0,10%, S = 0,04%, Cr₂O₃ = 0,50%). 9. Обр. Ф-18. Розовый корундит. 10. Обр. 8011. Дистен-корундовая порода (P₂O₅ = 0,13%, S = 0,06%, Cr₂O₃ = 0,33%). 11. Обр. 8023. Серый корундит (C = 0,04%, P₂O₅ = 0,02%, S = 0,43%, Cr₂O₃ = 0,06%). 12. Обр. 8007. Серый корундит с вкрапленностью сульфидов (S = 1,82%, Cr₂O₃ = 0,07%). 13. Корундовая порода. 14. Корундовая руда. 15. Обр. 8005. Дистеновый корундит с реликтами корунда и дистеновыми прожилками (C = 0,05%, P₂O₅ = 0,02%, Cr₂O₃ = 0,04%). 16. Дистеновый корундит (Cr₂O₃ = 0,70%). 17. Обр. 8013. Дистен-корундовая зеленая порода с участками рубинового корундита (S = 0,05%, Cr₂O₃ = 1,78%). 18. Синяя корундово-дистеновая порода (Cr₂O₃ = 0,70%). 19. Синий дистенит (Na₂O + K₂O = 0,14%). Все породы отобраны на Чайнытском месторождении, 19 — на Джалиндинском. Названия пород — авторские. Сборы: 3, 16, 18, 19 — Озеров, Быховер [1936], 1, 2 — И.Н. Амеляидов (1944.), 13, 14 — Н.А. Корнев, (1946 г.), остальные — автора.

как это имеет место в других высокоглиноземистых породах. Андалузит отмечается редко как реликтовый или вторичный минерал.

Корундиты, корундсодержащие породы в той или иной мере подвержены последующим процессам гранитизации и диафтореза, протекавших после прогрессивного регионального метаморфизма алданского комплекса. Относительно интенсивное преобразование этими процессами корундовых пород объясняется прежде всего их специфическим ультраглиноземистым составом, что делает их легко подверженными разнообразным изменениям химического и минералогического состава в условиях значительной подвижности SiO_2 , CaO , K_2O , Na_2O , H_2O и др. Основные залежи корундовых пород расположены в зоне сочленения щита и Становой области, в зоне интенсивного дробления и диафтореза вообще всех пород алданского комплекса. Корундиты в сравнении с корундсодержащими и другими полиминеральными высокоглиноземистыми породами обладают относительно большой устойчивостью в отношении процессов гранитизации и диафтореза. Это объясняется прежде всего их более простым химическим, почти мономинеральным составом и массивным сложением.

Проявления гранитизации корундитов и вмещающих их высокоглиноземистых и иных пород местами частично или полностью затушеваны более поздними процессами диафтореза. Гранитизация корундитов проявилась в образовании серий сетчатых жилок, сложенных дистеном, мусковитом и турмалином, в преобразовании корундитов в дистениты, несущих реликты корундитов. Характерен привнос SiO_2 , K_2O , H_2O и B_2O_5 . Определенная часть бора переотложена или заимствована из сопредельных пород, так как в них содержание B_2O_5 относительно повышено.

Высокоглиноземистые диафториты характеризуются довольно высоким $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2$, допускающим существование в них корунда и дистена (см. табл. 6). Это вместе с наличием в них реликтов корунда, дистена, силлиманита, граната, гиперстена и других минералов, а также участков неизменных корундитов и дистенитов указывает, что они сформировались в процессе диафтореза корундитов, дистенитов и других регионально метаморфизованных пород алданского комплекса. Диафториты в отличие от неизменных пород содержат в той или иной мере повышенные или пониженные количества MgO , H_2O , CO_2 , Na_2O , K_2O , CaO , Fe_2O_3 , FeO и других компонентов, причем эти различия несколько увеличиваются вместе с возрастанием степени диафтореза. Такое явление объясняется привносом и выносом этих компонентов, разубоживанием состава диафторируемых пород, представляет собой следствие развития по первичным минералам вторичных – мусковита, хлоритов, маргарита, талька, диаспора и т.д.

Разделение пород на корундиты и диафториты условное, производимое по наличию для первых более 60% неизменных корунда и дистена. В петрохимическом отношении эта граница соответствует $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3 = 1,6$ и $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{SiO}_2) : n = 0,3$, где n – все другие компоненты, а содержанию $\text{Al}_2\text{O}_3 = 59\%$ (см. табл. 5, 6). Иногда корундиты практически мономинеральные породы с содержанием $\text{Al}_2\text{O}_3 = 93 \div 96\%$, что позволило некоторым исследователям выдавать химические анализы таких образований за состав то корунда, то породы (см. табл. 5).

Корундовые породы и высокоглиноземистые диафториты представляют ряд образований с Al_2O_3 до 97% и SiO_2 до 75%. Роль остальных петроген-

Таблица 6

Химический состав корундсодержащих и высокоглиноземистых пород месторождения Чайныт

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
1	16,69	0,59	52,12	0,40	3,21	0,03	18,33	—
2	24,64	0,35	45,89	1,13	3,65	0,06	13,76	1,19
3	28,06	0,57	46,58	0,75	4,01	0,05	12,50	1,80
4	29,49	0,44	26,6	1,25	5,47	0,04	25,59	—
5	30,63	0,29	33,02	0,80	4,61	0,07	17,05	2,46
6	33,28	1,20	46,86	0,52	0,47	—	0,64	8,63
7	33,61	1,52	53,44	0,93	—	—	2,88	1,32
8	33,86	0,42	36,60	1,00	1,51	0,03	7,43	6,54
9	34,15	0,54	17,79	1,95	13,56	0,15	21,13	4,27
10	34,20	1,70	58,64	0,47	1,10	—	1,61	0,08
11	34,34	0,48	36,68	1,00	1,47	0,09	7,25	6,67
12	34,57	2,07	54,32	2,25	—	—	2,46	0,64
13	35,64	1,28	31,49	0,20	4,94	0,02	12,46	0,50
14	35,82	0,34	27,92	0,61	2,99	0,02	15,58	0,12
15	36,00	Ст.	38,0	0,08	1,14	0,02	13,82	Ст.
16	37,38	0,32	32,32	2,42	2,24	0,08	13,74	0,26
17	37,56	—	31,52	2,53	2,13	0,06	13,75	0,16
18	38,12	0,15	34,05	1,00	1,56	0,06	7,94	8,52
19	38,46	0,70	30,24	0,67	2,99	0,02	12,01	0,15
20	42,15	0,53	41,06	1,33	0,51	0,03	0,79	1,94
21	42,24	0,28	40,07	1,43	0,89	—	3,22	0,32
22	43,77	0,43	15,84	5,36	9,25	0,08	8,58	13,32
23	47,22	0,85	18,82	3,32	9,79	0,22	10,02	7,12
24	49,98	0,16	30,38	3,43	1,43	0,05	1,23	5,24
25	50,23	0,16	30,29	3,35	1,47	0,05	1,24	4,09
26	53,20	0,95	19,98	3,52	4,66	0,06	3,96	6,48
27	55,22	1,60	18,80	3,98	6,36	0,69	2,59	7,15
28	56,61	0,66	20,33	2,92	3,83	0,06	4,14	4,14
29	57,26	0,79	19,75	3,66	2,66	0,08	3,43	5,35
30	59,13	0,63	19,43	3,46	3,83	0,09	3,06	5,21
31	63,48	0,48	17,72	2,42	1,95	0,06	2,64	4,35
32	63,74	0,58	19,35	2,36	1,77	0,05	1,71	4,39
33	67,93	0,50	15,73	1,13	2,32	0,05	1,71	2,50
34	63,78	0,48	18,10	2,66	1,95	0,06	2,64	4,35
35	69,56	—	16,26	1,61	0,87	0,06	1,24	3,47
36	69,70	0,30	18,07	1,33	1,17	0,09	1,12	2,45
37	74,88	0,14	16,96	0,54	0,65	0,02	0,57	1,08
38	75,02	0,40	14,16	1,76	0,65	0,02	0,46	2,20

Примечание. 1. Хлорит-корундовая порода с мусковитом, маргаритом и колбиденитом ($MoO_3 = 0,12\%$). 2. Светло-серая тонкозернистая мусковит-хлоритовая порода с корундом и дистеном. Джалиндинское месторождение. 3. Обр. Ф-19. Дистеновый корундит ($B_2O_5 = 0,015\%$). 4. Обр. 156. Актинолит-хлорит-талковый сланец с корундом и сфеном. 5. Серая мелкозернистая маргарит-хлоритовая порода. 6. Обр. 8002. Светло-зеленая корунд-дистеновая порода ($Cr_2O_3 = 0,04\%$). 7. Проба 6. Корундовый дистенит с мусковитом, хлоритом, рутилом, амфиболом и турмалином. 8. Маргарит-карбонат-мусковит-талковый сланец с корундом. 9. Обр. 165. Актинолит-хлоритовый сланец. 10. Обр. 8017. Зеленый дистенит, развивающийся по дистеновому корундиту ($Cr_2O_3 = 0,49\%$). 11. Обр. 219. Карбонат-мусковит-маргарит-хлорит-талковый сланец. 12. Проба № 4. Корундовый дистенит с мусковитом, хлоритом, рутилом,

	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	H ₂ O ⁺	п.п.п.	Σ	f	B	A	M
	—	—	—	4,0	4,63	100,00	8,8	0,06	—	3,1
	1,05	1,07	—	0,24	7,20	100,23	12,7	0,14	403	1,9
	0,64	0,14	—	4,68	—	99,78	15,0	0,07	413	1,7
	0,20	0,37	0,56	10,70	0,52	101,23	0,7	0,09	255	0,9
	0,46	1,76	—	9,03	—	100,18	13,1	0,07	254	1,1
	1,58	1,68	0,03	1,97	3,02	99,88	26,3	0,6	267	1,4
	1,70	1,02	—	3,41	0,02	99,85	—	—	451	1,6
	1,26	2,80	0,26	8,28	0,02	100,01	10,29	0,28	193	1,1
	—	—	0,22	6,92	0,12	100,80	26,4	0,06	99	0,5
	0,15	0,17	0,03	1,46	—	99,61	27,7	0,13	569	1,7
	1,30	2,72	0,30	8,28	—	100,58	10,0	0,3	190	1,1
	0,76	0,39	—	2,58	—	100,04	—	—	508	1,6
	1,00	4,51	—	5,20	2,50	99,74	18,0	0,01	236	0,9
	0,46	4,86	0,04	5,47	3,26	97,49	9,8	0,09	214	0,8
	0,69	3,06	—	—	7,29	100,10	4,2	0,06	329	1,0
	0,66	2,55	0,29	7,44	—	99,70	8,35	0,48	275	0,9
	0,80	2,65	0,19	7,44	—	98,79	7,83	0,55	265	0,8
	0,53	2,47	0,3	5,02	0,08	99,80	9,6	0,28	147	0,9
	0,57	6,20	0,02	3,60	3,95	99,58	12,3	0,09	218	0,8
	2,81	4,32	—	—	4,37	99,84	25,9	1,15	277	1,0
	2,81	3,53	0,71	3,98	0,82	100,30	12,2	0,8	305	0,9
	0,59	0,62	0,42	1,08	0,12	99,46	37,6	0,25	96	0,4
	0,39	1,31	0,51	1,24	0,24	101,05	35,4	0,15	37	0,4
	3,11	3,44	0,45	2,43	0,13	101,46	38,8	0,11	118	0,6
	3,24	3,32	0,45	2,43	0,13	100,45	40,00	1,05	137	0,6
	2,70	2,88	0,58	1,11	0,1	100,41	39,7	0,34	8	0,4
	0,58	1,30	0,02	1,29	—	99,58	58,27	0,28	34	0,3
	4,36	1,26	0,31	1,24	0,08	100,17	33,5	0,34	40	0,3
	2,80	2,48	1,19	0,9	0,16	100,74	30,0	0,63	27	0,3
	0,66	2,62	0,25	1,79	0,05	100,24	41,4	0,39	59	0,3
	2,80	2,46	0,30	0,52	0,10	99,49	28,1	0,60	30	0,3
	2,56	1,71	0,43	1,28	—	100,04	36,3	0,55	52	0,3
	2,11	3,45	—	1,55	—	98,98	43,2	0,22	39	0,2
	2,80	2,46	0,29	0,52	0,10	100,35	29,3	0,6	29	0,3
	3,23	1,99	—	0,09	1,82	100,20	26,8	0,9	26	0,2
	1,16	3,19	0,53	1,07	0,18	100,42	37,2	0,5	82	0,25
	1,8	3,05	0,37	0,86	0,02	100,94	33,3	0,37	85	0,2
	2,04	1,82	—	—	0,02	98,84	45,0	1,22	49	0,2

апатитом, турмалином и диаспором. 13. Обр. 8001. Диафторированный корундовый апатитом. 14. Обр. 8006. Хлоритовый сланец ($Cr_2O_3 = 2,18\%$). 15. Светло-серая тонкозернистая мусковит-хлорит-дистеновая порода. 16. Маргарит-талк-корундовая порода. 17. Обр. 115д. Маргарит-талк-корундовая порода с мусковитом и рутилом. 18. Обр. 214. Карбонат-мусковит-маргарит-хлорит-талковый сланец с эпидотом, цоизитом, рутилом и корундом. 19. Обр. 8003. Хлорит-мусковитовый сланец ($Cr_2O_3 = 0,24\%$). 20. Светло-зеленая мелкозернистая мусковитовая порода с маргаритом, гематитом и рутилом. 21. Обр. 160. Мусковит-талк-маргаритовая порода. 22. Инъекционный биотит-мусковит-эпидотовый плагиогнейс. 23. Обр. 74 д. Хлорит-амфибол-сланцевый сланец ("амфиболит" по Н.А. Кореневу [1946]). 24. Инъекционный хлорит-мусковит-эпидот-цоизитовый плагиогнейс с кварцем. 25. Обр. 24. Инъекционный

ванных хлорит-мусковит-эпидот-цоизитовый плагиогнейс. 26. Обр. 103. Биотит-хлоритовый плагиогнейс с кварцем, оттрелитом, мусковитом, эпидотом, цоизитом, кальцитом, сфеном, ильменитом, рутилом и корундом ($P_2O_5 = 0,23\%$). 27. Обр. 8015. Гранат-сфеновая порода с цоизитом. 28. Обр. 127. Инъекционный биотит-эпидот-хлоритовый плагиогнейс ($P_2O_5 = 0,23\%$). 29. Эпидот-цоизит-хлоритовый плагиогнейс ($P_2O_5 = 0,27\%$). 30. Обр. 74. Инъекционный биотит-хлоритовый плагиогнейс ($P_2O_5 = 0,03\%$). 31. Обр. 156. Тальк-хлорит-мусковитовый сланец ($P_2O_5 = 0,21\%$). 32. Обр. 65. Биотит-хлоритовый плагиогнейс ($P_2O_5 = 0,11\%$). 33. Биотит-мусковит-гранат-эпидотовый плагиогнейс с магнетитом. 34. Обр. — 98. Хлорит-биотит-мусковитовый плагиогнейс с кварцем, эпидотом и цоизитом ($P_2O_5 = 0,16\%$). 35. Обр. 131. Биотит-хлоритовый гнейсоид. 36. Обр. 81. Эпидот-цоизит-хлорит-биотитовый плагиогнейс с кварцем и сфеном ($P_2O_5 = 0,06\%$). 37. Обр. 15д. Инъекционный биотит-хлорит-серицитовый плагиогнейс. 38. Обр. 118. Эпидотизированный амфиболовый плагиогнейс ($P_2O_5 = 0,29\%$). Анализы: 1, 2, 5, 15, 20, 33, 35 — Озеров, Быховер, [1936]; 4, 8, 9, 11, 16—18, 20—27, 28—32, 34, 36, 37 — сборы Н.А. Коренева [1946], 7, 12 — Базилевич [1936], остальные — сборы автора. Сера, входящая преимущественно в сульфиды, приведена в форме SO_3 . Состав обр. 8016 — графит-серицит-хлоритового сланца с реликтами биотита, граната, кордиерита и силлиманита — приведен в табл. 10.

ных компонентов наиболее значительна при $SiO_2 : Al_2O_3 = 1$, где их содержания подвержены наиболее широким колебаниям.

В корундитах Al_2O_3 59–97%, в диафторитах — 16–59%. Соотношение Al_2O_3 и SiO_2 характеризуется обратной корреляционной зависимостью (связь главных компонентов, что вообще характерно для высокоглиноземистых пород шита [Кулиш, 1973]). Эта связь еще более четкая, если учесть всю сумму компонентов-гидролизатов ($Al_2O_3, Fe_2O_3, Cr_2O_3, TiO_2$). В частности залежи корундитов имеют зональное строение в отношении Al_2O_3 и SiO_2 , количество глинозема увеличивается к центральным частям тала.

Анализ соотношения $Al_2O_3 - SiO_2 : n$ (где n — все другие компоненты) показывает, что диафториты по сравнению с неизменными или слабо измененными корундитами имеют большие содержания SiO_2 и других компонентов (см. табл. 5, 6). Это объяснимо: прежде всего более интенсивно диафторизируются и гранитизируются породы с меньшим содержанием Al_2O_3 (корунда), а содержания SiO_2 и n -компонентов в них в значительной мере первично-осадочные. Далее очевиден привнос SiO_2 и других компонентов в корундиты и вмещающие их корундсодержащие породы во время этих процессов. Здесь имеется сочетание двух процессов, и установление значимости каждого из них в каждом конкретном случае — задача крайне сложная. В корундитах отмечается достаточная прямая связь кремнезема и титана, что предполагает их совместное соосаждение коллоидных форм в виде кластогенных зерен; в корундсодержащих породах эта связь уже незначительна.

Корундиты представляют собой образования с высокими концентрациями элементов гидролизатов: Al, Fe^{+3} , Ti, Cr, причем их наибольшие концентрации характерны для крайне малокремнистых пород (рубиновые корундиты). Эти элементы имеют между собой в той или иной мере выраженную прямую корреляционную связь. Четкой связи Al_2O_3 с другими гидролизатами не отмечено, хотя количество последних несколько уменьшается при крайне высоких содержаниях глинозема. FeO, MnO, MgO, CaO, K_2O , Na_2O отмечаются в повышенных концентрациях (до 65%) в диафторитах с $Al_2O_3 : SiO_2 = 1$, снижаясь при повышении и уменьшении Al_2O_3 .

Статистическая обработка данных табл. 5,6 на ЭВМ показала, что в корундитах значимая отрицательная связь имеется между Al_2O_3 и TiO_2 , а в корундсодержащих она уже положительная. В этих породах связь глинозема с Mn, Mg, Fe^{II} , Na, K отрицательная, что обусловлено концентрацией этих элементов независимо от накопления бокситовых минералов.

В целом особенности концентрации и рассеяния алюминия и его связей с другими элементами в корундитах, так же как и в других высокоглиноземистых породах Алдана, соответствуют явлениям, отмечаемым в продуктах перетолженных кор выветривания, развитых на комплексе пород существенно основного состава [Кулиш, 1973].

Содержания Fe_2O_3 , Cr_2O_3 , TiO_2 не превышают 5,4%, наиболее высокие вариации их количеств отмечаются при 16–60% Al_2O_3 . Содержание $TiO_2 = 0,2 \div 2,5\%$, причем наибольшие его содержания наблюдаются при $Al_2O_3 = 60\%$.

Корундиты относятся к маложелезистым разностям ($Fe_2O_3 = 0,1 \div 3,5\%$). $Fe_2O_3 : FeO$ широко колеблется, но в общем всегда больше единицы. $Fe_2O_3 + FeO = 0,4 \div 10,4\%$ при $FeO = 0,2 \div 6,2\%$ в диафторитах, в корундитах $Fe_2O_3 + FeO = 0,4 \div 6,0\%$ при $FeO = 0,2 \div 4,0\%$. Прямая корреляционная зависимость $Fe_2O_3 - TiO_2$ наблюдается лишь в корундитах. Характерна положительная связь Fe_2O_3 и MnO, указывающая на преимущественную концентрацию последнего с окисными формами. FeO положительно взаимосвязан с MgO, что позволяет предполагать их соосаждение в форме гидрослюд и хлоритов.

Хром содержится в заметных количествах в рубиновых корундитах в связанных с ними зеленых дистенитах (с хром-дистеном) и травяно-зеленых диафторитах (с фукситом), чем и обусловлена окраска пород. В корундитах $Cr_2O_3 = 0 \div 1,78\%$, в диафторитах $Cr_2O_3 = 0 \div 2,18\%$. В частности, в корундитах и диафторитах отмечены наиболее высокие концентрации хрома вообще среди всех пород алданского комплекса. Взаимосвязей в распределении Cr_2O_3 и Fe_2O_3 не установлено (возможно, в силу ограниченного количества определений хрома).

Концентрации магния находятся в довольно тесной прямой зависимости от содержания SiO_2 , что указывает на их совместное соосаждение в форме существенно магнезиальных глинистых минералов.

Щелочи и CaO содержатся в заметных количествах лишь в диафторитах, а в корундитах $K_2O + Na_2O = 0,3 \div 3,3\%$, причем их отношение близко к 1; среди диафторитов есть калиевые и натриевые разности.

Характерна обратная связь содержаний Al_2O_3 и Na_2O в диафторитах, где $Na_2O : Al_2O_3$ увеличивается с возрастанием содержания SiO_2 . В большинстве корундитов $CaO : Na_2O > 1$. Содержание CaO достигает 3,2% и в единичном случае – 8,6% (в диафторированном корундите). Содержание MgO = 0,1 ÷ 7%, лишь в одном анализе зафиксировано 12,5%. f колеблется в корундитах обычно от 21 до 28%, редко достигает 60%.

Магний, кроме Fe^{II} , Al, имеет прямую зависимость с Mn и обратную с глиноземистостью ("А"), что демонстрирует независимое накопление Ca, Na и K от Mg, подтверждая, что последний осаждается преимущественно не в форме карбонатов.

Сера определена лишь в одном сером корундите ($S = 1,78\%$), хотя корундиты нередко содержат вкрапленность сульфидов, изредка достигаю-

Таблица 7

Химический состав невысокглиноземистых пород

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
1	19,97	—	0,29	0,96	0,21	0,06	19,81	29,51
2	38,10	сл.	0,24	2,74	5,36	0,11	45,17	—
3	42,14	сл.	25,55	8,87	0,59	0,10	0,65	19,52
4	44,48	3,40	13,36	6,44	11,17	0,24	6,21	8,98
5	45,58	0,61	8,92	3,90	8,88	0,21	14,87	9,98
6	45,90	0,42	12,05	1,95	9,79	0,23	16,95	8,68
7	48,83	0,67	16,81	2,95	6,61	0,17	8,01	11,05
8	59,39	0,37	12,27	1,71	3,81	0,31	9,87	5,11
9	59,94	0,08	22,99	0,95	0,65	0,02	0,83	7,11

Примечание. 1. Карбонатно-серпентиновая порода с диопсидом (CO₂ = 23,84%). 2. Обр. 2. Оливинит, серпентинизированный с магнетитом и иддингситом (Cr₂O₃ = 0,28%) Верховья р. Горбулякит. 3. Обр. 306. Эпидотизированный роговообманковый плагиогнейс с кварцем, сфеном и корундом. 1. Обр. 8022. Амфиболит (P₂O₅ = 0,21%). 5. Обр. 8004. Амфиболит с вкрапленностью пирита. 6. Обр. 140. Акти-

щую 6%. В красных корундитах сульфиды не отмечены. В диафоритах сера многократно определена в форме SO₃, содержание которого варьирует от следов до 1,15%. Носитель серы — сульфиды, частью первично-осадочные, частью привнесенные при диафорезе.

B₂O₃ = 0 ÷ 1,2% входит исключительно в состав широко распространенного в корундитах турмалина, достигающего местами 10%, а в некоторых штуфах 70%. что позволяет сделать заключение о заметной роли бора в этих породах. Наличие турмалина вообще характерно для корундитов мира, например уральских и индийских.

Содержание MnO в корундитах колеблется от 0 до 0,05%, в среднем 0,02%; в диафоритах диапазон вариаций шире — 0,02–0,69%, в среднем 0,09%. Последнее вполне сопоставимо с обычными высокглиноземистыми породами шита. Марганец входит как изоморфная примесь в Fe–Mg-минералы.

P₂O₅ колеблется от следов до 0,34% в корундитах и до 0,27% в диафоритах. Носитель этого элемента — апатит, образующий в породе рассеянные зерна или цепочечные выделения.

Содержание углерода в корундовых породах не определялось, однако в них отмечается графит, распределение которого крайне неравномерное. В корундитах это редкие чешуйки, располагающиеся обычно по плоскостям слоистости. Значительные концентрации вплоть до образования графитосодержащих пород (кварцитов, высокглиноземистых пород и т.д.) наблюдаются в кровле и подошве корундовых залежей, а также и по разрезу вмещающей их толщи. Следует также учитывать, что для сохранения углерода при метаморфизме исходных толщ, так же как и для сульфидов, требуются особые условия среды (восстановительные).

В химическом отношении невысокглиноземистые породы, распространенные в пределах месторождений (табл. 7), не имеют существенных отли-

	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	H ₂ O*	п.п.п.	Σ	f	B	A	M
	0,08	—	—	0,38	5,03	76,3	0,61	2,0	— 523	0,01
	0,12	—	—	—	7,64	99,48	6,2	0,23	—	0,01
	1,22	0,71	0,33	0,20	0,28	100,37	30	7,85	— 124	0,6
	2,58	0,57	0,23	2,07	—	99,73	50	0,25	— 76	0,3
	0,68	0,75	1,78	3,38	0,95	100,49	25	0,19	— 110	0,2
	0,27	0,60	0,54	1,96	0,14	99,48	24	0,09	— 45	0,3
	2,22	0,64	—	0,19	1,93	100,08	32	0,20	— 238	0,3
	1,40	2,30	—	0,19	2,92	99,65	18	0,21	— 17	0,2
	5,63	0,92	—	0,09	1,29	100,50	31	0,66	— 1	0,4

нолит-хлорит-талыковский сланец с роговой обманкой, биотитом, кальцитом, кварцем и сфеном. 7. Амфиболит, частично диафорированный. 8. Графит-тремолитовый кристаллический сланец. 9. Обр. 1316. Цоизитовый гнейсоид с кварцем и альбитом. Анализы: 1, 2, 7–9 К.Н.Озеров, И.А.Быховер [1936]; 3, 6 – сборы Н.А.Коренева [1946]; 4, 5 – сборы автора. Сера (сульфидная и сульфатная) приведена в форме SO₃.

чий от аналогичных образований алданского комплекса в целом [Кулиш, 1976а]. Особенности состава, морфологии и геологической позиции указывают на их первичную осадочную природу (известково-мергелистые породы).

В рассматриваемых породах характерны относительно повышенные количества Cr, Ni, Co, V, а также Ga и Sc и групп Zr, Sn и Yb, V. Отмечены заметные содержания Pb, Cu, Ba, Sr (табл. 8). При пределе чувствительности анализа: Mo = 0,0001, W = 0,005, Ta = 0,03, Ag = 0,00005, Sb = 0,01, Bi = 0,0005, As = 0,05, Cd = 0,005, Ge = 0,001, Th = 0,01, La = 0,005, Ce = 0,05, Pt = 0,001, In = 0,0005, Tl = 0,002, Gd = 0,01, Hf = 0,01, Lu = 0,01 – присутствие этих элементов не обнаружено. Лишь в случаях явно наложенных регрессивных изменений в них имеет место концентрация MoO.

Сравнение распределения редких и рассеянных элементов в корундитах Алдана и неметаморфизованных бокситах фанерозоя [Бенеславский, 1958] показало их определенное сходство, учтены коррективы, внесенные в эти характеристики многоэтапным метаморфизмом.

В архейских комплексах (Индия, Африка, Казахстан, Украина) корундиты и корундсодержащие породы, аналогичные южноякутским, распространены относительно широко [Сердюченко, 1963; Розен, 1967]. Первичная природа этих образований определяется однозначно как метаморфизованные бокситы, залегающие среди осадочных толщ.

Примером может служить месторождение Пипра (Индия) – среди архейских силлиманитовых пород с корундом, рутилом, турмалином, кварцем и др. залегают линзы (до 60 X 180 м) мелкозернистых серых и ярко-розовых корундитов. Месторождение Нонгстона (Индия) представляет корундовые и корунд-силлиманитовые линзовидные тела (до 30 X 90 м), размещенные в силлиманит-биотит-кордиеритовых кварцсодержащих породах.

Таблица 8

Содержание редких элементов в породах по данным спектрального анализа

Образец	Cr	Ni	Co	V	Pb	Cu	Ba
8-18	0,9	0,02	0,002	0,05	—	0,0001	—
Ф-19	0,015	0,01	0,0006	0,017	—	0,0005	0,02
8001	0,1	0,02	0,002	0,02	0,001	0,03	—
8002	0,03	0,0005	—	0,02	—	0,05	—
8003	0,2	0,003	0,0005	0,02	—	0,02	0,01
8004	0,01	0,005	0,005	0,01	—	0,03	—
8006	1,0	0,1	0,01	0,03	—	0,03	0,01
8007	0,05	0,003	0,003	0,007	—	—	—
8011	0,3	0,02	0,001	0,03	—	0,005	—
8013	0,7	0,002	—	0,01	—	0,001	—
8015	0,003	—	0,002	0,003	0,001	0,03	—
8016	0,02	—	—	0,01	0,002	0,05	—
8017	0,3	0,002	—	0,05	—	0,03	—
8022	0,01	0,005	0,003	0,03	—	0,03	—
Предел чувствительности	0,001	0,0005	0,0005	$3 \cdot 10^{-4}$	$7 \cdot 10^{-4}$	0,0001	0,01

Примечание. Характеристики пород согласно № обр. см. в табл. 5, 6.

Месторождения Номакваленд (в Южной Африке) залегают среди кварцитов, слюдяных сланцев, амфиболитов и гранат-амфибол-диопсидовых, баритовых, гематитовых, марганцевых и других пород архейской свиты Кайен [Сердюченко, 1963].

Имеющие определенное стратиграфическое положение линзы, нередко четковидные, прослеживаются на 30–200 м при мощности 0,5–9 м и состоят из силлиманита (40–90%), корунда (0–60%), ильменита (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 . Д.П.Сердюченко [1963] и др. считают их метабокситами со значительной примесью вулканогенного материала, которые залегают среди песчаных и известково-доломитовых пород.

О. Hunter [1970] в серии Доминьен-Риф в Южной Африке (2700 млн. лет) описал среди слюдяных сланцев, филлитов и мраморов бокситы, представляющие пластообразные залежи мощностью до 7 м, состоящие из диаспора, пирофиллита, андалузита и кварца, причем мощности диаспоритов достигают 70 см.

Образование бокситов в докембрии — явление нередкое [Сердюченко, 1963; Сидоренко, 1963; Кулиш, 1973; и др.]. Н.М.Страхов [1963] отмечает, что реальное бокситообразование в докембрии было более интенсивным, чем в фанерозое, объясняя это большей активностью химического выветривания, повышенной кислотностью вод, большей подвижностью компонентов, обусловивших также и интенсивное накопление железа и марганца. Вместе с тем В.И.Бгатов [1973], Б.М.Михайлов [1971] и др. высказывают

	Sr	Yb	Sc	Zr	Sn	La	Yb	Y
	0,03	0,001	0,003	0,001	0,001	—	0,00005	0,003
	0,02	0,0009	0,002	0,001	—	—	0,00008	0,0001
	—	0,003	0,005	0,01	0,01	0,003	0,0005	0,007
	0,03	0,001	—	0,001	0,02	0,001	—	—
	—	0,001	0,003	0,002	0,02	0,001	0,0001	0,0005
	—	0,002	0,002	0,007	0,02	—	0,003	0,003
	—	0,002	—	—	0,002	0,002	0,0001	—
	—	0,001	—	—	0,0005	0,001	—	—
	—	0,001	—	—	0,0003	0,001	0,0001	—
	—	0,0005	—	—	0,0003	—	—	—
	—	0,003	0,001	0,005	0,002	0,0001	—	0,0005
	—	0,005	0,002	0,03	0,003	0,0002	—	0,002
	—	0,001	—	0,005	0,001	0,0001	—	0,0005
	—	0,005	0,003	0,02	0,003	0,003	—	0,005
	0,01	0,0005	0,001	$5 \cdot 10^{-4}$	0,0003	0,0001	0,0001	0,0005

сомнение в наличии бокситообразования в докембрии ввиду отсутствия тогда высших растений, способствовавших латеритному выветриванию.

Как известно, бокситоносные отложения всех возрастов связаны с карбонатно-сланцевыми и вулканогенными формациями, развитыми в окраинных частях подвижных областей, в зонах их примыкания к консолидированным структурам и внутренним массивам или в прибрежных зонах морских бассейнов, учитывая влияние тектонических и климатических факторов. 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, 1965].

Литологический анализ пород алданского комплекса и его высокоглиноземистых образований показал, что формирование мощных и разнообразных толщ пород в катархейской и нижнеархейской алданской подвижной области геосинклинального типа осуществлялось из различных источников: накопления продуктов широко развитых и глубоко проработанных кор выветривания в сопредельных областях сноса; разрушения приподнятых блоков и участков в самой подвижной области; формирования вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований и продуктов из разрушения и разложения; образования морских осадков и т.д. [Кулиш, 1973].

В корях выветривания преобладало химическое воздействие. Они были каолиновыми, гидрослюдистыми, реже охристыми, глиноземистыми и еще реже монтмориллонитовыми и бейделлитовыми. Все это позволило заключить, что в катархей-нижнеархейское время в корях выветривания формировались те же продукты разложения, что и в современных условиях (као-

линит, гидрослюды, гидраты глинозема и т.д.), которые, переотлагаясь, играли важную роль в процессах осадконакопления.

Районы латеритного выветривания достоверно установлены лишь в зоне перехода между стабильной и подвижной областями, соответствующими в настоящее время юго-западной части щита (верховья рек Тимптон и Алдан). Продукты латеритных кор выветривания — бокситы и бокситовые глины (ныне корундиты и корундовые породы) — приурочены к двум конкретным стратиграфическим уровням алданского комплекса: подошвам чайнытской свиты верхнетимптонской (курультинской) серии (эвгеосинклинальные образования) и верхнеалданской свиты иенгрской серии (миогеосинклинальные толщи). Незначительные пока проявления бокситовых образований отмечены и в других горизонтах иенгрской, тимптонской и джелтулинской свит. В алданском комплексе не исключено обнаружение новых значительных уровней формирования латеритного выветривания. В эти периоды осадконакопления геологическая и климатическая обстановка (тропический или субтропический климат) благоприятствовали образованию, переносу и переотложению латеритного материала. Бокситовый материал переотлагался с поднятий, подверженных латеритному выветриванию. Учитывая, что наиболее благоприятный субстрат для латеритных кор выветривания — основные магматические породы и соответствующие им туфы, можно предполагать, что эти поднятия были сложены такими же породами, что косвенным образом подтверждается основным составом нижележащих толщ верхнетимптонской серии. Переотлагаемый ультравысокоглиноземистый материал накапливался в прибрежных зонах морских бассейнов аккумуляции, примыкающих к консолидированной структуре. Бокситоносные отложения геосинклинальных областей связаны с карбонатно-сланцевыми и вулканогенными формациями, развитыми в окраинных частях геосинклинальных прогибов, в зонах их примыкания к консолидированным жестким структурам и внутренним массивам или в прибрежных зонах морских бассейнов аккумуляции.

Для развития мощных кор выветривания большое значение сыграло мелкоблоковое строение зоны перехода между стабильной и подвижной областями, поскольку мелкодиапазонные движения блоков способствовали усилению гидролиза и промыва приподнятых участков. Продукты латеритного выветривания формировались в начальные стадии прогибания в период трансгрессии, направленной в сторону консолидированных участков, и приурочены к локальным перерывам в осадконакоплении. Они формировались за счет концентрации глинозема и выноса кремнезема, щелочей, щелочных земель, железа, марганца и других компонентов при разложении основных и алюмосиликатных пород. Латериты переотлагались в непосредственной близости на карбонатных, мергелистых и алюмосиликатных породах, сочетаясь с глинистыми, мергелистыми и песчаными отложениями. Последующий метаморфизм преобразовал бокситоносные образования в корундиты и корундовые породы.

На бокситовую природу южноякутских корундитов, кроме определенно геотектонического и стратиграфического положения, указывают также следующие факты. В непосредственной близости от корундовых образований залегают типичные парапороды: силлиманитовые и графитовые сланцы, кварциты, кальцифиры, высокоглиноземистые и амфибол-пироксеновые

породы, представляющие метаморфизованные мергелистые, глинистые, песчанистые и другие осадочные породы. В состав парагенезисов первичных пород, сопредельных с корундитами, входят все элементы, необходимые для образования бокситоносных профилей фанерозойских отложений. В большинстве случаев залежи бокситов отделяются от вмещающих пород зонами каолиновых пород. Подобно этому, тела корундитов лежат среди силлиманитовых и других высокоглиноземистых пород и представляют собой метаморфизованные каолиновые образования. Переходы корундитов во вмещающие породы сопоставимы с литолого-фациальными переходами между бокситами и осадочными породами.

Корундовые залежи имеют форму линз размером от 4 X 10 до 30 X 70 м, согласных с вмещающими парапородами, т.е. совпадают по форме и размерам с фанерозойскими залежами бокситов.

Циркон и другие акцессорные минералы окатаны и несут признаки первичного осадочного происхождения.

Залежи корундовых пород имеют зональное строение с увеличивающимся содержанием глинозема к центральным частям; то же самое отмечается и в залежах неметаморфизованных бокситов. Анализ содержания, распределения и соотношения петрогенных элементов алданских корундитов и сопряженных с ними высокоглиноземистых пород показывает в этом отношении их аналогию только с бокситами.

Сравнение химических составов типичных неметаморфизованных бокситов [Бенеславский, 1958; и др.] и корундитов Алдана за вычетом из них воды и других летучих компонентов, уходящих из пород при региональном метаморфизме, демонстрирует достаточную близость, указывающую на их генетическое родство. Вместе с тем в содержаниях отдельных компонентов и в их корреляционных связях имеются определенные отклонения, обусловленные особенностями происхождения докембрийских бокситов и бокситоносных пород.

Корундиты, за исключением SiO_2 и Al_2O_3 , характеризуются более низким содержанием других компонентов, чем бокситы фанерозоя, что объясняется, скорее всего, более интенсивным их выносом при формировании латеритных кор выветривания архея. Удаление этих компонентов в заметных количествах при региональном метаморфизме мало вероятно, так как ничто не препятствует формированию в корундитах магнетита, гематита, рутила, полевых шпатов, биотита, кордиерита, граната и др. В высокоглиноземистых гнейсах и сланцах алданского комплекса также не отмечено заметной миграции петрогенных элементов при региональном метаморфизме [Кулиш, 1973]. На интенсивность процессов выветривания в архее также указывают и более высокие значения соотношения $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2$, более высокие содержания Al_2O_3 в корундитах, чем в бокситах фанерозоя.

Следовательно, в архее концентрация Al_2O_3 и разделение глинозема и кремнезема были более интенсивными, чем в фанерозое, причем следует учитывать возможную ресилификацию ультраглиноземистых образований докембрия. Четкое разделение SiO_2 и гидролизатов (Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CrO_3 , TiO_2) в процессе накопления архейских бокситов, так же как и фанерозойских, демонстрирует сильная обратная связь между ними.

Весьма высокие значения коэффициентов глинизации (Кд) и глиноземистости (А) также указывают на высокую степень разложения выветрива-

емых пород и интенсивный вынос негидролизных компонентов в описываемых формированиях докембрия по сравнению с фанерозойскими.

Соотношение Al_2O_3 (вес. %) и суммы других гидролизатов ($Fe_2O_3 + Cr_2O_3 + TiO_2$) в корундитах заметно выше, чем в бокситах, что объясняется в этом случае более высокой дифференциацией и среди гидролизатов при наполнении первичного вещества корундитов (алданских бокситов архея) по сравнению с этими же явлениями в фанерозойских бокситах. Так, если в корундитах оно колеблется от 10 до 50, достигая иногда 270, во вмещающих их породах (высокоглиноземистых диафоритах) — от 3,3 до 50, то в бокситах эти величины составляют в единичных случаях 6,3–25,0, а в основном меньше 5,0.

Диапазон вариаций в содержаниях Fe_2O_3 , FeO и TiO_2 в бокситах фанерозоя намного шире, чем в корундитах, обуславливаясь более разнообразными литофациальными обстановками бокситонакопления в фанерозое, чем в архее.

Степень окисления железа "В" выше, а железистость "f" ниже в бокситах, чем в корундитах и вмещающих их породах, что объяснимо относительно более слабой ролью в архейском бокситонакоплении атмосферного кислорода и большей ролью магниезальных гидрослюдов при образовании латеритных кор выветривания, условиями их переноса и переотложения. Вероятно, соотношение Fe_2O_3 и FeO несколько искажено (уменьшено) определенным влиянием восстановительных процессов при метаморфизме корундитов, содержащих графит и сульфиды, хотя значения "В" = $0,01 \div 2,00$ в корундитах все же демонстрируют достаточно широкую дифференциацию в процессах окисления в архейское время.

Характерное для алданских корундитов повышенное содержание Cr_2O_3 указывает на интенсивность процессов выветривания пород основного состава, на особенности выноса компонентов при их разложении и на определенную геологическую обстановку формирования латеритов при их переносе и переотложении.

Концентрации щелочей в корундитах относительно более высокие, чем в бокситах фанерозоя, соотношения щелочей весьма широки и в тех и в других, что можно объяснить большей ролью гидрослюдистого материала и более интенсивной сорбцией глинистыми минералами щелочей из морских вод при формировании бокситов архея. В отношении CaO заметных различий в этих породах не отмечено.

Корундиты характеризуются локальными повышенными концентрациями титана, углерода, серы, железа, бора, кремнезема и других второстепенных компонентов, расположенных полосчато, субпараллельно контактам залежей, унаследованных от первичного строения переотложенных латеритов. Это указывает на определенное участие постороннего материала при переотложении латеритного вещества.

Низкие содержания Fe, Si, Ca, K, Na, Mg и повышенные — Al, Ti, Cr, B, S, высокая степень окисления Fe, особенности распределения и соотношения других петрогенных и второстепенных элементов позволяют предполагать, что исходные бокситы относятся к геосинклинальному типу бемит-диаспор-гидрагиллитового состава. Значения концентраций и соотношений Cr, Ni, Co, Ti и других элементов позволяют предположить, что нижнеархейские бокситы произошли за счет разложения основных пород, а характерис-

тики Ga, V, Li, TR и других элементов указывают на переотложенный характер бокситов. Исходные бокситы относятся к малофосфористым породам и содержат пониженные количества марганца.

В корундитах и во вмещающих их породах широко развит графит биогенного происхождения, исходное углеродистое вещество которого сингенетично формированию и переотложению латеритных и других продуктов выветривания. Это позволяет заключить, что органическая жизнь принимала определенное участие в докембрийском выветривании, в том числе и в формировании бокситов [Вернадский, 1960; Сердюченко, 1971; Св.Сидоренко, А.Сидоренко, 1975; и др.].

Диафориты и другие породы, вмещающие корундиты, хотя и изменили в некоторой мере свой химический состав в процессе ультраметаморфизма и диафореза, сопоставимы, с одной стороны, с другими высокоглиноземистыми гнейсами и сланцами алданского комплекса, с другой — с высокоглиноземистыми породами бокситоносных формаций.

По своим петрохимическим характеристикам корундовые породы наиболее глиноземистые из всех глиноземистых пород шита, что позволяет рассматривать их как метаморфизованные наиболее глиноземистые члены ряда переотложенных кор выветривания, т.е. как бокситы. В химическом отношении корундовые породы не имеют принципиально отличных черт от более молодых бокситовых образований, если не считать более высоких значений содержания Al и соотношения Al : Si в корундитах.

Вероятно, бокситы и бокситосодержащие глины были более широко распространены в алданском комплексе, а процессы бокситообразования были более интенсивными и более широко распространенными, учитывая неустойчивость бокситовых минералов в процессах осадочного переотложения, при прогрессивном и регрессивном метаморфизме и гранитизации.

Геологическое положение, особенности морфологии, строения залежей и петрохимии корундитов и корундовых пород убедительно показывают, что их исходный материал представлял залежи бокситов и бокситовых глин [Озеров, Быховер, 1936; Коржинский, 1936, 1947; Кулиш, 1973; Шабынин, 1949; и др.].

По-иному генезис корундитов Чайныта рассматривает Н.А.Корнев [1947], который считает, что корундовые тела возникли в процессе метасоматической переработки флюидами докембрийских пород при протерозойском диафорезе. Возникшие диафориты представляют собой продукты различных степеней воздействия, а корундиты возникают в завершающую фазу. Он указывает, что флюиды воздействовали лишь на полевые шпаты вначале с образованием дистена, который затем преобразовывался в корунд, при этом K, Na, Ca и Si выносились из толщ пород. Такие колоссальные масштабы бесследного выноса почти всех элементов, кроме глинозема, в узколокальных участках при региональном развитии процессов диафореза с петрологической точки зрения трудно объяснимы. Корунд в диафоритах, кроме вмещающей корундиты пачки пород, неизвестен, наоборот, при диафорезе он активно замещается дистеном, слюдами, пирофиллитом и т.д. Корундовые породы в равной мере с породами алданского архейского комплекса подвержены воздействию процессов гранитизации и диафореза, аналогичным же образом дислоцированы, что указывает на их генетическое родство. Кроме пространственного совпадения диафори-

тов и корундитов в бассейнах рек Чайныт и Джалинда, других фактов связи этих пород не имеется. К тому же полностью отсутствует генетическая приуроченность залежей корундовых пород к разрывным нарушениям, зонам диафореза или каким-либо магматическим породам.

Прогрессивный региональный метаморфизм амфиболитовой и гранулитовой фаций не привел к существенному изменению первичных форм залегания, строения и состава накопленных продуктов кор выветривания. Более значительные перемещения вещества наблюдаются при гранитизации.

Таким образом, формирование бокситоносных комплексов обусловлено первично-осадочным обогащением пород Al в процессе химического выветривания, перерождения и осадочной дифференциации [Сидоренко, Чайка, 1970; Сердюченко, 1963; Кулиш, 1973; и др.]. Характер развития нижнеархейских кор выветривания в алданской подвижной области, их геологическое положение, генетические особенности их продуктов, перенос сформировавшегося материала в области накопления и участие его в процессах седиментации, создание концентраций глинозема не имеют принципиальных отличий от подобных явлений более молодых периодов развития Земли.

Архейские глубокометаморфизованные комплексы щитов обладают значительными ресурсами глиноземистого сырья: корунда (Якутия, Африка, Индия и др.), дистена (Кольский полуостров, Патомское нагорье, Индия и др.), силлиманита (Восточные Саяны, Африка, Украина и др.). Вместе с тем научные основы их прогнозирования и оценки разработаны крайне недостаточно. Это обусловлено тем, что толщи с седиментогенной концентрацией алюминия испытывали глубокий метаморфизм, который в значительной мере стер их первично-осадочные признаки. Также не разработаны критерии отличия метаморфизованных и метаморфических месторождений глинозема (последние возникают путем переотложения и концентрации алюминия в процессе метаморфизма [Белевцев, 1979]).

Для наиболее эффективного выявления генетических особенностей докембрийских метаморфизованных месторождений алюминия, а также других полезных ископаемых лучше всего использовать их литологический анализ, способный дать объективную информацию по условиям накопления исходных осадков, палеогеографии того периода и особенностям накопления промышленных концентраций минерального сырья.

Литологический анализ высокоглиноземистых образований алданского комплекса, а также вопросы их рудоносности, в том числе и бокситоносности, изучались автором [1973] и др.

Особенности геологического строения и петрохимического состава пород юго-западной и западной частей региона дают возможность заключить, что наибольшие перспективы на бокситы (корундиты) приурочены к полосе шириной до 20 км, протягивающейся в западном, северо-западном направлении от р. Севириккан, вдоль р. Иенгра до верховьев р. Алдан. В настоящее время здесь имеются месторождения корунда Чайныт и Джалинда, а также ряд более мелких и слабо изученных проявлений корундовых пород. В известной мере к потенциально корундоносной породе можно отнести полосу в западной части щита шириной до 50 км, расположенную между Чульманской юрской депрессией и кембрийскими отложениями платформы, протягивающуюся от верховьев р. Амедици до среднего течения р. Чуга, в кото-

рой уже сейчас известны находки корундсодержащих пород. В целом залежи метабокситов располагаются с внешней стороны зоны распространения кварцитов [Кулиш, 1973].

Таким образом, литологический анализ глубокометаморфизованных образований нижнеархейского алданского комплекса позволяет определить перспективы Алданского щита на глиноземистое сырье и более четко разработать направление поисковых работ на эти виды полезных ископаемых.

КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ

В нижнеархейских толщах Алданского щита разнообразные карбонатные породы и их производные распространены весьма широко, однако их территориальное и стратиграфическое распределение крайне неравномерно [Кулиш, 1976а, 1981б]. Их количество и соотношение широко варьируют по площади и разрезу комплекса, иногда они составляют основную часть некоторых его стратиграфических подразделений. Значительная доля участия карбонатных пород в алданском комплексе обусловила его более высокую кальциевость и магниевость ($\text{CaO} = 5,86\%$, $\text{MgO} = 3,64\%$, $\text{Ca} : \text{Mg} = 1,6$), превосходящих эти значения по другим нижнеархейским комплексам мира [Кулиш, 1976а].

Среди метаморфических образований алданского комплекса мраморы составляют 1,78%, а кальцифиры — 1,46%, всего распространенность этих карбонатных метаморфических пород — 3,24%. Значительно более высокие значения распространения карбонатных пород в алданском комплексе (19,7%) и в его стратиграфических подразделениях приводит Г.Б.Гиммельфарб [1973], а заниженные (1%) — Р.Ф.Черкасов [1979]. Однако эти данные, вероятно, обусловлены несовершенством примененной и упрощенной методики исследования.

Породы, заведомо производные от первично-осадочных карбонатсодержащих осадков, но преобразованные метаморфизмом в известково-магнезиальные силикатные образования, составляют 2,05%, из них: скаполитовые — 0,29%, андрадитовые — 0,01%, диопсидовые — 1,32%, диопсид-флогопитовые — 0,43%. Доля амфиболитов и пироксенитов незначительна — 1,11 и 0,07%, из них половина (0,59%), вероятно, метаморфизованные карбонатсодержащие осадочные породы. В настоящее время не установлена доля участия карбонатсодержащих осадков в формировании толщ роговообманковых и клинопироксеновых сланцев и гнейсов (29,86%), из них: диопсидсодержащие гнейсы и сланцы — 12,90%, амфиболсодержащие — 12,57%, амфибол-диопсидсодержащие — 4,39%. При всех допущениях Fe менее чем половина из них по своей первичной природе представляет карбонатсодержащие ($> 10\%$) осадки, т.е. 14,93%.

Таким образом, в дометаморфической толще алданского комплекса доля участия существенно карбонатных пород составляла 3,24%, силикатно-карбонатных — 2,64% и не менее 14,93% пород, в той или иной мере (1–10%) содержащих карбонат. Для нижнеархейских толщ Алдана наблюдается по сравнению с протерозойскими и фанерозойскими комплексами несколько повышенное участие силикатно-карбонатных пород, что вообще характерно в целом для докембрия [Сидоренко и др., 1972; Кулиш, 1981б].

Если судить по содержанию CO_2 , то больше всего карбонатных пород со-

держит желтулинская серия ($\text{CO}_2 = 3,18\%$) и менее всего — верхнетимптонская ($\text{CO}_2 < 0,1\%$) и тимптонская ($\text{CO}_2 = 0,6\%$). Иенгская серия характеризуется $\text{CO}_2 = 1,08\%$.

В верхнетимптонской серии мраморы, кальцифиры и диопсид-скаполитовые породы отмечаются крайне редко в виде небольших линз и пластов, залегающих среди толщи пироксен-роговообманковых гнейсов и сланцев сыгынахской и чайнытской свит; в толщах, развитых в бассейне р. Чуга и др., они приурочены к горизонтам более пестрого литологического состава, сложенными биотитовыми, роговообманковыми, пироксеновыми, гранатовыми, высокоглиноземистыми гнейсами и сланцами, амфиболитами, гиперстен-скаполитсодержащими и другими кварцитами, а также иными породами. Несколько шире здесь распространены диопсидовые породы, относящиеся также к числу редких образований и залегающие обычно в тех же толщах, что и карбонатные породы.

В федоровской свите пласты, пропластки и линзы (от 1 см до 500 м) мраморов и кальцифиров обычно ассоциируют с пироксен-роговообманковыми плагиогнейсами и плагиосланцами, диопсидовыми и скаполитовыми породами и т.п. Обычно карбонатные породы имеют сложное переслаивание друг с другом. Распределение мраморов и кальцифиров в толще свиты нередко ритмичное, наибольшее развитие этих пород характерно для нижней и верхней частей свиты. Нижний горизонт свиты сложен биотитовыми, амфиболовыми и пироксеновыми гнейсами и сланцами с подчиненным содержанием диопсидовых пород. Центральные части свиты представлены мраморами, кальцифирами, диопсидовыми и диопсид-скаполитовыми породами. Верхние части свиты состоят из биотитовых, амфиболовых, диопсидовых кристаллических сланцев, иногда содержащих гиперстен, а также биотит-амфиболовых гнейсов. Здесь отмечаются прослои гнейсов с силлиманитом, линзы и пластовые залежи амфиболитов.

В верхних частях толщи улунчинской свиты тимптонской серии пласты и линзы (1–25 м) карбонатных пород сочетаются с двупироксеновыми, гранат-двупироксеновыми плагиогнейсами и плагиосланцами. То же самое характерно и для толщ ниже- и верхнесуннагинской свит, только карбонатные породы здесь более редки, чем в улунчинской свите. Среди сложной по составу пород кюриканской свиты, особенно в ее верхних частях, мраморы и кальцифиры развиты относительно более широко по сравнению с другими стратиграфическими подразделениями тимптонской серии. Здесь они слагают пласты и линзы мощностью до 30 м.

В желтулинской серии карбонатные породы распространены наиболее широко. Сутамская свита характеризуется переслаиванием пластов, пропластков, линз различной мощности (1–500 м) мраморов, кальцифиров, гранат-биотитовых и гиперстеновых плагиогнейсов плагиосланцев, среди которых наблюдаются пласты и пропластки графитсодержащих разностей вышеназванных пород. Достаточно широко мраморы и кальцифиры развиты и в так называемых надсутамских свитах желтулинской серии [Кулиш, 1973; Гиммельфарб, 1973]: ивакинской, утукской, альванарской и др. Они ассоциируют с гиперстеновыми, биотит-гиперстеновыми, двупироксеновыми, роговообманково-пироксеновыми плагиогнейсами и плагиосланцами.

Среди свит алданского комплекса, судя по содержанию CO_2 , к наиболее карбонатным [Кулиш, 1976а] относятся куренская ($\text{CO}_2 = 8,73\%$), худур-

канская ($\text{CO}_2 = 3,18\%$), так называемые "надсутамские" свиты ($\text{CO}_2 = 2,83\%$) и сутамская ($\text{CO}_2 = 2,38\%$). Из них наиболее карбонатные куренская свита района слияния рек Сутам и Нуям ($\text{CO}_2 = 11,85\%$), нижняя подсвита сутамской свиты приустьевой части бассейна р. Гонам ($\text{CO}_2 = 10,85\%$) и слияния рек Гонам и Сутам ($\text{CO}_2 = 10,68\%$), а наиболее известковые — куренская свита района слияния рек Нуям и Сутам ($\text{CaO} = 18,32\%$, $\text{MgO} = 1,40\%$) и средняя подсвита федоровской свиты верховьев рек Малый Нимыр, Леглиер и Хатыми ($\text{CaO} = 17,65\%$, $\text{MgO} = 7,90\%$). К числу наиболее магнезиальных относятся средняя подсвита федоровской свиты района слияния рек Тимптон и Сеймдже ($\text{MgO} = 8,71\%$; $\text{CaO} = 14,35\%$) и федоровская свита бассейна среднего течения р. Гонам ($\text{MgO} = 7,54\%$, $\text{CaO} = 12,42\%$).

Значения отношения $\text{Ca} : \text{Mg}$ мраморов и кальцифиров различных стратиграфических подразделений алданского комплекса из различных мест цита подвержены широким колебаниям (0,09—191) и имеют неупорядоченные минимумы и максимумы [Гиммельфарб, 1973; Кулиш, 1981]. Кстати, такой же характер и такие же величины имеет соотношение Ca и Mg и в толщах фанерозоя [Ронов, 1980].

Проведенные в последнее время структурно-петрологические [Дук, Кицул, 1975], стратиграфические и литолого-стратиграфические [Кулиш, 1978] исследования указывают, что существенно карбонатные толщи (федоровская свита и желтулинская серия) слагают второй структурный, стратиграфический и литологический этаж, залегающий на первом гнейсо-сланцевом по составу (верхнеалданская свита иенгрской серии и тимптонская серия). Вместе с тем следует отметить, что отдельные небольшие по мощности залежи карбонатных пород спорадически, но на определенных литолого-стратиграфических уровнях наблюдаются и в нижней гнейсово-сланцевой толще, а также и в подстилающих образованиях верхнетимптонской серии катархея.

В алданском комплексе мраморы и кальцифиры и виде пластов, пропластков и линз согласно залегают среди других парапород и переслаиваются с ними, занимая определенное стратиграфическое положение. Нередко наблюдается ритмичное переслаивание карбонатных пород с кремнистыми, высокоглиноземистыми, амфибол-пироксеновыми и другими породами. С карбонатными породами тесно ассоциируют графит-карбонатные образования и разнообразные графитовые сланцы, гнейсы и существенно графитовые залежи. Это обусловлено прежде всего активным участием продуктов жизнедеятельности организмов в осадконакоплении карбонатных пород и пород, обогащенных органическим веществом.

Карбонатные породы имеют различного рода (резкие, постепенные и т.п.) литологические переходы в образования другого состава, в том числе в кварциты, высокоглиноземистые, графитоносные и иные породы.

Кальцифиры представляют собой серые с зеленым или желтым оттенком средне- и крупнозернистые породы, полосчатые и состоящие из кальцита и доломита (от 10 до 90%), а также диоксида, диоксидгеденбергита, скаполита (кислого и основного состава), плагиоклаза (в основном андезин № 40—50, но отмечаются и более кислые и более основные разновидности), форстерита, шпинели, клиногумита, флогопита, биотита, хондродита, граната (гроссуляр-альмандин-пироп-андрадитового ряда), роговой обманки, гиперстена,

волластонита, тремолита, графита, кварца, магнетита, апатита, сфена, сульфидов и др. Вторичные минералы: серпентин, хлорит, тальк и др.

Белые, серые, желтоватые, зеленоватые мраморы средне- и крупнозернистого сложения, массивной или слабополосчатой текстуры состоят более чем на 90% из кальцита и доломита, в качестве второстепенных наблюдаются минералы, отмеченные в кальцифирах.

У исследователей докембрия Алдана нет четких петрографических, минералогических и петрохимических критериев разграничения мраморов и кальцифиров, и поэтому работы производились субъективно по визуальному содержанию некарбонатных минералов, причем величина их количества не установлена и точно не определялась. Автор располагает 188 анализами карбонатных пород Алдана, однако подавляющее их большинство неполное, ограниченное определением CaO , MgO , R_2O_3 , нерастворимого остатка, потерь при прокаливании, иногда Fe_2O_3 , Al_2O_3 , P_2O_5 , CO_2 и др. К наиболее полным относятся 36 анализов мраморов и кальцифиров (табл. 9).

Кальцифиры отличаются от мраморов большими содержаниями силикатных минералов и доломита, а также SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , Na_2O , K_2O и меньшими – кальцита (CaO , CO_2).

Анализ содержания CaO и MgO в карбонатных породах показал их достаточно сильную обратную корреляционную связь, в значительной мере являющуюся процентной зависимостью главных компонентов. В этом отношении мраморы и кальцифиры представляют непрерывный ряд от кальциевых до кальциево-магниевого пород с содержанием CaO от 15,6 до 54,03% и MgO от 0,21 до 26,11%. $\text{CaO} : \text{MgO}$ (молекулярное количество) колеблется от 0,09 до 308, однако значений < 1 крайне мало, подавляющее большинство значений составляет 1–20, в среднем 4,5, т.е. это преимущественно известковые породы.

Значения $\text{CaO} : \text{MgO}$ мраморов и кальцифиров различных стратиграфических подразделений и залежей алданского комплекса колеблются в широком диапазоне 0,09–308 и имеют неупорядоченные минимумы и максимумы [Гиммельфарб, 1973; Кулиш, 1981б]. Кстати, такой же характер и такие же величины имеет $\text{Ca} : \text{Mg}$ и в толщах фанерозоя [Ронов, 1948]. В карбонатных породах Алдана эта величина (4,5) меньше, чем в таких же образованиях дальневосточного протерозоя (9–12), что находится в соответствии с общей тенденцией накопления карбоната в земной коре [Ронов, 1948; Кулиш, 1981б]. В целом толща алданского комплекса содержит $\text{CaO} = 5,86\%$, $\text{MgO} = 3,64\%$, а $\text{Ca} : \text{Mg} = 1,6$, т.е. накопление магния по сравнению с кальцием более активно в силикатных породах, а кальция – в карбонатных [Кулиш, 1976а].

Степень окисления железа "В" ($\text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{FeO}$) варьирует от полного преобладания в породах Fe_2O_3 и "В" = $0,2 \div 2,0$ до более редких "В" = $0 \div 0,2$, причем в мраморах она выше (0,75), чем в кальцифирах (0,31) [Кулиш, 1976а, 1981]. Это указывает на значительную окисленность железа уже на стадии осадконакопления, хотя доля сидерита при осаждении карбонатов незначительна ($\text{FeO} = 0,01 \div 5,68\%$), более высокие содержания FeO наблюдаются в кальцифирах. Вероятно, закисное железо соосаждалось в составе хлоритов гидрослюд и т.п. Учитывая восстановительный характер диагенетических процессов в карбонатных осадках, всегда обогащенных органическими и сернистыми соединениями, величины $\text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{FeO}$ в момент отложе-

ния были более высокими. Несомненно, характер окисления железа связан с режимом свободного кислорода атмосферы и гидросферы в различных литофациальных обстановках того периода.

$\text{SiO}_2 = 0,05 \div 51,32\%$ и $\text{Al}_2\text{O}_3 = 0,04 \div 15,47\%$ вместе с Fe_2O_3 и FeO обес­печивают образование в мраморах и кальцифирах кварца, плагиоклазов, пироксенов, амфиболов и других силикатов, а $\text{K}_2\text{O} = 0,06 \div 24,28\%$ входит в состав флогопитов.

Натрий в мраморах преобладает над калием, в кальцифирах – наоборот, что может быть объяснено в первом случае обогащением исходных известняков карбонатными, хлористыми и сульфатными соединениями натрия и в меньшей мере – калия, а во втором – к вышеназванным соединениям калия присоединяются и существенно калиевые гидрослюды, а также калий, адсорбированный на коллоидно-дисперсных гидроокисных и силикатных составляющих пород.

Титан концентрируется в сфене, рутиле и силикатах (флогопит, амфибол и др.), причем его содержание в мраморах ничтожно, а в кальцифирах достигает 0,82%, что подтверждает накопление титана вместе с другими гидролизатами, глинистым и терригенным материалом.

Содержание MnO в кальцифирах 0,02–0,23%, в мраморах выше 0,04–0,74%, что указывает на большее участие родохрозита в концентрации марганца, чем их гидроокислов при образовании карбонатных пород Алдана.

Судя по содержанию марганца, можно предполагать, что в общих чертах мраморы отлагались в прибрежно-морских условиях областей гумидного климата, а кальцифиры – в областях аридного осадконакопления. Вместе с тем вариации количеств марганца в мраморах и кальцифирах предполагают смещение их накоплений в ту и другую климатическую область. Достаточно высокие концентрации марганца в большинстве мраморов и в некоторых кальцифирах ($\text{MnO} > 0,20\%$) указывают, что они формировались в прибрежно-морских и лагунных частях бассейнов [Ронов, Ермишкина, 1959]. Это также подтверждает достаточно тесная прямая корреляционная зависимость в мраморах и кальцифирах между концентрациями марганца и закисного железа. Последнее, как известно, накапливается в основном в прибрежных зонах морских бассейнов [Л.И.Кулиш, Е.А.Кулиш, 1974]. Более высокие содержания марганца в карбонатных породах тимптонской серии в сравнении с такими же показателями для образований федоровской свиты и желтулинской серии, вероятнее всего, объяснимы эвгеосинклинальным характером накопления их толщ с активной ролью в этом процессе продуктов вулканизма.

В карбонатных породах отмечаются относительно заметные количества $\text{SO}_4^{''}$, Cl и F , достигающие иногда 1,3%, при ординарных анализах они не определяются конкретно и включаются в "потери при прокаливании", $\text{SO}_4^{''}$ достигает 1,0%, Cl , $\text{F} - 0,3\%$. В мраморах и кальцифирах эти компоненты находятся в форме CaSO_4 , MgSO_4 , CaF , NaCl , а также входят в состав скаполитов, флогопитов и апатитов. Определенная часть $\text{CO}_4^{''}$, Cl' , F' находится в газовой-жидких включениях, межзерновых и трещинных выполениях. Кроме того, заметные количества серы входят в состав сульфидов, содержание которых иногда достигает 1%. В исходных карбонатных осадках эти значения были наверняка значительно выше, учитывая, что S , SO_2 , Cl , F активно мигрируют из метаморфизируемых пород вообще. Сульфатные,

Таблица 9

Химический состав мраморов и кальцифиров

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O
1	1,15	—	0,18	0,08	0,04	—	1,08	54,03	0,46
2	2,09	—	0,80	—	—	—	1,50	54,02	—
3	0,05	—	0,12	0,01	0,07	0,01	0,21	53,55	—
4	1,28	—	0,65	0,34	0,28	—	2,51	52,45	0,21
5	4,88	—	0,10	—	0,14	—	2,08	52,00	0,25
6	7,60	0,10	1,46	0,71	—	0,01	1,73	49,96	—
7	0,49	0,00	1,00	0,21	—	—	4,47	49,75	—
8	9,40	0,62	1,78	0,40	0,62	0,02	3,08	48,46	0,08
9	9,25	0,08	2,45	0,20	1,03	0,02	0,75	48,40	0,52
10	11,50	0,05	2,29	0,24	—	0,05	3,44	47,25	0,05
11	6,00	—	0,32	0,11	1,68	0,11	9,05	45,60	0,31
12	0,24	—	0,10	0,01	0,25	0,04	7,92	45,02	—
13	20,86	0,08	1,60	1,82	—	0,038	4,01	42,19	1,1
14	16,20	0,09	1,68	0,32	0,05	—	8,34	39,67	0,07
15	7,92	0,10	0,06	1,78	0,83	0,07	10,93	39,52	0,22
16	24,86	0,23	3,11	1,41	0,57	0,09	10,92	34,50	0,25
17	21,32	0,16	5,17	4,39	4,35	0,06	8,06	33,40	0,62
18	2,66	—	2,70	2,60	—	—	17,14	32,7	—
19	0,37	—	0,15	0,31	0,27	0,74	18,11	32,65	—
20	2,27	—	0,25	0,44	0,39	0,10	19,36	32,09	—
21	16,86	0,17	1,49	0,35	0,41	0,04	16,61	32,08	0,25
22	1,02	—	0,60	2,20	—	—	21,02	30,80	—
23	0,23	—	0,17	0,20	0,61	0,23	21,58	30,35	—
24	0,60	—	0,19	0,06	0,43	0,05	21,62	30,34	0,20
25	14,10	0,18	3,91	—	5,68	0,13	20,50	30,21	0,29
26	0,24	—	0,04	0,08	0,39	0,20	21,57	30,12	—
27	5,48	0,04	0,71	—	0,93	0,05	20,91	30,06	0,21
28	1,04	—	1,12	0,25	—	0,08	20,77	30,05	—
29	0,50	—	0,52	—	0,21	0,02	22,11	30,01	0,26
30	6,14	0,14	0,58	—	0,93	0,07	21,31	29,05	0,27
31	19,64	—	2,19	1,69	2,04	0,08	17,08	29,00	0,33
32	20,86	0,67	7,83	0,55	0,65	0,05	15,95	23,74	0,47
33	19,68	—	5,58	—	—	—	26,11	23,54	—
34	23,22	0,06	3,68	0,30	0,29	0,05	15,02	20,60	0,17
35	15,31	0,04	5,45	3,02	0,75	—	—	18,40	0,72
36	30,00	0,89	13,94	1,70	3,10	0,06	16,23	15,60	1,31
Min	0,05	0,04	0,04	0	0	0,01	0,21	15,60	0,05
Max	51,32	0,89	15,47	4,39	5,68	0,74	26,11	54,03	1,31

Примечание. 1. Обр. 1796. Мрамор с форстеритом. р. Тимптон выше 8 км от устья р. Кюрикан. 2. Мрамор. Месторождение Сивагли. 3. Обр. С-311. Мрамор. Устье р. Тин. 4. Мрамор. Месторождение Федоровское. 5. Обр. 1815. Мрамор с форстеритом, скаполитом, графитом (SrO = 0,12%) р. Суннагин. 6. Мрамор. Устье р. Юсь-Бимор. Сборы Л.Н.Малькова. 7. Мрамор с форстеритом, шпинелью. Месторождение Колтыкон [Лицарев, 1961]. 8. Обр. 7ДБ-105. Кальцифир, р. Утачи. Сборы Н.С.Абрамович, 1968 г. 9. Обр. 1737. Мрамор с форстеритом, диопсидом, шпинелью (SrO = 0,71%), р. Тимптон у руч. Ивановец. 10. Обр. 7ДБ-104. Кальцифир, р. Джалинда. Сборы Абрамович, 1968 г. 11. Обр. 1675. Мрамор с форстеритом (SrO = 0,10%). Месторождение Восточное. 12. Обр. С-1270. Кальцифир с роговой обманкой и флогопитом (нерастворимый остаток 1,22%), р. Неричи. 13. Обр. 524. Кальцифир р. Бугорьчи в бассейне р. Ним-

	K ₂ O	H ₂ O ⁺	CO ₂	п.п.п.	SO ₃	P ₂ O ₅	Σ	CaO : : MgO	B
	0,14	0,56	—	41,81	0,08	0,01	99,62	37,0	0,89
	—	—	42,31	—	0,02	0,01	100,75	26,0	—
	—	0,09	42,68	—	—	—	96,79	191,0	0,06
	0,06	—	42,11	—	—	0,01	99,90	15,0	0,67
	0,17	—	40,77	—	—	0,04	100,43	18,2	—
	—	0,10	—	37,68	0,03	—	99,38	21,2	—
	—	0,00	43,85	—	—	—	99,77	8,1	—
	0,12	—	34,93	1,05	—	—	100,56	11,4	0,38
	0,48	0,58	35,60	0,31	—	0,02	99,69	47,9	0,07
	0,37	0,50	33,33	—	—	—	99,07	9,9	—
	0,15	—	36,92	0,10	—	—	100,35	3,6	0,04
	—	0,28	43,77	—	0,06	—	97,69	4,10	0,03
	1,55	—	—	27,40	0,04	0,12	100,81	7,9	—
	1,78	0,48	28,50	1,96	—	—	99,14	3,4	2,86
	0,09	0,03	30,84	6,20	0,09	0,02	98,70	2,6	1,0
	0,68	0,22	18,61	5,02	0,05	0,16	100,68	2,3	1,29
	1,06	—	19,17	2,86	—	—	100,62	2,9	0,47
	—	—	42,0	—	0,20	—	100,00	1,4	—
	—	0,23	44,50	—	—	—	97,33	1,3	0,67
	—	0,82	38,04	—	0,03	—	93,79	1,1	0,6
	0,51	0,10	26,0	5,09	0,06	0,05	100,07	1,4	0,33
	—	—	45,06	—	—	—	100,7	1,05	—
	—	0,12	46,18	—	—	—	99,67	1,0	0,13
	0,12	0,68	44,88	1,13	—	—	100,30	1,0	0,05
	0,33	0,10	24,75	—	—	0,06	100,24	1,06	—
	—	1,54	43,50	—	—	—	97,68	1	0,09
	0,25	0,09	40,42	0,54	—	—	99,69	1,1	—
	—	0,42	46,45	—	—	—	100,18	1,0	—
	0,24	—	46,2	—	—	—	100,07	1,0	—
	0,25	0,19	39,70	0,98	—	0,02	99,63	1,0	—
	0,34	0,97	27,40	—	—	0,011	100,77	1,2	0,39
	4,74	0,27	22,81	0,76	—	0,16	99,51	0,85	0,44
	—	—	23,10	0,41	—	—	98,42	0,6	—
	0,92	—	31,60	3,31	—	—	99,22	1,0	0,5
	24,80	—	28,02	2,32	—	0,45	99,28	—	1,90
	3,70	0,21	9,77	3,22	—	0,31	100,04	0,7	0,26
	0,06	0,02	9,77	0,10	0,03	0,01	—	—	0
	24,80	1,54	46,45	6,20	0,20	1,01	—	—	∞

нур. Сборы К.Н.Червоного, 1967 г. 14. Обр. 7ДБ-103. Кальцифир р. Далинда. Сборы Н.С.Абрамович 1968 г. 15. Обр. 923. Форстеритовый кальцифир. Месторождение Северное. 16. Обр. 1039. Форстеритовый кальцифир с флогопитом и шпинелью. Месторождение Безымянное. 17. Кальцифир с диопсидом, скаполитом, флогопитом, амфиболом. Месторождение Дес. Сборы О.М.Тупилкина, 1964 г. 18. Мрамор. Месторождение Дес. 19. Обр. С-170. Кальцифир (нерастворимый остаток 2,80%), р. Сивагли. 20. Обр. С-640. Кальцифир (нерастворимый остаток 6,55%), р. Сивагли. 21. Обр. 342. Форстеритовый кальцифир. Месторождение Учурское. 22. Мрамор. Месторождение Сивагли. 23. Обр. С-121. Кальцифир (нерастворимый остаток 0,72%), р. Сивагли. 24. Обр. 1075. Мрамор. Месторождение Куранах. 25. Обр. 1918. Шпинельный кальцифир. Катахасское месторождение. 26. Обр. С-259. Кальцифир с диопсидом (нераство-

Примечание (окончание)

римый остаток 2,68%). Месторождение Таежное. 27. Обр. 268. Форстеритовый кальцифир со шпинелью. Каталахское месторождение. 28. Мрамор. Месторождение Угольное (Лицарев, 1961). 29. Обр. 1867. Мрамор, р. Олекма у устья р. Хани. 30. Обр. 16. Форстеритовый кальцифир. Покостанское месторождение. 31. Кальцифир с форстеритом, хондритом, клиногумитом, флогопитом, серпентином, тальком. Месторождение Федоровское. 32. Обр. 1215б. Кальцифир с хондритом форстеритом и флогопитом, р. Б.Нимныр у устья р. Хардачас. Сборы А.Р.Энтина, 1973 г. 33. Обр. 407. Карбонатная порода. Сборы В.И.Кицула, 1968 г. 34. Кальцифир с форстеритом, шпинелью, хондритом, клиногумитом, флогопитом, серпентином, тальком (Сl, F = 0,25%). Месторождение Таежное. 35. Диоксид-скаполитовый кальцифир. Месторождение Дес. 36. Обр. 12156-г. Хондрит-форстерит-флогопитовый кальцифир, р. Б.Нимныр у устья р. Хардачас. Сборы А.Р.Энтина, 1973 г. Прочерки в значениях содержания компонентов почти всегда означают, что они не определялись. В анализах 1, 6, 13 CO₂ определено вместе с потерями при прокаливании (п.п.п.). Анализы 1, 5, 9, 11, 15, 16, 21, 24, 25, 27, 29, 30 — сборы Р.Ф.Черкасова; 2, 4, 18, 22, 31, 34, 35 — сборы Д.И.Литовского, 1959 г.; 3, 12, 19, 20, 23, 26 — Сердюченко и др., 1960 г. При определении значений min, max использованы все 188 анализов, имеющихся у автора.

хлористые и фтористые соединения накапливались в карбонатных осадках, заимствуясь из солевой составляющей морской воды, сульфиды же образовались в результате сульфатредукции и разложения органического вещества в застойных участках морского дна с восстановительными условиями.

P₂O₅ (0,009—1,01%) в составе рассеянного апатита в заметно больших количествах отмечается в мраморах, чем в кальцифирах, подтверждая его осаждение преимущественно с карбонатами в форме фосфатов кальция как результат хемогенно-биогенных процессов.

Автор располагает небольшим числом определений бария и стронция в карбонатных породах алданского комплекса. В мраморах содержатся Ba = 0,01 ÷ 0,30%, Sr = 0,01 ÷ 0,71%, Sr : Ba = 1 ÷ 2, свидетельствующие о том, что они формировались в морских бассейнах с нормальной соленостью. В кальцифирах эти характеристики несколько иные: Ba = 0,02 ÷ 0,04%, Sr = 0,06 ÷ 0,12%, Sr : Ba = 3 ÷ 4 — как следствие их накопления в бассейнах с повышенной соленостью в аридных зонах, а также более весомой доли в них продуктов жизнедеятельности организмов.

На определенную роль жизнедеятельности организмов в процессах карбонатонакопления алданских толщ указывают и количества ванадия в мраморах и кальцифирах (0,002—0,008), причем более высокие содержания ванадия, как правило, фиксируются в графитсодержащих разностях пород. Графит (до 5%) по своей природе в этих породах — биогенный [Кулиш, 1973; Гиммельфарб, 1973].

Концентрации бора в рассматриваемых образованиях колеблются от 0,001 до 0,008%; кстати, более высокие количества бора характерны для пород с большими содержаниями магния, что присуще и морским карбонатным осадкам фанерозоя.

Содержания и соотношения петрогенных и некоторых второстепенных элементов в карбонатных породах Алдана сопоставимы с аналогичными характеристиками подобных образований из толщ фанерозоя и архейских карбонатных образований других регионов.

Карбонатные образования алданского комплекса в дометаморфический период представляли песчанистые, кремнистые, глинистые, доломитовые известняки, доломитистые известняки, известковые доломиты, песчанистые или кремнистые известковые доломиты, мергели, а местами магнезиты

или породы, обогащенные в той или иной мере карбонатами. Карбонатные породы содержали те или иные количества органического сингенетического вещества, а также сульфатов, сульфидов, хлористых и фтористых соединений, заимствованных ими из морских вод.

Широкие вариации величин распространенности карбонатных пород в алданском комплексе, их состав и соотношения с другими первично-осадочными породами несомненно обусловлены различиями в литолого-фациальных и геотектонических условиях их осадконакопления в конкретных структурах, причем влияние этих условий является более доминантным, чем эволюционно-возрастные закономерности [Кулиш, 1981б].

Карбонатные породы алданского комплекса в своей основе рассматриваются как хемогенные и хемогенно-органические образования, содержащие определенные количества органических веществ, учитывая литолого-петрографические особенности, слоистое строение, наличие послойно распределенного графита и т.д. В связи с этим можно сказать, что определенная часть карбонатного вещества мраморов, кальцифиров и апокарбонатных пород обязана своим происхождением жизнедеятельности организмов. Следы жизни (карбонатные остатки организмов) в мраморах стерты процессами метаморфизма, и в этом отношении было бы полезно изучение графитовых мраморов и изотопного состава элементов этих пород (кислорода, серы и др.).

Отложение карбонатных и углеродистых пород находится в прямой связи с накоплением вулканогенных образований, обусловленным увеличением содержания CO_2 в атмосфере в периоды интенсивного вулканизма [Ронов, 1980; и др.]. Значительные вариации в содержании и распределении карбонатных пород по стратиграфическому разрезу и территории Алданского щита, вероятно, кроме литолого-фациальных условий, обязаны и колебанием углекислоты в атмосфере нижнего архея, так как это наблюдается и в фанерозое. Повышенные содержания углекислоты и свободного кислорода в атмосфере, вероятно, способствовали массовому накоплению карбонатных осадков в толщах федоровской, куренской и других свит алданского комплекса.

Вышеизложенные данные по распространенности, петрохимии и литологии карбонатных пород алданского комплекса, одного из самых древних на Земле, указывают на существенное карбонатонакопление практически во всех его стратиграфических подразделениях, в том числе и в катархейском. С учетом накопления карбонатов на поверхности Земли в условиях водных бассейнов, имеющих значительную соленость, но только при отсутствии в воде и соответственно в атмосфере активных кислот (при значениях pH, близких к 7,0, становится очевидным, что атмосфера того периода содержала определенное, пусть небольшое, количество свободного кислорода, стало быть, в воде и воздухе отсутствовали заметные количества активных кислот (HCl , H_2SO_4 , H_2S и т.п.), а в атмосфере имелись относительно высокие содержания CO_2 . Таими же показателями характеризуются и воды бассейнов алданской подвижной области, учитывая их тесное взаимодействие с атмосферой. Особенности карбонатонакопления в алданской подвижной области говорят о том, что состояние атмосферы и гидросферы по их химическим и физико-химическим характеристикам было близко к фанерозойским и современным, так как значительные отклонения в зна-

чениях этих параметров (t , P , μCO_2 , O_2 , $p\text{H}$, Eh , концентрации растворимых веществ и др.) сделали бы отложение карбонатов невозможным [Малинин, 1979].

В более ранний период, когда атмосфера, вероятно, была бескислородной, и так же как и гидросфера, "кислой", отложение карбонатов как процесса осадконакопления исключалось. В настоящее время такие образования среди суперкрупных толщ Алданского щита Востока СССР в целом не обнаружены [Кулиш, 1981а].

Литологический анализ нижнеархейских карбонатных образований Алданского щита выявляет зависимость их распространенности, петрохимических особенностей, условий залегания и литологии от характера условий осадконакопления в различных геотектонических обстановках, сопоставимых с условиями и обстановками протерозоя и фанерозоя, что находится в полном соответствии с представлением о едином, закономерно направленном, эволюционном развитии земной коры.

ГРАФИТСОДЕРЖАЩИЕ ПОРОДЫ

В архейских толщах Алданского щита относительно широко, но крайне неравномерно, распространены графитсодержащие высокоглиноземистые, биотитовые, амфибол-двупироксеновые и другие гнейсы и сланцы, кварциты, мраморы, кальцифиры, парапироксениты, слюдиты, параамфиболиты и породы, имеющие конкретное стратиграфическое положение на различных уровнях и определенную литолого-фациальную приуроченность.

Среди суперкрупных образований катархея, преимущественно гиперстеновых, клинопироксеновых, роговообманковых, биотитовых и других гнейсов и сланцев, наблюдаются в целом относительно редкие залежи графит- и сульфидсодержащих пород. Они всегда приурочены к терригенно-морским по природе первичного материала толщам, сложным сложно переслаивающимися высокоглиноземистыми, биотитовыми, роговообманковыми и пироксеновыми гнейсами и сланцами, кварцитами и др.

Наиболее представительными в этом отношении отложения чайнытской свиты (3000–3500 м), представленные гранат-графитовыми, гранат-силлиманит-графитовыми, гранат-силлиманитовыми, гиперстеновыми, биотит-гиперстеновыми, гиперстен-гранатовыми, гранатовыми, биотит-гранатовыми и роговообманковыми тонкослоистыми гнейсами, сланцами, кварцитами и изредка основными сланцами. В толще отмечаются залежи кварцитов и амфибол-пироксеновых сланцев.

К нижним горизонтам свиты приурочены залежи корундитов (метаморфизованные бокситы), причем корундиты пространственно тяготеют к графитовому горизонту свиты [Кулиш, 1973]. Графитсодержащие породы несут в той или иной мере вкрапленность сульфидов (до 15%); пирита, халькопирита, реже галенита, сфалерита, молибденита и др. Сульфиды нередко формируют рудные прослойки, линзочки, вытянутые стяжения неправильной формы, ориентированные субпараллельно слоистости, а также прожилки, в том числе и кварц-сульфидные. Содержания меди, молибдена, свинца, цинка и других металлов в некоторых штуфах достигают промышленных значений. Геологическую позицию и петрографию

характеризует обр. 8016 (табл. 10) графит-серицит-хлоритового сланца — диафорит по графит-кордиерит-гранат-биотит-силлиманитовому сланцу, что устанавливается по реликтам соответствующих минералов. В сланце отмечается вторичный сфен. Эта порода образует пласты мощностью до 15 м и протяженностью до 1200 м, залегающие в ассоциации с пластами кварцитов с гранатом и силлиманитом, биотит-гранатовых, биотит-силлиманитовых и биотитовых гнейсов.

В восточной части Тимптон-Иенгрского междуречья, в верхних частях верхнетимптонской серии, среди основных сланцев и пироксенитов вулканогенно-осадочной и вулканогенной природы отмечены залежи графит- и сульфидсодержащих амфибол-гиперстен-диопсидовых пород.

Графитсодержащие породы особенно развиты (до 8% объема толщи) в образованиях федоровской, кюриканской, сутамской и верхнеалданской свит. Наиболее высокие концентрации и широкое распространение графитовых пород, в том числе и промышленно интересные проявления графита, наблюдаются в федоровской и сутамской свитах.

В верхнеалданской свите графитсодержащие высокоглиноземистые и биотитовые гнейсы, сланцы, а также кварциты формируют маломощные линзы и пропластки определенного стратиграфического положения в кварцит-высокоглиноземистых толщах и приурочены к верхним и нижним уровням свиты. Местами концентрации графита отмечаются и среди гнейсо-сланцевых толщ, например в бассейне рек Леглиер и Большой Ыллымах графит-гиперстеновые гнейсы и сланцы составляют 8% объема толщи верхнеалданской свиты. В качестве иллюстрации приводится образец Ф-25 (см. табл. 10). Это гранат-силлиманит-биотит-графитовый гнейс, который залегает в верхнем горизонте верхнеалданской свиты иенгурской серии (нижний архей). Горизонт сложен толщей переслаивающихся высокоглиноземистых гнейсов и сланцев с гранатом, кордиеритом, силлиманитом и биотитом. Среди пород залегают пласты биотитовых, биотит-амфиболовых гнейсов, реже кварцитов и еще реже амфибол-пироксеновых сланцев. Графитсодержащие гнейсы, образующие пласты мощностью до 10 м и протяженностью до 600 м, залегают преимущественно среди высокоглиноземистых пород. Означенный образец гнейса несколько подвержен гранитизации. Далее обр. 8113 — кварцит с силлиманитом, кордиеритом, турмалином и графитом — залегает в нижнем горизонте верхнеалданской свиты иенгурской серии. Горизонт состоит из кварцитов (с силлиманитом, биотитом, графитом, магнетитом, гематитом) с пропластками биотитовых, биотит-силлиманитовых, биотит-кордиеритовых гнейсов, реже амфиболовых гнейсов и амфибол-пироксеновых сланцев. Графитовые кварциты тяготеют к силлиманит-кордиеритовым и гранатовым гнейсам и образуют пропластки мощностью до 4 м, с гематитовыми породами всегда разобщены.

В федоровской свите наряду с высокоглиноземистыми гнейсами и сланцами, а также с относительно редкими существенно графитовыми породами широко развиты "основные" по составу графитсодержащие, диопсидовые, биотитовые, гиперстеновые гнейсы и сланцы, а также мраморы, кальцифиры, диопсидовые и амфиболовые породы.

В тимптонской серии графитсодержащие высокоглиноземистые, биотитовые и гиперстеновые гнейсы и сланцы наблюдаются среди парачарноки-

Таблица 10

Графитосодержащие породы

№ 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 ⁺	Σ	A	f	Φ	n	B	u
1	32,66	1,70	34,96	1,72	4,69	0,47	2,87	2,62	2,70	1,09	3,78	90,00	242	48,1	44,0	34,8	0,15	0,25
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	72,1	0,03	3,8
3	55,70	0,43	14,29	1,02	12,90	0,03	2,18	3,65	3,40	1,33	0,92	101,72	6	76,9	76,9	37,1	0,03	0,25
4	63,14	0,43	15,01	1,33	4,42	0,11	3,60	2,60	2,57	6,40	0,10	99,71	-8	40,7	37,3	35,9	0,13	1,66
5	63,32	0,57	15,05	1,42	3,16	0,07	2,19	3,62	3,24	2,64	1,51	96,79	3	44,4	39,3	38,1	0,20	0,53
6	66,76	0,95	14,72	0,54	6,38	0,06	1,98	0,54	0,74	4,68	2,29	99,64	75	64,7	63,9	29,0	0,03	4,45
7	69,68	0,33	13,69	2,82	2,43	0,01	0,82	2,69	3,93	0,87	1,12	99,39	15	62,2	42,8	27,1	0,54	0,14
8	71,38	0,46	14,59	1,06	2,34	0,06	0,80	0,79	5,91	2,47	0,15	101,34	17	61,53	56,52	6,86	0,37	0,27
9	72,66	0,17	13,00	1,32	2,25	0,01	0,44	1,60	3,25	3,15	0,15	98,39	12	74,4	68,6	21,8	0,25	0,65
10	73,55	0,19	13,00	1,15	1,42	-	0,27	1,46	2,90	3,95	0,26	98,15	14	76,9	68,4	21,7	0,35	0,87
11	74,52	0,15	12,55	0,50	1,65	0,04	0,86	0,62	2,86	4,08	0,35	98,28	23	52,3	48,8	10,7	0,13	0,93
12	79,86	0,33	8,81	0,08	0,31	0,10	0,40	1,72	2,77	0,77	0,05	95,20	4	28,6	23,1	25,0	0,25	0,15
13	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	27,2	0,25	3,50

Примечание. 1. Обр. 8016. Графит-серицит-хлоритовый сланец (S = 0,02%, п.п.п. = 9,90%, Gr = 10–15%), р. Чайныг. 2. Обр. Ф-25. Гранат-силлиманит-биотит-графитовый гнейс (Gr = 4–5%), р. Б.Молемкон. 3. Обр. 8093. Графит-сульфидная порода с биотитом и гиперстерном (S = 5,87%, Gr = 10 ÷ 19%), р. Сутам. 4. Обр. 5549. Графит-гиперстен-биотитовый гнейс (P₂O₅ = 0,18%, S = 0,03%, п.п.п. = 0,17%), район Федоровского месторождения флогопита. Сборы Р.Ф.Черкасова, 1970 г. 5. Обр. 1785. Графит-биотитовый плагиогнейс с сульфидами (P₂O₅ = 0,14%, S = 1,70%, п.п.п. = 1,75%), р. Тимптон, 1,5 км выше р. Ивановец. Сборы Р.Ф.Черкасова, 1970 г. 6. Обр. 8120. Мусковитизированный биотит-графитовый сланец с сульфидами и гранатом (P₂O₅ = 0,17%), р. Телетей. 7. Обр. 8094. Биотитовый гнейс с графитом, сульфидами, силлиманитом (S = 1,63%), р. Мохонька. 8. Обр. 1003/7. Биотит-гранат-графитовый гнейс (S = сл., P₂O₅ = 0,33%, п.п.п. = 0,68%, Gr = 10 ÷ 19%), р. Магнекан. Сборы Ю.Н.Гамалея, 1963 г. 9. Обр. 1407б. Графит-биотитовый гнейс (S = 0,14%, п.п.п. = 1,81%, C = 0,60%, P₂O₅ = 0,11%), р. Учур, 6,5 км выше р. Гекан. Сборы Р.Ф.Черкасова, 1970 г. 10. Обр. 1407а-1. Графит-биотитовый гнейс (S = 0,12%, P₂O₅ = 0,07%, п.п.п. = 1,91%, V₂O₅ = 0,01%, C = 0,82%), р. Учур, 6,5 км выше р. Гекан. Сборы Р.Ф.Черкасова, 1970 г. 11. Обр. 1407а-2. Графит-биотитовый гнейс (S = 0,80%, P₂O₅ = 0,02%, п.п.п. = 0,98%), р. Учур, 6,5 км выше р. Гекан. Сборы Р.Ф.Черкасова, 1970 г. 12. Обр. 467. Графитовый плагиогнейс (P₂O₅ = 0,09%, п.п.п. = 4,64%), р. Учур. Сборы Р.Ф.Черкасова, 1970 г. 13. Обр. 8113. Кварцит с силлиманитом, кордиеритом, турмалином и графитом (Gr = 2–4%), р. Алдан.

товых (гиперстенсодержащих) толщ, приурочиваясь преимущественно к верхним частям серии (кюриканская свита). В нижнесуннагинской свите, распространенной в верховьях рек Нуям и Алгама, графит-биотитовые гнейсы и сланцы составляют 3%, а в кюриканской свите (верховья рек Суннагин и Джелтулак) графит-гранатовые гнейсы и сланцы уже достигают 5% объема толщ.

В желтулинской серии графитовые образования (биотитовые, амфибол-пироксеновые, высокоглиноземистые породы, кальцифиры, мраморы и т.п.) отмечены по всей серии, но наиболее они развиты в сутаамской свите. Так, в толще свиты, развитой в нижнем течении р. Чульба, биотит-графитовые породы составляют 2%, в верховьях рек Сеймдже и Гыным количество графит-гранатовых гнейсов и сланцев равно 5% объема нижней подсвиты сутаамской свиты, а в верхней подсвите — 3% графит-гранатовых и 2% графит-биотитовых гнейсов и сланцев. Примером геологической ситуации размещения графитовых пород в этой свите служит образец 8093 — графит-сульфидная порода с биотитом и гиперстеном, залегающая в виде пластов и линз, мощностью 2–3 м, протяженностью до 60 м, среди биотит-гранатовых двупироксеновых, роговообманковых гнейсов и кальцифиров. Графитовые породы тяготеют к кальцифирам. Свита (2200–2500 м) в целом сложена биотит-гранатовыми гнейсами с подчиненными прослоями диопсидовых, двупироксеновых, амфиболовых гнейсов и сланцев, мраморов, кальцифиров и гранулитов. Графитовые породы залегают преимущественно на верхних уровнях свиты.

Распространенность в алданском комплексе сланцев и гнейсов с содержанием графита $> 1\%$ равна 0,13%, а высокоглиноземистых, гиперстенных и иных пород с содержанием графита 0,1–1,0% составляет в архее Алданского щита 0,87% [Кулиш, 1976а]. Величина участия графитоносных пород в алданском комплексе в общем сопоставима в этом отношении с углеродистыми образованиями протерозоя и фанерозоя.

Определенная информация по особенностям строения, состава и происхождения графитоносных корундовых, карбонатных и других пород изложена в соответствующих разделах этой работы.

Графитсодержащие породы залегают в виде пластов, пропластков и линз, мощностью до 25 м и протяженностью до 5 км. Содержание графита варьирует от 0,1 до 40%, изредка наблюдаются пластовые и линзовидные залежи пород с более высоким содержанием графита (до 90%).

Особенно широко развиты графитсодержащие высокоглиноземистые разновидности сланцев, гнейсов, кварцитов и гранулитов (силлиманитовых, гранатовых, кордиеритовых, биотитовых, гранат-биотитовых, гранат-силлиманитовых, гранат-кордиеритовых, биотит-гиперстен-гранатовых, биотит-кордиерит-гранатовых, гранат-биотит-кордиеритовых и др.), залежи которых приурочены к определенным стратиграфическим горизонтам [Кулиш, 1973].

Наиболее распространенные разновидности силлиманитовых кварцитов — силлиманит-графитовые кварциты. Они отмечаются в виде небольших пропластков и линз, тяготеющих к высокоглиноземистым породам верхних горизонтов верхнеалданской свиты. Это светло-серые, слегка дымчатые породы, зачастую тонкополосчатые. Структура лепидогранобластовая, обусловленная субпараллельным расположением по слоистости от-

дельных чешуек и пропластков графита и иголок силлиманита. В породах, особенно в кварцитах, гнейсах и сланцах, отмечается чередование кварцевых и биотит-силлиманитовых слоев, разделенных графитнесущими прослойками, мощностью до 3 мм. Кварцевые слои содержат графит, а в глиноземистых он развит намного меньше. В массивных кварцитах нередко отмечаются свободно ориентированные чешуйчатые и пластинчатые зерна графита и удлиненно-призматические иголки силлиманита. Содержание графита достигает 10%. В силлиманит-графитовых кварцитах отмечается также калиевый полевой шпат и магнетит, последний с графитом не контактирует.

Особый интерес представляют графитсодержащие кварциты, тонкослоистость которых обусловлена полосчатым распределением мономинеральных кварцевых слоев и слоев с графитом и более редкими зернами турмалина, плагиоклаза, биотита, граната и роговой обманки. Слои имеют мощность 0,5—3 мм. Подошва слоя обогащена графитом и силикатами, количество которых в кровле ничтожно.

В Алданских железорудных месторождениях отмечены турмалин-биотит-силлиманит-графитовые гнейсы, пласты которых (до 29 м) залегают в межрудной толще. Существенно графитистые разности этих пород приурочены к подошве пласта. Биотит, силлиманит, линзовидные выделения или цепочечные зерна коричневатого-красного дравита и чешуйки графита переслаиваются друг с другом и субпараллельны слоистости пород [Сердюченко и др., 1960]. Обычно же в графитоносных породах отмечаются зерна, кристаллы и их сростки темно-зеленовато-бурого шера.

Реже — это роговообманковые, гиперстеновые и клинопироксеновые гнейсы, сланцы, ортоамфиболиты, ортопироксениты. Довольно часто, нередко в значительных количествах, графит наблюдается в мраморах и кальцифирах. Отмечен графит в слюдитах, конгломератах, турмалиновых и других породах.

Графитсодержащие породы практически всегда имеют тонкослоистое и тонкополосчатое строение, обусловленное чередованием слоев различного химического и минерального состава, широкими вариациями в содержании графита. Четкость слоистости (полосчатости) различна — от слабо выраженной до весьма контрастной. В ряде случаев отмечена слоистость флишоидного типа. Следует отметить прослеженное для графитовых и графит-сульфидных пород чередование слоев с магнетитом, графитом, сульфидами, биотитом, гиперстеном, роговой обманкой, т.е. минералов с различной степенью окисления железа, что указывает на дифференцирование окислительных процессов при седиментации и на инертное поведение кислорода при региональном метаморфизме.

Графит наблюдается в виде субпараллельно расположенных по слоистости отдельных мелко- и крупночешуйчатых индивидов и линзовидных пропластков и слоев значительной протяженности, мощностью до 18 см. Отмечаются и свободно ориентированные чешуйчатые и пластинчатые зерна графита. Он имеет форму сильно удлиненных, иногда изогнутых чешуек размером до 3 × 5 мм и представлен самостоятельными индивидами, агрегатами зерен, залегающими между другими минералами. Графит часто образует включение в кварце, кальците, реже — в гранате, силлиманит-

те и других минералах. Нередко он наблюдается в виде пылевидных образований, более или менее равномерно рассеянных в массе породы.

Св.А. и А.В. Сидоренко [1975] определили в графитовых породах алданского комплекса наличие битумов, CH_4 , C_2H_6 , C_3H_8 , C_2H_4 , C_3H_6 и других углеводородов. Отношения изотопов углерода характеризуются величиной, $\delta \text{C}^{13} = 1,82-2,57\%$.

Графит устойчив при региональном метаморфизме в высокоглинозистых, кремнистых, основных и карбонатных породах. При гранитизации он или исчезает, или испытывает локальное перераспределение обычно с укрупнением индивидов и образованием локальных концентраций вплоть до мономинеральных, приобретая различную морфологию залежей (ширы, жилы, зоны, линзы и т.п.).

Парагенетические ассоциации графита включают закисножелезистые силикаты (гранат, кордиерит, пироксены, роговую обманку, биотит и др.), сульфиды, карбонаты, кварц и полевые шпаты, соприкосновения графита с гематитом и магнетитом, т.е. с минералами, содержащими Fe^{3+} , не отмечены.

Для графитовых пород характерно присутствие сульфидов иногда в количестве до 20%, имеющих также стратиграфическую приуроченность. Обычно это пирит, пирротин, халькопирит, реже ковеллин, галенит, сфалерит, молибденит и др. Они образуют различные по форме и размерам выделения: рассеянные зерна и их агрегаты, стяжения округлой и неправильной формы, различные по мощности и протяженности прослойки и прослойки, линзы и линзочки. Последние по простиранию выклиниваются с четкими границами или переходят во вкрапленность, нередко через посредство серий более тонких пропластков и линзочек. Распределение сульфидов и графита послышное, субпараллельное напластованию пород. Местами отмечается ритмичное чередование прослоек, последовательно обогащенных то графитом, то сульфидами.

Химический состав некоторых графитсодержащих пород приведен в табл. 7, 10. Если учесть и составы графитсодержащих конгломератов, корундитов, основных кристаллических сланцев, карбонатных и турмалиносодержащих пород и т.д., то становится очевидным значительное разнообразие вариаций порообразующих компонентов как следствие весьма широкого диапазона литологических условий в отношении источников и мест накопления первичного материала пород. К сожалению, здесь не приведены графитсодержащие амфибол-пироксеновые гнейсы, сланцы и амфиболиты, так как они незаслуженно остались в стороне от внимания исследователей, а также потому, что небольшие содержания графита в этих породах определяются с трудом. Естественно, эти образования относятся к малоглиноземистым образованиям (см. табл. 7). Проанализированные породы в основном высокоглинозистые, достаточно железистые (f , Φ колеблется от 23,1 до 76,9), отношения кальция к натрию и калия к натрию (n , aI) небольшие, что определяет характер порообразующих минералов этих образований: наличие сидиманита; достаточно железистых граната, биотита, гиперстена, кислых плагиоклазов, редкость микроклина (ортоклаза) и т.д.

Особенность состава графитсодержащих пород — незначительная степень окисления железа ($''\text{B}'' < 1$). В породах с минимальными значениями $''\text{B}''$,

как правило, повышены контрастность их полосчатости и содержания графита. В рассматриваемых породах увеличено содержание серы. В сульфид- и графитсодержащих разностях пород отмечаются повышенные концентрации S , Mo , V , Co , Ni , Zn , Pb , Au , Ag , Bi , нередко в отдельных пробах достигающие промышленных содержаний.

Углерод графитсодержащих пород алданского комплекса органогенного происхождения, на что указывают его литолого-фациальные характеристики, наличие битумов и разнообразных твердых, жидких и газообразных углеводородов органогенной природы, соотношения изотопов $C_{12} : C_{13}$ и другие критерии [Св.А. и А.В. Сидоренко, 1975; Кулиш, 1973]. Отношение C^{12}/C^{13} характеризует углерод как органический, так как нижний предел значений δC_{13} для бесспорно биогенного углерода равен 1,13%, в алданских графитах — 1,82–2,57%. Таким образом, графит в породах алданского комплекса — продукт регионального метаморфизма органических веществ-остатков жизнедеятельности раннеархейских организмов. Эти критерии органогенной природы графита характерны и для других подобных архейских суперкристалльных образований архея и менее метаморфизованных пород позднего докембрия других регионов, для которых установлена органогенная природа углеродов [Св.А. и А.В. Сидоренко, 1975; Eskola, 1952; и др.]. Углеродистые образования характерны для всех крупных стратиграфических уровней архея Алданского щита. Однако накопление углеродистого вещества осуществлялось неравномерно, в силу чего могут быть выделены соответствующие этапы. Отложение и сохранение органического вещества началось еще в катархее (древнее 3,5 млрд. лет), возрастая постепенно к завершению этого времени, затем отмечается спад. Далее разделенные промежутками крайне подавленного накопления или полного отсутствия пород с органическими веществами наблюдаются этапы наибольшего их формирования. Это время верхнеалданской, кюриканской, сутамской и федоровской свит раннего архея.

По геотектоническим условиям формирования углеродистые толщи являются геосинклинальными первично-осадочными образованиями. Они распространены относительно широко, представляя мощные ($h \times 100$ м), многогоризонтные, сложно переслаивающиеся толщи, отлагавшиеся в различных зонах геосинклиналей (мио-, эвгеосинклиналях, перикратонных структурах и т.д.) и имеющие различную формационную принадлежность.

Исходные углеродистые породы представлены тремя группами: 1 — терригенно-морской (углеродистые пески, алевролиты, глины, кремнистые породы, черные сланцы и т.п.); 2 — карбонатно-морской (углеродистые карбонатные алевролиты и глины, мергели, известняки, доломиты и т.п.); 3 — морской с некоторым участием вулканогенно-осадочного материала (туфы, пеплы и т.п.). Графитсодержащих первично-вулканогенных пород не отмечено [Кулиш, 1973; 1981б; и др.]. Разнообразии литологических обстановок накопления осадков, содержащих органогенные вещества, подтверждается также широкими вариациями содержаний петрогенных компонентов и величин петрохимических коэффициентов (см. табл. 10).

Первые возникли в условиях обширных лагун или мелководных шельфов с обильным поступлением материала с размываемых сопредельных территорий. Вторые характеризуют более глубокие зоны морских бассейнов или лагуны аридных областей с подавленным поступлением

терригенного материала. Третья формируются в условиях эвгеосинклиналей с активным вулканизмом. Первая и вторая относятся к миогеосинклинальным толщам.

В графит-сульфидных породах количество первично-кластогенного материала минимально, а глиноземистость, карбонатность и сумма гидролизатов повышены, что указывает на их тонкодисперсную глинистую или карбонатную основу.

В определенных местах создавалась благоприятная обстановка для накопления в осадках органогенного вещества и боратов.

Углеродистые сульфидо- и металлоносные образования отлагались в обширных зонах морских бассейнов на различной глубине, но в придонных участках, характеризующихся обильным поступлением органогенного вещества и терригенного, глинистого, хемогенного, биогенного и вулканогенного материала. Основная масса органического вещества обязана своим происхождением планктонным фотофильным организмам.

Конкретность стратиграфического положения, литологические особенности сопредельных пород, послойное распределение графита и сульфидов, наличие закисножелезистых соединений и другие признаки говорят о том, что участки накопления пород с органогенным углеродистым веществом имели застойный характер, резко восстановительную среду за счет наличия обильной органики и отсутствия доступа свободного кислорода, обстановку бактериальной сульфатредукции и сероводородного заражения и другие им свойственные черты. Восстановительные условия поддерживались наличием здесь больших количеств органического вещества и сульфидов.

Значительная часть сульфидов образовалась здесь за счет диагенетического восстановления сульфатов морских вод и при разложении органических веществ.

Отложение углеродистых пород было ритмичным, о чем свидетельствует не только ритмичность толщи в целом — переслаивание пропластков различного литологического состава (песчаных, глинистых, известковых, углеродистых, безуглеродистых и др.), но и ленточная слоистость в самих углеродистых пропластках с мощностью слоев от долей до нескольких мм, обусловленная полосчатым распределением углеродистых, сульфидных и петрогенных компонентов.

В первичных породах в дометаморфический период углеродистое вещество, содержащееся от долей до 50% и более, было, вероятно, представлено твердыми углистыми и битумообразными формами. Оно концентрируется по плоскостям наслонения, обогащая в различной мере отдельные слои, при этом наблюдается чередование более и менее углеродистых слоев и плоскостей. Нередко углеродистое вещество распределено пятнисто или относительно равномерно, редко наблюдаются линзы и линзовидные пропластки, почти нацело состоящие из углеродистого вещества. Как правило, углеродистые породы в том или ином количестве содержат сульфиды, которые распределены так же, как и углеродистое вещество, причем они пространственно тяготеют друг к другу, образуют сочетания различной формы, выполняют плоскости трещин в породе или наблюдаются в виде примазок по плоскостям слоистости.

Организмы, поставившие после отмирания органическое вещество в

рассматриваемые породы, еще в период их жизнедеятельности концентрировали в себе биофильные элементы: P, V, Mo, Ba, Fe, Mn, Ti, Ge, B, Ni, Zn, Cu и др.

В силу специфики литолого-геохимических условий накопления углеродистых пород (восстановительная, застойная среда донных фаций морского бассейна с сероводородным заражением и др.) и их вещественного состава (обогащенность органическими веществами и серой) эти отложения в период их накопления и диагенеза стали активными концентраторами серы, железа, меди, ванадия, свинца, цинка, молибдена, вольфрама и других металлов в форме сульфидов, металлоорганических соединений или сорбируются органическим веществом.

Источники рудного вещества, накапливающегося в процессе отложения углеродистых толщ в миогеосинклинальных зонах, — растворенные в морской воде и сорбированные на тонкодисперсных глинистых частицах металлы, а также их тонкодисперсные окисные и самородные формы. В эвгеосинклинальных зонах областей активного вулканизма существенный вклад в баланс рудного вещества вносят металлоносные сернистые и углекислые гидротермы и эксгаляции. Вместе с ними здесь участвуют также и металлы из вышеуказанных источников, характерных для миогеосинклинальных зон, однако имеющих от первых некоторые свои отличительные черты, характерные продуктам разрушения и выветривания каждой из этих геотектонических зон.

В процессе осадочной дифференциации, диагенеза, катагенеза и метаморфизма металлы переходят в самостоятельные выделения различной крупности (от тонкодисперсных до зерен размером в несколько мм) сульфидов (железо, медь, свинец, цинк и др.), окислов и самородных элементов (медь и др.).

Углеродистые осадки в процессе длительной и напряженной геологической истории архейских толщ Алданского щита подверглись многоэтапному интенсивному региональному метаморфизму и ультраметаморфизму, достигавшему в кульминационные этапы условий гранулитовой фации.

Органическое вещество толщ преобразовано через стадию углефикации в графит, но даже в породах гранулитовой фации оно сохраняет некоторые черты своего органического строения (изотопный состав углерода, характер и состав газообразных, жидких и твердых углеводородов, текстурные и структурные особенности распределения его в породе и т.д.).

В дометаморфический период графитоносные породы архея Алданского щита представляли битуминозные известняки, мергели, песчаники, а также черные сульфидсодержащие сланцы, широко распространенные в позднем докембрии и палеозое в различных регионах мира, где с ними сочетаются сульфидные залежи, а сами черные сланцы обогащены сульфидами и графитом.

Таким образом, углеродистые отложения катархея и нижнего архея Алданского щита не имеют принципиальных отличий от аналогичных образований верхнего архея, протерозоя и фанерозоя по своим генетическим и литологическим особенностям.

ТУРМАЛИНСОДЕРЖАЩИЕ ПОРОДЫ

В чайнытской свите верхнетимптонской серии, в верхнеалданской и федоровской свитах иенгской серии, в горизонтах, занимающих в этих толщах определенное стратиграфическое положение, залегают согласные тела турмалиносодержащих кварцитов, высокоглиноземистых и амфибол-клинопироксеновых гнейсов и сланцев, а также корундитов [Сердюченко и др., 1960; Кулиш, 1964, 1973; и др.]. Эти горизонты, мощностью до 60 м и прослеживаемые на расстоянии до 40 км, представлены или разоб-щенными в пространстве пластовыми и линзообразными залежами, или переслаивающимися пропластками и линзами турмалиносодержащих и бестурмалиновых пород (железородных, биотитовых, высокоглиноземистых, амфибол-пироксеновых гнейсов и сланцев, кварцитов и т.п.).

Литолого-петрографические особенности турмалиносодержащих корун-дитов изложены выше. Высокоглиноземистые турмалиносодержащие поро-ды отмечены в бассейнах рек Леглиер, Амедици, Алдан, Ярогу, Иенгра, Окурдан, Кабакта, Чульман и др., образуя как бы дугообразную полосу северо-западного простираия, выгнутую в юго-западном направлении. Турмалиносодержащие высокоглиноземистые гнейсы и сланцы распро-странены и среди вмещающих пород Алданских железородных месторожде-ний, преимущественно в их надрудных толщах.

Турмалиновые кварциты высокоглиноземистого характера находятся в тесной ассоциации с силлиманитовыми, биотитовыми, кордиеритовыми и другими высокоглиноземистыми гнейсами, сланцами и кварцитами. Просто турмалиновые кварциты отмечаются среди толщ мономине-ральных полевошпатовых, магнетитовых кварцитов. Турмалин-гемати-товые кварциты наблюдались и среди марганценосных кварцитов. Кварциты с турмалином и графитом тяготеют к графито- и сульфидо-носным гнейсам и сланцам. Содержащие плагиоклаз, диопсид и роговую обманку турмалиновые кварциты тяготеют к амфибол-пироксеновым основным сланцам и гнейсам.

Для турмалиносодержащих пород характерны четкое переслаивание и литологические переходы по простираию с другими метаморфическими паропородами. Силлиманит-турмалиновые кварциты имеют облик серовато-дымчатых пород массивного или тонко- и грубополосчатого сложения с мощностью пропластков 0,1–5 см, обусловленного полосчатым распре-делением турмалина и других минералов. Структура кварцитов гетеро-бластовая, вызванная тем, что в крупных (до 1 × 1 см) индивидах кварца с зубчатым и бухтообразным сочленениями располагаются мелкие зерна турмалина. Лепидобластовая структура образована сочетанием полос крупнозернистого кварца и более мелкозернистого, обогащенного субпа-раллельными выделениями силлиманита, биотита, турмалина и других минералов.

Содержание зерен турмалина и их агрегатов в кварцитах обычно не пре-вышает 5% на массу, хотя в некоторых полосках оно повышается до 20%, а местами имеются почти мономинеральные полоски и линзочки, парал-лельные слоистости. Местами турмалин и силлиманит обогащают разоб-щенные отдельные полоски, обычно же турмалин тяготеет к силлиманиту. В турмалин-биотитовых кварцитах турмалин и биотит также образуют

разобщенные слойки, а в турмалин-силлиманит-биотитовых разностях силлиманит отмечается только в биотитовых полосках. Обычно в турмалин-гематитовых кварцитах слойки, обогащенные турмалином и гематитом, разобщены, реже турмалин-гематитовые сочетания чередуются с мономинеральными кварцевыми или полевошпат-кварцевыми слойками.

Зерна турмалина размером от $0,01 \times 0,01$ до $1,5 \times 3,0$ мм, округлые, изометричные, ксенобластические, редко слабо вытянутые по сланцеватости цепочки зерен с отношением длины к ширине не более 2. Зерна турмалина не имеют определенной оптической ориентировки, даже если они заключены в пределах одного индивида кварца. Турмалины содержат включения кварца, биотита, силлиманита, последний нередко пронизывает их обильными иглами. Он плеохроирует с различной интенсивностью от темно-зеленого с синим оттенком, зеленого, синевато-зеленого, желтовато-зеленого, буроватого по N_e , до слабожелтоватого, 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 мелкозернистого ($f = 26,7\%$). Есть черный шерл и более распространенный красно-бурый дравит. Светло-желтый в проходящем свете дравит в соприкосновениях с пиритом и пирротинном приобретает темно-зеленовато-бурю окраску шерла. В кварцитах р. Амедачи отмечен светло-зеленый, бесцветный в проходящем свете, дравит с $N_o = 1,650$, $N_e = 1,628$ [Сердюченко и др., 1960].

Дюмортьерит наблюдается редко, обычно в силлиманит-турмалиновых разностях пород в виде разрозненных столбчатых индивидов или скоплений неправильных зерен, приуроченных к силлиманиту и турмалину. Он заметно плеохроирует: по N_p — розовато-фиолетовый, сине-зеленый, фиолетовый, по N_g — светло-голубой, светло-фиолетовый, бесцветный, нередко полисинтетически sdвойникованный.

Турмалиновые кварциты, кроме кварца, турмалина, силлиманита, гематита, графита и дюмортьерита, иногда содержат плагиоклаз ($N^{\circ}28$), кордиерит, красно-бурый по N_g биотит и магнетит. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, пиритом и рутилом. В некоторых пробах этих пород отмечены повышенные содержания Sn, Au, V и др.

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 обособленные залежи. Эти турмалинсодержащие гнейсы ассоциируются также с амфиболовыми и диопсидовыми породами и магнетитовыми рудами, а также с турмалинсодержащими, диопсидовыми, роговообманковыми, биотитовыми, флогопитовыми, скаполитовыми породами, обогащенными апатитом и сульфидами.

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. Турмалин, биотит и силлиманит образуют разобщенные прослойки, обычно турмалин и силлиманит разобщены, но изредка наблюдаются силлиманит-турмалиновые и биотит-силлиманит-турмалиновые слои.

Турмалины описываемых пород разнообразны по составу, свойствам и формам. Это мелкие округлые, вытянутые, столбчатые и неправильные зерна, размером до 3 мм, располагающиеся полосками и цепочками согласно слоистости. В гранитизированных же разностях турмалин крупнее и идиоморфнее. Турмалин образует сростания с биотитом, а силлиманит наблюдается в нем в виде короткостолбчатых и игольчатых включений. По составу он относится к ряду шерл—дравит. Цвет варьирует от светло-коричневого, желто-бурого до темно-зеленого и смоляно-черного. Развит преимущественно шерл. Плеохроизм изменчив от резко плеохроирующих до слабо окрашенных разностей: по *No* — светло-зеленовато-желтый, светло-желтый, коричневатозеленый, густозеленый (1,643—1,654), по *Ne* — бесцветный, светло-желтый, зеленовато-желтый, светло-розовый (1,618—1,628). В высокоглиноземистых породах турмалины относительно мало-железисты, бедны кальцием и богаты щелочами и глиноземом по сравнению с турмалинами из диоксид-рогообманковых пород [Сердюченко и др., 1960; Кулиш, 1964, 1973].

В верхнеалданской и федоровской свитах иенгской серии в между-речье Тимпана, Алдана и Амедици местами наблюдаются небольшие пропластки биотитовых, турмалинсодержащих гнейсов, полосчатость которых создается чередованием биотитовых, биотит-полевошпатовых и турмалин-полевошпатовых прослоек. Содержание турмалина составляет иногда 7%. Полевые шпаты представлены плагиоклазом (№ 25—40), реже ортоклазом и микроклином. Повсеместно в гнейсах отмечаются одиночные зерна и агрегаты апатита, пирита, реже пирротина, сфена и графита, достигающие иногда 3%. В отношении глиноземистости породы умеренны ($A = \pm 10$).

Д.П. Сердюченко и др. [1960] описали в Алданских железорудных месторождениях турмалин-биотит-силлиманит-графитовые парагнейсы, пласты которых мощностью до 29 м залегают в междунной 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 (дравита) плеохроируют по *No* — светло-желтый (1,644), по *Ne* — бесцветный (1,620). Автором отмечены турмалин- и графитсодержащие сланцы, в которых встречаются корунд, силлиманит, пирит и вторичный кианит. Темно-буровато-зеленый турмалин здесь представлен обособленными зернами, кристаллами и их агрегатами.

В толщах федоровской свиты, преимущественно в районе Алданских 8. Зак. 441

железородных месторождений, на определенных стратиграфических уровнях среди роговообманковых, роговообманково-диопсидовых, диопсидовых, реже биотитовых плагиогнейсов и сланцев, диопсидовых пород, флогопитовых слюдитов, амфиболитов и кальцифиров отмечены турмалинсодержащие разности этих пород (исключая кальцифиры), носящие меланократовый характер и сходные по облику с основными амфибол-клинопироксеновыми сланцами.

Это — диопсид-турмалиновые, плагиоклаз-турмалиновые, реже диопсид-роговообманково-турмалиновые, диопсид-скаполит-турмалиновые, диопсид-плагиоклаз-турмалиновые и еще реже диопсид-флогопит-турмалиновые разности. Они в той или иной мере обогащены магнетитом (от долей до 30%), образующим разобщенные округлые и изометричные индивиды, их полосчатые, линзовидные и другой формы агрегаты, они субпараллельны слоистости пород. Пластовые и линзовидные залежи, согласные общему напластованию толщи, имеют мощность от 0,5 до 30 м.

В этих образованиях количество турмалина варьирует от единичных зерен, беспорядочно или цепочечно разбросанных в породе, до турмалинсодержащих и турмалиновых пород, где турмалин (1–50%) играет роль породообразующего минерала и далее до почти мономинеральных турмалинитов. Последние образуют слойки до 50 см.

Породы обычно среднезернисты, реже мелко- и крупнозернисты. Сложение массивное, полосчатое, слабополосчатое, последнее обусловлено послынным распределением одного из минералов (турмалина, диопсида, плагиоклаза, магнетита и др.) или их ди- и триминеральных ассоциаций.

Взаимодействия минералов, как правило, простые, реже более сложные, вызванные взаимным включением их один в другого, более сложные соотношения характерны для турмалина и скаполита. Соотношения минералов равновесные, унаследованные от регионального метаморфизма толщ.

Турмалин образует разобщенные индивиды призматических, удлиненных, округлых и иных форм или формирует разнообразные агрегаты. Состав его варьирует в пределах шерла и железистого дравита, что выражается в его плеохроизме и преломлении. Его *No* — черный, темно-зеленый, темно-сине-зеленый, зеленовато-синий и др. (1,650–1,675), а *Ne* — светлый розовый, коричневый, коричнево-желтый, розовато-коричневый, голубой, бесцветный (1,625–1,645).

Для этих пород характерно присутствие (до 5%) апатита, пирита, реже пирротина, сфена, графита, обычно полосчато распределенных в виде отдельных зерен, их цепочек, полосок, линзочек, согласных со слоистостью этих образований. В регрессивно-изменной плагиоклаз-турмалиновой породе, содержащей также отдельные зерна роговой обманки, Д.П. Сердюченко и др. [1960] описали прерывисто-полосчатые, неправильно-жилковатые и зернистые выделения флюорита, предполагая его сингенетичную природу с ассоциацией плагиоклаз-турмалина и в конечном счете осадочное происхождение.

Местами отмечены биотит-диопсидовые малокварцевые и бескварцевые турмалинсодержащие плагиосланцы, полосчатые за счет чередования диопсидовых, диопсид-биотитовых, плагиоклаз-биотитовых и турмалин-плагиоклазовых слойков. Кварц тяготеет к плагиоклазу (№ 45–55), биотит

плеохроирует от красновато-бурых и бурых до желтых и светло-коричневых. Здесь имеются также редкие зерна роговой обманки и апатита, соприкасающиеся с диопсидом.

Турмалинсодержащие (до 30%) амфиболиты, массивного и полосчатого сложения образуют согласные пластовые залежи. Роговая обманка имеет призматические, удлиненные, изометричные зерна, плеохроирующие от сине-зеленого до светло-коричневого и желтого с зеленоватым оттенком, турмалин (шерл) — округлые, удлиненные, неправильные зерна и агрегаты, соприкасающиеся по простым и четким границам с роговой обманкой, включенные в нее или ее включающие. Он плеохроирует резко от почти черного и темно-зеленого с синеватым оттенком до желтого, светло-коричневого, коричневого цветов. В породе развиты округлые, изометричные зерна магнетита (до 5%), изредка более редки апатит и пирит.

Турмалинсодержащие породы федоровской свиты нередко подвержены в различной степени гранитизации (метасоматозу) и регрессивным воздействиям, обусловившим более сложные взаимодействия минеральных индивидов и появление вторичных — роговой обманки, скаполита, флогопита, мусковита, эпидота и т.д. Метасоматические процессы приводили к активному переотложению вещества первичных турмалинов, создавая здесь промышленные концентрации людовигита, аширита, датолита, турмалина и других боратов.

В петрохимическом отношении турмалинсодержащие породы несут те же черты, что и аналогичные им бестурмалиновые породы: кварциты, высокоглиноземистые, биотитовые и амфибол-пироксеновые гнейсы и сланцы, корундиты, графит-сульфидные, диопсидовые и скаполитовые породы, амфиболиты и т.п. [Сердюченко и др., 1960; Кулиш, 1964, 1973]. Для них характерно содержание V_2O_5 от 0,1 до 5,0%, а в турмалинитах оно достигает 10%. Количество $MnO = 0,01 \div 0,05\%$, обычное для алданских пород, повышается до 0,12% в турмалинсодержащих кварцитах Окурданских гольцов, где развиты марганценозные породы [Л. Кулиш, Е. Кулиш, 1974]. Аномально высокое содержание TiO_2 отмечено в силлиманит-кордиеритовом сланце (обр. 8136), содержащем биотит, турмалин, графит и рутил [Кулиш, 1973].

Таким образом, в катархей-нижнеархейских толщах западной и центральной частей Алданского щита имеются следующие типы стратифицируемых турмалинсодержащих (бороносных) пород: кварциты, высокоглиноземистые гнейсы и сланцы, биотитовые гнейсы, корундиты, графит- и сульфидсодержащие породы, диопсид-плаггиоклаз-флогопитовые породы, скаполитсодержащие породы и амфиболиты.

Большинство исследователей алданского архея [Сердюченко и др., 1960; Маракушев, 1958; Кулиш, 1964, 1973; и др.] считают, что турмалин в этих породах обусловлен первичным содержанием бора в осадочных образованиях. Л.И. Шабынин [1958] рассматривает турмалин как метасоматический, связанный с привносом бора из аляскитовых гранитов, а Е.П. Миронюк и др. [1971] предполагают, что турмалиновые кварциты представляют собой продукты привноса бора из протерозойских гранитов.

На первично-осадочную природу бора указывает повышенное содержание турмалина, наблюдаемое лишь в определенных пластах конкретного стратиграфического положения, представленных силлиманит-, корунд-

графитсодержащимися гнейсами, сланцами, кварцитами, согласными и переслаивающимися с типичными парапородами различного состава. Переходы турмалиновых пород в другие осадочно-метаморфические образования по своим особенностям могут рассматриваться как седиментогенные. Турмалиносодержащие пласты и горизонты выдержаны по простиранию на значительные расстояния. Рассматриваемые образования обогащены типичными минералами метаморфических парапород: гематитом, графитом, силлиманитом, корундом и др. Турмалиносодержащие породы характеризуются полосчатостью, которая совпадает с напластованием сопредельных лачек.

Турмалин образует пропластки, обогащенные линзы или цепочки зерен, согласные с общим напластованием пород. Соотношение Al, Fe, Mg в турмалинах этих пород показывает на их принадлежность к группе метаморфических, а не метасоматических образований. По сравнению с турмалинами из магнезиально-скарнированных пород Алданских железорудных месторождений турмалины из глиноземистых пород значительно обогащены глиноземом относительно Fe и Mg. Турмалин, силлиманит, графит, кварц, гематит и другие метаморфогенные минералы парапород сингенетичны и возникли в результате перекристаллизации осадочного вещества при региональном метаморфизме. Пространственной связи аляскитовых и протерозойских гранитов с турмалиновыми породами описываемых типов не имеется. Турмалин этих пород при гранитизации корродируется микроклином или образует кварц-турмалиновые и другие боратсодержащие породы и турмалиновые пегматиты, материал которых испытывает локальные перемещения.

Исходя из первичной природы турмалиносодержащих пород, можно заключить, что они в генетическом отношении представляют достаточно широкую гамму пород: кварцевые пески, кремнистые породы, высокоглиноземистые глины, бокситы, алевролиты, мергели, карбонатно-силикатные породы и эвапориты, в той или иной мере обогащенные хемогенными и, возможно, вулканогенными соединениями бора — преимущественно магнезиальными боратами [Сердюченко и др., 1960; Кулиш, 1964, 1973; и др.]. То, что подавляющее количество концентраций бора типично-осадочное, а не вулканогенное и вулканогенно-осадочное, подтверждается крайне слабой распространенностью турмалиносодержащих пород в существенно вулканогенных толщах верхнетимптонской и тимптонской серий.

Эти преимущественно прибрежные отложения формируются в малоглубинных, отшнурованных лагунных частях морских бассейнов, и там создаются благоприятные условия для осаждения магнезиальных боратов с вышеперечисленными типами осадочных пород, а также с высокоокисленными железистыми, марганцевыми и другими соединениями. К фациям большей глубинности относятся мергелистые и карбонатные бороносные осадки, в той или иной мере содержащие хемогенные, а может быть, и биогенные фосфаты, а также образования застойного дна, обогащенные, кроме боратов, углеродистым веществом и сульфидами (турмалин-графит-сульфидные породы).

В турмалиносодержащих породах распределение турмалина обычно четко послойное, реже он формирует ди- и триминеральные ассоциации, что унасле-

довано от послойного распределения осадочных боратов. Однако местами такие текстуры приобретают менее контрастный характер, как бы сглаживаются, становятся более массивными. Это может быть объяснено первичным перемешиванием седиментогенного материала, или образованием его в условиях диагенеза при взаимодействии соприкасающихся пропластков различного состава, или как следствие регионального метаморфизма, учитывая должную подвижность соединений бора в условиях высоких T и P .

Накопление бороносных осадков в морских толщах нижнего докембрия — явление, относительно широко распространенное и достаточно разнообразное. Особенности формирования концентраций бора в морских высокоглиноземистых осадках Алдана детально рассмотрены автором [Кулиш, 1973], а в других докембрийских формациях — Д.П. Сердюченко и др. [1960, 1967] и др. Бор соосаждается с Al , Mg , Fe^{2+} , Fe^{3+} , Si , Ca , Mn , Ti и другими элементами, причем этот процесс дифференцирован и носит свои специфические черты в тех или иных литофациальных условиях. В.М. Гольдшмидт, К. Петерс [1938] и другие исследователи отмечают прогрессирующее уменьшение содержания бора в морской воде от архея до настоящего времени. Среднее содержание бора в архейских породах составляет 0,0068%, в протерозойских — 0,0066%, в фанерозойских глинах — 0,0012%, в то время как кларк бора литосферы в целом — 0,0013%.

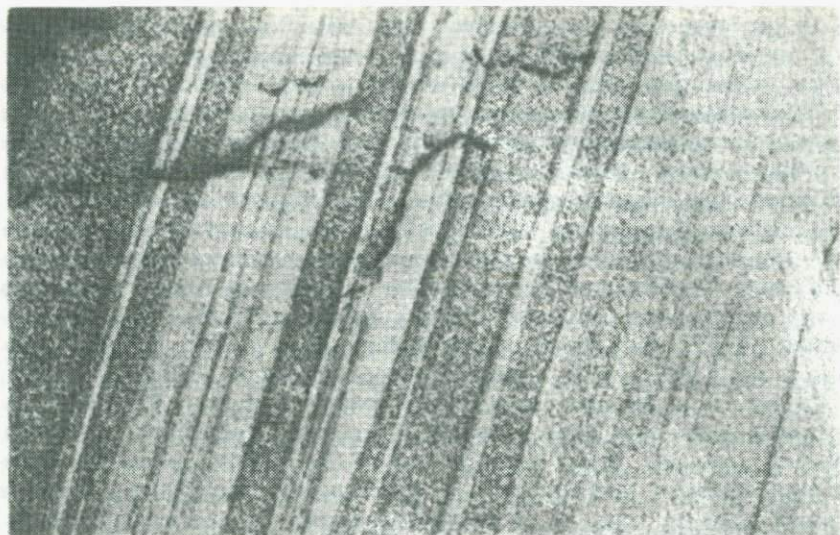
Следовательно, в архее условия для накопления боратов были достаточно благоприятными и разнообразными, но в целом процессы формирования концентраций бора в алданское (катархей-нижнеархейское) время принципиально не отличаются от таких же явлений в неогее.

ГРАНУЛИТЫ

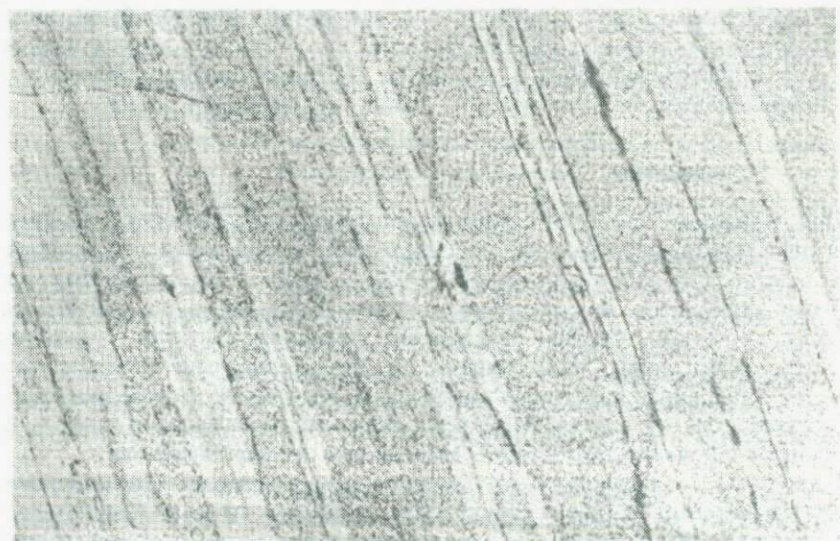
Под термином "гранулит" среди пород алданского комплекса понимается лейкократовая полосчатая или массивная порода, состоящая из полевых шпатов (40–90%), кварца (10–50%) и граната (0–15%). Имеются разновидности гранулитов, не содержащие граната. В породе также отмечаются (0–5%) кордиерит, биотит, силлиманит, гиперстен, магнетит, ильменит, гематит, графит, пирит, халькопирит и др. Характерна гранулитовая структура, обусловленная линзовидными зернами, агрегатами и слоями кварца, вытянутыми субпараллельно гнейсовидности, хотя нередко структура гранулитов в большей мере гранобластовая или порфиробластовая.

Гранулиты в алданском глубокометаморфизованном (гранулитовая фация) и интенсивно гранитизированном комплексе развиты преимущественно в толщах тимптонской и в меньшей мере в верхнетимптонской сериях, где они слагают линзы и пласты мощностью до 25 м. а также достаточно протяженные горизонты.

Реже гранулиты наблюдаются среди пород иенгской и джелтулинской серий в виде редких, маломощных пластов, пропластков и линз. Гранулиты образуют монопородные залежи, или в них залегают пропластки других гнейсов и сланцев, или они переслаиваются тонко или грубо с породами иного состава и сложения (рис. 7). Отмечена ритмичная слоистость, например лейкократовый гранулит слагает подошву ритма, а сверху формируется биотитовый или графит-биотитовый сланец и т.п. Залежи гранули-



Р и с. 7. Переслаивание гранулитов с гранат-биотит-гиперстеновым гнейсом, 1:7



Р и с. 8. Полосчатая текстура гранатового гранулитов, 1:3

тов по простиранию имеют с другими паранородами резкие, постепенные или иные взаимные переходы. Обычно гранулиты переходят в высокоглиноземистые породы, кварциты, биотитовые и гиперстеновые лейкократовые гнейсы и др.

Гранулиты — светло-серые, белые, розоватые, коричневатые, мелко- и среднезернистые породы с порфиробластами граната. Полосчатость и

гнейсовидность пород от тонкой до грубой вызвана субпараллельным расположением вытянутых линзовидных зерен, агрегатов кварца и различиями в составе полос, то более мощных лейкократовых, то более тонких меланократовых (рис. 8). Полосчатость пород подчеркивается также чередованием пропластков различной зернистости или переслаиванием кварцевых и полевошпатовых пропластков. Полосчатость нередко усилена мигматизацией или дифференциальными движениями в период складкообразования.

По минеральному составу среди гранулитов выделяется ряд разновидностей. Наиболее тонкополосчатые гранатовые, гранат-биотитовые, развиты преимущественно среди биотит-гранатовых гнейсов и сланцев, а гиперстеновые и гиперстен-биотитовые, менее полосчатые и слабополосчатые залегают среди гиперстеновых и клинопироксен-роговообманковых пород. По характеру полевых шпатов выделяются ортоклазовые гранулиты (более распространенные) и плагиигранулиты.

Плагιοклаз ($N = 25 \div 43$) образует изометричные, угловатые и вытянутые зерна, иногда с облачным и волнистым погасанием. Зональность не отмечена. Иногда наблюдаются обильные тонковолокнистые, лентовидные и линзовидные антипертитовые субпараллельные вроски (до 40%). На стыках с калиевыми полевыми шпатами изредка появляются мирмециты. Вариации составов плагииоклазов даже в пределах одного штуфа достигают 13% анортитового компонента. Основные плагииоклазы развиты обычно в плагиигранитах.

Калиевый полевой шпат представлен неправильными вытянутыми и изометричными зернами ортоклаз-пертита, а в гранитизированных и деформированных участках появляется решетчатый микроклипертит. Калиевые полевые шпаты содержат обильные тонкоструйчатые волосовидные "шелковистые" микропертиты распада с пертитами веретеновидной, волокнообразной и стебельчатой формы, имеющие в пределах конкретного зерна определенную субпараллельную ориентировку. Пертиты составляют 30–50% и относятся к кислому олигоклазу. Отмечаются включения округлых зерен кварца.

Индивиды и агрегаты кварца чаще всего вытянутые, веретеновидные, линзообразные, овальные, стебельчатые, брускообразные и т.д., реже округлые или неправильные с угловатыми, плавными, зубчатыми и лапчатыми ограничениями. Зерна даже в пределах одного агрегата разновелики. Выделения кварца и порфиروبласты граната нередко облекаются пластинами биотита и силлиманита, а удлиненные гранулы кварца содержат в себе также вытянутые согласно зерна полевых шпатов, причем коррозионных явлений между ними не отмечено. Большинство гранулитов представляет типичные S-тектониты. Нередко встречаются поясовые R-тектониты, у которых плоскость расположения оптических осей перпендикулярна плоскости S и линии "А". Все зерна кварца имеют неправильные резкие, реже сглаженные погасания: волнистое, полосчатое, решетчатое, пятнистое, мозаичное, облачное и струйчатое. Некоторые зерна кварца псевдодвуосны, угол 2V достигает 5°. Мелкие зерна магнетита, гематита, силлиманита, акцессорных минералов, а также тонкие иголки рутила образуют включения в кварце.

Гранат представлен изометричными, иногда слабоидiomорфными порфиробластическими или вытянутыми зернами или их агрегатами с неров-

ными ограничениями, размером до 15 мм. Гранат распределен в породе равномерно или концентрируется в виде полос, линз и цепочек зерен, согласных слоистости. Лишь в редких случаях зерна граната компактны, обычно они трещиноваты. Он содержит нередко обильные округлые включения кварца, полевых шпатов, магнетита, биотита, рутила, иногда силлиманита, графита, приобретая при этом ситовидное строение. Гранат розовый, красный, иногда буровато-красный макроскопически, в проходящем свете бесцветный, слабо-розовый (обычно в ортоклазовых породах), его $N = 1,757 \div 1,809$. Гранат относится к альмандин-пироповым разновидностям с железистостью 55–80%, а в одном случае отмечено 37%. Гранаты содержат пиропа 20–43%, спессартина 0,6–3,1%, а в одном случае (р. М. Нихот) — до 13%, гроссуляра 1,8–11,8%. В гранате из одного биотитсодержащего гранулита (р. М. Модемкон) установлено до 2,3% скиагита. В гранатах гранулитов не отмечено андрадита [Кулиш, 1976б]. Железистость граната зависит от состава породы и с небольшими отклонениями равна ей, что объясняется практически полным отсутствием здесь других железомagneзиальных минералов. Содержание спессартина и гроссуляра в гранате также прямо зависит от концентрации марганца и кальция в породе.

Кордиерит, биотит, гиперстен и другие второстепенные минералы имеют практически те же характеристики, что и в высокоглиноземистых кварцсодержащих породах [Кулиш, 1973]. В силлиманитсодержащих гранулитах отмечены единичные зерна корунда, турмалина и джюмюртерита.

Акцессорные минералы представлены нижеследующими видами, большая часть зерен и кристаллов которых несет явные, нередко весьма значительные следы деформации.

Циркон наблюдается в различных формах. Это мелкие до пылевидных, окатанные, округлые, розоватые, розовые и красные зерна, призматические, короткопризматические и изометрические кристаллы с ровной или изъеденной, ямчатой поверхностью, зачастую в той или иной мере окатанные, отполированные. Цирконы трещиноваты, по трещинам имеются гидрокислы железа. Цвет буро-красный, красный с различной густотой, молочно-белый, некоторые призматические кристаллы малиново-фиолетовые. Иногда отмечаются бурые, гиацинтовые кристаллы с ямчатой поверхностью граней.

Монацит — толстотаблитчатые, пластинчатые, редко призматические кристаллы, большая часть которых в различной степени окатана. Часто отмечаются шарообразные и эллипсоидные зерна монацита. Они медово-желтые, оранжево-желтые, буроватые, розовые, прозрачные или полупрозрачные.

Рутил представлен окатанными зернами, призматическими с пирамидальными окончаниями, длинностолбчатыми и тонкими удлинено-призматическими кристаллами. Грани первых двух видов кристаллов зачастую сглажены. Кристаллы черные, темно-красные, красно-оранжевые.

Апатит — окатанные и неправильной формы зерна, короткостолбчатые и призматические кристаллы, нередко по-разному окатанные, бесцветные, желтоватые, буроватые и перламутровые.

Среди акцессориев отмечаются также ортит, анатаз и брукит, имеющие те же характеристики, что и аналогичные минералы из высокоглиноземистых гнейсов и сланцев [Кулиш, 1973].

Химический состав гранулитов характеризуется относительно широкими колебаниями содержаний петрогенных и величинами петрохимических компонентов (табл. 11). Породы всегда содержат кварц ($\text{SiO}_2 = 57 \div 74\%$). Существенные кварцевые породы ($\text{SiO}_2 > 74\%$, кварца $> 70\%$), хотя и имеющие гранулитовую структуру, относятся уже к кварцито-гнейсам [Кулиш, 1973]. Здесь линзовидные агрегаты полевых шпатов размещены среди полосчатой массы кварца. Гранулиты достаточно глиноземисты ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 10 \div 21\%$), большая часть из них высокоглиноземисты, а часть — низкоглиноземисты ("А" от -29 до $+110$; см. табл. 11), к низкоглиноземистым относятся плагиогранулиты, содержащие гранат с заметными количествами гроссуляра, а также апатит. В одних гранулитах калий преобладает над натрием, в других — наоборот ($\text{K}_2\text{O} = 0,4 \div 5,7\%$; $\text{Na}_2\text{O} = 0,1 \div 4,86$), соотношение CaO и Na_2O определяется $n = 9 \div 81$ ($\text{CaO} = 0,85 \div 6,29\%$), что указывает на широкие вариации составов плагиоклазов в породах. Железистость пород также весьма варьирует: $f = 17,7 \div 92,7$; Φ от $-34,6$ до $+94,5$, но в целом достаточно высокая, что отражается прежде всего на железистости граната ($\text{MgO} = 0,14 \div 3,60\%$). Соотношения FeO и Fe_2O_3 определяются "В" $= 0 \div 3,5$ ($\text{FeO} = 0,15 \div 14,73\%$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 0,24 \div 6,20\%$). Высокие содержания Fe_2O_3 отмечены в гематит-содержащих разностях пород. Количества $\text{TiO}_2 = 0,03 \div 1,07\%$, $\text{MnO} = 0,02 \div 0,20\%$ находятся в норме для обычных кварцсодержащих метаморфических пород, за исключением одного гранулита (р. М. Нихот), где $\text{MnO} = 1,78\%$, в гранатах которого отмечено аномально высокое содержание спессартина (до 13%).

По химическому составу гранулиты сопоставимы с кварцсодержащими высокоглиноземистыми или нормальными в отношении глинозема биотит- и гиперстенсодержащими гнейсами алданского комплекса.

Литологический анализ гранулитов алданского комплекса показал, что они представляют собой метаморфизованные осадочные и в меньшей мере вулканогенно-осадочные породы.

На их первично-осадочную природу указывают следующие признаки. Гранулиты образуют выдержанные пласты и линзы, согласные с другими парাপородами. Они занимают определенное стратиграфическое положение. Разности, обогащенные марганцем, титаном, углеродом, серой, также залегают согласно. Характер переходов рассматриваемых пород в образования другого состава сопоставим с литолого-фациальными переходами в осадочных породах. Полосчатость гранулитов первичная, она субпараллельна залеганию гранулитового пласта и линзам и пластикам других парাপород, сопредельных пласту гранулитов или в него включенных. В создании характерных (гранулитовых) структур гранулитов с линзовидными выделениями кварца и других минералов, а также и их тонкой полосчатости, кроме первичного осадочного распределения материала, местами заметную роль играют значительная дифференциация вещества при метаморфизме и послонно направленные дислокации, протекавшие синхронно при повышенной пластичности пород. В гранулитах имеются унаследованные от осадочных пород окатанные и деформированные зерна и кристаллы цирконов, монацитов и других аксессуаров. Химический состав гранулитов сопоставим с глинисто-мергелистыми осадочными и в меньшей мере с лейкократовыми, кислыми вулканогенно-осадочными породами.

Таблица 11

Химический состав гранулитов

№ 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	Σ	f	Φ	B	A	n
1	—	—	—	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	10,31	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	62,57	0,38	21,08	6,20	0,86	0,08	2,07	3,54	2,00	0,60	0,37	99,75	17,7	-34,6	3,5	107	49
6	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
7	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
8	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
9	68,64	0,05	14,30	Н.о.	5,45	0,05	0,25	1,25	3,10	6,80	0,20	100,09	92,7	—	—	-4	18,0
10	69,84	0,31	15,86	0,18	2,98	0,02	2,53	0,85	4,86	2,18	0,33	99,94	39,4	38,8	0,02	40	9
11	69,90	0,02	14,22	0,24	5,03	0,11	0,14	1,02	3,82	5,71	0,22	100,43	94,6	94,5	—	-1	13
12	70,64	0,48	14,91	1,44	1,51	0,06	1,65	6,29	2,68	0,40	0,11	100,17	33,8	22,6	0,4	-13	56
13	72,50	0,03	15,16	0,35	0,74	0,04	0,30	1,22	4,00	5,13	0,42	99,89	58,8	53,3	0,2	8	14
14	72,70	Н.о.	14,15	0,53	0,61	0,04	0,22	1,90	4,60	5,60	0,18	100,53	19,0	12,8	0,4	-29	19,6
15	73,02	Н.о.	14,67	0,50	0,15	0,03	0,24	1,38	4,4	4,6	0,18	99,17	28,5	—	1,5	0	14
16	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

Примечание. 1. Обр. 265а. Гранатовый гнейс (гранулит). Н.И.Мошкин, 1962 г. 2. Обр. 2963/56. Гранатовый слабополосчатый гранулит с редким биотитом, р. Бишь. 3. Обр. Ф-21. Гранатовый гранулит с редким биотитом, р. Б.Молемкон. 4. Обр. 1505. Гранатовый гнейс (гранулит), р. Пр.Чульман, А.К.Судовиков и др., 1965 г. 5. Обр. 505/2. Гранатовый гранулит, р. Богуллье. Сборы Б.М.Юшманова, 1967 г. P₂O₅ = 0,22%. 6. Обр. Е-3018. Гранатовый гранулит, р. М.Нихот. 7. Обр. С-32. Гранатовый, лейкократовый гранулит, р. Сутам. 8. Обр. 8057. Гранатовый гранулит с редким биотитом, р. Амбардах. 9. Обр. 1273. Гранат-биотитовый гранулит, р. Учур, 6 км ниже устья р. Медвежья. Сборы Р.Ф.Черкасова, 1970 г. P₂O₅ = 0,11%. 10. Обр. 8045. Гранатовый гранулит, р. Сутам. 11. Обр. 1742. Биотит-гранатовый гранулит с микроклином, р. Тимитон, 5 км ниже устья р. Ивановка. Сборы Р.Ф.Черкасова, 1970 г. P₂O₅ = 0,07%. 12. Обр. 138е. Гиперстенный гранулит с биотитом, диопсидом, роговой обманкой, р. Тимитон [Коржинский, 1936]. 13. Обр. 8073. Гранатовый гранулит, подверженный гранитизации, р. Сутам у р. Абрамова. Сборы автора. 14. Обр. 1145/55. Гранатовый гранулит с микроклином р. Тас-Юрях. Сборы В.В.Архангельской, 1959 г. P₂O₅ = 0,02%. 15. Обр. 253. Калишатовый гранулит (гранатовый), р. Тас-Юрях. Сборы В.В.Архангельской, 1959 г. P₂O₅ = 0,04%. 16. Обр. 8048. Лейкократовый гранатовый гранулит, р. Сутам. Образцы 2, 3, 6-10, 13 - сборы автора.

Все это дает основание заключить, что основная масса гранулитов алданского комплекса возникла из песчано-глинистой, глинисто-мергелистой толщи, в той или иной мере обогащенной доломитом, кальцитом, сидеритом и гидроокислами железа [Коржинский, 1936; Кулиш, 1973]. Содержание первичных компонентов варьирует послойно, что нашло отображение в полосчатости большинства гранулитов. Значительная лейкократовость основной массы гранулитов обусловлена небольшими содержаниями железомagneзиальных компонентов в первичных осадках. Лейкократовые, обогащенные кварцем гранулиты возникли за счет аркозовых песчаников; гранат-силлиманитовые — за счет глинистых пород, содержащих то или иное количество каолина; гиперстен-гранатовые, гиперстеновые и кордиеритовые — из слабомергелистых, гидрослюдистых, хлоритовых глинистых пропластков. Породы, обогащенные кальцитом, дали плагиоразности.

P. Eskola [1952] считает, что кордиеритовые гранулиты, так же как и лаанилиты, хотя и сильно варьируют по химическому составу, но в целом обнаруживают большое сходство с составом глинистых осадков. Силлиманитсодержащие гранулиты, приближающиеся по составу к кандалитам Индии и Шри-Ланка происходят из существенно каолиновых глин.

Гранулиты с графитом и сульфидами — первично-сапропелевые сульфидизированные осадки (темные сланцы), так как сходны с ними не только по обилию углерода и серы, но и по составу главных компонентов. Определение отношения изотопов C^{12}/C^{13} графита из алданских гранулитов показывает, что его углерод имеет органическое происхождение [Св. Сидоренко, А. Сидоренко, 1975].

Гранулиты, залегающие среди первично-вулканогенных и вулканогенных образований, лейкократовые, в той или иной мере выветрелые или гальмиролизированные туфами или другими вулканитами кислого или среднего состава, а также их перетолженными разностями, в результате чего произошло изменение морфологии их залегания и химического состава, прежде всего в отношении щелочей и кальция.

Редкие разности гранулитов с гранатом и кордиеритом и содержащие небольшое количество кварца и полевых шпатов, названные лаанилитами, по составу несколько отличаются от нормальных изверженных или осадочных пород и являются, вероятно, местными продуктами метаморфической дифференциации [Tuominen, Mikkola, 1950].

Некоторые исследователи алданского архея предполагают, что определенная часть полосчатых гранулитов представляет своеобразные бластомилониты. Они, как правило, дискордантны слоистым толщам пород.

В алданском комплексе развит и другой генетический тип пород, который определяется исследователями этого региона как гранулит. Это белые, желтоватые, розовые, светло-серые породы от мелко- до крупнозернистого сложения, реже слабполосчатые, чаще массивной структуры. Они слагают своеобразные зоны, неправильные тела, тяготеющие к залежам аляскитовых и других гранитов, к интенсивно гранитизированным и мигматизированным породам, с которыми эти гранулиты имеют постепенные переходы. Стратиграфической приуроченности к определенным уровням или пластам конкретных пород не отмечено. Структура этих образований обычно гранобластовая. Породы состоят из микроклин-микропертита (до 70%), плагиоклаза (до 10%), кварца (до 30%), гра-

ната (до 10%), иногда биотита и гиперстена (до 5%). Характерны реакционные взаимоотношения минералов, особенно микроклина, замещающего плагиоклаз. Этот тип гранулитов — продукт гранитизации лейкократовых кварц-полевошпатовых суперкристалльных пород Алданского щита или представляет фациальные разности реоморфных нижнеархейских гранитоидов.

Таким образом, в нижнеархейском алданском комплексе имеется несколько генетических типов пород, определяемых как гранулиты. Гранулиты, залегающие в виде стратифицируемых линз и пластов, как правило полосчатых, произошли за счет метаморфизма песчано-глинистых, глинистых осадочных толщ, а также вулканогенно-осадочных образований. Гранулиты с blastsмилонитовыми структурами, discordантные слоистым толщам, явились следствием весьма дифференцированных тектонических движений в дизъюнктивных зонах. Гранулиты, генетически и пространственно связанные с аляскиотовыми и другими архейскими гранитами и зонами гранитизации, возникли в процессе ультраметаморфизма суперкристалльных толщ или представляют фациальные разности реоморфных гранитов.

Аналогичные генетические разности гранулитов имеют место и среди метаморфических комплексов архея, протерозоя и фанерозоя других регионов мира.

МЕТАБАЗИТЫ И МЕТАУЛЬТРАБАЗИТЫ

В алданском комплексе широко развиты основные по составу сланцы, амфиболиты, метапироксениты, чарнокиты и другие базитовые и ультрабазитовые метаморфические породы. К базитовым метаморфическим породам относятся основные кристаллические сланцы амфибол-пироксен-плагиоклазового состава, основные чарнокиты и амфиболиты, которые содержат темноцветных минералов 36–90% и $\text{SiO}_2 = 45 \div 55\%$. Метаультрабазиты (метапироксениты, ультраосновные чарнокиты, оливин-пироксеновые породы, оливиниты и др.) представляют образования, содержащие темноцветные минералы $> 90\%$ и $\text{SiO}_2 > 45\%$.

Эти породы составляют часть катархей-нижнеархейского суперкристалльного комплекса, как и другие породы толщ, испытавшие интенсивный региональный метаморфизм, ультраметаморфизм и пликативные дислокации, существенным образом затушевавшие первичную природу этих образований. Метаморфические базитовые и ультрабазитовые породы Алданского щита по своей природе гетерогенные: первично-осадочные, вулканогенно-осадочные, вулканогенные и интрузивные, демонстрируя при метаморфизме удивительную конвергентность [Коржинский, 1936; Судовиков и др., 1962; Дзевановский, 1958; Кулиш, 1975б, 1976а; и др.].

Реконструкция их природы связана с большими трудностями и проводится с определенной условностью, вызванной конвергенцией, так как осадочные и магматические породы, близкие по химическому составу к основным петрогенным компонентам, могут переходить при метаморфизме в образования, крайне сходные по минералогическому составу, формам залегания, строению и т.п. Кроме того, основные породы вулканогенно-осадочного происхождения, в частности амфиболиты, имеют

признаки, свойственные и осадочным, и магматическим образованиям. Далее такие осадочные породы, как мергели и кварц-карбонат-силикатные породы, при региональном метаморфизме, теряя углекислоту, преобразуются в амфибол-пироксен-плагиоклазовые породы, близкие по химическому и минеральному составу к метаморфизованным магматическим образованиям.

Установление природы этих образований в каждом конкретном случае проводилось методами литологического анализа, разработанными А.В. Сидоренко и др. [1972], В.В. Закруткиным [1981], которые позволили выполнить глубокое и всестороннее исследование природы, особенностей состава и строения, генетических аспектов прежде всего первично-осадочных и вулканогенно-осадочных парабазитов и параультрабазитов в докембрийских комплексах.

Вместе с тем изучение первично-магматических доскладчатых и дометаморфических базитовых и ультрабазитовых образований в катархей-нижнеархейских толщах Алданского щита, выяснение их характера, положения и распространенности представляют значительный интерес для познания особенностей развития геотектонических структур того периода, эволюции их магматизма и особенно вулканизма в формировании раннедокембрийских подвижных областей, т.е. одной из важных сторон осадочной геологии докембрия. Ниже основное внимание уделяется метаморфизованным основным и ультраосновным магматическим образованиям.

В катархей-нижнеархейской толще Алданского щита роль основных и ультраосновных метаморфических пород значительна, но для различных крупных стратиграфических (геотектонических) подразделений она неравнозначна [Кулиш, 1976а].

Распространенность амфиболитов (пара- и орторазностей) составляет 1,1%, метапироксенитов и метаперидотитов — 0,1%. Если же учесть, что часть пород, описываемых алданскими геологами как основные кристаллические сланцы, представляет собой, по существу, мезократовые амфиболиты, основные чарнокиты и метапироксениты, часть же пород испытала гранитизацию и превращена в биотитсодержащие более лейкократовые разности, а среди группы амфиболсодержащих гнейсов и сланцев к амфиболитам может быть отнесено 20%, из группы пироксенсодержащих — 5% к пироксенитам, то доля описываемых образований будет более высокой: амфиболитов — 4%, метапироксенитов и метаперидотитов — 1,5%.

Распространенность метаперидотитов не превышает 0,1%. В группе амфиболитов доля орторазности, вероятнее всего, близка к 25%, в группе метапироксенитов их орторазности составляют, по-видимому, 50–75%, метаперидотиты на 80–100% определяются как ортопороды. Оливиниты и образовавшиеся по ним серпентиниты относятся к числу редчайших пород алданского комплекса. Доля ортопород основного и ультраосновного состава в алданском комплексе (1,8%) намного ниже этих значений для комплексов Кольского полуострова и Канады, но близка к норвежским [Сидоренко и др., 1972].

Распределение metabазитов и ультрабазитов по территории Алданского щита и по разрезу нижнеархейского комплекса неравномерное; местами они слагают более половины разреза, местами практически отсутствуют.

Они развиты главным образом в эвгеосинклинальных по своей природе суперкрустальных образованиях — большей частью в нижних толщах верхнетимптонской и тимптонской серий и более редки в разрезах иенгрской и джелтулинской серий.

Верхнетимптонская серия, представляющая нижнюю часть алданского комплекса, в значительной мере сложена первичными вулканогенными образованиями и в силу этого наиболее "основная", "малокремнистая" [Кулиш, 1976а]. Магматическая деятельность в период накопления верхнетимптонской серии усиливается в восточном направлении, где преобладают основные и ультраосновные разности, а разрезы серии становятся более мощными и однообразными. В целом вверх по разрезу серии роль средних по составу пород увеличивается, а ультраосновных — уменьшается [Кулиш, 1973].

В разрезе иенгрской серии, в нижних горизонтах ее верхнеалданской свиты, метабазиты и метаультрабазиты имеют подчиненное значение. Они формируют отдельные, не занимающие определенного стратиграфического положения пластовые залежи ультраосновного и в меньшей мере основного состава. В верхних отложениях верхнеалданской свиты количество этих пород увеличивается, причем преобладают основные разности. В федоровской свите иенгрской серии и в подошве тимптонской серии описываемые породы развиты более широко. Здесь они образуют преимущественно пластовые залежи основного состава. Ультраосновные породы наблюдаются реже. Местами метабазиты и метаультрабазиты слагают основную часть разреза, например в нижнем течении р. Горбылях. Наиболее широко развиты эти породы в основании федоровской свиты (бассейны рек Тас-Хонку, Неакую, Ороченка и др.). В верхних слоях свиты они наблюдаются в меньших количествах (реки Б. Хатыми, Совгель, Атыр и др.). Для толщи федоровской свиты характерно постепенное уменьшение вверх по разрезу роли ультраосновных и основных пород и увеличение — средних.

Широко распространены ультраосновные и основные ортопороды в кюриканской свите тимптонской серии. Некоторые исследователи связывают обилие эффузивных и интрузивных основных и ультраосновных пород с наличием тектонического перерыва между тимптонской и джелтулинской сериями, а также между верхнеалданской и федоровской свитами иенгрской серии.

Возрастные взаимоотношения среди основных и ультраосновных пород весьма сложны. Это связано прежде всего с тем, что породы проявлены на различных стратиграфических уровнях и их залежи в каждом конкретном случае имеют свои определенные отличительные черты. Вместе с тем в пределах конкретного стратиграфического уровня наблюдается четкая тенденция в проявлении наиболее раннего ультраосновного магматизма, постепенно сменяемого основным, а затем и средним по составу. Это подтверждается также прямыми наблюдениями прорыва метаперидотитов метапироксенитами, а энстатитолиты прорываются гиперстен-диопсид-плагиоклазовыми породами. В других случаях метапироксениты рвутся мезократовыми амфиболитами.

Дискордантно залегающие ортобазиты и ортоультрабазиты не обнаруживают четкой стратиграфической приуроченности к конкретным

суперкрупными толщам. Они находятся в диссонансе с литологическими закономерностями разреза вмещающих парапород, т.е. отсутствуют закономерности, связывающие эти и вмещающие парапороды в едином процессе накопления. Эти основные и ультраосновные ортопороды обычно резко отличаются по составу и сложению от вмещающих парапород, между первыми и вторыми не наблюдаются переходы литологического характера, а также тонкого и тем более ритмичного переслаивания.

Тела исследуемых ортопород в подавляющем большинстве имеют пластообразный, линзообразный, согласный характер типа силлов и многоэтажных пластовых залежей, простирающихся на расстояния до 1,5 км при мощностях конкретных тел до 40 м. Однако при большой протяженности залежей обычно обнаруживаются черты некоторого несогласия. В меньшей мере наблюдаются секущие, линзовидные залежи, длиной до 120 м и мощностью до 30 м, редко штокверкообразные и эллипсоидные, размером до 20 × 30 м. Более крупные залежи неправильной формы с секущими контактами относительно вмещающих пород иногда образуют амфиболиты, обычно ассоциирующиеся с другими породами основного состава.

Контакты с вмещающими породами обычно резкие и отчетливые, ровные или волнистые и коррозионные. От секущих и пластовых залежей ортоамфиболитов во вмещающие толщи отходят иногда апофизы различных форм и размеров. Контактные изменения, которые могли быть квалифицированы как первичные, синхронные внедрению тел, обычно выражены слабо или вовсе не наблюдаются (вероятно, стерты последующим метаморфизмом). Но если они отмечаются, то более интенсивны висячем боку, нежели в лежачем. В приконтактных частях вмещающих кварцитов часто видны своеобразные зоны "осветления", кварциты здесь более плотные и мелкозернистые, чем в местах, удаленных от контакта. В гнейсо-сланцевых парапородах также отмечается осветление и появление специфических порфиробласт граната и нодулей силлиманита.

Ортобазиты и ортоультрабазиты обычно массивны, реже слабополосчатые за счет субпараллельного расположения темноцветных минералов и плагиоклаза, иногда слабосланцеватые, что подчеркивается некоторой линейностью в ориентировке минералов. Полосчатость и сланцеватость в пластовых залежах часто субпараллельны контактам с вмещающими породами и наблюдаются почти всегда в периферических частях тела. Местами имеется субпараллельная ориентировка минералов, отличная от направленности полосчатости и контактов, что связано с влиянием пластических складчатых деформаций. Изредка отмечается зональное строение залежей. Например, центральную часть слагает метаперидотит, а краевую — метапироксенит или центральную часть — метапироксенит, а периферию — амфиболит. Отмечаются обратные и другие их соотношения.

Выделенные типы ортобазитов и ортоультрабазитов — оливиниты, метаперидотиты, метапироксениты и ортоамфиболиты — имеют ряд разновидностей, характеризуются конкретным химическим и минеральным составом. Они связаны друг с другом постепенными переходами, им присущи определенные вариации вещественного состава.

Химический и минеральный состав рассматриваемых образований достаточно выдержан на значительных расстояниях и не зависит от состава

вмещающих толщ. Породам свойственны небольшие содержания диопсидового компонента в пироксенах, обратная корреляционная зависимость основностей плагиоклазов с железистостью роговой обманки. В ортобазитах и ортоультрабазитах отсутствуют чужеродные минералы: окатанные цирконы и другие акцессории, слоисто распределенный графит, гранаты пиральспитового состава и т.п.

Химический состав изучаемых образований достаточно разнообразен, в определенной мере сопоставим с составами соответствующих магматических пород (перидотитами, пироксенитами, габбро и т.д.). Однако на данном этапе метод реконструкции первичной природы этих образований [Сидоренко и др., 1972; Закруткин, 1981] не может однозначно определять их природу. Для этих пород свойственны несколько повышенные содержания глинозема, железа, щелочей и кальция, а также гидроксилсодержащих минералов (роговой обманки) по сравнению с неметаморфизованными аналогами магматических пород из фанерозойских комплексов. В пределах определенного стратиграфического подразделения наблюдается постепенное возрастание содержания SiO_2 вверх по разрезу для пластовых залежей, в многофазных залежах роль кремнекислоты увеличивается от ранних к более поздним образованиям. В ортобазитах и ортоультрабазитах $\text{MgO} : \text{CaO} = 1$ меньшие значения этого отношения характерны уже для парапород, первичные осадки которых представляли образования, содержащие в тех или иных количествах доломит и кальцит (осадочные магнезиты во все времена развития Земли были весьма редкими).

Содержание, распределение и корреляционные зависимости петрогенных, редких и рассеянных элементов в рассматриваемых породах находят значительную аналогию с подобными показателями для серий интрузивных аналогов. В частности, для них характерны повышенные содержания Cr, Ni, Co, Ti, Sc, Cu и др. Повышенные содержания хрома наблюдаются особенно в шпинелевых разностях, а никеля и кобальта — в оливиновых разностях пород. В ортоамфиболитах прослеживается также пониженное содержание B, Sn, Zn, Ba, Pb, Au, Mn, V, содержание (в г/т): $\text{Cr} > 20$, $\text{Sr} : \text{Ba} > 1$, $\text{Fe} : \text{V} > 250$, $\text{Ca} : \text{Sr} < 200$, $\text{Cr} : \text{Ni} > 1$. Прямой корреляционной зависимостью связаны концентрации Sr с Ba, а Sc, Mn, V с Fe [Сидоренко и др., 1972]. В ортобазитах и ортоультрабазитах, эффузивных или вулканогенно-осадочных (туфогенных и т.п.) по своей природе, концентрации Cr, Ti и Co ниже, чем в интрузивных аналогах при близких содержаниях петрогенных элементов.

Все эти признаки позволяют установить магматическую природу конкретных залежей метаморфических образований основного и ультраосновного состава, разумеется, с определенным уровнем достоверности. Естественно, что в этих породах не могут иметь места четкие признаки, свойственные только заведомо осадочным образованиям. Анализ количественных и качественных соотношений петрогенных элементов в рассматриваемых породах по методам, изложенным в работах А.В. Сидоренко и др. [1972] и В.В. Закруткина [1981], дает основание отнести большую часть амфибол-пироксеновых сланцев, амфиболитов, основных чарнокитов и метапироксенитов к осадочным образованиям силикатно-карбонатного состава.

Изучение основных и ультраосновных образований раннего докембрия, соотношения в них пара- и орторазностей, а также особенностей магматизма того времени имеет непосредственное отношение к актуальной проблеме "серых гнейсов" [Богатиков, 1981].

В петрографическом отношении metabазиты и метаяльтрабазиты алданского комплекса достаточно разнообразны [Судовиков и др., 1962; Кулиш, 1975б; и др.]. Среди них выделяются оливиниты, метаперидотиты, метапироксениты, амфиболиты, основные роговообманково-пироксеновые сланцы, чарнокиты и др.

Оливиниты — крайне редкие породы, серовато-зеленого, темно-зеленого цвета, мелкозернисты. Структура аллотриоморфная, верлитовая, обусловленная сочетанием изометричных зерен оливина (до 80%, $2V = +88^\circ$) и моноклинного пироксена, близкого по составу к диопсиду ($cNg = 41^\circ$, $2V = +61^\circ$), гиперстена ($cNg = 0^\circ$, $2V = +61^\circ$) и гиперстена ($cNg = 0^\circ$, $2V = +79^\circ$). Магнетит и ильменит (до 5%) рассеяны в породе в виде мелкой вкрапленности. Иногда (до 20%) наблюдается бесцветный флогопит, несущий включения магнетита, а также буровато-зеленая шпинель. Шпинель изредка наблюдается как включение в оливине или сама включает оливин. Оливиниты в различной мере серпентинизированы и боулингитизированы. Отмечаемые иногда небольшие тела серпентинитов представляют, вероятно, многократно прогрессивно и регрессивно метаморфизованные оливиниты. По ряду признаков можно заключить, что оливиниты в первичном виде представляли дуниты.

Метаперидотиты — черные породы со слабо-зеленоватым оттенком. Они мелко-, средне- и крупнозернисты, с размерами минералов до 6 мм. Структуры их весьма разнообразны: гранобластовая, порфиробластовая, панидиоморфнозернистая, пойкилитовая, сидеронитовая, а в измененных, существенно оливиновых разностях — петельчатая. Реликтовая гипидиоморфнозернистая структура устанавливается по присутствию слаборезорбирсванных индивидов оливина, нередко идиоморфных или включенных в зерна пироксенов, последние явно ксеноморфны по отношению к оливину.

Минеральный состав представлен оливином, гиперстеном, в меньшей мере салитом, клинопироксеном, роговой обманкой и биотитом, широко варьирующими количественно. Второстепенное значение имеют плеонаст, магнетит, ильменит, пирит, хромпикотит, пирротин, хромит. Вторичные минералы — серпентин, тальк, актинолит и другие амфиболы, хлориты и карбонат. Наиболее развиты роговообманковые, гиперстеновые, гиперстен-салитовые, клинопироксеновые метаперидотиты, реже шпинелевые.

Оливин (8–85%, обычно около 40%) — округлые, вытянутые, идиоморфные и неправильные зерна и их агрегаты, сильно трещиноватые. Бесцветный, $f = 15 \div 51\%$. Включает зерна шпинели. Вдоль трещин и по периферии замещается серпентином, магнетитом, идингситом, боулингитом, хлоритом, карбонатом вплоть до образования полных псевдоморфоз.

Гиперстен (15–45%) — крупные, неправильные зерна, ксеноморфные к оливину. Иногда образует более крупные призматические порфиробласты. В проходящем свете нередко наблюдаются простые, широкие двойники, бесцветен, иногда слабо плеохроирует в розовых тонах, редко

отмечаются заметно плеохроирующие разности, с $Ng = 0 \div 8^\circ$. Содержит повышенное содержание глинозема (до 4%), $f = 12 \div 20\%$, реже до 30%. В нем встречаются округлые и неправильные включения салита, оливина и роговой обманки. Иногда он замещается светло-бурой роговой обманкой и хлоритом.

Салит (до 35%) — неправильные, призматические, изометричные черные зерна, в проходящем свете бесцветен, бледно-зеленый, часто полисинтетически sdвойникован по $W [100]$, с $Ng = 36 \div 52^\circ$. Часть зерен салита в различной мере замещается бурой роговой обманкой, иногда с образованием гомосеьых псевдоморфоз.

Клинопироксен ряда клиноэнстатит—пижонит (до 35%) имеет морфологию зерен, подобную салиту. $Ng = 1,704 \div 1,708$, $Np = 1,692 \div 1,696$, $Ng-Np = 0,011 \div 0,0013$, с $Ng = 10 \div 15^\circ$, $+2V = 43 \div 47^\circ$. Отмечается этот пироксен лишь в некоторых разностях пород.

Роговая обманка (20—50%) — призматические, идиобластические, неправильные зерна, распределенные в породе неравномерно. Светло-бурая макроскопически, в проходящем свете: Ng — светло-зеленовато-серая, светло-желтовато-буроватая, Np — бесцветная, с $Ng = 20 \div 25^\circ$. Маложелезиста. По своей природе она вторична и развивается по пироксенам.

Плаггиоклаз (0—10%) — полисинтетически sdвойникованный лабрадорбитовнит, представлен табличками и ксеноморфными зернами, образующими иногда цепочки или прослойки. В плаггиоклазсодержащих разностях содержание оливина минимальное (до 3%). Плаггиоклаз замещается буровой роговой обманкой.

Магнетит и ильменит (до 20%) образуют отдельные разобценные зерна или выполняют промежутки между зернами оливина и пироксенов, часто ассоциируются со шпинелью. Вторичный магнетит, возникающий при замещении оливинов и пироксенов, располагается по трещинам или образует тонкодисперсные скопления.

Шпинель (до 7%) относится к плеонасту, зеленая в проходящем свете, почти всегда образует сростание с магнетитом в различных соотношениях, иногда развивается по оливину.

Биотит и флогопит (до 4%) отмечаются в слюдяных перидотитах. Н.Г. Судовиков и др. [1965] описали в группе метаперидотитов флогопитфорстеритовые сланцы с содержанием флогопита до 30%, где флогопит плеохроирует от светло-буроватого до бесцветного, $Ng = 1,570$, $Np = 1,540$, $f = 5,3\%$.

По природе первичного состава метаперидотиты являются гарцбургитами, лерцолитами, верлитами, гиперстен-оливиновыми перидотитами и другими разновидностями.

Метапироксениты, включающие в себя и ультраосновные орточарнокиты, — плотные, темно-зеленые, черные, черно-бурые, темно-серые породы, средне- и крупнозернистые, с размером зерен до 6 мм. Структуры метапироксенитов разнообразны: гранобластовая, панидио-, аллотрио- и гипидиоморфнозернистая, порфиробластическая, пойкилобластовая. Часть панидиоморфнозернистых структур, особенно с весьма идиоморфными пироксенами, может рассматриваться как реликтовая магматическая. Структуры осложнены неравномерным развитием по пироксенам роговой обманки и биотита. Они состоят из ромбических и моноклинных

пироксенов, клинопироксена, роговой обманки, второстепенные значения имеют биотит, флогопит, магнетит, титаномагнетит, плагиоклаз, шпинель и оливин (до 8%), в некоторых разностях второстепенные минералы могут достигать до 25%. Более редко развиты пирит, пирротин, пентландит, хромпикотит и феррихромпикотит, гранат. Вторичные минералы: кварц, ортоклаз, амфиболы, слюды, карбонат, серпентины, хлориты. Состав метапироксенитов определяется прежде всего составом и соотношением пироксенов, среди них выделяются энстатитолиты, бронзититы, гиперстениты, двупироксениты, салититы, клинопироксениты, между которыми имеются переходные разности. Участие роговой обманки, биотита, шпинели и других минералов обуславливает наличие соответствующих разновидностей.

Ромбический пироксен — энстатит-гиперстенового ряда (до 95%), представлен таблитчатыми, короткостолбчатыми, полигональными, изометричными, неправильными зернами, ксеноморфными относительно оливина. Иногда минерал имеет форму таблитчатых порфириобласт размером до 5×8 мм. В проходящем свете он бесцветен или чаще плеохроирует: по N_g — зеленоватый, N_m — желтоватый, N_p — розоватый, иногда плеохроизм относительно резкий. с N_g до 10° , $2V$ = от $+77$ до -72° , $N_g - N_p = 0,010 \div 0,016$, $f = 6 \div 40\%$, содержание Al_2O_3 до 10 вес %. В ромбических пироксенах отмечаются округлые включения оливина, шпинели или иголки рутила, пересекающиеся под углом 60° . Пироксены замещаются частично или полностью буровато-зеленоватой или светло-зеленой роговой обманкой. Иногда наблюдается закономерное замещение ромбического пироксена мелкими неправильной формы зернами моноклинного, причем оптическая ориентировка этих минералов совпадает, в том числе и ориентировка плоскостей спайности. Показатели преломления этих пироксенов близки. Считается, что такого рода замещение унаследовано еще от магматической стадии становления пироксенитов.

Моноклинный пироксен—диопсид-геденбергитового ряда (до 90%), чаще всего салит, образует призматические короткостолбчатые, изометричные, реже неправильные зерна. В шлифах бесцветный или светло-зеленый, не плеохроирующий. с $N_g = 32 \div 47^\circ$, $2V = 56 \div 60^\circ$, $N_g = 1,693 \div 1,716$, $N_p = 1,665 \div 1,683$, $f = 20 \div 25\%$.

В оливинсодержащих разностях наблюдаются клинопироксены клиноэнстатит-пижонитового ряда, с $N_g = 10 \div 15^\circ$, $2V = +45^\circ$, $N_g - N_p = 0,012$, $N_g = 1,705 \div 1,707$, $N_p = 1,693 \div 1,695$. Моноклинные пироксены и клинопироксены содержат иногда пылевидные частицы, вероятно, магнетита или прослеживается тончайшее прорастание пироксенов плеонастом с образованием дактилоскопических структур. Пироксены замещаются в различной степени бурой роговой обманкой с выделением округлых зернышек рудного минерала (2–3%).

Роговые обманки (до 50%) относятся к двум типам. Первичная роговая обманка формирует таблитчатые, удлинённые, округлые зерна, в проходящем свете резко плеохроирует от густого буровато-зеленого до светло-желтовато-зеленого цвета. Более широко распространена роговая обманка, развивающаяся по пироксенам. Она плеохроирует в желтовато-зеленых тонах, с $N_g = 18 \div 25^\circ$, $+2V = 70 \div 84^\circ$, $N_g - N_p = 0,018 \div 0,019$, $N_g = 1,660 \div 1,666$, $N_p = 1,642 \div 1,647$.

Плагноклаз (до 10%) — изометричные, слабоудлиненные зерна полисинтетически сдвойникованные по альбитовому и периклиновому законам. $NN = 40 \div 70$, чаще $60 \div 68$, в салититах до 92. Иногда по периферии и трещинам он замещается роговой обманкой и изредка скаполитом.

Биотит и флогопит в биотитизированных метапироксенитах достигают 25% и образуют пластинки и чешуйки, развивающиеся по пироксенам и роговым обманкам. Плеохроизм слабый или резкий: по Ng — коричнево-бурый, желто-бурый, красн-коричневый, красновато-бурый, по Np — светло-желтый, бесцветный. $Nm = 1,592 \div 1,624$, $f = 5 \div 28\%$.

Оливин (до 8%) — округлые, вытянутые, неправильные, иногда идиоморфные зерна, размером до 3 мм, трещиноватые, трещины выполнены вторичными минералами. В проходящем свете оливин бесцветный, $Ng = 1,712 \div 1,722$, $Np = 1,675 \div 1,683$, $f = 20 \div 26\%$. Нередко образует агрегаты зерен и гнездообразные скопления.

Гранат — редкие порфиробластические зерна, розоватый в проходящем свете, $N = 1,772 \div 1,790$, $f = 60 \div 75\%$, содержание гроссулярового компонента до 25%.

Магнетит, титаномагнетит (до 12%) — округлые, идиоморфные зерна или агрегаты зерен неправильной формы, равномерно распределенные в породе, образуют цепочки зерен или окаймляют зерна других минералов. Часть магнетита и титаномагнетита возникла при замещении пироксенов амфиболами и слюдами.

Шпинель (до 15%) — плеонаст, зерна округлые, неправильные, включает мельчайшие равномерно распределенные зерна магнетита или округлые зерна оливина, зеленая или бутылочно-зеленая в проходящем свете. $N = 1,758 \div 1,792$, $f = 40 \div 60\%$. Как включение она наблюдается в пироксенах, роговой обманке и оливинах. Наличие двух форм шпинели: ксеноморфной к пироксенам и оливину (мезостатическое развитие ее почти всегда с магнетитом) и включенной в пироксен и оливин — представляется как один из признаков магматического происхождения метапироксенитов, так как такие явления характерны для ультрабазитов.

Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, сфеном и рутилом.

В дометаморфический период метапироксениты представляли различные по составу пироксениты: бронзититы, гиперстениты, диаллагиты, вебстериты, остраиты, арижиты, бахиаиты и т.п.

Амфиболиты — серо-зеленые, темные, темно-серые породы, средне- и крупнозернистые, с зернами до 5 мм. Структуры амфиболитов разнообразны: грано-, гетеро-, порфиро-, пойкило-, нематобластовая, бластогипидиоморфнозернистая и др. Е.М. Лазько [1956], Г.М. Другова и др. [1959], Ю.К. Дзевановский [1958], Е.А. Кулиш [1964] и др. указывали на наличие в амфиболитах реликтовых офитовых и порфировидных структур. Амфиболиты подразделяются на голомеланократовые с содержанием темноцветных минералов $> 80\%$, меланократовые — $60-80\%$ и мезократовые — $36-60\%$ [Сидоренко и др., 1972]. По сложившейся у исследователей алданского комплекса практике мезократовые амфиболиты, часть меланократовых и основные орточарнокиты описываются как основные кристаллические сланцы.

По минеральному составу среди амфиболитов выделяются мономине-

ральные, полевошпатовые, диопсид-геденбергитовые, гиперстеновые и реже биотитовые и кварцсодержащие. В ортоамфиболитах содержатся также магнетит и титаномагнетит (до 6%), а также, обычно в биотитсодержащих, сфен (до 3%), в гранитизированных – кварц и ортоклаз. Акцессорные минералы: апатит, сульфиды и редкий циркон.

Роговая обманка, обыкновенная зеленая, коричневая и зеленовато-коричневая, образует удлиненные, изометричные, идиоморфные и неправильные зерна, нередко с включением плагиоклаза, пироксенов, шпинели, сфена, кварца и магнетита. Она плеохроирует: по Ng – зеленый, травяно-зеленый, густо-зеленый, по Np – зеленовато-бурый, бледно-зеленый до бесцветного. Иногда наблюдаются простые двойники. $c Ng = 14 \div 28^\circ$, $-2 V = 58 - 85^\circ$, $Ng-Np = 0,018 \div 0,022$, $Ng = 1,674 \div 1,702$, $Np = 1,660 \div 1,686$, $f = 42 \div 70\%$. В ортоамфиболитах имеет место обратная зависимость между основностью плагиоклаза и железистостью роговой обманки. Роговая обманка замещается биотитом и более светлой зеленой роговой обманкой.

Салит (до 25%) – таблитчатые, изометричные неправильные зерна, в шлифах бесцветные или светло-зеленые, не плеохроирующие. $c Ng = 37 \div 45^\circ$, $+2 V = 40 \div 60^\circ$, $Ng-Np = 0,018 \div 0,028$, $Ng = 1,706 \div 1,720$, $Np = 1,678 \div 1,702$, $f = 15 \div 42\%$. Пироксен замещается голубовато-зеленой роговой обманкой и плагиоклазом по краям, спайности и трещинам.

Гиперстен (до 25%) встречается реже салита и по морфологии зерен аналогичен последнему. $-2 V = 54 \div 64^\circ$, $Ng-Np = 0,011 \div 0,018$, $Ng = 1,700 \div 1,728$, $Np = 1,690 \div 1,718$, $f = 30 \div 45\%$. В маложелезистых ортоамфиболитах f гиперстена и салита почти близки.

Биотит (до 15%) встречается повсеместно, но неравномерно, редок в салитовых амфиболитах, иногда распределен послыбно. Плеохроирует: по Ng – бурый, тесно-бурый, по Np – светло-бурый, буровато-серый, $Nm = 1,650 \div 1,672$, $f = 54 \div 72$.

Плагиоклаз (5–50%) – округлые, полигональные, таблитчатые зерна, обычно полисинтетически сдвойникованы по альбитовому, реже периклиновому законам и иногда гранулированы. В обычных и гиперстеновых амфиболитах плагиоклаз $NN 32-56$, в дупироксеновых – $NN 56-57$, в салитовых – $67-90$. С увеличением количества плагиоклаза содержание в нем анортита снижается, а с увеличением в породе доли салита основность плагиоклаза повышается. Плагиоклазы зональны только в гранитизированных амфиболитах и замещаются роговой обманкой более светлой, чем первичная, а также биотитом.

В процессе регрессивных изменений в амфиболитах появляются актинолит, серицит, хлорит, рутил, цоизит, скаполит, эпидот, сфен, карбонат и др.

Ортоамфиболиты представляют метаморфизованные магматические породы типа габбро, базальта и т.п.

Реконструкция первичной природы метабазитов и ультрабазитов алданского комплекса, анализ их размещения и морфологии позволяют установить основные черты их формирования. Алданский комплекс является продуктом деятельности подвижной области геосинклинального типа [Кулиш, 1973, 1975]. Ортобазиты и ортоультрабазиты наиболее развиты в подошве толщ эвгеосинклинальной природы и формировались

в несколько этапов в связи с тектоническими стадиями развития алданской подвижной области в раннем архее. Эти породы относятся к магматическим (эффузивным и интрузивным) образованиям ранних, доорогенических стадий многоэтапного развития алданской подвижной области. Они внедрялись в периоды погружения соответствующих ее участков по глубинным разломам в фундаменте. Формирование базитов и ультрабазитов во времени и пространстве неравномерно, местами они практически отсутствуют, а местами их излияния и внедрения были весьма интенсивны и в значительной мере компенсировали прогибание земной коры на этих участках, сочетаясь с осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями. Возможно, часть основных и ультраосновных пород, особенно интрузивных, формировалась и в период ранних складчатых движений. К последним, вероятно, относятся интрузии ультрабазитов в миогеосинклинальных толщах, например в кварцевой толще Окурданских гольцов.

Исследуемые базиты и ультрабазиты находятся в тесной генетической и пространственной ассоциации с первично-вулканогенными породами основного и среднего состава, являясь составными частями вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций алданского комплекса, характерных для ранних этапов развития эвгеосинклинальных зон.

В конкретных стратиграфических подразделениях (сериях, свитах) отмечается в целом четкое увеличение кислотности продуктов магматизма во времени, иногда осложняемое своеобразной ритмичностью этих процессов в пределах этих толщ.

В большинстве случаев это были подводные вулканические излияния и потоки, учитывая их пространственную связь с заведомо морскими образованиями: мраморами, кальцифирами и диопсид-рогообманковыми парапородами (известняки, известняковые глины, мергели); высокоглиноземистыми гнейсами и сланцами (глины, гальмиролизированные пеллы и твфы); гиперстенсодержащими гнейсами и сланцами (мергелистые породы, пеллы, туфы, спилиты и т.п.); кварцитами (кремнистые породы и песчаники) и т.п. Они изливались в момент накопления осадочных и вулканогенно-осадочных пород или внедрялись преимущественно в форме многоэтажных силлов в уже сформировавшуюся толщу. Интрузивные тела с секущими контактами имеют весьма подчиненное значение.

Характер размещения ортобазитов и ортоультрабазитов алданского комплекса в целом изложен выше. Особый интерес представляет размещение первично-интрузивных ортоультрабазитов. Они обнаруживают в пределах толщ крупных стратиграфических комплексов цепочечное и слабо выраженное поясовое распределение. В частности, слабо выраженное поясовое распределение ортоультрабазитов, а также ортобазитов наблюдается и в докембрийских кристаллических толщах архея и протерозоя Украинского, Балтийского и Анабарского щитов [Богданова и др., 1977].

Цепочечное, слабо выраженное поясовое распределение метаультрабазитов алданского, равно как и других архейских комплексов, а также их преимущественно пластинообразные формы залежей указывают на то, что их внедрение контролировалось крупными разрывными нарушениями. Все это сближает ортоультрабазиты архейских комплексов с альпийскими ультрабазитами фанерозойских подвижных областей.

Алданские ортобазиты и ортоультрабазиты в отличие от подобных образований фанерозойских складчатых областей не имеют столь четко выраженного поясового распространения, а также крупных интрузивных тел ультраосновного (гипербазитового) состава. Кстати, такое же явление свойственно и другим архейским комплексам мира. Не исключено, что поясовое распределение ультрабазитов архейских комплексов затушено сложнейшими и интенсивными явлениями: метаморфизмом, ультраметаморфизмом и пластическими деформациями, а также наличием в этих комплексах нескольких разобщенных во времени и пространстве геотектонических этапов развития подвижных областей. Вероятно, такой характер распределения и залегания ультрабазитов в архейских образованиях объясняется проявлением некоторых особенностей развития архейского магматизма как одного из наиболее ранних и сохранившихся этапов направленного и необратимого развития земной коры в целом и ее магматизма в частности.

В дометаморфический период базиты и ультрабазиты представляли по составу разнообразные дуниты, перидотиты, пироксениты, нориты, габбро, габбро-диориты и другие подобные основные и ультраосновные породы и были связаны промежуточными разностями между собой и со средними породами аналогичного генезиса. Среди основных разностей есть и эффузивные и интрузивные типы. Не исключено влияние на состав некоторых залежей базитов и ультрабазитов процессов контаминации. Для каждого этапа формирования базитов и ультраосновных пород характерна эволюция состава от ультраосновных через основные до средних разностей. Среди ультрабазитов Алданского и Анабарского щитов отсутствуют породы состава дунита и гарцбургита, что существенно отличает ультрабазиты архея от каледонских и более молодых ультраосновных пород, которые в своем большинстве относятся к гарцбургитам. Однако это положение нуждается в детальном петрохимическом обосновании Г.В. Пинус [1972] пришел к обратному мнению.

Последующие процессы регионального метаморфизма гранулитовой и амфиболитовой фаций, активной гранитизации, мигматизации, одновременные и изофациальные с аналогичными преобразованиями всей толщи алданского комплекса, превратили магматогенные базиты и ультрабазиты в ортоамфиболиты, метапироксениты, метаперидотиты, основные орточарнокиты и т.п. Метаморфизм выразился прежде всего в перекристаллизации и преобразовании первичного минерального состава. Слагавшие первичную породу минералы меняют свою форму, состав или переходят в другие минеральные виды, образующие минеральные, изофациальные ассоциации, вмещающие суперкрупную толщу. Вместе с тем, учитывая сопоставимость минеральных парагенезисов метаморфических образований и их магматических аналогов близкого химического состава, можно говорить об унаследованности видового минерального состава, хотя и с разнящимся химическим составом конкретного вида. Первичные структуры магматических пород были почти полностью уничтожены и лишь изредка наблюдаются их реликтовые черты. При региональном метаморфизме заметного изменения состава петрогенных элементов не отмечается. Более активны в этом отношении процессы ультраметаморфизма, приведшие к мигматизации и широкому

развитию в них роговой обманки, биотита, полевых шпатов, сапфирина и других минералов, а также к локальным и разнообразным по характеру и интенсивности изменениям химического состава вплоть до образования пород гранитоидного состава.

Ортобазиты и ортоультраметабазиты вместе с породами алданского комплекса подвержены однотипным, пластическим деформациям, зачастую в той или иной степени они будинированы или разлинзованы, что объясняется различной компетентностью вмещающих пород и базит-ультрабазитов в период складчатости. В частности, характер процессов метаморфизма и ультраметаморфизма, а также тектонических деформаций однозначно указывает на образование рассматриваемых пород в доскладчатый и дометаморфический период формирования алданского комплекса.

Геологическая позиция ортобазитов и ортоультрабазитов в суперкрупных толщах эвгеосинклинальной природы, характер их размещения, ассоциации генетически сопряженных пород, особенности морфологии залежей, химический состав пород и их эволюция позволяют рассматривать эти образования как составные части офиолитовых формаций нижнеархейского алданского комплекса. По комплексу определяющих признаков эти образования не имеют принципиальных различий с соответствующими формированиями фанерозойских геосинклинальных областей.

Обобщая вышеизложенное, можно заключить, что нижнеархейский магматизм основного состава ранних этапов развития подвижных областей геосинклинального типа не имеет принципиальных отличий от подобных явлений более поздних периодов развития земной коры. Отсутствие принципиальных отличий в геологической позиции и составе докембрийских и фанерозойских ультрабазитов (гипербазитов) отмечалось рядом исследователей [Пинус, 1972; и др.].

ДРУГИЕ "ОПОРНЫЕ" ПАРАПОРОДЫ

Кроме вышеописанных первично-осадочных и магматических образований, характеризуемых определенной спецификой строения и состава, что обусловлено особенностями их литолого-фациальных и геотектонических условий формирования, в алданском комплексе распространены и другие "опорные" в литологическом смысле породы: кварцевые, высокоглиноземистые, марганценозные, скаполитовые, апатит-, ангидрит- и сульфидсодержащие, баритовые, гематитовые, эвлизиты и т.п. Весьма информативны в литологических аспектах кварциты и высокоглиноземистые гнейсы и сланцы благодаря характерным чертам их химического состава, широкому территориальному и стратиграфическому распространению, чрезвычайно разнообразию их химического и петрографического состава, а также структурам и текстурам, удивительным вариациям парагенезисов сопредельных пород другого состава, значительной рудоносности и ряду других их признаков и особенностей, и прежде всего реликтовых, унаследованных от первичных образований [Кулиш, 1964, 1973].

Амфиболитовые, амфибол-пироксеновые, двупироксеновые и гиперстеновые гнейсы и сланцы имеют полигенную природу исходных образований. В одних случаях это были хлорит-гидрослюдистые и карбонатсодержащие глины, а также мергели в других — разнообразные по составу и

сортировке обломочного материала граувакки, в третьих — зеленокаменные породы, эффузивно-туфогенные и другие вулканогенно-осадочные и вулканогенные породы варьирующего состава в отношении содержания SiO_2 , щелочных, щелочноземельных и иных элементов. При региональном метаморфизме эти образования демонстрируют значительную конвергентность в отношении минерального состава, преобразуясь в выше-названные гнейсы и сланцы.

В разрезе федоровской свиты иенгрской серии и в свитах желтулинской серии среди карбонатных и магнезиально-известково-силикатных толщ развиты пластовые залежи разнообразных сланцев, кальцифиров и мраморов, содержащих в тех или иных количествах скаполит, апатит и ангидрит, т.е. минералы, содержащие SO_4 , F и Cl. В определенных скаполитах содержание CO_4'' , Cl', SO_4'' иногда достигает 4%, а некоторые из них могут рассматриваться как сульфат-скаполиты. Количество скаполита в сланцах может достигать 90%, ассоциируясь с диопсидом, флогопитом, роговой обманкой, плагиоклазами и др. В дометаморфический период эти образования были представлены карналлитом, галитом, сильвинитом, флюоритом и сульфатсодержащими (гипс, ангидрит, эпсомит и т.п.) известняками, мергелями, глинами и другими соленосными породами (эвапоритами) [Сердюченко и др., 1960; Кулиш, 1981б; и др.]. При региональном метаморфизме основная часть летучих (SO_2 , Cl, F и др.) была утеряна этими образованиями.

Кварциты, амфиболит-пироксеновые гнейсы и сланцы, кальцифиры содержат иногда повышенные (до 10%) количества апатита, размещенного в этих породах послойно в виде отдельных зерен и их полосчатых и линзовидных агрегатов. Апатит относится к хлор-, фтор- и гидроксилсодержащим разновидностям, в нем, а также в кальците отмечены относительно небольшие количества SO_4'' . Содержание F', Cl', SO_4'' и других "летучих" в апатитах достигает 4%. Анализ изотопов серы из апатитов идентичен составу осадочной серы из других минералов первично-осадочных пород федоровской свиты, что подтверждает седиментогенную природу фосфатоносных образований в этих толщах [Виноградов и др., 1975]. До метаморфизма эти породы представляли кремнистые, мергелистые и карбонатные образования с той или иной примесью осадочных или вулканогенно-осадочных фосфатов [Сердюченко и др., 1960; Кулиш, 1964; и др.].

Сульфидсодержащие породы (амфибол-пироксеновые, биотитовые, высокоглиноземистые гнейсы и сланцы, кварциты и др.) отмечаются в виде отдельных горизонтов и пластов довольно заметных мощностей и протяженностей среди толщ желтулинской серии, федоровской свиты, реже среди других стратиграфических подразделений. Вкрапленные и послойно распределенные зерна и их агрегаты, а также линзовидные и гнездовидные выделения сульфидов представлены пиритом, реже пирротинитом, халькопиритом и еще реже ковеллином, галенитом, сфалеритом, молибденитом и др. Породы характеризуются весьма низкой степенью окисления железа: кроме сульфидов, в них развиты кордиерит, гранат, гиперстен, графит и т.п. Магнетит крайне редок, гематит не отмечен. Первичные сульфидсодержащие мергелистые, глинистые, алевритовые, кремнистые, песчаные, туфогенные и другие осадки, так же как и углеродистые, сформировались в восстановительных, застойных участках морского дна. Накоплению суль-

фидов способствовали разложению органического вещества, бактериальная и органогенная сульфатредукция, вулканогенные растворы и газы подводных источников.

Среди пород иенгрской серии (верхнеалданская и федоровская свиты) отмечаются гематитсодержащие полосчатые и массивные кварциты, силлиманит-кордиерит-гранатовые гнейсы и сланцы, линзовидные, пропластковые гематитовые рудные залежи мощностью до 15 м. Нередко гематитовые пропластки тесно переслаиваются с магнетит-, кордиерит-, силлиманит-, полевошпат-, кварц-, гранат- и биотитсодержащими пропластками мощностью от 5 мм до 1 м. Местами наблюдаются пласты и линзы тонко- и грубополосчатых железистых кварцитов с перемежаемостью гематитовых, гематит-магнетитовых и магнетитовых слоев с кварцевыми, которые иногда в той или иной мере содержат полевые шпаты, пироксены, роговую обманку и др. Эти породы согласно залегают среди других парапород на определенных стратиграфических уровнях, образуя горизонты протяженностью до 12 км. Появление исходных пород с высокой степенью окисления железа обусловлено активной ролью свободного кислорода атмосферы того периода и наличием литологических условий для накопления гидроокисных соединений железа. Наблюдаемая тонкая перемежаемость пород с различной степенью окисления железа демонстрирует наличие в тех обстановках резкой дифференцированности в степенях окисления железа и накопления их окисных и закисных форм. Возможно, некоторые гематитсодержащие гнейсы и сланцы, учитывая изначальную высокую степень окисления железа, находившегося в форме гидроокислов, до метаморфизма представляли первично-красноцветные образования.

Эвлизиты—бесполовошпатовые гранат-пироксен-магнетитовые породы, содержащие также кварц, оливин, силлиманит и другие минералы, образуют относительно редкие пластовые и линзовидные залежи в тимптонской и реже в иенгрской, джелтулинской и верхнеалданской сериях. В бассейне р. Сутам их залежи представляют интерес как магнетитовые руды [Сердюченко и др., 1960]. Там же автор описал гиперстен-гранатовый эвлизит с вкрапленностью пирита и более редких зерен других сульфидов. В породе отмечено повышенное содержание апатита — до 2%. В бассейне р. Бугорыкта среди биотит-гранатовых и гранат-гиперстеновых кварцитов и сланцев наблюдалась небольшая линза гранатита, мощностью до 1 м, состоящего из альмандин-пиропового граната (до 80%), олигоклаза (до 8%), кварца (до 7%), магнетита (до 5%) и других минералов [Кулиш, 1964, 1973]. Эвлизиты и гранатиты по своей первичной природе рассматриваются как глинистые, карбонат-глинистые, мергелистые, туфогенные образования, в значительной мере обогащенные окисными и карбонатными соединениями железа, сформировавшиеся в различных зонах морского бассейна. Концентрации железа местами хемогенные, местами вулканогенные или смешанной природы.

На гематитовом месторождении в переслаивающихся гематитовых, силлиманитовых, силлиманит-гематитовых и гематит-полевошпатовых кварцитах линзовидного рудного тела наблюдаются гнездовидные гематит-барит-кварцевые и гематит-кварцевые обособления. Рудное тело залегает между продуктивным горизонтом (амфиболиты, амфибол-пироксеновые и другие гнейсы и сланцы, железорудные тела и др.) и надрудным

горизонтом (биотитовые, силлиманитовые гнейсы, кварциты и др.). Гематитсодержащие кварциты нередко тонко- и грубополосчатые. Гематит содержит повышенные количества TiO_2 (до 1,24%). В полевошпатовых кварцитах рудного тела отмечены почти мономинеральные пропластки шерла мощностью до 4 см. Барит-гематитовые породы состоят из кварца, гематита (10–60%), барита (до 20%), иногда апатита (до 3%). Барит ксеноморфен по отношению к кварцу и гематиту. Генезис этих пород дискусионен. Д.П. Сердюченко [1963] рассматривает их как метаморфизованные продукты остаточных или делювиальных кор выветривания, а источник Ba усматривает в разлагаемых полевых шпатах и слюдах коренных пород. Он сравнивает эти образования с архейскими баритовыми рудами Намакваленда в Южной Африке. Возможно, баритовая минерализация является вторичной, наложенной.

В пачке гиперстенсодержащих биотит-амфиболовых гнейсов федоровской свиты в бассейне р. Элькон среди диопсид-скаполитовых, плагиоклаз-скаполитовых и скаполитовых пород В.А. Каргатьевым [1970] описаны породы с ангидритом (до 5%). Обычно это двупироксеновые биотитроговообманковые гнейсы и разнообразные породы со скаполитом, диопсидом, плагиоклазом, гранатом, апатитом и т.п. Взаимоотношения ангидрита с другими минералами разновесные. Он образует отдельные изометричные зерна (до 8 мм), агрегаты зерен и шпировидные скопления (до 4–8 см). Ангидрит вместе с другими вышеназванными минералами местами подвергается метасоматозу и гидротермальным воздействиям, замещаясь роговой обманкой, альбитом, эпидотом, гипсом (селенитом) и др. Эти породы представляют по аналогии со скаполитовыми метаморфизованные первично-осадочные соленосные отложения.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ОСАДОЧНОЙ ГЕОЛОГИИ АЛДАНСКОГО КОМПЛЕКСА

СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ ОБ ОСАДОЧНОЙ ГЕОЛОГИИ АРХЕЯ АЛДАНСКОГО ШИТА

Существующие ныне представления об осадочной геологии алданского комплекса неразрывно связаны с проблемами осадочной геологии архейских комплексов Земли вообще.

Особенности архейских комплексов, в том числе и алданского, заключаются в пестроте их литологических типов, глубоком метаморфизме, интенсивной гранитизации, сложных и разнообразных деформациях, особенностях структурного положения как кристаллического фундамента платформ, так и подвижных областей, а также недостаточность знаний по их литологии, петрологии, структурам и рудоносности обусловили наличие различных представлений о характере архейского этапа развития Земли, его осадконакопления, тектонике, рудообразовании и других аспектах. Наиболее крайние взгляды высказаны В.П. Кирилюком [1971] и др. о существовании в архее специфических условий. По их представле-

ниям, в архее на поверхности Земли по аналогии с условиями современной Венеры отсутствовали водные бассейны, накопление только рыхлых продуктов было хаотично и происходило преимущественно золовым путем, а химические и минеральные преобразования протекали в условиях, близких к зеленосланцевой фации метаморфизма.

Е.М. Лазько [1971] считает, что архейский этап, в том числе и период формирования алданского комплекса, является также специфическим и противопоставляет его последующим этапам развития Земли. Он утверждает, что важнейшая геологическая граница в истории земной коры лежит между археем и протерозоем: в архее земная кора находилась в особой догеосинклинальной стадии развития; осадконакопление в архее существенно отличается от протерозойского и фанерозойского; в архее есть образования (чернокиты, ассоциации кварцитов и высокоглиноземистых пород), которых нет или почти нет в молодых толщах, и наоборот, в послеперархейских есть формации, которых нет в архее (типичные геосинклинальные формации). Далее, архейские комплексы не содержат несомненных остатков организмов, развитый в них графит не служит доказательством жизнедеятельности организмов. Имеются отличия и в тектоническом строении, в частности в архее отсутствуют поднятия и прогибы, а развиты спокойные складки первого порядка, осложненные весьма прихотливыми складками более высоких порядков, отсутствуют крупные разломы, сопряженные с архейским складкообразованием. Подчеркивается, что рудоносность архея скудная, не имеющая практического интереса, в то время как протерозой весьма продуктивен. Е.М. Лазько подчеркивает, что в нижнем протерозое имеет место резко выраженный скачок в развитии земной коры — появляются платформы, геосинклинали и другие явления, свойственные фанерозою.

Л.И. Салоп [1973] и другие исследователи предполагают, что территория Алданского цита в раннем архее находилась в догеосинклинальной стадии развития. Формирование толщ алданского комплекса осуществлялось в безбрежном огромном океане "Панталасса", покрывавшем большую часть планеты. Он не был глубоким, дно его было без четко выраженных поднятий и погружений, и лишь местами ненадолго оно обнажалось в виде отмелей и низких островов. Следы суши того времени отсутствуют. Накопление первичных пород характеризуется удивительной выдержанностью состава и строения толщ на огромных территориях и, возможно, в глобальном масштабе, что явилось следствием единообразия условий седиментации на поверхности Земли и обусловлено едиными ритмами колебаний для планеты в целом или для ее обширных территорий. В алданском комплексе, по мнению Л.И. Салопа, резко преобладают вулканиты как результат высокой мобильности земной коры и ее высокой температуры. Столь же значительна роль туфов и других вулканогенных и вулканогенно-осадочных продуктов. Отрицается фаціальная зональность линейного типа в накопленных толщах. В частности, кварциты и высокоглиноземистые породы он считает перетолженными продуктами подводного кислотного выщелачивания при участии кислых вод океана.

Особенности накопления толщ обуславливались плотной (непрозрачной), кислой, бескислородной, восстановительной по характеру атмосферой с существенными количествами в ней паров воды, CO_2 , HCl , HF , H_2S .

NH_5 , CH_3 , S и др. Гидросфера имела иные, чем фанерозойская, химические и физико-химические параметры и солевой состав, кислотность была существенно хлоридной и бессульфатной (отсутствие свободного кислорода), и только в позднем архее в ней появляются растворенные карбонаты. Отложение карбонатов в архее, по его предположению, вызвано определенным снижением кислотности вод. Органическая жизнь была подавленной и представлена анаэробными нефотофильными синезелеными водорослями. Климат был жарким и влажным. Все это приводило к возникновению в раннем архее осадков, неповторимых в последующие периоды (даже в позднем архее) развития литосферы. Так, появление настоящих терригенных отложений в виде глин он предполагает лишь в позднем архее.

Н.В. Фролова [1962] считает, что алданский комплекс сформировался за счет химического разложения дна и многочисленных мелких островов, сложенных первозданными базальтами, с последующей дифференциацией его продуктов в водной среде, чем и объясняет представляющуюся ей неупорядоченную пестроту осадков, отсутствие зональности в их распределении и аналогию химического состава толщ алданского комплекса с базальтом. Разложение базальтов проходило в условиях сверхтропического климата.

Р.Ф. Черкасов [1979] предложил вулканогенную (хемогенно-вулканогенную) гипотезу образования первичных толщ, по которой 75% слоистых, стратифицируемых пород комплекса представляют вулканиты, а 25% тесно связаны с подводным вулканизмом (хемогенные породы различного состава от яшм до известняков, туффиты, продукты кор подводного выветривания вулканитов, отложений фумарол и т.п.). Он считает, что толщи комплекса сформировались в алданском бассейне в вулканогенную стадию развития земной коры, в котором накопление вулканитов и парагенетичных с ними пород контролировались взаимопересекающимися системами прогибов и поднятий, а также субортогональной решеткой проторазломов, по которым происходило поступление вещества из глубин Земли в пределы этого бассейна. В этом он видит причину выдвигаемой им картины перекрестного типа фациальной зональности пород; первично-линзовидную форму тел первичных образований; дифференциальный характер латеральной изменчивости; относительную стабильность стратиграфических подразделений, насыщенных явными паропородами вулканогенной и вулканогенно-осадочной природы первичного вещества и значительную изменчивость их в пространстве в случае, если вышеозначенные паропороды в них отсутствуют; относительную бедность алданского комплекса первично-карбонатными породами (1–3%); мегаритмичность строения толщ комплекса в целом (один мегаритм, состоящий из прогрессивного и регрессивного полуритмов); высокую степень метаморфизма суперкрупных образований комплекса; повышенный температурный градиент в то время и т.д.

По его мнению, терригенное осадконакопление в алданское время (ранний архей) могло только зарождаться путем надводного размыва редких и мелких поднятий, что и обусловило отсутствие в алданском комплексе значительных размывов и региональных несогласий, а также образований, фациально связанных с надводными областями размыва.

В геотектоническом и литологическом отношении Р.Ф. Черкасов усматривает в толще алданского комплекса в целом некоторые черты эвгеосинклинального характера.

Б.М. Роненсон [1961] указывает, что первичные породы федоровской свиты алданского комплекса сформировались в результате ритмичного осадконакопления в морской среде пород, представляющих различные комбинации хемогенных кальцита, доломита, гелей кремнезема и алюмосиликатов типа монтмориллонита, шамозита и других компонентов. Источник этих веществ он видит в разложении и выщелачивании первичных базальтов. Эти осадки сочетаются с широко развитыми вулканогенными породами.

Е.В. Павловский [1962] отмечает, что формированию толщ иенгской, тимптонской и желтулинской серий предшествовал нуклеарный период развития литосферы, когда не было ни типичных платформ, ни типичных геосинклиналей, а возникновение структурных элементов шло в условиях первичной, тонкой и пластичной коры. В посленуклеарный период развитие земной коры шло двумя путями: канадским и сибирским. Алданская подвижная область развивалась уже в посленуклеарный период сибирским путем, что заключалось в возникновении огромных геосинклинальных прогибов. Они характеризовались интенсивным осадконакоплением в морской среде осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных толщ, иногда со своеобразным наличием офиолитов, ровным по интенсивности региональным метаморфизмом, развитием системы выдержанных по простиранию линейных складок, проявлением мигматизации и гранитизации.

М.З. Глуховский [1975] полагает, что в катархее (верхнетимптонская серия, курультино-гонамский комплекс и т.п.) была создана первичная, относительно тонкая кора океанического типа с ландшафтами, подобными лунным, когда наравне с поясами вулканических гор, гребней и кражей имели место плато, впадины и т.д., покрытые сплошным базальтовым покровом, отвечающим по составу толеитовым базальтам (лунная стадия). В нижнеархейский этап накопления толщ иенгской, тимптонской и желтулинской серий (нуклеарная стадия) на базальтовом фундаменте катархее в неориентированных бассейнах седиментации накапливались хемогенные кварциты, высокоглиноземистые породы, терригенно-вулканогенные и частью карбонатные отложения, сочетающиеся с вулканитами. Это приводило к созданию первичных "материков" за счет дезинтеграции базальтового ложа и накопления вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ.

Л.М. Реутов [1981] отмечал существенную роль в формировании алданского комплекса блокового строения этой подвижной структуры и региональных проторазломов и глубокого заложения, ставшими путями доставки на поверхность различных магматических продуктов — от основных и ультраосновных до кислых и щелочных. Накопление толщ происходило с участием осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород в дифференцированных по глубине и форме водных бассейнов. Геотектонические черты бассейнов формирования существенно отличались от геосинклинальных, лишь на стадии образования тимптонской и желтулинской толщ они приобрели протогeosинклинальный характер.

Л.В. Травин [1975] по своим взглядам на формирование первичных толщ алданского комплекса стоит довольно близко к построениям автора, приводимым в этой работе и опубликованным ранее [Кулиш, 1964—1981], однако он считает, что состояние земной коры в то время в пределах Алданского щита отвечало догеосинклинальному этапу развития, хотя и несло уже некоторые черты, свойственные геосинклинальным структурам.

Я.Н. Белевцев [1960] полагает, что докембрийские геосинклинали отличались от подобных структур более поздних периодов развития литосферы лишь по некоторым признакам: наличием в них чарнокитовых формаций, неполнотой геосинклинальных циклов, безинверсионностью и др.

В.А. Лихачев [1980] считает что толщи иенгской серии (горбыляхская, верхнеалданская, федоровская и иджакская свиты) относятся к двум различным структурно-формационным комплексам. Нижний (горбыляхская и верхнеалданская свиты), сформировавшийся в условиях протогеосинклинали, представлен офиолитовой, терригенной, флишидной и эндербитовой формациями. Верхний (федоровская и иджакская свиты), созданный на дислоцированном, ультраметаморфизованном нижнем комплексе в протоорогенный этап развития, составлен образованиями карбонатно-вулканогенной (щелочно-базальтоидной), терригенно-вулканогенной (молассоидной), мигматит-гранитовой и аляскитовой формациями. Протогеосинклинальный и протоорогенный этапы развития алданской области он считает гомологичными фанерозойским — геосинклинальному и орогенному.

А.П. Виноградов [1967] и другие указывали на существование наземной эрозии, в том числе и размыва суши водами, по крайней мере 4 млрд. лет тому назад. Более того, земная кора этого периода была уже силевого состава, кварцсодержащей. Существовали континенты, геосинклинальные области, атмосфера содержала кислород. В этот период скорость эрозии и температура поверхности были несколько ниже по сравнению с фанерозоем.

Д.П. Сердюченко и др. [1960], Е.А. Кулиш и др. [1964, 1973], И.М. Фрумкин [1968, 1971] и другие, детально изучающие "деформационную" природу алданского комплекса, пришли к выводам, что в пределах алданской подвижной области геосинклинального типа в раннем докембрии процессы осадконакопления, вулканизма, плутонизма, метаморфизма, минерогенеза, тектогенеза, атмосфера, гидросфера, климат, органическая жизнь не имеют принципиальных, резких отличий от аналогичных явлений и объектов последующих фанерозойских периодов, а существующие различия между ними не выходят за пределы общих черт, закономерностей и тенденций направленного и необратимого развития Земли, что находится в соответствии с общегеологическими построениями А.В. Сидоренко [1963, 1975] и др. в отношении докембрийского этапа развития литосферы.

Для выяснения геотектонической природы первичных осадочных толщ архея и алданского комплекса, в частности, целесообразно сравнить их с формациями фанерозоя. В фанерозойский этап развития земной коры осадочные толщи формируются в двух принципиально отличных друг от друга геотектонических структурах: в платформенных и геосинкли-

нальных областях, имеющих между собой переходные зоны. В соответствии с этим формации фанерозоя подразделяются на две группы: формации геосинклинальных областей и формации платформенные [Шатский, 1965; Херасков, 1967; Косыгин, 1974; Рухин, 1961; и др.]

Формации геосинклинальных областей в отличие от платформенных характеризуются весьма большим разнообразием осадков с резкими литологическими переходами по вертикали и горизонтали между пластами и толщами различной фациальной принадлежности. Им свойственны зональность (полярность) в распределении осадков, значительные мощности отложений и их большая изменчивость вкост простирания, отсутствие или слабое развитие перерывов в осадконакоплении, широко развитая ритмичность в напластовании и другие явления.

Геосинклинальные формации в абсолютном большинстве представлены морскими толщами, континентальные образования крайне редки, среди них преобладают осадки с коллоидно-дисперсной, хемогенной, органической, терригенной и вулканогенной природой. Образования геосинклинальных областей в значительной мере представляют идеальные ряды осадочных формаций в литоральном направлении с контрастным и упорядоченным распределением химических компонентов. Конкретные породы и их ассоциации распределены во времени и пространстве в связи с этапами развития геосинклинальных областей.

Для геосинклинальных областей характерны разнообразные и широко развитые вулканогенные формации (туфогенные, спилитовые, офиолитовые, зеленокаменные и т.д.), глинистые, карбонатные, кремнистые, флишевые, аркозовые, железорудные, марганцево-кремнистые, а также формации переотложенных бокситов среди карбонатных пород. В них отсутствуют угленосные, соленосные и угленосно-боксито-железородные формации. Образование геосинклинальных областей определяют синорогенный гранитоидный магматизм, значительный региональный метаморфизм и высокая интенсивность пликативных деформаций.

Проведенный литологический анализ катархейских и нижнеархейских толщ Алданского щита позволил установить, что по дометаморфической природе эти образования представлены разнообразными осадочными, вулканогенно-осадочными, вулканогенными и интрузивными породами, сформировавшимися в условиях подвижной области геосинклинального типа. Ретроспективные построения в отношении условий и особенностей накопления конкретных пород и их ассоциаций в тех или иных геотектонических или литофациальных обстановках приведены в настоящей работе.

Здесь надо отметить следующее в отношении взглядов сторонников, считающих, что алданский комплекс представляет собой, по существу, толщу основных вулканитов или их производных, будь то за счет их разложения и переотложения или за счет магматических дифференциаций. Алданский комплекс по содержанию (64,76%) отвечает гранодиорит-кварцевому диориту, а в вулканических сериях — дациту, а, как известно, кислый и средний по составу вулканизм — явление в истории развития любых структур литосферы редкое и маломасштабное. В отношении других петрогенных компонентов алданский комплекс совершенно несравним с какой-либо вулканической или магматической породой или их любыми сериями и ассоциациями [Кулиш, 1976а].

Практически необъяснимы с вулканогенных позиций вся широта распространения, закономерности размещения и состава, морфология залежей и другие критерии первичных пород комплекса. И вместе с тем роль вулканитов и их разнородных продуктов в составе алданского комплекса, как это изложено у автора и других исследователей, значительна во всех отношениях, во времени и пространстве она изменчива, но не является доминирующей, как это понимают Н.В. Фролова [1962], М.З. Глуховский [1975], Л.И. Салоп [1973], Р.Ф. Черкасов [1979], Л.М. Реутов [1981] и др.

Сопоставление первичных толщ алданского комплекса с образованиями Луны несостоятельно ввиду обилия в первом первично-осадочных пород и чрезвычайной пестроты их фациальных типов преимущественно морского типа.

ИСТОЧНИКИ ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА

Литологический анализ пород алданского комплекса (особенно иенгурской серии) и его высокоглиноземистых и кварцевых образований показал, что формирование мощных и разнообразных толщ пород в нижнеархейской алданской подвижной области геосинклинального типа осуществлялось из различных источников: накопления продуктов кор выветривания, привнесенных в зоны накопления из сопредельных областей сноса; разрушения прибрежных сооружений, приподнятых блоков и участков в самой подвижной области; формирования вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований и продуктов их разрушения и разложения и т.д. [Кулиш, 1964, 1973].

Закономерности в пространственном расположении пород различного фациального характера, направленное изменение ассоциаций пород, характер их соотношений, изменения химического состава, трансгрессивный характер мегащитов седиментации с широтной (с востока на запад) направленностью трансгрессии, общая тенденция движения седиментогенных областей геосинклинали в широтном направлении указывают, что снос материала шел с запада, юго-запада, т.е. областей, расположенных в пределах Байкальской и Становой складчатых систем с вероятным удалением от юго-западной границы щита в 100–500 км. В частности, В.А. Кудрявцев [1966], анализируя содержание магния в мраморах, пришел к выводу, что в период формирования желтулинской серии бассейна р. Сутам береговая линия находилась также на западе.

Особенности сносимого материала, химический состав накопленных толщ, формации высокоглиноземистых кварцевых и других пород, представляющих продукты переотложения кор выветривания, концентрации в песчаных породах устойчивых и тяжелых минералов предполагают наличие жестких структур (кратонов), гетерогенных в геологическом отношении с широко и глубоко развитыми корами выветривания, представляющих собой области сноса со стабильными поднятиями и пенепленами. Вообще, докембрийские комплексы переотложенных кор выветривания в палеогеографическом отношении коррелятивны региональному континентальному размыву кор выветривания в областях сноса жестких пенепленов [Сидоров, Чайка, 1970; и др.].

Породы областей сноса, подвергавшиеся выветриванию и служащие

источником материала для кварцевых, высокоглиноземистых и других пород, в основном представлены разнообразными образованиями сиалического состава: гранитами и гранодиоритами, в меньшей мере — метаморфическими и осадочными породами и еще меньше — основными магматическими породами. Этот вывод основан на анализе аксессуарных минералов, их ассоциаций и размещений, поскольку каждой крупной петрографической группе пород свойствен свой набор аксессуаров [Кухаренко, 1961].

На кислый и средний состав пород областей сноса явно указывает такой же состав стратиграфических подразделений шита, особенно иенгской серии, в значительной мере сложенной продуктами сноса. Области сноса и разрушения были достаточно удаленными от мест седиментации, так как наблюдается заметное нарушение соотношений и сочетаний их основных компонентов.

Близкий к гранит-гранодиориту состав областей сноса 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 аркозов) также указывает, что области сноса были сложены гранитами и гнейсами [Чайка, 1966; и др.]. Состав галек конгломератов в большинстве случаев кварцевый, кварцитовый и граптоидный, редко отмечаются гальки первично-метаморфических, осадочных и основных магматических пород, некоторые из них несут следы доэрозионных пластических деформаций. Следовательно, области денудации имели гетерогенный характер и были сложены разнообразными комплексами магматических, осадочных и метаморфических пород, в известной мере дислоцированных.

Развитие в алданском комплексе мощных тел ассоциаций высокоглиноземистых осадков каолинового, гидрослюдистого состава и кварцевых песчаных пород, высокая степень дифференциации кластогенного, пелитоморфного и хемогенного материала с закономерным изменением химической и минералогической "зрелости" осадков, подтверждаемых образованием устойчивых к выветриванию и выветриванию чистых кварцевых песков, монацитовых, рутиловых, ортитовых, цирконовых россыпей, а также железистых, бороносных, глиноземистых, мергелистых, карбонатных, углеродистых, марганцевых, бокситовых и прочих осадков при крайне подчиненном значении кварцевых конгломератов, аркозов, граувакк и тому подобных образований, формирование идеального ряда осадочных формаций с контрастным распределением главных и второстепенных компонентов пород, соотношение гранулометрического состава устойчивых и неустойчивых к выветриванию минералов и т.д. — все это позволяет сделать вывод, что толщи алданского комплекса представляют собой продукты переотложения каолиновых и в меньшей мере гидрослюдистых кор выветривания, развитых в областях сноса.

Характер выветривания пород также подтверждают следы активного развития каолина в гальках конгломератов. В гальках кварцита наблюдаются полоски как бы по залеченным трещинам, пятна, кольца, оторочки вокруг кварцевых агрегатов, сложенные тонкоиглольчатый, иногда фибролитоподобным силлиманитом, формирующим здесь обособленные снопики, пучки, розетки и т.п. Подобные специфические выделения силлиманита

отмечены и в гранитных гальках, где он развивается преимущественно по полевым шпатам, особенно по периферии их зерен. Такого рода агрегаты силлиманита совершенно нехарактерны для силлиманитов других пород алданского комплекса. Структурные и морфологические особенности этих силлиманитов также отличаются и от силлиманитов, возникших из метаморфизованного глинистого цемента пород галек. Таким образом, этот вид силлиманита можно рассматривать как продукт метаморфизма каолина, образовавшегося в трещинах пород, по зонам сочленения их минералов, по самим минералам в процессе выветривания этих пород *in situ* и в период их переноса в форме галек.

Выветривание было длительным, глубоким с преобладанием химического воздействия, что обусловило незначительное развитие полимиктовых осадков по сравнению с мономинеральными и олигомиктовыми образованиями. При анализе развития кор выветривания во времени установлено, что чем древнее коры выветривания, тем чаще распространение каолиновых и гидрослюдистых кор и реже — охристых, глиноземистых и еще реже — монтмориллонитовых и бейделлитовых [Виноградов, Ронов, 1956; Гинзбург, 1957]. В частности, на каолиновый и гидрослюдистый характер глинистой составляющей высокоглиноземистых пород алданского комплекса указывает отношение в них глинозема к кремнезему и другим компонентам [Кулиш, 1973].

Развитие каолиновых кор выветривания обусловлено высокой устойчивостью каолина в различных химических условиях, наличием вод повышенной кислотности, процессов обеления продуктов железистых кор, возможно, ресилификацией глиноземистых кор выветривания в гумидном и тропическом климате, а также тем, что области их развития сложены породами кислого и среднего состава, в то время как на основных породах развиваются монтмориллонит и хлориты.

Исследование кварцевых, глиноземистых и других пород подтверждает первично-осадочную кластогенную или гидролизную природу исходных осадков алданского архея. Различие в размерах кластогенных зерен кварца в кварцито-гнейсах (метааркозах), где мономинеральные кварцевые слои имеют меньшие размеры зерен кварца, чем слои, обогащенные полевыми шпатами, позволяет сделать вывод, что в областях сноса господствовало интенсивное химическое выветривание, так как только в этом случае более крупные песчаные фракции в песчаных образованиях в большей мере обогащаются минералами, малоустойчивыми при выветривании [Сидоренко, 1955]. Интенсивность, глубину выветривания также характеризуют низкие содержания К, Na, Са и высокие значения $Al_2O_3 : Na_2O$ в породах (коэффициент глинизации).

Судя по химическому составу высокоглиноземистых пород, в большинстве случаев переработка коры выветривания не достигла стадии полного разложения первичных минералов (до распада каолинового ядра), в других — наблюдается формирование бокситовых минералов на различных стратиграфических уровнях или гидрослюд. Повышенная железистость и титанистость пород, а в ряде случаев наличие марганца выявляют несовершенство разложения минералов в коре выветривания или нечеткую дифференциацию вещества при седиментации.

Все это позволяет заключить, что в архее (ранний архей, алданское

время) в корях выветривания формировались те же продукты разложения, что и в современных условиях: кластогенные, тонкодисперсные, гидролизные и растворимые, в том числе и глинистые — каолинит, гидрослюда, гидраты глинозема и т.п. А.Б. Ронов [1964] считает, что уже в доархейское время (аозой) формировались остаточные коры выветривания с высокоглиноземистыми глинами, которые, переотлагаясь, играли важную роль в процессах осадконакопления.

Таким образом, характер развития нижнеархейских кор выветривания в алданской подвижной области, их геологическое положение, генетические особенности и продукты, перенос сформировавшегося материала в бассейны накопления и седиментации, а также их рудоносность не имеют принципиальных отличий от подобных явлений более молодых периодов развития Земли.

Области сноса были относительно тектонически спокойны, имели слаженный рельеф и гумидный климат. Вероятнее всего, они представляли воздымающиеся свод-пенеплены, обширные области сводовых поднятий, характеризующиеся определенным проявлением на их территории глыбовой тектоники [Чайка, 1967]. Эрозия пенепленов была длительной и относительно спокойной. Отклонение этих условий имело место в начальную стадию отложения верхнеалданской свиты, когда отмечалось более активное воздымание некоторых частей областей сноса, что нашло отражение в формировании кварцито-гнейсов (аркозов) и конгломератов. Эти комплексы формировались более быстрыми потоками при ускоренном накоплении и связаны с более интенсивной денудацией в областях пенеплена, вызванной возрастаям его тектонической активности (расчленение на блоки, общий подъем региона и т.д.).

Районы латеритного выветривания достоверно установлены в зоне перехода между стабильной и подвижной областями, соответствующими в настоящее время юго-западной части щита (верховья рек Тимптона и Алдана). Это привело к накоплению переотложенного бокситового материала на отдельных стратиграфических уровнях чайнытской свиты верхне-тимптонской серии и верхнеалданской свиты иенгрской серии.

Особенности выветривания в областях сноса, характер переотложенных продуктов мощных кор выветривания, неоднократно перемытых и переотложенных, подчиненная роль конгломератов и аркозов определяют краевые области накопления как перикратонные структуры (опускания) или перикратонные геосинклинальные системы, ставшие областями последующего развития геосинклинальных систем. Эрозия пенепленов была длительной и относительно спокойной, лишь в начальный период верхнеалданского времени она становится более резкой, что оставило следы в виде горизонтов конгломератов и аркозов.

Все вышеизложенное позволяет сделать вывод, что Алданский щит нельзя считать самым древним исходным ядром Сибирской платформы. Более древние жесткие структуры находились к юго-западу от щита, т.е. в районах Становой, Олекминской и Байкальской складчатых систем. Накопление материала алданского комплекса соответствует не началу существования этого участка земной коры, а лишь наиболее древнему из известных нам этапов его образования. В связи с этим становится понятным наличие среди образований протерозойского обрамления щита

тектонических блоков, сложенных чарнокитами и другими глубокометаморфизованными суперкрустальными породами, физико-химический анализ которых показывает, что они образовались в условиях более высоких температур и глубин, чем породы архея Алданского щита. Некоторые породы блоков среди Олекмо-Становой области по абсолютному возрасту значительно древнее алданского комплекса [Кулиш, 1973]. Так, Л.И. Салоп [1964] в западном нижнепротерозойском обрамлении щита отмечает глыбы (в частности, Чарская глыба) более древние, чем алданский комплекс. К таким же выводам пришли В.А. Кудрявцев [1966], В.И. Шульдинер [1969] и др. А.А. Тугаринов и др. [1967] приводят данные, что некоторые породы блоков среди Олекмо-Становой области значительно древнее алданского комплекса.

Впоследствии этот жесткий регион (архейский пенеплен), эродированный в архее, был активизирован, на нем развились протерозойская и байкальская подвижные области, а породы доархейского возраста были в значительной мере диафортированы, что существенным образом сказалось на омоложении их геохронологических датировок.

Таким образом, образования этих древнейших структур, представляющих собой уже консолидированные сооружения и ставшие источниками сноса материала во время заложения и развития алданской геосинклинальной области, относятся к более древним подразделениям катархея, чем верхнеалданская серия алданского комплекса, и тем более древним, чем иенгрская, тимптонская и джелтулинская нижеархейские серии Алданского щита.

Существенные поставщики кластогенного, дисперсного и хемогенного материала — разрушаемые, размываемые и выветриваемые прибрежные сооружения, как правило, гетерогенные в геологическом и вещественном отношении.

Важную роль в формировании осадков алданского комплекса, особенно верхнетимптонской и тимптонской серии, играет материал, сносимый с поднятий, расположенных внутри подвижной области, породы которой также подвергались активному разрушению и химическому выветриванию. Часть из них, вероятно, представляла гетерогенные сооружения фундамента, а часть — вулканические постройки различных типов и размеров. Продукты денудации этого типа переносились на небольшие расстояния, не испытывая многократных перемылов и существенной дифференциации, что часто приводило к образованию граувакковых толщ, преобразованных впоследствии в монотонные гипертеновые гнейсы и сланцы.

Значительная доля в сложении первичных толщ раннего архея щита принадлежит вулканогенно-осадочным и вулканогенным образованиям, которые также в той или иной мере прошли стадию химического выветривания, гальмиролиза, кислотного выщелачивания и в различной степени испытали влияние осадочной дифференциации. Вулканиды толщ верхнетимптонской и тимптонской серий имеют во времени гомодромную тенденцию развития.

ФОРМИРОВАНИЕ ИСХОДНЫХ ПОРОД И ИХ АССОЦИАЦИЙ

Исходные стратифицируемые породы алданского комплекса, их вещественные и генетические разновидности представлены чрезвычайно разнообразными в химическом, минералогическом и текстурно-структурном отношении осадочными, вулканогенно-осадочными и вулканогенными образованиями, которые образуют самые сложные ассоциации. Их пласты и пачки имеют всевозможные литологические переходы друг с другом в вертикальном и горизонтальном направлениях. Им свойственна зональность в распределении осадков различных литологических характеристик и относительная выдержанность этих характеристик по простиранию. Среди толщ первичных осадков конкретных стратиграфических подразделений относительно слабо развиты существенные перемены в осадконакоплении, в то время как между ними имеют место и угловые несогласия. В толще пород алданского комплекса широко развита ритмичность в напластовании различных порядков. Они сложены морскими образованиями (континентальные осадки не установлены) с коллоидно-дисперсной, гидролизной, хемогенной, органогенной, кластогенной и вулканогенной природой материала. Первично-осадочные образования алданского комплекса нередко представляют идеальные ряды осадочных формаций в литоральном направлении с контрастным и упорядоченным распределением химических компонентов. Образования определенной формационной принадлежности имеют закономерное распределение во времени и пространстве (в вертикальном и горизонтальном направлениях) в связи с этапами геотектонического развития конкретных участков региона того периода.

Среди исходных осадков алданского комплекса имеется широкая гамма пород: конгломераты, гравелиты, аркозы, разнообразные пески и глины, мергели, карбонатные, кремнистые, железистые, марганцевые, бороносные, бариеносные, бокситоносные, сульфидоносные, углеродистые породы, россыпные концентрации устойчивых к выветриванию минералов, эвапориты и др. 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 [Кулиш, 1973].

Достаточно широко развиты здесь и разнообразные вулканогенно-осадочные и вулканогенные образования: туфогенные, зеленокаменные, спилитовые, офиолитовые и другие, которые в той или иной мере прошли стадии химического выветривания, гальмиролиза, кислотного выщелачивания. Эти продукты нередко испытали определенное влияние осадочной дифференциации различной глубины или смещение с материалом другой природы. Наиболее активное влияние основных вулканитов обычно приурочено к заложению областей опускания этих периодов. Вверх по разрезу таких толщ основность вулканитов, как правило, уменьшается, и они приобретают черты среднего магматизма. Наряду с другими вулканогенно-осадочными и вулканогенными типами пород преимущественно алюмосиликатного "основного" состава здесь формируются и разнообразные осадочные образования. Последующие процессы метамор-

физма преобразовали их в относительно монотонные толщи биотитовых, амфиболовых и пироксеновых гнейсов и сланцев основного, среднего и реже кислого состава, в амфиболиты, пироксениты.

Накопление первичных толщ алданского комплекса осуществлялось за счет продуктов кор выветривания и разрушения образований областей сноса, береговых комплексов суши, внутригеосинклинальных поднятий, в том числе и типа островных дуг (в местах накопления толщ тимптонской и желтулинской серий), при участии активной вулканической деятельности и за счет вещества, растворенного в водах морских бассейнов, т.е. материала терригенного, вулканогенного и морского происхождения [Кулиш, 1964, 1973; и др.].

Продукты кор выветривания (гидролизные, кластические и растворенные) при размыве областей сноса, береговых сооружений и внутригеосинклинальных поднятий сносились в области накопления и переотлагались, формируя разнообразные по составу породы (глины, пески, алевролиты, бокситы и др.). Растворенные компоненты кор выветривания пополняли солевую составляющую морских бассейнов. Местами наблюдаемое сочетание продуктов кор выветривания с породами, несущими органогенные углеродистые соединения, косвенно указывает на определенную роль органической жизни в процессах выветривания.

Транспортировка продуктов кор выветривания из областей сноса в зоны накопления была длительной и осуществлялась, вероятно, речными потоками большой протяженности со спокойным течением. Имело место неоднократное переотложение и перемыв материала в процессе переноса. Это обусловило достаточно контрастную осадочную дифференциацию и сортировку привносимого кластогенного, дисперсного и гидролизного материала с четким разделением его по составу, весу, морфологии зерен и частиц вплоть до формирования мономинеральных кварцевых песков, глин, рутиловых, монацитовых, цирконовых и других россыпных концентраций, бокситов и пород. Такой характер накопления переотложенных продуктов кор выветривания определил пестроту вещественного состава создаваемых пород, сложные фациальные переходы и слоистость, разнообразие их сочетаний и текстур, значительную окатанность кластогенных зерен и т.д. Эти литологические черты особенно свойственны верхнеалданской свите.

Некоторое отклонение от этих условий имело место в начальную стадию отложения верхнеалданской свиты, когда происходило формирование кварцито-гнейсов (аркозов) и конгломератов. Эти породы были образованы при ускоренном накоплении быстрыми потоками и связаны с более интенсивной денудацией в областях пенеплена, вызванной возрастанием его тектонической активности.

Не менее значимым был привнос продуктов разрушения с внутригеосинклинальных поднятий, который в общем был в меньшей степени разложен и дифференцирован при его транспортировке. К числу характерных образований этих участков областей седиментации относятся граувакки, полимиктовые пески и алевролиты. Однако и здесь нередко отмечается достаточная дифференциация материала. К таким высокоглиноземистым отложениям, сформировавшимся за счет продуктов кор выветривания внутригеосинклинальных поднятий, относятся толщи желтулинской

серии, развитые в полосе от устья р. Гонам на юго-востоке до приустьевой части р. Тимптон на северо-западе [Кулиш, 1973].

Транспортировка материала в водотоках происходила в форме переноса во взвешенном состоянии или массового движения донных наносов (учитывая относительную тонкозернистость материала и его сортировку) и лишь гальки конгломератов могли быть привнесены путем перекачивания или волочения по дну. Анализ размерности частиц формируемых пород дает возможность предполагать, что скорость речных потоков при накоплении верхнеалданской серии достигала 0,5 м/с, и лишь при отложении конгломератов она поднималась до 2 м/с [Кулиш, 1973]. Признаки архейских (2,6–3,5 млрд. лет) речных потоков установлены и в других регионах. В частности, анализ литологии металлоносных конгломератов позволил определить их принадлежность к аллювиальным отложениям, среди которых устанавливаются направление и контуры водотоков [Кренделев, 1974; и др.]. В целом условия для такого рода переноса продуктов кор выветривания и разрушения могли создаваться лишь в обстановке относительного тектонического покоя, сглаженного рельефа и т.д.

Более короткими были пути транспортировки материала кор выветривания и продуктов разрушения с прибрежных участков, а также с поднятий внутри подвижной области, расположенных вблизи зон осадконакопления и сложенных в значительной мере различными продуктами вулканизма. Эти явления имели место преимущественно при накоплении толщ верхнетимптонской и тимптонской серий.

В процессе транспортировки продуктов кор выветривания и разрушения денудированных образований из участков питания в участки накопления происходят дополнительные их изменения, выражающиеся в истирании и окатывании материалов, в дифференциации его по степени 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, 1976]. В процессе разрушения и выветривания и на путях переноса эти продукты соприкасаются с кислородом атмосферы непосредственно или при участии поверхностных вод и подвергаются его воздействию в той или иной мере, что отражается в широких вариациях степени окисления железа в создаваемых породах и наличии в них других окисленных веществ.

Наряду с дифференциацией продуктов разрушения и выветривания при их переносе в ряде случаев происходит их смещение с материалами других происхождений и составов, т.е. наблюдается своеобразное "разуживание" ранее созданных компонентов.

Развитие широко распространенных кор выветривания, участие их продуктов размыва в сложении толщ алданского комплекса, присутствие в нем значительных масс прибрежных и береговых образований (песков, граувакк и т.п.), а также толщ конгломератов, аркозов, гравелитов, бокситов, наличие перерывов в осадконакоплении и размывов нижележащих толщ, а также структурных несогласий подтверждают существование в катархей-нижнеархейской подвижной области континентальных условий

(суши). Не исключено, что полосчатые гематитсодержащие кварциты и гнейсы, накапливающиеся в прибрежных зонах во вторую геотектоническую стадию развития алданской геосинклинальной области, были первично красноцветными образованиями. Однако этот вопрос требует подробной проработки.

В целом же накопление толщ происходило в морских бассейнах, так как возникшие осадки имеют значительную, характерную для этих условий дифференциацию вещества, большие мощности и распространены на значительных площадях, включая в себя типично морские: известняки, сульфидные, баритовые, соленосные, марганцевые и тому подобные образования. Более высокие содержания бора в первично-глинистых породах по сравнению с кларком также подтверждают морские происхождения осадков [Гольдшмидт, Петерс, 1938; Reynolds, 1965; и др.].

Различные типы растворенных веществ (кластогенное, дисперсное, гидролизное, хемогенное, органогенное), вовлеченные в процессы седиментации в условиях водных сред подвижной области раннего архея, подвергались осадочной дифференциации различных степеней, что выражается в пестроте составов пород, в сложных литологических переходах между ними, в разнообразии их слоистости и других критериев. Наиболее резкая дифференциация характерна для толщ верхнеалданской свиты, породы которой в значительной мере состоят из продуктов перетолженных кор выветривания, испытавших длительную транспортировку водными потоками большой протяженности со спокойным течением. Достаточно контрастна седиментация в осадочных толщах федоровской свиты, джелтулинской серии и др. В меньшей степени прослеживается дифференциация при отложении толщ верхнетимптонской и тимптонской серий, сложенных преимущественно вулканогенными продуктами различных генетических типов.

Осадки алданского комплекса отлагались в различных литолого-фашиальных условиях морских бассейнов. В прибрежной зоне накапливались пески, глинистые пески, алевролиты, реже аркозы и гравелиты и еще реже конгломераты, а также россыпные концентрации кластогенных, тяжелых, устойчивых к разложению минералов (циркона, рутила, ортита и др.). Здесь имеет место также формирование глинистых пропластков, залежей вулканитов и других более редких для этой зоны пород. В прибрежных зонах и вблизи внутригеосинклинальных поднятий в эвгеосинклинальных частях подвижной области происходит накопление значительных масс граувакков за счет разрушения в основном вулканогенных образований. Это явление особо характерно для толщ верхнетимптонской и тимптонской серий, граувакки которых впоследствии были преобразованы в слабополосчатые, монотонные и амфиболовые, амфибол-пироксеновые гнейсы и сланцы.

На прибрежный и мелководный характер пород указывают их грубая, а местами и косая, разнонаправленная слоистость, наличие конгломератов, гравелитов, аркозов, достаточно крупные размеры первичных песчинок (1–3 мм) и т.д. [Кулиш, 1964, 1973]. Л.В. Травин [1975] описал отпечатки знаков ряби в иенгских кварцитах. Накопленный кластогенный материал в прибрежной зоне является полигенным. Дифференциация материала на путях доставки к бассейну и перемыв осадков в самой

зоне вдоль береговой линии, где интенсивно и постоянно проявлялись механическое воздействие и химическое выветривание при участии движущейся морской воды, приводящие 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. Концентрации тяжелых компонентов (рутила, монацита, циркона и др.) обычно происходят вдоль уреза воды в сравнительно узкой полосе побережья, весьма специализированного в литолого-фашиальном отношении.

В мелководных относительно спокойных условиях шельфовых областей отлагались разнообразные глины, довольно часто высокоглиноземистые, а также мергели и глины с примесью других веществ. В условиях полузакрытых неглубоких заливов и лагун накапливались марганцевые, бороносные, соленосные, окисножелезные и другие гидролизные и эвапоритовые осадки.

По мере удаления от берега в сторону более глубоких пелагических областей поступающие осадки дифференцируются по удельному весу и размерам частиц, количество кластогенного материала уменьшается, а коллоидно-дисперсного и хомогенного — увеличивается. В частности, каолинит, обладающий более крупными зернами, чем гидрослюды и монтмориллонит, накапливался ближе к берегу, что обеспечило здесь формирование таких осадков, которые при метаморфизме дали силлиманит-содержащие разности пород. В сторону мелководных зон мощность осадков обычно возрастает, а их глиноземистость уменьшается. Состав поступивших глинистых минералов не зависит от климата зон седиментации [Казанский, 1976], т.е. первичный состав продуктов кор выветривания в значительной мере сохраняется в процессе переноса и отложения [Гинзбург, 1957]. Для глинистых составляющих этих разрезов характерны тонкая, параллельная, хорошо выраженная и протяженная местами линзовидная слоистость, отсутствие галек и косой слоистости. Глинистые породы литологически переходят в заведомо мелководные осадки (кварциты) и ритмично переслаиваются с ними, сохраняя свой характер на значительных площадях.

В более глубоких спокойных условиях в зависимости от литологических обстановок наряду с глинистыми происходит отложение хомогенных и органогенных осадков: мергелей, известняков, доломитов, железных руд, сульфидсодержащих пород и пород, обогащенных органическим веществом. В глинистых осадках увеличивается роль карбонатов, гидрослюд, хлоритов по сравнению с глинами более мелководных зон. Они характеризуются относительно повышенной железистостью (f), что обусловлено большим участием в их составе хлоритов и сидерита, а также восстановительной среды, свойственной в целом донным участкам этих зон бассейнов [Кулиш, 1973].

Местами создавались благоприятные литологические и геотектонические условия для формирования флишей. Породы, содержащие органогенное углеродистое вещество и сульфиды, формировались в застойных участках морского дна с восстановительной обстановкой, что имело место в различных по глубинности зонах морских бассейнов.

Литолого-фациальные условия накопления песчаных, кремнистых, марганценовых и высокоглиноземистых осадков в различных зонах Алданской подвижной области рассмотрены автором ранее [Кулиш, 1964, 1973; Л. Кулиш, Е. Кулиш, 1974; и др.].

В целом сложный рельеф дна морских бассейнов алданской подвижной области обусловил большое разнообразие литологических и вещественных типов пород, сложно и быстро сменяющих друг друга по площади и вертикали, с широко варьирующими мощностями залежей, но в общих чертах своего распределения имеющих линейный характер.

Относительно постоянные литологические и фациальные особенности пластов и чакел пород на определенных территориях и в основном их полосчатое распределение могут быть объяснены преимущественно линейным, относительно пологим и увалистым характером рельефа дна областей отложения и небольшими глубинами морских бассейнов со сравнительно малым уклоном дна в направлении от берега, что характерно для зоны шельфа переходных структур. Область шельфа достигала 40—100 км по ширине. В общих чертах бассейны углублялись в восточном и северо-восточном направлениях. Л.Б. Рухин [1961] высказывает предположение, что глубоководные бассейны как широко распространенная форма рельефа дна морского бассейна появляются лишь в верхнем палеозое, т.е. глубины более древних геосинклинальных областей были значительно меньшими по сравнению с фанерозойскими.

В других местах, толщи которых характеризуются большой пестротой литологических разновидностей пород и широкой изменчивостью мощностей залежей, рельеф дна был достаточно расчлененным с прихотливым сочетанием разнообразных геоморфологических элементов. Вместе с тем для морских бассейнов алданской подвижной области в целом присущи вытянутые формы рельефа, чередование линейных прогибов и поднятий.

Хотя морфология морских бассейнов алданской подвижной области была, естественно, довольно сложной и изменялась во времени, характеризуюсь также наличием островов и их архипелагов различных размеров и форм, в целом для периода развития этой структуры свойственно то, что генеральная береговая линия и жесткие структуры (кратон) находились от нее обычно к западу — юго-западу.

Накопленные осадки, особенно иенгрской серии, зачастую соответствуют идеальному профилю осадочных формаций [по: Н.М. Страхов, 1963], а именно содержат песчаники, алевролиты, глины, мергели, известняки, сформировавшиеся по направлению от прибрежной зоны до пелагической. Это подтверждается особенностями пространственного размещения пород, закономерным изменением содержания в них кластогенного, глинистого, гидролизного и другого вещества по мере удаления от береговой линии. В этом же направлении отмечается относительно направленное и контрастное распределение главных, второстепенных и редких минералогических и химических компонентов. В некоторых местах характер идеального профиля осадочных формаций в той или иной мере нарушается совместным отложением хемогенных, органогенных, вулканогенных и других продуктов (гидроокислы железа, карбонаты, пеплы и т.д.). Упорядоченность в распределении компонентов в профиле формаций

также указывает на интенсивность химического выветривания на площадях сноса и в местах формирования материала и, кроме того, на высокую степень осадочной дифференциации на путях переноса и в зонах отложения.

Учитывая закономерности размещения осадков в бассейнах алданской подвижной области, отмечаем, что в архее, так же как и в более поздние периоды развития литосферы, имело место активное перераспределение химических элементов в зависимости от литолого-фациальных обстановок, нередко носившее упорядоченный зональный характер. В частности, наблюдается зональность пелитовых осадков по химическому составу, когда минимум концентрации Al_2O_3 приурочен к глубоководным зонам бассейна, а максимум — к береговым, где происходит бокситонакопление. Эта зональность глинистых осадков вызвана различиями в расстояниях переноса, физико-химических условий осаждения, влиянием компонентов сопутствующих осадков и другими факторами [Кулиш, 1973].

Отмеченные закономерности распределения осадков позволяют предполагать, что участки повышенной кремнистости соответствуют прибрежным зонам, зоны повышенной известковистости — более глубинным участкам, зоны повышенной основности — пелагическим областям. Исходя из территориальной специфики химического состава архея щита, устанавливается в общих чертах зональное строение бассейнов седиментации алданской подвижной области с постепенным углублением их в северо-восточном направлении с последующим некоторым уменьшением глубин и появлением поднятий [Кулиш, 1976а].

Сложное сочетание продуктов, происходящих из различных источников и имеющих многообразную природу и интенсивность поступления, широкие вариации осадочной и вулканогенной дифференциации вещества в сложно меняющихся литолого-фациальных условиях привели к чрезвычайному разнообразию осадков, быстро сменяющих друг друга по простиранию и вертикали, причем существенные изменения литологического характера накоплений происходят на небольших расстояниях в разрезах даже в пределах пачек слоев небольшой мощности, не говоря о таких стратиграфических подразделениях, как горизонты, свиты и серии.

Широкое развитие железомagneзиальных основных кристаллических сланцев и гнейсов, близких по составу к основным и средним магматическим породам и их производным (туфы и т.д.), наличие в верхних частях разреза кремнистых и глиноземистых пород, кремнисто-железистых образований и гранулитов дают возможность заключить, что толща самой нижней верхнетимптонской серии (до 8000 м) имеет преимущественно вулканогенное и вулканогенно-осадочное происхождение при подчиненной роли осадочных пород различных генетических типов.

Толщи верхнетимптонской серии имеют циклическое строение, причем в ее разрезе в тех или иных местах насчитывается от одного (иногда неполного) до трех седиментогенных (геотектонических) циклов. Нижняя часть цикла относительно монотонная, она представлена амфибол-пироксеновыми сланцами, гнейсами, амфиболитами, пироксенитами, относящимися по своей первичной природе преимущественно к основным, средним, изредка ультраосновным вулканическим породам и их производным (туфам, туффитам, измененным и переотложенным вулканитам и другим

вулканогенно-осадочным породам), в той или иной мере сочетающимися в различной степени сортированными и измененными граувакками. Вверх по разрезу литологического (геотектонического) цикла постепенно возрастает роль более дифференцированных, относительно пестрых в литологическом отношении, более тонко и часто переслаивающихся известково-магнезиально-железистых, глиноземистых, высокоглиноземистых, кремнистых, кремнисто-железистых, углеродистых и других пород, имеющих вулканогенную, вулканогенно-осадочную, морскую и терригенную природу (основные и средние вулканиты, в различной степени измененные и дифференцированные в вещественном отношении разнообразные продукты вулканизма и граувакки, глины, мергели, пески, яшмы и т.д.).

Каждому циклу свойственно постепенное уменьшение основности магматического пород и их производных вверх по разрезу цикла — от основных и ультраосновных до средних и даже кислых.

При наличии двух и более седиментогенных циклов в верхнетимптонской серии более поздний цикл характеризуется большей пестротой литологических типов, более широким развитием кремнистых и высокоглиноземистых пород и меньшей основностью его толщи в целом.

Особенно четко цикличное строение верхнетимптонской серии проявлено в западных частях щита (верховья р. Тимптон, кряж Зверева и др.), где терригенные и морские формации более широко распространены, чем в восточных частях.

В толще верхнетимптонской серии практически отсутствуют более или менее значительные по размерам залежи мраморов и кальцифиров. К внутригеосинклинальным поднятиям, которые характеризуются специфическими условиями формирования и перетолжения продуктов выветривания, а также климата, приурочены накопления бокситов в верхних частях завершающего седиментационного цикла серии.

В верхнетимптонской серии мощность и меланократовость в общих чертах увеличиваются с запада на восток.

Все литологические особенности верхнетимптонской серии являются следствием пространственной и временной дифференцированности эвгеосинклинальной области, в которой накапливались эти толщи.

Преобладание в составе верхнеалданской свиты иенгрской серии кварцитов, высокоглиноземистых пород, экзотических парапород (корундиты, вириди.овые, турмалиновые, баритовые, графитовые породы, конгломераты и т.п.), характерная сложная фациальная изменчивость пород в пространстве и другие признаки указывают на терригенно-осадочную (терригенно-песчано-глинистую) природу первичного материала свиты, на его перикратонный и миогеосинклинальный характер. Роль вулканогенного материала была второстепенной.

Федоровская свита иенгрской серии сложена диопсидовыми, флогопитовыми, роговообманковыми, гиперстеновыми, биотитовыми, железорудными породами, мраморами, кальцифирами, в меньшей мере высокоглиноземистыми (биотит-гранатовыми и др.) гнейсами, сланцами и основными ортопородами. Для нее характерно наличие экзотических высокоглиноземистых образований повышенной магнезиальности со шпинелью, сапфирином, флогопитом, кордиеритом, а также пород, обогащенных барием, серой, углеродом и др. Карбонатный, кальциево-магниевый состав

пород Федоровской свиты обусловлен существенной ролью в исходном материале свиты морских карбонатных, мергелистых, доломитовых осадков.

Анализ направленности седиментации ассоциаций пород верхнеалданской и Федоровской свит иенгрской серии мощностью до 12 км во времени и пространстве показывает, что они представляют полный цикл развития миеогеосинклинальной и перикратонной зон алданской подвижной области.

Тимптонская серия мощностью до 9,0 км сложена в основном различного состава чарнокитами и амфибол-диопсидовыми породами. Высокоглиноземистые породы — прослой гранатовых гранулитов, биотитовых пород с гранатом, силлиманитом и кордиеритом — характерны для ее верхних подразделений. Более редки карбонатные образования. Первичный материал тимптонской серии представляет осадочные, вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы эвгеосинклинального типа. Вулканогенно-осадочные породы эвгеосинклинального типа. Вулканогенно-осадочные и вулканогенные образования относятся к разнообразным формационным типам, преимущественно основного и среднего, реже кислого состава. Их формирование связано с этапами прогибания зон подвижной области, которое сопровождалось усилением дробления фундамента и активным подводным и надводным вулканизмом. Здесь же создавались небольшие интрузии гипербазитов. В определенных фациальных зонах с вулканогенными формациями откладывались терригенные глинистые и песчаные отложения, в том числе и граувакки, а также хемогенные и биогенные карбонатные, железистые и другие образования. В ряде разрезов некоторые из них явно преобладают над вулканогенными толщами. В целом роль вулканогенно-осадочных и осадочных пород возрастает к верхним горизонтам серии, где явно выражен эвгеосинклинальный характер осадконакопления.

Для желтулинской серии мощностью 2 км более характерны карбонатные осадки, сочетающиеся с подчиненными вулканогенными, вулканогенно-осадочными и другими хемогенными и терригенно-осадочными породами. Формирование толщ желтулинской серии происходило в обширных областях опускания, сочетающихся с окаймляющими их областями поднятий. В глубь бассейна мощности накопленных толщ возрастают, появляются новые литолого-фациальные разности пород, новые стратиграфические подразделения (свиты и т.п.). Прослой высокоглиноземистых глинистых осадков (биотит-гранатовые и другие гнейсы и сланцы), слабо развитые в нижних частях серии, вверх по разрезу увеличиваются по мощности, составляя в кровле толщи нередко до 30%. В нижних слоях серии развиты обильные офиолитовые образования. Формации серии имеют слабо выраженный эвгеосинклинальный характер и формировались по сравнению с толщами тимптонской серии в относительно более спокойных тектонических условиях. Тимптонская и желтулинская серии представляют один геотектонический цикл развития восточной части алданской геосинклинали.

Образования верхнетимптонской и тимптонской серий обладают в целом меньшей дифференциацией накапливающегося вещества по сравнению с формациями иенгрской и желтулинской серий, что объяснимо их геотектоническими и литологическими критериями.

Литологические и тектонические особенности накопления конкретных типов пород алданского комплекса изложены выше, частью детально освещены в опубликованных работах [Закруткин, 1981; Кулиш и др., 1964, 1973; Сердюченко, 1963; Сердюченко и др., 1960, 1967; и др.]. Вместе с тем целесообразно для более полного освещения седиментогенеза алданского комплекса осветить кратко особенности накопления глиноземистых пород (сиалитов), учитывая их значительную распространенность в алданском комплексе.

Высокоглиноземистые породы алданского комплекса по природе своего первичного материала в значительной мере осадочные, реже вулканогенно-осадочные глинистые, песчано-глинистые и песчаные образования, в той или иной мере обогащенные карбонатами кальция, магния и железа, гидроокислами железа и марганца, местами соединениями бора, серы и органогенного вещества, а также кластогенным цирконом, рутилом, монацитом и др. Кроме того, установлены конгломераты, аркозы и бокситы [Кулиш, 1973].

Накопление глиноземистых продуктов (сиалитов) в алданской подвижной области происходило за счет дифференцированного переотложения продуктов кор выветривания, развитых в областях денудации в прибрежных зонах и на внутригеосинклинальных поднятиях, а также разнообразного разложения и разрушения вулканогенного материала и осуществлялось в различных обстановках морских бассейнов. Подавляющее большинство исследователей докембрия рассматривают высокоглиноземистые метаморфические осадки как метаморфизованные глинистые породы, измененные туфы, глинистые песчаники и т.п. Лишь некоторые высказывают мнение, что это хемогенные осадки, образовавшиеся при растворении и разложении первозданных базальтов [Роненсон, 1961; Фролова, 1951, 1962; Черкасов, 1979; и др.].

Судя по химическому составу высокоглиноземистых пород, в большинстве случаев переработка коры выветривания и разложения туфов не достигали стадии полного разложения первичного вещества (до распада каолинового ядра), и лишь в некоторых случаях наблюдается формирование бокситовых минералов. Повышенная железистость и титановость пород, а в ряде мест и наличие концентраций марганца указывают на несовершенство разложения минералов в коре выветривания и не всегда четкую дифференциацию вещества при седиментации. Интенсивное отложение сиалитов, происходящих из кор выветривания, было связано с периодом резкого ослабления вулканической деятельности, что особенно характерно для верхнеалданской свиты.

В одних местах переотложение материала древних кор выветривания и их диагенез не приводили к заметной дифференциации вещества, что способствовало накоплению исходного материала для биотит-амфиболовых, биотитовых, гиперстеновых и других гнейсов, пересыщенных глиноземом. В других местах дифференциация переотложенного материала была более интенсивной и тонкой, приводя к формированию существенно кварцевых, высокоглиноземистых или других пород с характерным для них химическим свойством.

Вулканогенные и вулканогенно-осадочные высокоглиноземистые отложения, развитые преимущественно в эвгеосинклинальных толщах верх-

нетимптонской и тимптонской серий, нередко сочетаются с терригенными и хемогенными осадками (песчаниками, известняками, железными рудами и др.) или происходит смешение материала этих генетических типов. В большинстве случаев это пеплы (нередко частично переотложенные или выветрелые), изредка измененные эффузивы и т.д. Они имеют свои особенности ассоциаций, форм залегания, ассоциации редких и главных элементов и т.д. и, как правило, не содержат значительного избытка глинозема (породы без силлиманита). Эти породы ассоциируют обычно с типичными вулканогенно-осадочными и вулканогенными породами.

В ряде мест осадконакопление происходило в восстановительных условиях в сероводородной, застойной среде с накоплением и сохранением здесь органогенного материала. Такие явления наблюдаются в зонах различных глубин седиментации. Впоследствии эти осадки дали высокоглиноземистые графит-сульфидные породы.

В конечный период осадконакопления верхнетимптонских толщ и начальный этап формирования иенгрских комплексов в крайне западных частях создавалась благоприятная геологическая и климатическая обстановка для образования, переноса и переотложения латеритового материала и формирования в прибрежных зонах залежей бокситов (бемит-диаспор-гидрагиллитовых глин). Слабые следы латеритового выветривания и широкое развитие продуктов каолиновых кор выветривания указывают в целом на умеренный влажный климат того периода (гумидный).

Таким образом выделяются изофациальные и изоформационные ряды высокоглиноземистых пород, формирующиеся за счет закономерной миграции, концентрации и рассеяния глинозема при осадконакоплении и вулканизме в Алданской подвижной области.

Накопление главных и второстепенных элементов осадочных и морских пород обусловлено сочетанием гидролизного, кластогенного, хемогенного и биогенного веществ [Кулиш, 1973].

Кремний привносится преимущественно в виде кварца — кластогенных зерен и в меньшей мере в виде гелей и растворов.

Глинозем поступает в бассейн в форме коллоидно-дисперсных частиц глин и гидрослюд и в меньшей мере в виде растворов (впоследствии коагулирующих). Характер глинистого материала каолиновый и гидрослюдистый, учитывая прежде всего соотношение $Al:Si$ в высокоглиноземистых породах. В верхнетимптонское и частично иенгрское время местами формировались бокситовые минералы, впоследствии переотложенные. Некоторые глиноземистые выделения могут рассматриваться как конкреции, возникавшие в восстановительной, кислой обстановке, обусловившей высокую подвижность глинозема [Головенко, 1977].

Магний поступает в осадки в виде растворов и дисперсных частиц гидрослюд и хлоритов. Из раствора он осаждается как доломит и изредка — магнезит. Осаждение доломита происходит при достаточном содержании в водоеме соды, учитывая значительное содержание в докембрийской атмосфере CO_2 и выветривание гранитоидов, дающих щелочи. Соленость водоема была достаточной с высокой концентрацией магния, что достигалось значительным поступлением его при промывании разлагаемых пород и испарением воды бассейна. Доломит отлагался в участках, удаленных от берега, где не оказывали влияние речные и грунтовые воды.

Магний также осаждался вместе с гидрослюдами типа иллита, галлуазита, сепиолита-керолита и хлоритами. Галлуазит и сепиолит-керолит возникают при химическом выветривании областей сноса с несколько засушливым климатом.

Опреснение водоема (грунтовые и поверхностные воды) вызывает осаждение кальция в виде кальцита. Заметные количества извести осаждались и при участии организмов.

Железо доставляется в зоны седиментации в коллоидно-дисперсных гидроокислых или растворах, последние осаждаются в виде гидроокислов, карбонатов и хлоритов. Железо накапливается преимущественно в глубоководной части прибрежной зоны. По мере удаления от береговой линии степень окисления железа уменьшается, т.е. "В" уменьшается, а f увеличивается, что отличает алданские осадки, например, от толщ Курской магнитной аномалии, где установлено, что по мере удаления от береговой линии Al в кремнистых породах постепенно заменяется железом с возрастающей степенью окисления [Плаксенко, 1966]. Условия накопления железа в архейских железокремнистых толщах криворожских формаций детально изучены Я.Н. Белевцевым и др. [1969]. Во флишoidных толщах накопление железа характеризуется тем, что степень окисления вверх по ритму (от кластогенного до глинистого элемента ритма) уменьшается. В других случаях отмечается тонкое чередование магнетитовых, гематитовых и кордиерит-гранатовых слойков, что указывает на изменчивый характер режима кислорода того периода.

Марганец осаждается преимущественно в виде коллоидов в прибрежных областях с высоким окислительным потенциалом, учитывая накопление марганца в гематитовых осадках прибрежных фаций [Л. Кулиш, Е. Кулиш, 1974].

Титан привносится в двух формах. Преимущественно кластогенные осадки обогащаются зернами рутила, ильменита и т.д. Значительно большие количества титана поступают в виде коллоидов и суспензий совместно с гидролизатами Al, Fe, Cr, Mn, хотя осаждение их почти всегда носит дифференцированный характер.

Калий отлагается вместе с гидрослюдами типа иллита. Наблюдается также обогащение каолиновых глин калием при взаимодействии их с морской водой, богатой растворенным калием.

Специфическую группу составляет органическое вещество и сульфиды. Их накопление наиболее эффективно на участках дна с застойным режимом, сероводородным заражением и восстановительной средой. Аналогичные фации отмечаются в Карелии, на Кольском полуострове, в железорудной формации Верхнего озера и других местах, где встречаются сульфидные залежи и черные сланцы. Кроме железа, они обогащены медью, кобальтом, никелем и другими цветными и редкими металлами.

Редкие и рассеянные элементы переносятся и первично входят в осадочные породы в нескольких формах. Из солевой составляющей морских вод растворенные редкие элементы концентрируются в карбонатных и мергелистых породах, а также в глинах при ионном обмене в морской среде. Гидролизаты редких элементов накапливаются в виде глин и коагулятов, а аксессуарные минералы, несущие большой набор химических элементов, — вместе с кластогенным материалом. Для процесса форми-

рования концентраций редких элементов имеет значение характер выветривания на водосборе, а при переносе — сортировка обломочного материала. Химическое выветривание способствует переводу элемента в раствор и формирует гидролизаты, второе способствует отделению глинистой фракции от кластогенного материала. В зависимости от степени сортировки наблюдается контрастное или упорядоченное распределение второстепенных и редких элементов в профиле или при меньшей сортировке — пестрое или сглаженное распределение V, Cr, Ni, Co, Pb, Ga, Cu, Mn, Ba, Sr и др. В этом ряду каждый следующий элемент в большей степени мигрирует в растворе и в меньшей — в виде коллоидно-дисперсной взвеси [Страхов, 1963].

Некоторые исследователи [Лазько, 1971; и др.] утверждают, что в разрезах архейских образований специфика отдельных формаций — кварцитов, карбонатных пород, корундитов, чарнокитов, анортозитов и др. — обусловлена какими-то особыми специфическими условиями дезинтеграции вещества на дневной поверхности, особой обстановкой в областях осадконакопления, специфическим характером метаморфизма, магматизма и геотектонических процессов в архее. Однако специфических формаций (по природе исходного материала), свойственных только архею, в пределах Алданского щита нет. Осадки, аналогичные архейским, имеются и в более поздние периоды развития Земли, а их специфика заключается только в характере распространенности и значимости их роли. Карбонатные, песчанистые и кремнистые породы, слагающие мощные толщи, не специфичны для архея. Сопоставимые с архейскими толщи указанного состава отмечены и в фанерозойских отложениях складчатых областей. Кроме того, роль вышеназванных пород в разрезах архея зачастую значительно преувеличивается. Как пример значительного развития кварцитов приводится алданский комплекс, хотя кварцитов в этом разрезе всего 8,31%, а мраморов и кальцифиров — 3,24% [Кулиш, 1976а]. Что же касается корундитов — метаморфизованных бокситов, то их в палеозой-мезозое достаточное количество, они более разнообразны, а залежи их мощнее.

Различия в геотектоническом развитии, в характере и условиях накопления первичных толщ крупных стратиграфических подразделений алданского комплекса (литолого-тектонических групп) нашли отражение в их средних химических составах [Кулиш, 1976а]. К наиболее "основной", сравнимой по содержанию SiO_2 с диоритом, относится толща верхнетимптонской серии и приближающиеся к ней по составу с несколько большим содержанием SiO_2 образования тимптонской серии. Это объяснимо прежде всего значительной ролью продуктов основного и среднего вулканизма в эвгеосинклинальных накоплениях. К категории "основных" в отношении кремнеземистости относятся также толщи джелтулинской серии и федоровской свиты, что обусловлено существенным участием в их составе мраморов, кальцифиров, диопсидовых пород, амфибол-пироксеновых сланцев и гнейсов, амфиболитов. Амфиболовые и амфибол-пироксеновые породы относятся к орто- и паразитностям. Наиболее кремнистая, превосходящая по содержанию SiO_2 гранитоид — верхнеалданская свита иенгурской серии. Это — следствие широкого развития в ее составе кварцитов и существенно кварцевых гнейсов и сланцев.

В общих чертах уменьшение содержания SiO_2 в толщах верхнетимптонской, иенгрской, тимптонской и желтулинской серий идет с запада на восток. Закономерности, диапазоны и направленность изменений химических составов свит и серий алданского комплекса имеют аналогию с формационными толщами более молодых подвижных областей геосинклинального типа и подтверждают в основных чертах излагаемые автором литологические и геотектонические тенденции в развитии алданской подвижной области. Некоторые отличия в химических составах алданских и фанерозойских геосинклинальных толщ объяснимы как определенной спецификой составов толщ каждой в отдельности геосинклинальной области, в отношении сочетаний составляющих их образований, так и эволюцией вещества литосферы в процессе ее формирования.

В целом алданский комплекс в отношении количеств SiO_2 отвечает гранит-гранодиориту, хотя по другим компонентам его состав несопоставим с составом среднего гранитоида, обладая для каждого элемента значительными отклонениями в большую или меньшую сторону.

Химические особенности архея Алданского щита по сравнению с архейскими образованиями других регионов обусловлены участием в его сложении глубокодифференцированных осадочных комплексов с широко распространенными карбонатными, кремнистыми и высокоглиноземистыми породами, а также основных по составу чарнокитовых и гнейсосланцевых толщ с осадочными, вулканогенно-осадочными и вулканогенными образованиями.

Сопоставление химических составов докембрийских образований алданского комплекса с земной корой в целом и ее осадочной оболочкой (осадками фанерозоя) неизбежно приводит к выводам об эволюции химического состава земной коры во времени, о ее масштабах и направленности при формировании седиментогенных толщ [Кулиш, 1976а]. На этапе архей-фанерозой в земной коре происходит увеличение Ca , Mn , Fe''' , Mg , Ti и уменьшением Fe'' , Na , P , Si , K , Al , а также снижаются $\text{Al} : \text{Si}$, $\text{K} : \text{Na}$, $\text{Fe}''' : \text{Fe}''$, $\text{Mg} : \text{Ca}$. Высказываются сомнения в направленной эволюции химического состава земной коры, и в том, что различия глиен архея и фанерозоя нельзя объяснить изменением их состава во времени в зависимости от эволюционного изменения условий их формирования. Однако подобные явления убедительно доказаны для глиен рифея и фанерозоя [Ронов, 1980; Ронов и др., 1957, 1965; и др.].

Согласно общепринятым стратиграфическим схемам общая мощность алданского комплекса составляет до 41,5 км, слагаясь из мощностей верхнеалданской серии до 15 км, иенгрской — до 8,4 км, тимптонской — до 8,6 км и желтулинской — до 9,5 км.

Конкретные мощности для конкретных участков щита всегда значительно меньше, нежели сумма мощностей, максимальных для комплекса или конкретной свиты в целом. И хотя величина максимальной мощности алданского комплекса в том или ином участке щита будет колебаться, суть явления не будет изменена. Алданский комплекс — это толща с максимальной мощностью в несколько десятков км. Максимальная мощность алданского комплекса не выдается за истинную, сохранившуюся от денудации осадочных и суперкрупных толщ архейских пород. Неправомочно также сравнивать мощность земной коры этого региона с сум-

Область	Верхний протерозой	Палеозой	Мезозой	Итого
Кавказская складчатая система	5,0	20,1	24,5	49,6
Тянь-Шаньская складчатая область	12,0	36,9	9,1	58,0
Алтае-Саянская складчатая область	13,1	46,1	3,3	62,5
Верхояно-Чукотская складчатая область	4,0	20,1	28,8	52,9

марной максимальной мощностью его комплексов — эти явления в корне различные и несравнимые. В частности, работы В.Л. Дука и В.И. Кицула [1975], Р.Ф. Черкасова [1979] и др. о влиянии пликативных деформаций на строение разрезов и их мощности показали, что деформации не изменяют порядок величин максимальных мощностей алданского комплекса. Значительные мощности алданских толщ несомненно подтверждает их геосинклинальное происхождение.

Некоторые исследователи указывают, что мощности, подобные алданским, в неогее неизвестны. Прежде всего если принять продолжительность катархея и архея за 1,4 млрд. лет (с 4,0 до 2,6 млрд. лет), а неогей (верхний протерозой, фанерозой) — длительность формирования в 1,65 млрд. лет, то по продолжительности развития во времени они относительно сопоставимы. По данным фундаментальной работы [Геол. строение..., 1968], максимальные мощности толщ неогей, развитых в некоторых подвижных областях фанерозоя, приведены в табл. 12. При этом в названной работе для некоторых второстепенных членов стратиграфических разрезов не приведены данные по мощностям; введение их в приведенные величины в определенной (но не принципиальной) мере увеличило бы эти значения. Мощность толщ и продолжительность во времени формирования катархей-нижнеархейского алданского комплекса и неогейских толщ других более молодых структур в общих чертах сопоставимы. Следовательно, процессы осадконакопления и вулканизма в архее были столь же интенсивны, как и в современных геосинклинальных областях. Это противоречит выводам о чрезвычайно замедленном осадконакоплении и весьма пониженной скорости эрозии в архее [W. Dann, B. Dann, Valentine, 1965; и др.]. А.И. Тугаринов, Г.В. Войткевич [1966], учитывая скорость и продолжительность седиментации, предполагают, что в докембрии материал поверхности планеты неоднократно прошел цикл денудация—снос—осадконакопление—метаморфизм—магматизм—денудация, испытывая при этом неоднократную дифференциацию.

Процессы осадконакопления и вулканической деятельности в алданской подвижной области обусловили формирование значительных концентраций ценных компонентов, которые под воздействием петрологических преобразований легли в основу многочисленных метаморфогенных место-

рождений, разнообразных по вещественному составу и генетическим особенностям. Эти месторождения, как правило, приурочены к максимально дифференцированным в химическом отношении толщам различного генезиса [Кулиш, 1980].

Рассматривая в целом процессы накопления дометаморфических толщ в катархей-нижнеархейской алданской подвижной области, констатируем, что они не имеют принципиальных отличий от таких же явлений протерозойских и фанерозойских геосинклинальных структур.

Говоря об отсутствии принципиальных отличий в процессах осадконакопления в раннем архее и фанерозое, здесь предполагается, что в тот или другой период развития земная кора была дифференцирована на жесткие и подвижные структуры, процессы седиментации имели в общем одни и те же черты и особенности в зависимости от условий формирования материала, его переноса и отложения в тех или иных геотектонических и литолого-фациальных зонах.

Вместе с тем следует отметить, что в процессе эволюции Земли, в те или иные периоды ее докембрийского и фанерозойского этапов создавались определенные специфические условия, обусловившие преимущественное накопление характерных для них формаций, например в карбоне — угленосных, в перми — красноцветных, в мелу — меловых, в кайнозое — лёссов и т.п.

ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ ПЕРВИЧНЫХ ТОЛЩ

Проблема реконструкции геотектонических условий накопления докембрийских толщ, особенно архейских, а тем более нижнеархейских, остродискуссионна. Особенно это резко проявлено при изучении катархей-нижнеархейского алданского комплекса. Е.М. Лазько [1956], Ю.К. Дзевановский [1958], Г.М. Другова и др. [1959], Н.Г. Судовиков и др. [1962], Е.А. Кулиш [1964, 1975а] и др. считают, что осадочные и вулканогенно-осадочные толщи алданского комплекса сформировались в условиях подвижной области геосинклинального типа. Другие исследователи указывают на некоторые отличительные черты архейских геосинклинальных областей в сравнении с подвижными структурами фанерозоя [Косыгин и др., 1964; Павловский, Марков, 1963; и др.]. Е.М. Лазько [1971], Л.И. Салоп [1973], Б.М. Роненсон [1961], Н.В. Фролова [1962], А.М. Смирнов [1976] и др. рассматривают исходные толщи алданского комплекса как продукты протогеосинклинальной или догеосинклинальной стадии развития Земли со специфическими, отличными от протерозойских и фанерозойских, условиями накопления исходного материала.

Исключительно интенсивная переработка первичных образований архейской геосинклинальной области (глубокий региональный метаморфизм, интенсивный ультраметаморфизм, несколько этапов тектонических доформаций и т. д.) не дает возможности реставрировать в деталях процессы и особенности ее формирования. Вместе с тем имеющиеся данные позволяют установить главные этапы и черты ее геологического развития, а также геотектонические условия накопления исходных образований алданского комплекса.

Детально проведенный литологический анализ метаморфических пород катархея и нижнего архея Алданского щита показывает, что первичный материал алданского комплекса представлял осадочные, осадочно-вулканогенные и вулканогенные образования, сформировавшиеся в условиях дифференцированной в структурном и литологическом отношении подвижной области геосинклинального типа, т. е. несут кардинальные признаки формаций, развитых в аналогичных геологических структурах фанерозойского периода развития Земли. Это состав и ассоциации пород, их генетические типы, взаимоотношения, распространенность, мощность и морфология их залежей и т. д. [Кулиш, 1964, 1973, 1975а; и др.].

Толщи катархей-нижнеархейских пород Алдана характеризуются весьма большим разнообразием в химическом, минералогическом и текстурно-структурном отношении и представляют самые сложные ассоциации пород. Формации имеют самые разнообразные литологические переходы по вертикали и вкрест простираения между пластами и толщами различной фациальной принадлежности. В них наблюдается зональность (полярность) в распределении осадков различных литологических характеристик в восточном, северо-восточном направлениях и относительная выдержанность этих характеристик по простираению. Комплексу свойственны значительные мощности отложений (до 41,5 км), большая изменчивость вкрест простираения пород внутри одной формации, ритмичность в напластовании различных порядков.

В конкретных стратиграфических подразделениях в рангах свит и ниже отсутствуют или слабо выражены крупные перерывы в осадконакоплении, в то время как между толщами верхнетимптонской серии и верхнеалданской свиты иенгской серии, между образованиями верхнеалданской и федоровской свит, между формированиями тимптонской и джелтулинской серий имеются относительно крупные литологические и структурные несогласия.

Формации алданского комплекса по своей природе в абсолютном большинстве представлены морскими формациями, среди них преобладают осадки с коллоидно-дисперсной, хемогенной, кластогенной, органогенной и вулканогенной природой вещества. Образования алданского комплекса в значительной мере составляют идеальные ряды осадочных формаций в латеральном направлении с контрастным и упорядоченным распределением химических компонентов. Формации закономерно распределены во времени и пространстве соответственно этапам и зонам развития алданской подвижной области. Для алданского комплекса характерно широкое развитие вулканогенных (туфогенных, спилитовых, зеленокаменных и др.), глинистых, карбонатных, кремнистых формаций, в них отмечены флишевые, аркозовые, железорудные, марганцево-кремнистые формации, формация переотложенных бокситов среди карбонатных пород и т. п. Глинистые формации алданского комплекса образуют мощные толщи разнообразного состава, зависящего от фациальных условий образования. По химическому составу они сопоставимы с подобными формациями геосинклиналей фанерозоя и заметно отличаются в этом отношении от глинистых платформ [Кулиш, 1973].

В алданском комплексе имеются образования доорогенного основного и ультраосновного магматизма, в том числе и офиолитов, синорогеническо-

го и анатектоидного гранитоидного плутонизма, глубокого регионального метаморфизма, выдержанного на всей территории комплекса и последовавшего за ним интенсивного ультраметаморфизма (гранитизации, мигматизации и т. п.). Пликативные и дизъюнктивные деформации комплекса крайне сложны, интенсивны и масштабны. Таким образом, особенности магматизма петрологических преобразований и деформаций, наблюдаемых в алданском комплексе, также присущи подвижным областям геосинклинального типа, развивавшимся в фанерозое.

Катархей-нижнеархейская алданская подвижная область была заложена на жестком основании. Косвенно это подтверждается формированием крупных кольцевых структур, происхождение которых может быть объяснено воздыманием жестких глыб фундамента. Отсутствие заметных явлений базификации алданского комплекса в целом на всей территории его распространения, повсеместное развитие процессов гранитизации и мигматизации с явным привнесом щелочно-кремнистого вещества и внедрением реоморфных нормальных и щелочных гранитоидов из более глубоких зон в определенной мере указывают на относительно "кислый", "гранитный" или "гранодиоритовый" состав фундамента алданской подвижной области. Вместе с тем ксенолиты в мезозойских гранитоидах, распространенных в восточной части щита, представлены на 90% амфиболитами и гранатовыми амфиболитами, что предполагает "основной" состав фундамента алданской геосинклинальной области, где формировались толщи преимущественно тимптонской серии.

На наличие жесткого фундамента при заложении алданской подвижной области в раннем докембрии указали ранее Е.М. Лазько [1956, 1971], Н.С. Судовиков и др. [1965], Е.В. Павловский и М.С. Марков [1963], Ю.А. Косыгин и др. [1964], Е.А. Кулиш [1964, 1973, 1975а] и др., А.Ю. Косыгин и др. [1964] предполагают, что архейский комплекс Восточной Сибири формировался на жестком цоколе, вероятно, представляющим собой первичную кору. Ю.К. Дзевановский [1958], Т.В. Билибина и др. [1976] и др., учитывая коррелятивность и генетическое родство толщ Анабарского, Алданского и Синокорейского щитов, считают, что комплексы раннеархейской подвижной области занимали громадную территорию на востоке Азии, а алданский комплекс представляет лишь ее составную часть.

Алданский геосинклинальный комплекс слагается толщами различной геоструктурной принадлежности.

Весьма значительные мощности верхнетимптонской серии, ее существенно вулканогенная, вулканогенно-осадочная природа исходных толщ при подчиненной роли морских и терригенно-морских осадков позволяют сделать заключение о том, что ее толщи накапливались в подвижной области эвгеосинклинального типа. Вариации мощностей толщ по площади с общей тенденцией ее увеличения в восточном направлении, изменчивый характер литолого-петрографического состава разрезов серии в тех или иных местах, наличие циклического строения толщ в седиментационном и геотектоническом отношении, направленность в общем процессе осадконакопления, когда роль терригенно-морских и морских формационных составляющих повышается с востока на запад, — все это является следствием дифференцированного строения верхнетимптонской эвгеосинклинали в пространстве и во времени.

Породы верхнеалданской свиты иенгурской серии залегают на образованиях верхнетимптонской серии, местами с четким перерывом в осадконакоплении, что обусловило резкую смену характера седиментации, наличие в основании верхнеалданской серии конгломератов, аркозов, гравелитов, бокситоносных образований, россыпных концентраций рутила, монацита, циркона и других устойчивых к выветриванию минералов. Различные планы пликативных структур в отношении их морфологии и ориентировок, термодинамические условия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма, петрохимические и геотектонические характеристики анатектоидных гранитоидов и другие признаки предполагают наличие между этими сериями и углового структурного несогласия.

Преобладание в верхнеалданской свите весьма разнообразных кварцитов, высокоглиноземистых, марганцево-кремнистых, бокситовых и других пород, конгломератов, аркозов, относимых в основном, к песчаным, песчано-глинистым и глинистым, реже мергелистым образованиям терригенно-морской и морской природы, свидетельствует о миогеосинклинальном и перикратонном их характере. На перикратонные особенности некоторых участков областей накопления иенгурской серии указывает, в частности, наличие толщ конгломератов и аркозов. Роль вулканогенного материала не была значительной. Высокая глиноземистость пород связана с каолиновым и латеритным составом переотложенных продуктов выветривания. По своей геотектонической природе западные участки накопления верхнеалданской свиты представляли своего рода промежуточные структуры между литоплинтом (кратоном) и миогеосинклиналью и имели переходные между ними черты, приближаясь по своим характеристикам к подвижным шельфам.

Значительно развитые в федоровской свите (верхняя часть иенгурской серии) карбонатные, карбонатно-глинистые, глинистые, мергелистые, магнезиально-кальциевые, доломитовые, магнезиально-силикатные, железистые и другие образования относятся к терригенно-морским и морским формациям. Для тощи федоровской свиты характерна чрезвычайно пестрая фациальная изменчивость пород в пространстве. Высокая степень дифференциации материала в процессе седиментации указывает на относительно спокойный тектонический режим подвижной области в этот период ее развития. Местами, особенно в верхних горизонтах свиты, на определенных стратиграфических уровнях отмечается повышенная роль основных вулканогенных пород, которые в ряде случаев определяются как офиолиты [Фрумкин, 1967, 1968]. Все это позволяет определить структуру, где накапливались толщ федоровской свиты, как переходную зону между мио- и эвгеосинклиналью.

Накоплением толщ федоровской свиты завершилось развитие иенгурского этапа, западной и центральной частей алданской подвижной области, начиная от перикратонных через миогеосинклинальные к приобретению некоторых эвгеосинклинальных черт. В.А. Мокроусов [1968] и И.М. Фрумкин [1976, 1971] указывают, что между периодами формирования иенгурской и тимптонской структур (толщ) имела место "иенгурская" фаза орогенических движений. Они же, с другой стороны, отмечают, что между сооружениями, сложенными толщами этих серий, имеется зона плавного перехода. Исходя из характера состава и строения иенгурских и тимптонских

толщ и их взаимоотношений (резкая смена характеров литогенеза, геотектонических обстановок, угловые несогласия, наличие конгломератов и т. п.), автор полагает, что места накопления пород иенгрской и тимптонской серий представляли самостоятельные, разобщенные в пространстве и несколько во времени (тимптонская серия относительно более молодая) этапы и области развития алданской подвижной области, отделенные друг от друга литологическими и структурными несогласиями.

Эвгеосинклинальный характер тимптонской серии демонстрируется преимущественно первично-вулканогенной и вулканогенно-осадочной природой ее толщ, в которой значение вулканогенно-осадочных и осадочных (терригенно-морских, морских) образований возрастает вверх по разрезу.

Толщи джелтулинской серии, залегающие выше на отложениях тимптонской серии, характеризуются сложным переслаиванием разнообразных по составу пород: карбонатных, карбонатно-силикатных, глинистых, мергелистых, высокоглиноземистых, представленных морскими, в меньшей мере терригенно-морскими и в еще меньшей – вулканогенно-осадочными и вулканогенными (зеленокаменные породы). Распространенность вулканогенных пород и образований, определяемых как офиолиты, более значима в нижней части серии. Это указывает на ее слабо выраженный эвгеосинклинальный характер, как бы переходный к миогеосинклинальному.

Тимптонская и джелтулинская серии являются производными всего периода развития восточной части алданской подвижной области. И.М. Фрумкин [1967] также объединяет образования тимптонской и джелтулинской серий в один мегацикл осадконакопления.

Восточная (тимптоно-джелтулинская) часть алданской подвижной области расчленяется тыркандинским глубинным разломом на две структурно-фациальные зоны [Фрумкин, 1968]. Западная структурно-фациальная зона (сутамский синклиорий) сложена преимущественно толщ (до 11,3 км) первично-терригенно-морских, морских, вулканогенно-осадочных и вулканогенных формаций. Отмечены флишоидные толщи. Участие вулканитов в формировании толщ этой зоны прекратилось в кюриканское время, и они отсутствуют в толщах сутамской и худурканской свит. Эта часть представляет краевую зону подвижной области и может рассматриваться по геотектоническим условиям как слабо выраженная эвгеосинклинальная, несущая многие элементы миогеосинклинали.

Восточная структурно-фациальная зона (южносутагинский синклиорий) характеризуется некоторым запозданием накопления осадков по сравнению с западной зоной (отсутствуют толщи улунчинской свиты). В целом она сформирована толщ (до 13,0 км) вулканитов с подчиненной ролью терригенно-морских и морских осадков. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования распространены по всему разрезу, однако интенсивность их накопления снизу вверх снижается, и уже в самой верхней худурканской свите они носят спорадический характер. Вышеозначенные признаки этой зоны характерны для внутренних частей эвгеосинклинали.

В целом степень осадочной дифференциации накапливаемых толщ в восточной части алданской подвижной области возрастает снизу вверх, в этом же направлении снижается и роль вулканитов, причем в западной зоне этой части дифференциация была более интенсивна и глубока, чем в восточной.

И.М. Фрумкин [1968] предполагает, что различие в режимах седиментации и дифференциации подвижной области на две структурно-фациальные зоны обусловлено тем, что западная часть имела под собой жесткое основание материковой континентальной коры, а восточная — развивалась на первичной (океанической) коре, что и вызвало ее большую подвижность и более интенсивный основной вулканизм.

Особенности состава, строения и взаимоотношений крупных стратиграфических подразделений алданского комплекса позволяют выделить три литолого-тектонические группы, отражающие три периода развития алданской подвижной области: верхнетимптонскую, иенгрскую и тимптоно-джелтулинскую. Эти группы обособлены друг от друга в пространстве и разделены перерывами в осадконакоплении, выраженными или резкой сменой его характера, или структурными несогласиями. Крупные перерывы, а возможно, и структурные несогласия имеются между верхнеалданской и федоровской свитами иенгрской серии, а также между тимптонской и джелтулинской сериями. Здесь же происходил размыв более ранних образований (цоколя). Литолого-тектонические группы (подкомплексы) алданского комплекса характеризуются каждый своей спецификой геотектонических условий развития и накопления первичных толщ, сменой друг друга во времени и пространстве. Имели место перикратонные, миогеосинклинальные и эвгеосинклинальные зоны подвижной области различной степени выраженности.

Литолого-тектонические группы (подкомплексы) имеют трансгрессивный характер (трансгрессивные серии осадконакопления). Направление трансгрессий преимущественно широтное, общая тенденция движения седиментогенных областей (зон) алданской геосинклинали происходила в общих чертах с запада на восток. Накопление толщ алданского комплекса всех трех подкомплексов происходило в условиях постоянного, но дифференцированного прогибания этих частей подвижной области, на что указывают значительные, различающиеся по их мощности морские, вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования, компенсировавшие прогибания. Толщи предшествующих этапов развития алданской геоструктуры испытывали в той или иной мере пликативные дислокации до начала накопления толщ последующего этапа.

Все это дает возможность предполагать, что для каждой из трех литолого-тектонических групп (подкомплексов) алданского комплекса характерны и свои фазы складчатости, по-видимому, не совпадающие друг с другом ни по характеру, ни по интенсивности, ни по времени проявления. Вместе с тем эти орогенические процессы составляют часть общего развития алданской подвижной области.

Несколько иной точки зрения на развитие алданской подвижной области придерживается И.М. Фрумкин [1968], который считает, что алданская геосинклиналь была заложена на коре океанического типа и наиболее ранние иенгрские образования были древним ядром Сибирской платформы, вокруг которого нарастала кора континентального типа на коровом основании океанического типа, т. е. образования тимптоно-джелтулинского подкомплекса представляют складчатое обрамление иенгрского ядра.

Алданская подвижная область характеризуется дифференцированным строением, подразделяясь на перикратонные, мио- и эвгеосинклинальные

структуры, которые в свою очередь расчленяются на зоны различной выраженности тех или иных черт геотектонических процессов и седиментогенеза, а также на интрагеосинклинальные и интрагеоантиклинальные зоны. Последние заметно отличаются друг от друга тем, что в интрагеоантиклинальных зонах отложения более мелководные и большей частью терригенной природы, мощности их меньше, меньшая и полнота стратиграфических разрезов. Здесь в большей мере имеются внутриформационные перерывы в осадконакоплении, но распространенные на ограниченных участках и довольно скоро переходящие в участки с согласным и непрерывным залеганием пластов. Имеются и различия в особенностях регионального метаморфизма и ультраметаморфизма, характеристиках и насыщенности гранитоидов и т. д.

Формации алданской подвижной области относятся к образованиям ранних и средних этапов развития геосинклинали; формирования конечных этапов отсутствуют (молассы, лагунные, наземные излияния липаритов, дацитов, андезитов, других характерных для них формационных типов толщ). Не отмечено и архейского щелочного и трещинного ультраосновного магматизма. Возможно, что эти образования были уничтожены последующей денудацией, учитывая чрезвычайно значительный эрозионный срез, а возможно, их и не было, что демонстрирует конкретные особенности развития архейских геосинклиналей.

Образования начальных этапов развития структур алданской подвижной области в одних местах представлены преимущественно подводно-вулканогенными зеленокаменными спилито-кератофировыми и яшмовыми формациями, богатыми натрием, в других — терригенно-осадочными, песчано-глинистыми формациями (высокоглиноземистые гнейсы и сланцы, кварциты и др.), полосчатыми кремнисто-железистыми формациями и т. д. Высокоглиноземистые формации вообще характерны для ранних стадий развития подвижных областей докембрия и фанерозоя, в том числе и для алданской. К комплексам начальных этапов развития алданской структуры приурочены трещинные и межслойные интрузии основных и ультраосновных пород.

Второй (средний) этап развития алданской геосинклинальной области характеризуется достаточно сложно дифференцированным накоплением осадков и вулканитов. Здесь в большей мере развиты карбонатные, эвапоритовые, флишоидные, доломитовые, мергелистые и другие образования, широко распространенные в федоровской свите и в желтулинской серии. Вполне вероятно, что часть гематитсодержащих гнейсов и сланцев, развитых в этих толщах, представлена первично-красноцветными осадками, а некоторые биотитовые и роговообманковые гнейсы — преимущественно кислыми эффузивно-туфогенными образованиями.

Для алданской геосинклинали характерна значительная роль глубинных долгоживущих разломов, которые в значительной мере влияли на блоковую дифференциацию области и на особенности распространения и состава накапливающихся осадков [Мокроусов, 1968; Реутов, 1981; и др.]. В периоды активизации блоковых движений, что чаще всего имело место в эвгеосинклинальных зонах, резко усиливалась магматическая деятельность, приводящая к возрастанию роли вулканогенных образований. В частности, возникновение бокситов в нижнетимптонский этап развития геосин-

клинали обусловлено наличием здесь приподнятых блоков, на поверхности которых протекало латеритное выветривание, а его продукты испытывали локальное переотложение. Эти разломы существенным образом влияли на ультраосновной, основной и гранитоидный плутонизм, а также и на проявленность ультраметаморфизма. Наличие энергичной геологической жизни во все периоды развития архейской подвижной области Алдана не могло бы иметь места, если бы в сопряженных регионах не были ранее сформированы жесткие структуры, подвергшиеся разрушению, а продукты разрушения не сносились в зоны седиментации. Наличие жестких структур, сложенных породами кислого и среднего состава, более древними, чем алданский архей, сравнение состава алданского комплекса со средним составом земной коры приводят к выводу о существовании континентальной кислой коры в тот период и в период, предшествующий вообще заложению катархей-нижнеархейской алданской геосинклинальной области. Это были сформированные ранее жесткие, дифференцированные в геологическом отношении структуры в целом сиалического состава [Кулиш, 1973, 1975]. Таким образом, алданский комплекс сформировался в условиях уже дифференцированной земной коры на жесткие и подвижные области. Разделение земной коры на платформы (жесткие структуры) и геосинклинали является следствием первичной неоднородности ее строения, что уходит в начальные, более ранние, чем архей Алдана, этапы геологической истории развития Земли, и представляет основное содержание ее докембрийского прошлого [Косыгин и др., 1964; Кулиш, 1973, 1975а; и др.]. В.Л. Барсуков [1981] показал, что "наиболее важные особенности строения и состава оболочек Земли были заложены еще ранее, в догеологический и раннегеологический периоды, а вся фанерозойская история — это лишь дальнейшее развитие тех особенностей состава и строения, которые сформировались на заре существования Земли и предопределили всю ее дальнейшую эволюцию".

Во время развития алданской подвижной области, предшествующее главной орогенической фазе, сопрягаясь с ее определенными этапами эволюции, имел место основной и ультраосновной магматизм, в том числе и офиолитового типа. Становление нижнедокембрийской алданской подвижной области геосинклинального типа и превращение ее в складчатую область и затем в жесткую структуру обусловлены главной фазой складчатости, сложными пликативными и дизъюнктивными деформациями, протекавшими в глубинных зонах области, характеризующимися относительно повышенной пластичностью и неоднородной компетентностью различных пород. Это сопровождалось глубоким региональным метаморфизмом, многоэтапным и выдержанным (с некоторыми вариациями физико-химических параметров) на всей территории распространения алданского комплекса, и последующим за ним интенсивным ультраметаморфизмом (гранитизацией, мигматизацией и т. п.). Последний обусловил формирование больших количеств всевозможных анатектоидных, палингенных (реоморфных) гранитоидов, приобретающих возможность к интродуцированию в сопредельные и вышележащие толщи.

Наличие интенсивного, глубокого, разнообразного и широко распространенного регионального метаморфизма и ультраметаморфизма рассматривается некоторыми исследователями как критерий специфики архейских

комплексов, отличающих их от образований нижнего протерозоя и неогей. Архейские толщи действительно испытали в большинстве случаев интенсивный и глубокий метаморфизм, но такой же метаморфизм испытали и более молодые комплексы в глубинных зонах (в фундаменте) любой складчатой области. Здесь не специфика возраста, а проявление термодинамических факторов метаморфизма глубинных зон подвижных областей и их продолжительности. Далее на современном этапе развития науки исследователи уже давно отказались от степени метаморфизма как основного критерия возраста, особенно в применении к докембрийским формациям [Тугаринов, Войткевич, 1966; Кулиш, 1981а].

Главная фаза, а возможно и ей предшествующие тектонические движения сопутствовали обильным гранитоидным плутонизмом (наряду с ультраметаморфогенным). Наиболее интенсивный гранитоидный магматизм и ультраметаморфизм, как правило, приурочены к поднятиям алданской подвижной области и долгоживущим разломам большой протяженности и глубокого заложения. Анализ синорогенного гранитоидного магматизма не позволяет установить существенных различий между гранитоидами, развитыми в трех литолого-тектонических группах алданского комплекса. Имеющиеся различия объясняются прежде всего составом самих групп, учитывая, что гранитгиды в своей массе имеют анатектоидную, ультраметаморфическую природу и, стало быть, унаследованный состав. Для архейской геосинклинали Алданского щита характерно отсутствие посторогенных основных интрузий, однако в последующем, на границе нижнего и верхнего архея и во время последнего, в зоне, сопредельной с обрамляющей щит Становой складчатой системой, имел место интенсивный и широко распространенный основной и ультраосновной плутонизм, представленный в значительной мере анортозитами. Некоторые исследователи [Лазько, 1971; Салоп, 1973; и др.] усматривают в наличии чернокиотов и анортозитов специфику развития архейских складчатых систем. Чернокиоты (гиперстеновые граниты) и анортозиты (весьма лейкократовое габбро) действительно наиболее широко развиты в докембрийских образованиях (чернокиоты — в архее, анортозиты — в архее и протерозое), но они встречаются и в более молодых комплексах Урала, Армении, Сихотэ-Алиня, Камчатки, Калифорнии и в других регионах, правда, в несравненно меньших масштабах. Это в какой-то мере объяснимо глубиной эрозионного среза первых и направленностью геологического развития земной коры. Интенсивные, многообразные, неоднократные и широко распространенные метаморфизм, ультраметаморфизм, магматизм и деформации, наложенные на сформировавшиеся ранее комплексы и структуры, придали им ряд общих черт и признаков, превратили их в единый алданский комплекс архея. Отмеченные разнообразные черты формирования алданского катархей-нижнеархейского комплекса суперкрупных пород однозначно указывают на образование его в условиях подвижной области геосинклиального типа, причем эти черты характерны и для всех других архейских структур Мира. Нет оснований считать алданскую область в архее какой-то особой структурой (т. е. ни платформенной, ни геосинклиальной областью), как и предполагать какую-то третью гипотетическую структурную форму земной коры.

Стадийное развитие украинской архейской подвижной области и при-

уроченность к ним высокоглиноземистых образований установлены Я.Н. Белевцевым [1960], Б.И. Горошниковым [1971] и др.

С.В. Обручев [1958], А.А. Каденский [1961] и др. на основе сопоставления разрезов архея щитов пришли к выводу, что значительное количество карбонатных горизонтов характерно для верхней половины разрезов, соответствующих среднему этапу развития подвижных областей. Этому же этапу отвечают большие толщи флишоидных осадков. А.А. Каденский [1961] для Анабарского и Алданского щитов, Н. Ramberg [1948] для Гренландии, Г.К. Кужелов [1957] для Украины установили зональное строение архейских подвижных областей, указывающее на подразделение их на интрагеосинклинали и интрагеоантиклинали (поднятия, срединные массивы). Эти зоны в щитах различаются насыщенностью гранитоидами, фациями и мощностями суперкрустальных пород, фациями метаморфизма. Ширина зон достигает десятков километров. Это позволяет заключить, что для архейских подвижных областей также применим установленный для последокембрийских геосинклинальных областей режим колебательных движений.

Рассматривая в целом геотектонические условия развития архейской геосинклинали, констатируем, что в ней прослеживаются в главных чертах те же самые закономерности, процессы, явления и объекты в отношении развития, строения, осадконакопления, вулканизма, плутонизма, пликативных и дизъюнктивных деформаций и т. д., которые характерны и для более молодых подвижных областей, т. е. они не имеют между собой принципиальных отличий, хотя у алданской подвижной области и есть некоторые свои особенности, обусловленные относительно более простым строением и, пожалуй, меньшей дифференцированностью земной коры, а также некоторыми чертами экзогенных процессов.

У автора нет оснований разделять точку зрения отдельных исследователей, что катархей-нижнеархейские структуры накопления первичных толщ алданского комплекса относятся к недифференцированным в геотектоническом отношении, "догеосинклинальным", "протогеосинклинальным" структурам или к "бесструктурной базальтовой коре" и т. п. Имеющийся к настоящему времени материал по алданскому комплексу не демонстрирует здесь доминантных процессов плитной тектоники, хотя такие явления и не исключаются, учитывая характерные для этого периода развития Земли относительно меньшие мощности "гранитных, континентальных, сиалических" структур, меньшую дифференцированность земной коры и повышенные температуры (а стало быть, и пластичность) верхних горизонтов литосферы.

ЛИТОЛОГИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ СТРАТИГРАФИИ АЛДАНСКОГО КОМПЛЕКСА

Расчленение метаморфизованных комплексов архея и протерозоя и периодизация докембрийской истории геологического развития должны исходить из принципов эволюции единого и всеусложняющегося экзогенеза с учетом тектонических и магматических процессов и основываться на достоверных датировках абсолютной геохронологии.

Алданский комплекс суперкрустальных пород сформировался в про-

цессе многоэтапного развития подвижной области геосинклинального типа, дифференцированной на геотектонические зоны, которые, в свою очередь, характеризовались сложным строением. Поэтому выделяемые литолого-стратиграфические подразделения комплекса характеризуют конкретные и отличающиеся друг от друга участки подвижной зоны в определенные этапы ее развития. В силу этого, а также наличия последующих интенсивных и неоднократно повторявшихся пликативных и дизъюнктивных деформаций, прогрессивного и регрессивного метаморфизма, гранитизации и мигматизации толщ громадной мощности трудно рассчитывать на то, что будет возможность создать идеальную схему стратиграфического расчленения, что удастся повсеместно наблюдать четкие взаимоотношения сопредельных стратиграфических подразделений друг с другом непосредственно в разрезах. Немаловажным негативным фактором в этом отношении является относительно плохая обнаженность и сравнительно слабая вертикальная расчлененность дневной поверхности Алданского щита.

Стратиграфия нижнеархейских образований Алданского щита — остро-дискуссионная и весьма противоречивая проблема на всем протяжении истории геологического изучения этого региона. Достаточно указать, что только число одних наименований стратиграфических подразделений алданского комплекса различных рангов в опубликованной и фондовой литературе известно более 550, причем некоторые вполне определенные толщи конкретных районов в то или иное время несли до 5 названий. Основа стратиграфии алданского комплекса положена Д.С. Коржинским [1936]. Он, исходя из представления о моноклиальной структуре щита, которая, хотя и осложнена значительными пликативными дислокациями, в общем-то падает на северо-восток, выделил и расчленил комплекс (снизу вверх) на иенгскую, тимптонскую и желтулинскую серии. Впоследствии было разработано чрезвычайно большое число региональных и локальных стратиграфических схем, в основу которых положена схема Д.С. Коржинского.

Наиболее дискуссионными и проблемными остаются следующие вопросы: 1 — взаимоотношение иенгской, тимптонской и желтулинской серий; 2 — объем и расчленение на свиты вышеназванных серий; 3 — наличие, характер, возраст и расчленение "подиенгских" толщ; 4 — существование на Алданском щите стратифицируемых образований, располагаемых в возрастном отношении между собственно алданским комплексом (иенгская—желтулинская серии) и нижнепротерозойским субганским комплексом (например, проблема толщ "унгринского клина") и др. К числу столь же важных проблем принадлежит вопрос о составе и положении Федоровской свиты и ее соотношении с верхнеалданской свитой иенгской серии, учитывая их чрезвычайно различную литологическую и геотектоническую природу. Столь же остро обстоит дело в отношении существования и объема толщ, лежащих выше сутамской свиты желтулинской серии, так называемых "надсутамских свит" и т.д.

Анализ громадного материала по докембрию Алданского щита, полученного в процессе картосоставительских и научно-исследовательских работ; учет разработок последнего времени по стратиграфическому расчленению нижнего архея этого региона, выполненных В.Л. Дуком и В.И. Кицулом

[1975], В.А. Кудрявцевым [1966 и др.], И.М. Фрумкинским [1968, 1971] и др., Р.Ф. Черкасовым [1979 и др.], Л.М. Реутовым [1981] и др.; опыт изучения автором алданского архея, начиная с 1954 г., с позиций осадочной геологии докембрия, методами литологического анализа метаморфических образований, результаты которого частью опубликованы ранее, а частью излагаются в настоящей работе, позволили автору сделать следующие выводы, относящиеся к стратиграфии нижнего архея Алданского щита.

Суперкрустальные архейские толщи Алданского щита представлены алданским комплексом катархей-раннеархейского возраста. К катархею относятся верхнетимптонская серия и коррелируемые с ней толщи, к нижнему архею — иенгрская, тимптонская и желтулинская серии. В определенной мере правомочно точка зрения А.М. Смирнова [1976] об отнесении катархейских толщ к зверевскому (курультино-гонамскому) комплексу, а в составе нижнеархейского алданского комплекса об оставление ранее выделяемых серий. Это обусловлено тем, что катархейские и нижнеархейские толщи разделены стратиграфическим и структурным несогласием и отличаются друг от друга различными геоструктурными положениями, геотектоническими и литологическими условиями формирования исходных толщ, вещественным составом слагающих их пород, степенью и характером регионального метаморфизма, ультраметаморфизм и пликативных дислокаций, особенностями магматизма и т. д. Однако эти критерии отличия нуждаются в дальнейших детальных разработках.

Образования верхнетимптонской серии (нижней части алданского комплекса, зверевского или курультино-гонамского комплекса) формировались в катархее, в условиях эвгеосинклинальной структуры, вероятно, составляющей часть более обширной катархейской геосинклинальной области, и представляют преимущественно вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования. Верхние этажи, сложенные существенно морскими осадками и отражающие период становления подвижной области, в толще верхнетимптонской серии отсутствуют.

Нижнеархейские толщи верхнеалданской свиты иенгрской и тимптонской серий накапливались в дифференцированной алданской подвижной области геосинклинального типа, заложенной на консолидированных толщах катархейской верхнеалданской серии, а, возможно, местами и на первичной океанической коре. Последнее если и имело место, то скорее всего могло проявиться в северо-восточной части щита.

В миогеосинклинальных и перикратонных зонах алданской геосинклинали отлагались терригенные, терригенно-морские, морские, реже вулканогенно-осадочные и вулканогенные образования (пески, глины, мергеля, перетотложенные вулканыты и др.) верхнеалданской свиты, которой, судя по ее стратиграфической, литологической и геотектонической значимости, следует придать ранг серии.

В восточной части нижнеархейской геосинклинальной области, несколько позже формирования толщ верхнеалданской свиты (серии) или, возможно, относительно одновременно с ней, в условиях эвгеосинклинальной зоны накапливаются существенно вулканогенные, в несколько меньшей мере — морские, в том числе и терригенные (граувакки и т. п.), образования

Возраст	Западная часть щита	Восточная часть щита
Ранний архей	Федоровская свита (серия) Верхнеалданская свита (серия)	Джелтулинская серия Тимптонская серия
Катархей	Верхнеалданская серия	

тимптонской серии. Поэтому, по мнению автора, кроме зоны литологического соприкосновения толщ верхнеалданской свиты (серии) и тимптонской серии, маловероятно, что формации тимптонской серии на всей территории их распространения подстилались бы верхнеалданскими породами.

Последующий (второй) этап развития алданской геосинклинальной области ознаменовался определенным выравниванием геотектонических и литологических условий обеих зон. Он характеризуется отложением существенно морских глинисто-карбонатных, карбонатных, глинистых, органогенных, хемогенных и других осадков, а местами вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород. В западной части подвижной области на толщах верхнеалданской свиты накапливались породы федоровской свиты (возможно, в ранге серии, как предлагает Р.Ф. Черкасов [1979]), а в восточной — на тимптонской серии отлагались осадки желтулинской серии.

Расчленение алданского комплекса на две толщи — нижнюю бескарбонатную и верхнюю карбонатсодержащую (этажи, комплексы, свиты и т. д.) — также обосновано структурными и петрологическими исследованиями В.Л. Дука и В.И. Кицула [1975] и Р.Ф. Черкасова [1979].

Алданская геосинклинальная область, прошедшая длительный и сложный процесс развития в катархее—раннем архее, характеризовалась дифференцированным строением и многообразием накапливаемых толщ во времени и пространстве, что и обусловило сложность стратиграфических отложений в толще алданского комплекса.

В общих чертах особенности стратиграфического строения комплекса представлены в табл. 13. Более детальное расчленение серий на свиты и их литолого-фациальные составляющие может решаться при более детальных тематических и картосоставительных работах в конкретных районах щита с обязательной реконструкцией дометаморфического периода развития этих участков подвижной области. Несомненно одно, что для различных геоструктурных зон щита будут свои стратиграфические схемы, корреляция которых между собой позволит познать общие черты развития алданской подвижной области в катархее—раннем архее.

ЭКЗОГЕННЫЕ ФАКТОРЫ

АТМОСФЕРА

Реконструкция характеристик систем экзогенных факторов осадконакопления в докембрии (атмосфера—гидросфера—климатбиосфера—литосфера) возможна лишь на основе анализа первичной природы конкретных пород и их ассоциаций, сформировавшихся в тот период, а также их взаимоотношения и распространенности в пространстве и времени.

Накапливающиеся около 3–4 млрд. лет назад осадки и их исходный материал в процессе седиментации в различной степени соприкасались непосредственно с атмосферой архея или с растворенными в поверхностных водах газами, которые обуславливали окислительно-восстановительные процессы, определяли кислотно-щелочной режим, влияли на характер и скорость выветривания, осаждение карбонатов, окисно-закисных, органических, сульфидных, сульфатных и тому подобных соединений, чувствительных к Eh и Ph среды, и представляли собой в этом отношении своеобразные индикаторы.

Атмосферные факторы, гидросфера и климат тесно взаимосвязаны и существенным образом воздействуют на характер осадконакопления конкретного этапа развития Земли. Естественно ожидать, что влияние атмосферных факторов оставило в архейских осадках те или иные следы, которые могут быть выявлены при литологическом анализе метаморфических пород докембрия, т. е. при установлении первичной, дометаморфической природы пород и толщ, при реконструкциях условий и характера седиментации того времени.

Автор на примере нижнеархейских образований Алданского щита проводит, в рамках возможного, реконструкцию атмосферы раннего архея и выяснение ее роли в процессах седиментации, не касаясь проблемы источников газов и происхождения атмосферы более ранних, чем алданский катархей—архей, периодов геологической истории. Последнее подробно рассматривается А.П. Виноградовым [1964], В.В. Руби [1957], В.И. Бгатовым [1976, 1977] и др. Одна из проблем докембрия — режим кислорода в его атмосфере [Виноградов, 1967; Кулиш, 1973; Kulish, 1979; Сидоренко, 1976; и др.].

Наиболее достоверную информацию о роли кислорода в атмосфере раннего архея дает реконструкцию процессов окисления—восстановления, протекавших в осадках нижнего архея. Довольно хороший эффект можно получить при изучении отношения молекулярных количеств $Fe_2O_3 : FeO$ (коэффициент "В"), поскольку компоненты осадков сохраняют в значительной мере свой кислород при региональном метаморфизме вплоть до ультраметаморфизма. Н.Л. Добрецов и др. [1970], Г.П. Югстер [1961] и другие исследователи отмечают отсутствие зависимости степени окисления железа от условий $P-T$ от факультности регионального метаморфизма. Присутствие в алданских породах графита, пирита, галенита, халькопирита и других сульфидов, расположенных непосредственно вблизи или даже контактирующих с гематитом, магнетитом и силикатами, содержащих окисное железо, указывает на крайнюю инертность кислорода при региональном метаморфизме. Кислород относится к числу малоподвижных эле-

ментов при метаморфизме, где FeO и Fe₂O₃ выступают как самостоятельные компоненты. Реакции окисления—восстановления при метаморфизме если и были, то локально, и различия в степени окисления компонентов от пласта к пласту практически не выравнивались. Инертное поведение кислорода и серы отмечено, в частности, и в образованиях Таежного железорудного месторождения, залегающего в иенгской серии, что обусловило наличие здесь биминеральных парагенезисов: магнетит + пирротин и изредка магнетит + пирит [Маракушев, 1958].

Терригенно-осадочные толщи иенгской серии сформировались за счет продуктов разрушения областей сноса, сложенных породами гранитного и диоритового состава. В иенгской толще распространены также морские осадки и вулканогенно-осадочные и вулканогенные образования [Кулиш, 1973].

По данным А.А. Беуса [1972] и других исследователей, главнейшие магматические породы интрузивной серии имеют соотношение Fe₂O₃ : FeO в гранитах 0,28, кварцевых диоритах 0,23, диоритах 0,20, габбро 0,19 и перидотитах 0,12. Однако общеизвестно, что формирование кислых и средних интрузивных пород протекает при непосредственном влиянии кристаллического (метаморфического) фундамента геологических структур, который в свое время уже был подвергнут влиянию атмосферы. На последнее указывают широкие вариации Fe₂O₃ : FeO в метаморфических породах кристаллического фундамента любого региона — в гранитах, диоритах и других интрузивных породах кислого и среднего состава, залегающих как в самом фундаменте, так и в более высоких структурных этажах. Поэтому с определенной степенью достоверности относительным показателем степени окисления железа в глубинах Земли могут быть значения Fe₂O₃ : FeO в габбро и перидотитах, т. е. средняя величина "В" 0,14 при вариациях 0,11—0,18. Существенную роль в формировании толщ докембрия принимают платобазальты и океанические толеиты, в которых "В" составляет также соответственно 0,17 и 0,15.

Если атмосфера была бескислородной, то на поверхности Земли существовала бы восстановительная или нейтральная обстановка, и тогда в образовавшихся осадках значение Fe₂O₃ : FeO будет не выше 0,18 с вариациями до весьма малых величин.

Если же в атмосфере был кислород, то аналогично современным процессам на поверхности Земли создавались дифференцированные по степени окислительные условия, а местами и восстановительные за счет накопления и разложения сульфидов и органического вещества. В осадках значение Fe₂O₃ : FeO в среднем выше 0,14, а вариации частных значений будут более широкими в большую и меньшую стороны. При этом следует учитывать, что первоначальные осадки раннего архея, вероятно, содержали более высокие количества Fe₂O₃, поскольку его часть впоследствии была восстановлена при диагенезе и региональном метаморфизме до FeO углеродистыми и серосодержащими веществами, следы которых повсеместно отмечаются в рассматриваемых образованиях.

Высокие степени окисления железа обусловили наличие в иенгской 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. Иенгра — метаморфизованные бокситы с гематитом. Иногда гематитовые породы тесно переслаиваются с магнетитсодержащими породами, т. е. образованиями с меньшей степенью окисления железа. Местами отмечается тонкое чередование гематитовых, магнетитовых, кордиеритовых и биотитовых прослоек мощностью до 3 мм, что фиксируется тонкой перемежаемостью пород с резко различной степенью окисления железа. Примером переслаивания слоев пород с различной степенью окисления железа может быть биотит-гиперстеновый сланец с графитом, гематитом и сульфидами, в котором чередуются гематитовые, графитовые, графит-сульфидные, биотитовые, гиперстеновые и гиперстен-биотитовые слойки.

В высокоглиноземистых породах алданского комплекса (288 анализов) при FeO (в %) $\bar{x} = 3,97$, $\sigma_x = 3,53$, $\min = 0,02$, $\max = 17,14$ и при Fe₂O₃ $\bar{x} = 2,24$, $\sigma_x = 2,63$, $\min = 0,01$, $\max = 20,15$, значение Fe₂O₃ : FeO имеет $\bar{x} = 1,66$, $\sigma_x = 7,66$, $\min = 0,0007$, $\max = 70,0$ [Кулиш, 1973]. Эти величины показывают весьма широкое колебание степени окисления железа в нижнеархейских метапелитах, сопоставимое с аналогичными значениями для глин фанерозоя, широкой литолого-фациальной принадлежности. В метапелитах Алдана наблюдается лишь умеренная коррелятивная связь между Fe₂O₃ и FeO ($r = 0,262$), что указывает на некоторую независимость в процессе их накопления. Имеется определенная прямая связь степени окисления железа ("B") со степенью глинизации (K_g , $r = 0,352$), глиноземистости (A , $r = 0,300$) пород, содержания Al₂O₃ ($r = 0,300$) и суммы гидролизатов (L_z , $r = 0,222$), т. е. от степени выветривания и гидролизованности продуктов разрушения. Обратная связь "B" прослеживается с K₂O, Na₂O, MgO, CaO ($-r = 0,107-0,159$). Таким образом, наиболее активно окисление железа происходит в осадках прибрежной зоны. Это подтверждают величины "B" в конгломератах и метаконгломератах Алданского щита, в метаморфизованных глинистых "катунах" конгломератов, в марганцево-глиноземистых (виридиновых) и гематитовых кварцитах и др. [Кулиш, 1973; Л. Кулиш, Е. Кулиш, 1974; и др.].

Средняя величина "B" метапелитов Алдана намного превосходит такую в серии магматических пород вследствие значительного окисления железа при формировании этих осадков.

Еще большие вариации можно наблюдать при рассмотрении других видов алданского комплекса (диопсидовых, биотитовых, роговообманковых, гиперстеновых гнейсах и сланцах, мраморах, кальцифирах и др.). В кварцитах при среднем значении "B" = 0,68 вариации составляют 0,02–32,70; гематитовые кварциты и руды имеют "B" → ∞, а в гранатовых, сульфидных и кордиеритовых породах "B" → 0. Средние химические составы основных типов пород Алданского щита демонстрируют различия в степени окисления железа, здесь "B" = 0,09 ± 5,5 [Кулиш, 1976а]. Широкий диапазон значений "B" указывает на весьма значительную дифференцированность процессов окисления при седиментации исходных толщ алданского комплекса вообще и его конкретных типов пород.

Различия в степени окисления железа характерны не только для пропластков, где они наиболее контрастны, но и для конкретных типов пород, а

также комплексов пород различных территориальных частей щита, пластов, горизонтов, свит и серий, причем контрастность значений "В" уменьшается в сторону более крупных стратиграфических и региональных подразделений и колеблется от 0,19 в первично-морских осадках со значительной долей органогенных веществ до 0,43 в первично-терригенно-морских толщах верхнеалданской и федоровской свит иенгской серии [Кулиш, 1976а]. Алданский комплекс имеет "В" = 0,32, более высокое, чем для ряда магматических пород. Величина $Fe_2O_3 : FeO$ для фанерозойской геосинклинальной толщи, с которой сопоставим алданский комплекс, составляет 0,42 [Ронов, Ярошевский, 1967]. Это указывает на окисление метаосадков архея. Но оно было в целом относительно меньшим, чем в фанерозе, поскольку, возможно, в атмосфере архея было меньше свободного кислорода, чем в атмосфере более молодых периодов развития Земли, или в процессе метаморфизма в определенной мере происходило восстановление железа.

Определенную информацию в этом отношении дает также сравнение $Mn : Fe$ в метапелитах и глинах. Со временем оно неуклонно уменьшается [Ронов, Мигдисов, 1970]. Так как железо окисляется более активно, чем марганец, с ростом содержания в атмосфере свободного кислорода оно осаждалось более интенсивно. В частности, соотношение $MnO : (Fe_2O_3 + FeO)$ в высокоглиноземистых метапелитах Алдана равно 0,029, а в глинах фанерозоя оно колеблется от 0,007 до 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 (до 13%), марганцовистого гематита и редкого пьомонита.

Существенный вклад в доказательство существования кислорода в архейской атмосфере вносит изучение развитых в нижнедокембрийских толщах сульфатов и изотопного состава сульфатной серы [Виноградов и др., 1975, 1976; и др.].

На Гематитовом месторождении среди гематитовых кварцитов отмечаются баритовые ($BaSO_4$) образования первично-осадочного происхождения [Сердюченко, 1963].

В карбонатных породах алданского комплекса (мраморах, кальцифирах) отмечено развитие ангидрида ($CaSO_4$) в виде почти мономинеральных выделений или рассеянных индивидов различной крупности вплоть до пылевидной [Виноградов и др., 1976].

В разрезе федоровской свиты иенгской серии и в свитах желтулинской серии среди карбонатных и магнезиально-известково-силикатных толщ развиты пластовые залежи разнообразных скаполитовых сланцев, кальцифириров и мраморов, содержащих скаполит, апатит и ангидрит до 90% [Сердюченко и др., 1960; Каргатьев, 1970; и др.]. В скаполитах количество SO_3 иногда достигает 3,5%, что позволяет рассматривать их как сульфатскаполиты. Апатит и кальцит из парапород содержит иногда относительно небольшие количества SO_3 . Эти породы в дометаморфический период были сульфатсодержащими (гипс, мирабилит, глауберит и т. п.) известняками, мергелями, глинами и т. п.

Исследование изотопного состава серы сульфидов из докембрийских первично-осадочных пород показывает роль сульфатов как одного из важных компонентов морской воды того периода [Виноградов, 1967; Хол-

ланд, 1971, 1980; Виноградов и др., 1975, 1976; и др.]. Накопление значительных количеств сульфатов в океанической воде, широкое развитие сульфатсодержащих осадков в архее, в которых сера имеет наивысшую в природных условиях степень окисления до SO_4^{2-} , были следствием устойчивых и значительных концентраций кислорода в атмосфере, причем такие характеристики атмосферы, вероятно, существовали до алданского времени, и они близки к современным. Изотопный же состав сульфатной серы показывает, что она прошла не один цикл восстановления–окисления с участием атмосферного кислорода. В частности, вариации $\delta^{34}\text{S}$ сульфатной серы в породах федоровской свиты алданского комплекса весьма широки – от 2,2 до 21,5%, а серы из пиритов парапород (федоровская и верхнеалданская свиты) – от 0,3 до 7,7% при $\delta^{34}\text{S}$ из метеоритов, равному 0 [Виноградов и др., 1976]. В частности, такие же значения и вариации $\delta^{34}\text{S}$ характерны и для аналогичных образований фанерозоя. Разброс значений указывает на широкую дифференциацию, различную интенсивность и многоэтапность фракционирования изотопов серы при восстановительно-окислительных процессах. В алданское время повсеместно был развит процесс окисления сульфидов до сульфатов при участии атмосферного кислорода и обратный процесс восстановления сульфатов до сульфидов (сульфатредукция) при участии широко развитого в осадках органического вещества и организмов.

Объективным критерием наличия свободного кислорода и заметных количеств углекислоты в атмосфере алданского архея служит массовое осаждение карбонатных осадков в толщах федоровской, сутамской и других свит комплекса, так как вышеназванные условия относятся к числу неприменных для осаждения карбонатов в природных условиях.

По всему разрезу алданского комплекса отмечаются локальные залежи графит- и сульфидсодержащих пород. В джелтулинской серии они слагают довольно мощные и протяженные горизонты. Сульфиды представлены пиритом, халькопиритом, реже ковеллином и единично галенитом и сфалеритом. Эти породы характеризуются весьма низкой степенью окисления железа, в них развит кордиерит, гранат, гиперстен. Магнетит крайне редок, гематит не отмечен. Первичный состав графит- и сульфидсодержащих пород разнообразен: кремнистый, алевритовый, глинистый, мергелистый и карбонатный.

Из литологического анализа графит- и сульфидсодержащих пород видно, что их формирование шло в обстановке сероводородного заражения, в которой восстановительные условия поддерживались наличием здесь больших количеств органического вещества, сульфидов и органической серы. По всей видимости, значительная часть сульфидов образовалась здесь за счет диагенетического восстановления сульфатов морских вод и при разложении органических веществ. Эти условия создавались локально, на различных стратиграфических уровнях, преимущественно глубоководных и застойных участках морского бассейна. Особенности седиментации в участках бассейна с сероводородным заражением и восстановительной средой показывают, что одно из условий сохранения органических веществ и сульфидов – отсутствие доступа свободного кислорода.

Исследование графитсодержащих пород алданского комплекса показывает, что у графита и других углеродистых соединений органическая при-

рода, имеющая в своей основе вещество короткоживущих организмов, в том числе аэробных, фотофильных [Кулиш, 1973; Св. и А. Сидоренко, 1975]. Количества архейских пород, содержащих органический графит в ряде случаев до 90%, в общем сопоставим с подобными образованиями фанерозоя [Кулиш, 1973]. А.В. Сидоренко [1976] отмечает, что среднее содержание органического углерода в толщах нижнего докембрия в целом для Земли сопоставимо с таковым в их литологических аналогах фанерозоя. Аэробные фотосинтезирующие организмы были обильно и повсеместно развиты во время накопления осадков алданского комплекса. Наличие органических веществ преимущественно в тонкозернистых морских осадочных породах свидетельствует о большой значимости планктона в это время. Особенно такие организмы развивались в прибрежной и во внутриморской зонах бассейнов. Накопление органического вещества было сезонным, с периодами их максимального развития и максимального отмирания. Периодическое, сезонное накопление органического вещества в осадках может создаваться лишь развитием фотофильных аэробных организмов, генерирующих кислород. Вероятно, эти организмы относились к простейшим водорослям, развитым в приповерхностных слоях бассейна, так как с глубиной сезонные колебания не сказываются [Кулиш, 1973].

Учитывая относительно широкое развитие органического вещества в терригенных образованиях алданского комплекса (графит биогенного происхождения в конгломератах, метааркозах и метабокситов), можно со значительной долей вероятности предположить, что уже в алданское время (нижний архей) была развита жизнь в какой-то мере и на поверхности Земли. Вероятно, это были весьма примитивные организмы, существовавшие в весьма увлажненных зонах поверхности Земли. Широкое развитие органической жизни в докембрии, в том числе и в архее, установлено Св. А. и С.В. Сидоренко [1975]. Уместно заметить, что в настоящее время четко диагностируемые остатки водорослей отмечены в образованиях с возрастом 3,4 млрд. лет, а строматолиты существовали по крайней мере уже 3 млрд. лет назад.

Если считать правомочным вывод В.И. Вернадского [1965] о количестве живого вещества на Земле как о константе во все времена геологической истории, то, предполагая ураганное и практически повсеместное развитие фотосинтезирующих кислородных организмов, биогенная генерация кислорода будет достаточно значимой.

Однако накопление кислорода в атмосфере воздуха за счет фотосинтезирующих организмов могло осуществляться лишь при наличии захоронения определенной массы органического вещества в осадках. Иначе, окисление органического вещества поглощает высвобожденный кислород, связывая его с углеродом в форме угольной кислоты. Как было показано выше, количество захороненного органического вещества в исходных толщах алданского комплекса было значительным.

Широкое развитие относительно разнообразных организмов в раннем архее в свою очередь предполагает наличие в атмосфере того периода достаточно мощного озонового экрана, предохранившего живые организмы от пагубного воздействия ультрафиолетового излучения, что является косвенным подтверждением присутствия в атмосфере раннего архея достаточных количеств кислорода [Towe, 1978; и др.].

Более высокие степени окисления железа в первично-осадочных породах алданского архея по сравнению с глубинной серией магматических пород, широкие вариации отношения $Fe_2O_3 : FeO$ 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, ангидрит и др.), развитие аэробных фотофильных организмов — эти факты бесспорно указывают на то, что атмосфера алданского архея содержала определенные количества свободного кислорода [Кулиш, 1973]. В противном случае эти явления были бы полностью исключены.

Кислород принимал участие в процессах осадконакопления формирования кор выветривания (гематит в корундитах и конгломератах), оказывая влияние в основном на суше, особенно в корах выветривания областей сноса при участии поверхностных и грунтовых вод. Учитывая уменьшение количества $Fe_2O_3 : FeO$ в морских осадках по мере движения в глубь бассейна, можно сказать, что кислород оказывал влияние в основном на приповерхностные слои воды и прибрежные участки с постепенным снижением своего влияния на более глубоководные осадки. Это влияние может быть объяснено и по другому: в более глубоких зонах бассейна железо при диагенезе восстанавливалось более активно органическим веществом.

Широкие вариации в первично-осадочных породах алданского архея значений $Fe_2O_3 : FeO$ от нуля до бесконечности — следствие значительной дифференциации процессов окисления железа осадков, соприкасающихся в различной степени с атмосферой в процессе выветривания, переноса и отложения, а также с растворенными в гидросфере газами атмосферы.

Наличие гематитовых кварцитов в гальках алданских конгломератов указывает также и на возможное присутствие кислорода и в атмосфере более раннего, чем алданский архей, периода, когда формировались породы областей сноса, принимавшие впоследствии существенное участие в образовании осадочной толщи алданского комплекса. Не исключено, что гематит в гальках, возможно, и вторичный (мартит), возникший при окислении магнетита в процессе выветривания коренных пород и переноса их обломков. В настоящее время однозначно это решить трудно.

Таким образом, все данные по алданскому комплексу указывают на существование в раннем архее (алданское время, древнее 3,0 млрд. лет) в атмосфере свободного кислорода [Кулиш, 1973; и др.].

К аналогичным выводам о наличии в тех или иных количествах свободного кислорода в атмосфере раннего докембрия (архея) пришли А.П. Виноградов [1964, 1967], А.В. Сидоренко [1976], В.В. Руби [1957], Х.Д. Холланд [1971, 1980] и др., исследовавшие различные архейские образования в разных частях мира. Необходимо отметить, что некоторые ученые относят появление свободного кислорода к границе архей—протерозой или к определенным рубежам протерозоя и даже к началу рифея [Лазько, 1971; Салоп, 1973; и др.].

Исследования изотопного состава кислорода и углерода докембрийских карбонатных пород позволяют заключить, что уже более 3 млрд. лет назад было генерировано почти 80% кислорода современной атмосферы [Шидловски, 1980; Schidlowski, Eichmann, Junge, 1975; и др.]. В.И. Вернадский

[1965] считал, что общее количество свободного кислорода и равновесие между выделением и поглощением кислорода на Земле примерно одинаковы на всем протяжении геологической истории, Б.С. Соколов [1976] на основе изучения эволюции органического мира Земли указывает, что биогенное накопление свободного кислорода в гидросфере совершалось уже 3,7–3,5 млрд. лет назад (время обнаружения остатков самых древних организмов).

Э. Димрот [Dimroth, Kimberley, 1976] изучил изменение и реликтовые структуры архейских "подушечных" лав (диабазов) Канады (Квебек), излившихся под водой архейского морского бассейна. Он установил, что за палагонитизацией вулканического стекла следует цеолитизация, силицификация, хлоритизация и карбонатизация. Эти изменения происходили в сильноокислительных условиях и окисные корки образовались в тех местах, где "подушки" диабазов в течение длительного времени подвергались воздействию морской воды. Структуры, образованные подводными изменениями в архее, по мнению Э. Димрота, в точности соответствуют структурам, образовавшимся в процессе подводного низкотемпературного изменения кайнозойских океанских базальтов.

На наличие кислорода в атмосфере нижнего докембрия также указывают первично-красноцветные породы в архейских толщах различных регионов мира, которые впоследствии испытали в той или иной мере метаморфические преобразования, но не утратили своих основных черт вещественного состава и литологических особенностей. В частности, Э. Димрот и М. Кимберли [Dimroth, Kimberley, 1976] сообщают о красноцветных отложениях и окисленных корах поверхностного выветривания в архее Канады.

Присутствие обломочного пирита и уранинита в ураноносных конгломератах докембрия приводится как доказательство отсутствия свободного кислорода в период накопления этих образований в месторождениях Витватерсранда, Блайнд-Ривера, Онтарио и т.п. Следует отметить, что генезис металлоносных конгломератов, источник рудного вещества и кластогенная природа пирита и уранинита этих пород весьма дискуссионны и противоречивы. Но даже если согласиться с кластогенной природой пирита и уранинита и принять во внимание частое присутствие в них органического вещества, то можно весьма правмерно предположить существование локальных восстановительных условий в определенном месте и на определенном этапе. Этим, вероятнее всего, объяснима также ограниченная распространенность таких образований в земной коре. Не исключена и эпигенетичность рудных компонентов. Во всех этих случаях наличие кислорода не исключается. Отмечается сходство характера изменений, связанных с угронскими урановыми месторождениями в Блайнд-Ривер, с такими же процессами в мезозойских урановых месторождениях плато Колорадо и других районов. П. Симпсон и Дж. Боулс [Simpson, Bowles, 1977] считают, что уранинит устойчив в окислительной атмосфере в определенных условиях, приводя в качестве одного из доказательств наличие кластогенного уранинита в современных образованиях Индус-Ривер в Пакистане. Это же подтверждают многочисленные физико-химические исследования последнего времени по растворению—окислению уранинитов в зависимости от наличия свободного кислорода. Х.Д. Холланд [1980] указывает, что оптимальным условием для разрушения и переноса уранинита соответствует $P_{O_2} \leq 4 \cdot 10^{-3}$ атм,

что достаточно для дифференцированного проявления окислительных процессов в зоне гипергенеза.

Одним из эффективных доводов бескислородности атмосферы в докембрии (архее) и ее появлении на определенном этапе развития Земли приводится приуроченность джеспилитовых формаций преимущественно к протерозою. Считается, что накопление железа в осадках не могло протекать в условиях кислородсодержащей атмосферы в силу малой миграционной способности окисного железа. Не вдаваясь в глубь дебрей дискуссии о генезисе железистых кварцитов, отметим, что в железистых кварцитах переслаиваются слои существенно магнетитовые и существенно гематитовые, а также слои другого состава с высокой дифференциацией степени окисления железа. Далее железистые кварциты наблюдаются и в архее, и в палеозое. И то, и другое абсолютно не может подтвердить скачкообразное появление кислорода в какой-то определенный момент протерозоя. Физико-химическая возможность накопления железистых кварцитов в условиях кислородной атмосферы доказывается многими исследователями. П.Е. Клауд [Cloud, 1968] указывает, что формирование полосчатых железистых кварцитов формации Исуа в Гренландии с возрастом 3,8 млрд. лет связано с наличием свободного фотосинтетического кислорода.

Обосновав присутствие свободного кислорода в раннеархейской атмосфере в ощутимых количествах, необходимо рассмотреть и источники его появления.

Учитывая широкое развитие жизни в раннем докембрии, сопоставимое по своим масштабам с современностью [Вернадский, 1965; Св. и А. Сидоренко, 1975; Кулиш, 1973; и др.], подавляющее число исследователей архея неизбежно приходят к выводу, что одним из главных источников кислорода в раннем архее может быть фотосинтетическая деятельность организмов.

В.И. Бгатов [1976, 1977] весьма аргументированно доказал существенную роль дегазации изливающейся на поверхность Земли базальтовой магмы в поступлении свободного кислорода в атмосферу во все эпохи геологического развития, в том числе и самого раннего докембрия (4,5–4,0 млрд. лет). По его мнению, главнейший источник сопоставим по своей мощности с фотосинтезом организмов и действовал задолго до фотосинтеза кислорода организмами. Приведенные им доказательства дают основание для согласия с этими выводами.

К генератору кислорода можно отнести также фотодиссоциацию H_2O и CO_2 в высоких слоях атмосферы под влиянием ультрафиолетового излучения Солнца с последующей уткой водорода в космос [Виноградов, 1964, и др.].

К.М. Тове [Towe, 1978] обосновывает приоритетное фотодиссоциационное (или иное другое) появление кислорода в атмосфере раннего докембрия, предшествующее появлению биогенного кислорода за счет фотосинтеза, биохимическое взаимодействие свободного кислорода и анаэробных организмов, а также роль многих факторов, обусловивших появление фотосинтезирующих организмов и биогенного кислорода.

Руттен [1973] указывает, что для зарождения жизни, ее существования и развития требуется не менее 0,01–0,1% свободного кислорода по отношению к современному количеству (21% объема) в атмосфере (уровень

Пастера — 0,01%), и это произошло, по его мнению, 4,5—3,0 млрд. лет назад (в геологически обозримом прошлом).

Наличие в атмосфере свободного кислорода исключает присутствие в ней окиси углерода, аммиака, углеводородов, свободного водорода, сероводорода и других газов, которые, возможно, и имели место в более ранние, начальные этапы развития Земли. Вместе с тем известно, что перечисленные газы выделяются с дымами и другими продуктами деятельности вулканов, а также по другим каналам (разломы и т. п.) в относительно небольших количествах. При поступлении этих газов на поверхность Земли они окислялись имевшимся в атмосфере кислородом до углекислого газа (окись углерода, углеводороды), азота (аммиак), серного ангидрида (сероводород), воды (водород) и т. д. Углекислый газ частично связывался осаждающимися карбонатами, а серный ангидрид, учитывая его химические свойства, реализовался полностью, образуя сульфаты щелочей, щелочноземельных и других элементов.

На более значительную роль CO_2 в атмосфере и гидросфере, чем в наши дни, указывают несколько повышенная кислотность гидросферы и увеличение роли содового компонента в морских водах, обеспечивавших более значительную седиментацию кальцита и доломита, более высокие отношения $\text{Mg} : \text{Ca}$ в толщах Алдана по сравнению с осадками фанерозоя, а также интенсивное накопление в докембрии карбонатных и карбонатно-силикатных (магнезиальных, известковых и известково-магнезиальных) осадочных пород [Сидоренко и др., 1972].

А.Б. Роновым [1959] показана прямая зависимость между отложением карбонатных пород и пород, содержащих органические вещества, с накоплением вулканических образований, причем связующим звеном становится содержание углекислоты в атмосфере, увеличивающееся в периоды возрастания интенсивности вулканизма.

Е.А. Кулиш [1973, 1976а] определил, что в дометаморфический период в алданском комплексе имелось 3,24% существенно карбонатных, 2,64% карбонатно-силикатных пород и менее 14,93% пород, в той или иной мере (до 10%) содержащих карбонаты, графитоносные гнейсы и сланцы, представляющие метаморфизованные породы, первично содержащие органическое вещество. Отмечены значительные вариации содержания этих пород по стратиграфическому разрезу, что указывает на колебание содержания количеств углекислоты в атмосфере архея, как это имело место в фанерозое, и обусловлено, вероятно, прежде всего вариациями в интенсивности вулканизма, карбонатонакопления и развития биосферы.

Отношение $\text{Ca} : \text{Mg}$ в карбонатных породах также может быть показателем содержания углекислоты в атмосфере [Ронов, 1959]. Алданский комплекс в целом при содержании $\text{CaO} = 5,86\%$ и $\text{MgO} = 3,64\%$ имеет значение $\text{Ca} : \text{Mg} = 1,61$, в мраморах — 4,9, в кальцифирах — 3,5, при колебаниях в отдельных пробах и горизонтах 0,09—174,0, а в крупных подразделениях (сериях, свитах) — 1,65—13,10. Карбонатные породы фанерозоя также имеют варьирующие, в целом возрастающие значения $\text{Ca} : \text{Mg}$ от 3,0 в кембрии до 30,0—88,0 в мезозое и кайнозое [Ронов, 1959]. Эти данные указывают на более высокие содержания углекислоты в архее по сравнению с фанерозоем, также подтверждая колебание количеств углекислоты в архейской атмосфере, вероятно, от 0,003 до 1 атм.

Исходя из предположения, что морская вода в докембрии, возможно, была насыщенной аморфным кремнеземом с содержанием SiO_2 порядка 10 мг/л, Х.Д. Холланд [1971, 1980] предполагает, что для устойчивости доломита с силикатами магния давление CO_2 должно быть на один-два порядка выше современного.

Анализ физико-химических условий отложения и растворения карбонатов в обстановках, близких к природным, показывает, что они зависят от большого числа факторов, в том числе парциального давления CO_2 в газовой составляющей (концентрации CO_2 в водном растворе), поэтому установить примерную величину содержания CO_2 в атмосфере архея трудно.

Содержание других "кислых" газов, по своим свойствам весьма агрессивных (хлористого водорода, серного ангидрида и др.), было незначительным, ибо в противном случае имело бы место увеличение кислотности гидросферы, что повлекло бы за собой невозможность отложения карбонатов, а этого мы не фиксируем в архейских толщах Алданского щита и других регионах мира. Возникающие в процессе вулканической деятельности "кислые" газы растворялись в воде (некоторые из них проходили промежуточную стадию окисления, как, например, сероводород) и нейтрализовались карбонатами, алюмосиликатами и др. При этом формировались хлористые, сульфатные, фтористые и тому подобные соединения щелочей, щелочных земель и других металлов. Уровень pH регулировался и поддерживался на определенном уровне карбонат-бикарбонатным и алюмосиликатным буферами.

Общеизвестно, что в архее на Земле уже имелась обширная и значительная по массе гидросфера (реки, озера, моря, океаны и т.д.), принимавшая активное участие в процессах седиментации и формирования осадочной оболочки Земли. Климатическая дифференциация земной поверхности (гумидные и аридные, тропические, умеренные и полярные зоны и т.д.) дает основание заключить, что в архее Земля не имела сплошного плотного слоя облаков, т.е. количество водяных паров в атмосфере того периода не намного отличалось от современного. На это, а также на отсутствие в атмосфере высоких концентраций CO_2 указывает и отсутствие четко выраженного "парникового эффекта", создаваемого водяными парами (сплошной облачностью) и углекислотой. Если бы была обратная картина, температура земной поверхности увеличивалась бы и, превысив 100°C , привела к ликвидации гидросферы. Несколько более активное участие в атмосфере нижнего архея паров воды по сравнению с современным периодом подтверждается преимущественно гумидным характером осадков того периода.

На основе ряда косвенных признаков, заключенных в осадках архея, нам представляется, что температурный диапазон архея в общих чертах сопоставим с современным, хотя наверняка имелись некоторые отличия в среднегодовых температурах (в архее предположительно несколько выше).

Основным компонентом атмосферы архея мог быть, по всей видимости, азот, наличие которого создало соответствующее атмосферное давление, позволявшее при вышеназванных температурных характеристиках земной поверхности поддерживать соответствующие соотношения воды и водяного пара, а также количеств других газов, растворенных в водах (CO_2 , O_2 и др.). Это в свою очередь обусловило наличие соответствующих физико-химических условий в гидросфере, допускавших отложения карбонатов,

дифференцированное окисление и т. д. Доводом в пользу ведущего значения азота в атмосфере докембрия служит также его преобладание при дегазации Земли (вулканические извержения и т. п.). Предполагать дегазацию в архее иной нет оснований. Других данных об участии в осадконакоплении азота и его содержаниях в атмосфере архея, а также инертных газов (неона, аргона, гелия и др.) в настоящее время пока не имеется.

Таким образом, атмосфера раннего архея принимала активное участие в процессах седиментации, определяя ряд условий и особенностей осадконакопления. Некоторые количества элементов атмосферы (CO_2 , S, F, O, V и др.) извлекались из нее и входили составными компонентами в осадочные породы, консервируясь и захороняясь в них навсегда или на определенное время. Более того, докембрийские толщи, как и фанерозойские образования, содержат в несколько раз, а то и на один-два порядка больше углерода, хлора, бора, йода, серы, кислорода, чем интрузивные породы мантийного происхождения. При диагенезе, катагенезе, а главным образом при метаморфизме часть захороненных компонентов высвобождалась и мигрировала вверх, в том числе и в атмосферу.

Признаки влияния атмосферы на породы алданского комплекса в период их образования (ранний архей) наблюдаются и в других нижнеархейских толщах мира, как бы подтверждая глобальный характер относительного однообразия атмосферы того времени.

Анализ влияния атмосферы на осадочную толщу земной коры позволяет сделать вывод о том, что уже с нижнего архея атмосфера Земли приобрела черты современной и имела азотно-углекисло-кислородный состав. Наверняка, содержание кислорода, углекислоты и других газов в атмосфере докембрия было подвержено колебаниям так же, как это имело место и для фанерозоя [Ронов, 1959; Бгатов, 1976, 1977; и др.]. В процессе эволюции атмосферы количество углекислоты уменьшалось в основном за счет связывания ее при формировании и накоплении в земной коре карбонатных, карбонатсодержащих осадков, углей, нефтей, органического газа и осадков, содержащих в том или ином количестве органическое вещество, а кислорода возрастало преимущественно за счет фотосинтезирующей деятельности растительного мира и дегазации основной магмы на поверхности Земли.

По сравнению с современной атмосфера раннего архея содержала несколько большие количества углекислоты и паров воды, меньшее количество кислорода при решающей роли азота. В процессе своего развития атмосфера Земли шла по пути направленной и необратимой эволюции, неоднократно обновляя свой состав в результате газообмена с литосферой, гидросферой, космосом и притока газов из мантии и более глубоких зон.

ГИДРОСФЕРА

Существование в раннем архее гидросферы, ее характеристика, распространенность, соленость, участие в формировании осадочных пород, особенно органогенных и эвапоритовых, — предмет острых дискуссий. Е.М. Лазько [1971], Л.И. Салоп [1973] и др. полагают, что гидросфера раннего архея существенно отличалась от фанерозойской в отношении солености, кислотности, роли в образовании осадков, отрицая возможность формирования

эвапоритов, гидратов окиси железа, отложений застойного характера и т. д. В.П. Кирилук [1971] и некоторые другие высказывают мнение об отсутствии гидросферы на поверхности Земли в допротерозойское время. Исследователи, детально изучающие осадочную геологию нижнеархейских толщ, пришли к выводу, что гидросфера докембрия не отличается существенно от гидросферы неогена [Сидоренко, 1963; Кулиш, 1973; Кимберли, Димрот, 1980; и др.].

Изучение литологических особенностей первичных толщ алданского архея и условий их накопления дает определенную информацию о состоянии и роли гидросферы того периода.

Гидросфера катархея и нижнего архея на территории Алданской подвижной области была представлена дифференцированными по глубине и морфологии морскими бассейнами, а на суше — различного рода водоемами, водотоками, в том числе и реками значительной протяженности, имевшими относительно значимые, но варьирующие мощности водотока и их скорости. На это указывают характер и распространенность ряда специфических образований (конгломераты, аркозы, корундиты и т. п.) и особенно характер кластогенных цирконов и других акцессориев в продуктах переотложенных кор выветривания — высокоглиноземистых породах [Кулиш, 1973]. Вероятно, существовали и озера различных размеров и характера [Сердюченко, 1963].

Широко развитые процессы выветривания в областях сноса и на внутригеосинклинальных поднятиях, разложение и преобразование пород на дне водоемов, гальмиролиз вулканитов, активная вулканическая деятельность с обильными фумаролами, сольфатарами и гидротермами — все это составляло в алданское время громадные количества растворимых соединений щелочей, кальция, магния, бора, хлора, серы и многих других, которые в конечном итоге концентрировались в катархейских и нижнеархейских морских бассейнах алданской подвижной области, пополняя и регулируя потенциал растворенных в них веществ.

Соленость вод алданских раннеархейских морских водоемов была значительной по составу растворенных веществ и уровням их концентраций близкой к морским бассейнам фанерозоя.

Количество бора в высокоглиноземистых метапелитах алданского комплекса ($B_2O_3 = 0,003 \div 4,7\%$), сопоставимые с таковыми в заведомо морских глинах фанерозоя, величины отношения $Sr : Ba = 1 \div 4$; характер соотношений $B : Mg ; Fe : Mn ; Mg : Ca$ в карбонатных и карбонатно-силикатных породах нижнего архея Алданского щита указывают, что соленость раннеархейских бассейнов алданской подвижной области не отличалась от уровней концентраций растворенных веществ в морях последующих периодов [Кулиш, 1973, 1981 б; и др.]. Один из признаков значительной солености морей алданского времени — засоление осадков того периода, обеспечившее повышенные содержания в них калия, натрия и других элементов, образовавшихся в результате сорбционно-хемогенного взаимодействия растворенных в морских водах солей с глинами, кальцитовыми известняками и другими породами [Кулиш, 1973, 1981б; и др.].

Достаточно широкие колебания величин вышеприведенных критериев, равно как и определенные разнообразия в седиментации осадков, где в числе главных факторов выступает уровень солености морских вод (кальцит,

доломит, эвапориты и др.), свидетельствуют о заметных колебаниях в показателях солености различных участков морских бассейнов Алданской подвижной области. Такая же ситуация наблюдается и в морях фанерозоя в зависимости от климата, притока поверхностных вод, морфологии береговой линии и т. п.

Х.Д. Холланд [1980] отмечает, что раннедокембрийские моря по солености существенно не отличались от современных, а отклонения в концентрациях отдельных компонентов в докембрийских бассейнах не могли превышать более чем в 2–3 раза в ту или иную сторону значения этих параметров в современных морских водах. R. Reynolds [1965], изучая распределение бора в морских образованиях различного возраста, дает солевой режим морской воды на протяжении последних 3 млрд. лет неизменным. Н.М. Страхов [1963] и др. считают соленость архейских водоемов значительно меньшей, и лишь к концу докембрия она приблизилась к современной.

Поступление растворенных веществ, возникающих при разложении разнообразных по составу пород Алданской подвижной области, продукты вулканизма, "газового дыхания" Земли, отклонения гидротерм различного рода, наличие свободного кислорода и повышенных количеств CO_2 в атмосфере раннего архея обеспечили хлоридно-сульфатный состав растворенных в морских водах солей Na, K, Ca, Mg и др. Присутствие $\text{SO}_4^{''}$ в мраморах и кальцифирах, в ангидритах, баритах скаполитах и апатитах алданских пород, а также исследование изотопного состава серы из первично-осадочных пород алданского комплекса позволяют считать сульфат одним из важных компонентов того периода [Виноградов и др., 1976; и др.].

А.Б. Ронов [1964] указывает, что в докембрийских морских водах по сравнению с современными были более высокими содержания калия, кальция (8–9 раз), магния (2,5 раза), за исключением натрия – меньшим вдвое. Предполагается, что морские воды докембрия имели повышенные содержания кремнезема (до 100 мг/л), способствующего отложению силикатов магния [Холланд, 1971]. Отмечается последовательное снижение среднего содержания бора в докембрийских и фанерозойских пелитах различных возрастов от 0,0068 до 0,0012%, свидетельствующее о постепенном уменьшении концентрации бора в морских водах в процессе эволюции гидросферы [Гольдшмидт, Петерс, 1938; Кулищ, 1973; Reynolds, 1965; и др.].

Гидросфера в пределах катархей-раннеархейской Алданской подвижной области по диапазону колебаний значений pH существенно не отличалась от подобных явлений в неогее. Воды бассейнов на этой территории в то время были в целом также слабощелочными, что обусловило осаждение карбонатов Ca, Mg, возможно, Fe и Mn, активную доломитизацию кальцитовых известняков, глинистых минералов (особенно монтмориллонита), гидроокислов Fe и Mn и других веществ, неустойчивых даже в слабощелочной среде.

Вместе с тем, как и уровень солености, значения pH вод в разных местах в то или иное время несколько варьировали в зависимости от величины и соотношений концентраций основных компонентов гидросферы и атмосферы: парциальных давлений CO_2 , O_2 , "кислых" вулканических газов, растворенных хлоридов, сульфатов, карбонатов, состава минеральных взвесей, характера пород дна и т. п.

Воды раннего архея характеризовались несколько меньшими, чем обычно, значениями pH в периоды активной вулканической деятельности, чем, вероятно, и объясняется подавленность карбонатакопления во время формирования толщ верхнетимптонской и тимптонской серий. Влияние активного вулканизма на значения pH гидросферы заключалось в повышенном выбросе в атмосферу CO_2 и "кислых" газов (H_2S , SO_2 , Cl и др.), а также привнесом в воды "кислых" составляющих гидротерм и фумарол.

Временами относительно пониженным значением pH атмосферных вод, речных потоков и морских водоемов в различных участках подвижной области объясняется более интенсивное химическое выветривание в областях сноса, в прибрежных зонах и внутриморских поднятиях, также более активный гальмиролиз вулканогенных продуктов. Они же способствуют более активной миграции Al, Fe, Ca, Mg и других элементов, а также формированию разнообразных глиноземистых и алюмосиликатных продуктов [Кулиш, 1973, Головенюк, 1977; и др.]. Этот же фактор обусловил более отдаленное от береговой линии отложение соединений железа, как следствие более далекого заноса его в пелагические области морей [Страхов, 1963]. Относительно повышенная кислотность вод морей способствует более активному переносу и соосаждению титана с аморфным кремнеземом в кварцитах и других породах Алдана, где он представлен зернами и тонкоигльчатymi выделениями рутила, а также выделениями анатаза, брукита, сфена, ильменита, титаномагнетита и др. [Кулиш, 1964, 1973; и др.].

Вместе с тем даже в периоды активнейшего вулканизма кислотность морских вод не повышалась настолько, чтобы препятствовать отложению карбонатов Ca и Mg или содействовать растворению уже созданных кальцита, доломита, магнезита и т. п. Прежде всего поступавшие в атмосферу и гидросферу вулканические "кислые" компоненты в значительной мере окислялись имевшимся здесь свободным кислородом, более того, Cl, H_2S , SO_2 и другие агрессивные вещества нейтрализовались ранее образованными карбонатами, алюмосиликатами, гидроокислами Fe, Mn и других элементов, обогащая воды сульфатными, хлористыми, фтористыми и тому подобными соединениями Na, K, Ca, Mg и др. Таким образом, должный уровень pH вод морских бассейнов регулировался карбонат-бикарбонатным, алюмосиликатным, гидроокисным и другими буферами.

Особенности взаимодействия атмосферного свободного кислорода с гидросферой описаны выше.

В морских водах раннеархейского алданского региона по сравнению с фанерозойскими и современными бассейнами несколько более повышенные значения растворенной углекислоты и содового компонента обеспечивали достаточно интенсивное карбонатакопление. Эти факторы стимулировали на фоне активного осаждения кальцита относительно большее формирование доломита, а также создание карбонатно-силикатных (известковых и известково-магнезиальных) осадочных пород, на что указывают более низкие значения $\text{CaO} : \text{MgO}$ в породах алданского комплекса по сравнению с образованиями фанерозоя. Более интенсивная диагенетическая доломитизация кальцита обеспечивалась здесь, вероятно, и относительно более высокой концентрацией Mg, а также несколько более повышенными температурами вод, чем в настоящее время.

Значения окислительно-восстановительного потенциала (Eh), ретроспек-

тивно устанавливаемые по особенностям первичных многообразных морских осадков алданского комплекса, не отвечают сколько-нибудь заметных отклонений от таких же показателей морей неогена. Благодаря наличию свободного кислорода в атмосфере в раннеархейских водах, последние носят слабоокислительный характер.

Однако местами на дне морей, лагун и других водоемов отмечается создание донных фаций с сероводородной и восстановительной средами, в которых формировались ассоциации пород с сульфидами и биоорганическими веществами.

Весьма разнообразный первичный состав углеродистых (графитистых) и сульфидосодержащих пород (кремнистые, песчаные, алевритовые, глинистые, мергелистые, карбонатные и т. п.) предполагает и разнообразие литологических условий их накопления. Восстановительные условия здесь создаются и поддерживались наличием больших количеств органического вещества и сульфидов, а также, возможно, развитием 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.

На относительно широкий диапазон колебаний значений Eh в водах алданской подвижной области (но не выходящий за пределы такового в последующие времена) указывает присутствие в осадках алданского комплекса, с одной стороны, графита, сульфидов и т. п., с другой — гематита, соединений с S^{+4} , Mn^{+3} и т. п. Это же подтверждается широкими вариациями степени окисления железа ("B" = $Fe_2O_3 : FeO$) в метаморфических парапородах Алданского щита [Кулиш, 1973, 1976а].

Достаточно близкая к современной соленость алданских морей обеспечивала отложение эвапоритов в закрытых водоемах, лагунах и других частях морских бассейнов эпиконтинентального типа в аридных зонах с жарким и засушливым климатом. Эти водоемы испытывали периодические обмеления и засоления. Палеогеографические обстановки поверхности алданской подвижной области в отношении накопления эвапоритов были близки к фанерозойским (наличие суши, разнообразие морфологии мелководных прибрежных зон и т. д.). Здесь накапливались соленосные и гипсоносные, глинисто-карбонатные толщи со скаполитовыми и карбонатными породами, в которых повышены содержания $SO_4^{''}$ и Cl' , частично сохранившиеся от исходных количеств в осадках при их метаморфизме.

Местами в определенных литофациальных условиях из морских вод Алданской подвижной области отлагались магнезиальные бораты (турмалиновые и людвигитовые породы), фосфаты (апатитоносные породы Федоровской свиты), сульфаты (ангидрит), флюорит [Сердюченко, 1960] и другие образования, которые по своим условиям седиментации находят аналоги среди таких же по составу метаморфизованных и неизмененных формирований протерозоя и фанерозоя.

Ряд особенностей накопления и распределения осадочных концентраций C, S, U, Fe в архейских породах Мира детально рассмотрен М.М. Кимберли и Э. Димротом [1980], не установивших принципиальных отличий этих явлений от таковых фанерозоя. В этом они усматривают прежде всего сви-

детельство сходства основных черт архейской и более поздней атмосфер и гидросфер.

Таким образом, в катархее и раннем архее в пределах алданской подвижной области уже имелась дифференцированная и значительная по массе и площадям распространения гидросфера, принимавшая активное участие в формировании осадочной оболочки Земли и ставшая сферой развития интенсивной органической жизни.

КЛИМАТ

Климат катархей-нижнеархейского времени на территории алданской подвижной области и примыкающих к ней областей пенеппена в целом был достаточно теплый, влажный, с определенными сезонными колебаниями.

Теплому гумидному климату, вероятно, характерному в общем всему раннеархейскому времени, способствовали повышенные количества углекислоты в атмосфере того периода, активно поглощающей тепловое излучение (парниковый эффект), а также большая (в 3 раза) по сравнению с современностью интенсивность генерации тепла радиоактивными элементами литосферы [Холланд, 1980].

Гумидный климат этих регионов подтверждается критериями палеоклиматического анализа, полученными в процессе изучения литологических особенностей многих "дометаморфических" образований Алданского щита, изложенных выше, а также кварцитов, высокоглиноземистых и марганценосных пород [Л. Кулиш, Е. Кулиш, 1975; Кулиш, 1964, 1973; и др.]. Такой характер климата обусловив наличие широких и глубоко проработанных кор выветривания, гидролизный характер максимального накопления глинозема в осадках, свойственную районам гумидного климата зональность, когда в береговой зоне формируются весьма высокоглиноземистые осадки, а в сторону пелагических областей глиноземистость пород падает. Формации гумидного климата обнаруживают широкий диапазон колебаний Al и Si [Ронов, Мигдисов, 1965], что свойственно и осадкам алданского комплекса. Влияние гумидного климата отразилось на весьма глубокой дифференциации осадков, цикличности седиментации, широком развитии каолиновых образований и т.д. Особенности влияния гумидного климата отразилось при седиментации верхнеалданской, сутамской, зверевской, угенской и других свит.

Накопление монотонных, слабодифференцированных толщ, в которых относительно развиты терригенно-карбонатные, эвапоритовые породы, гидрослюдистые и монтмориллонитовые глины, а гидролизные и каолиновые осадки подавлены, вероятно, произошло вследствие влияния аридного климата в периоды седиментации гнейсо-сланцевых и карбонатно-силикатных по составу свит верхнетимптонской, тимптонской и желтулинской серий, некоторых горизонтов федоровской серии. Отношение Sr:Ba = 3÷4 в некоторых кальфицирах Алдана показывает, что они отложились в бассейнах с повышенной соленостью аридных климатических зон.

В частности, вариации содержания марганца в карбонатных породах алданского комплекса косвенно указывают на наличие в одних местах аридного, в других — гумидного климата.

Местами климат достигал условий субтропического, что выразилось

в формировании латеритных кор выветривания в завершающий этап накопления верхнетимптонской серии и в начальный этап — верхнеалданской серии. Продукты латеритных кор тогда же размывались, переотлагались, а впоследствии были метаморфизованы в корундиты и корундсодержащие гнейсы.

Судя по самому факту существования гидросферы (реки, моря) с различными морфологией береговой линии (лагуна) и глубиной и тому, что в морских бассейнах осуществлялось дифференцированное осадко-накопление разнообразных генетических типов (в том числе и со следами сезонных явлений), а также по ряду других косвенных данных, полученных при литологическом анализе алданских пород, можно заключить, что температурный диапазон архея на территории настоящего Алданского щита в общих чертах сопоставим с современным, хотя, естественно, имелись определенные отличия (но не принципиальные) в среднегодовых температурах. Вероятно, в раннем архее они были несколько выше, но, естественно, в целом не превышали 100° и не опускались ниже 0° С.

Изучение характера тонкой полосчатости в силлиманит-графитовых и биотит-, гранат-, турмалин-, амфибол-, плагиоклазсодержащих кварцитах с графитом показало, что это чередование обусловлено относительно резкими климатическими сезонными колебаниями (теплое лето—холодная зима). Эти осадки относительно глубоководны, однако образование органического вещества шло в приповерхностных слоях бассейна, потому что с глубиной сезонные колебания температуры не сказываются. Формирование слоек, обогащенных органическим и глинистым веществом, шло в весенне-летний период, так как обильное поступление глинистого вещества имеет место при активном привносе поверхностных вод (дожди, таяние снегов и льда), а наибольшее формирование органического вещества наблюдается летом ("вспышка жизни"). Аналогичное явление описано в протерозое Восточных Саян [Савельев, 1977].

М.В. Чайка [1967] и некоторые другие пришли к выводу о постоянстве климата всей Земли в ее докембрийский период.

ОРГАНИЧЕСКАЯ ЖИЗНЬ

Проблема развития жизни на ранних стадиях эволюции Земли и ее роль в процессах формирования литосферы, гидросферы и атмосферы того периода представляют один из наиболее важных и остродискуссионных вопросов осадочной геологии докембрия. Некоторые исследователи относят возникновение жизни в заметных масштабах лишь к началу протерозоя [Лазыко, 1971; Салоп, 1973; и др.]. М.Д. Мьюир и П.Р. Грант [1980] приводят данные о наличии разнообразной органической жизни и ее роли в накоплении толщ группы Онвервахт в Южной Африке с возрастом 3355 млн. лет.

Работами Д.П. Сердюченко [1971], Св. А. и А.В. Сидоренко [1975], автора [1973] и др. доказано широкое развитие в раннем архее Алданского щита органической жизни, хотя и в примитивных формах, следы которой запечатлены в графитсодержащих, карбонатных и других глубоко-метаморфизованных породах.

Какую же информацию в этом отношении могут представить нам катар-

лейские и нижнеархейские суперкрупные образования Алданского щита?

Широкое развитие графитосодержащих пород различных литофациальных и стратиграфических позиций с органогенными по своей природе графитом, углеводородами и другими соединениями предполагает относительно обильное и повсеместное развитие организмов в алданское время раннего архея. Приуроченность графитовых пород к морским и терригенно-морским по первичной природе осадкам указывает на то, что организмы были развиты в прибрежной и во внутриморской приповерхностных зонах бассейна. Так как графитоносные (углеродистые) образования известны лишь в морских и терригенно-морских фациях, а вулканогенные — почти отсутствуют, то, скорее всего, развитию организмов способствовали относительно спокойные и устойчивые условия морского бассейна. Организмы раннего архея наряду с длительноживущими были преимущественно 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 лишь развитием фотофильных организмов, генерирующих кислород. Вероятно, эти организмы относятся в своем большинстве к простейшим водорослям, развитым в приповерхностных слоях бассейна (зона фотосинтеза), так как с глубиной сезонные колебания не сказываются. Биомасса, учитывая преимущественное распространение графита в породах прибрежно-морских фаций, тяготеет к берегу, что подтверждает соответствующий тезис Н.М. Страхова [1963].

А.С. Лопухин [1975] установил в породах архея Алданского щита наличие биофоссилий, которые представляют по крайней мере три формы проявления примитивной жизни: сфероидальные, лентовидные и нитчатые микроскопические планктонные организмы (возможно, колонии). Кроме того, ранее были выявлены бактериальные формы. Участие бактерий предполагается в процессах сульфатредукции и разложения органического вещества в застойных зонах морских бассейнов алданской подвижной области, учитывая изотопные отношения серы в образованиях алданского архея, приведенные В.И. Виноградовым [1976].

Относительно широкое развитие органического вещества в терригенных по природе вещества образованиях и продуктах кор выветривания алданского комплекса (графит-биогенного происхождения в метаморфизованных конгломератах, аркозах, глинах, бокситах и др.) указывает на участие биохимических процессов в катархейском и нижнеархейском выветривании пород [Вернадский, 1965; Кулиш, 1973; Св. А. Сидоренко и Теняков, 1981; и др.]. Вполне возможно, что в алданское время (ранний архей) в какой-то мере жизнь была развита и на суше.

Иные предположения высказывают Л.Ш. Давиташвили [1940] и др., которые считают, что организмы докембрия отличались от современных простейших примитивностью строения, меньшей специализацией, однообразием, меньшей производительностью, объемом биомассы и влиянием на осадконакопление. В частности, он указывает, что разлагающее воздействие существовавших бактерий на имевшееся органическое вещество было слабее современного и способствовало более интенсивному накопле-

нию органики вообще и даже в таких условиях, в которых сейчас ее сохранение исключается.

По В.И. Вернадскому [1965], общая масса органического вещества составляет 0,01–0,001% веса земной коры. Анализ распространения и количества графитоносных пород докембрия, проведенный Св.А. и С.В. Сидоренко [1975], показал их соответствие более поздним периодам развития Земли. 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% [Кулиш, 1976а].

Следует особо подчеркнуть тот факт, что значительно большая часть органического биогенного вещества, входившего в раннеархейские осадки в момент их накопления, была уничтожена процессами окисления свободным кислородом, растворенным в водах, диагенетическим окислением (восстановление сульфатов до сульфидов, окиси железа до закиси и т.п.), окислением в процессе многоступенчатого регионального метаморфизма и интенсивного ультраметаморфизма и т.д.

Изучение карбонатных пород алданского комплекса, прежде всего их литолого-фациальных позиций, присутствие биогенных по природе графита, сульфатов и сульфидов, наличие в карбонатно-силикатных осадках заметных количеств послойно распределенного апатита, соотношение Sr:Ba, ассоциации второстепенных элементов (повышенное содержание ванадия и т.п.) и другие критерии дают возможность заключить, что в накоплении карбонатных осадков алданского комплекса сказывалось влияние органической жизни.

Таким образом, в нижнем докембрии алданской области была широко распространена органическая жизнь, которая оказывала активное влияние на процессы седиментации, подтверждая идеи В.И. Вернадского [1965] и А.В. Сидоренко [1975] о "геологической вечности" биосферы, продуктов ее деятельности и ее влияния на процессы седиментации и формирования литосферы, гидросферы и атмосферы как одного из активных и мощных геохимических факторов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Алданский щит, самый крупный в СССР регион такого рода, сложен катархейскими, архейскими и протерозойскими суперкрупными толщами. Катархей-нижнеархейский алданский комплекс, представляющий основу щита, имеет мощность до 41,5 км и абсолютный возраст 3,0–4,0 млрд. лет. Он характеризуется широким развитием и значительным разнообразием метаморфических пород в отношении морфологии их залежей, ассоциаций и взаимоотношений, а также текстур, структур, минералогического и химического составов. В дометаморфическом состоянии они представляли осадочные, вулканогенно-осадочные, вулканогенные и плутогенные образования. Стратифицируемые первично-седиментационные метаморфические породы имеют весьма широкий спектр генетических типов исходных образований, сформировавшихся в различных литологических и геотектонических обстановках.

Алданский комплекс сложен тремя литолого-тектоническими группами (подкомплексами) пород, соответствующими его крупным стратиграфическим подразделениям (сериям). Это катархейский–верхнетимптонский (верхнетимптонская серия) и нижнеархейские–иенгский и тимптоно-желтулинский. Последние два в свою очередь подразделяются на два уровня: иенгский на верхнеалданский и федоровский, второй соответственно на тимптонский и желтулинский. Подкомплексы пространственно отделены друг от друга чаще всего глубинными разломами, а также структурными несогласиями и сменами литологических и геотектонических обстановок накопления дометаморфических толщ. Перерывы и несогласия, выраженные менее контрастно, относительно слабо развиты в толщах конкретных стратиграфических подразделений (серий, свит).

Значимым для познания ранней истории развития Востока СССР представляется установление наличия катархейских образований, значительно более древних, чем алданский комплекс, слагавших консолидированные жесткие структуры кратонного типа, располагавшихся к западу и юго-западу от алданской подвижной области, имевших гетерогенное геологическое строение, обусловленное участием в нем разнообразных магматических, метаморфических и осадочных пород, комплекс которых в целом отвечал по химическому составу гранит-гранодиориту. Эти структуры характеризовались спокойным тектоническим режимом, относительно сглаженной поверхностью, глубоко проработанными и широко распространенными сиалитовыми корами выветривания. Таким образом, Алданский щит не самая древняя консолидированная часть земной коры северо-востока Азии, поскольку более древние кратонные структуры сиалического состава находились к западу и юго-западу от него и были впоследствии активизированы становым и байкальскими орогенезами.

Исходные образования алданского комплекса сформировались в условиях обширной подвижной области геосинклинального типа, дифференцированной на мио- и эвгеосинклинали, перикратонные структуры, интрагеосинклинали и интрагеосинклинали, и др.

Накопление первичных толщ протекало с различной степенью дифференциации отлагаемого вещества в морских бассейнах с расчлененным релье-

фом дна на тех или иных глубинах за счет материала, сносимого при выветривании, разложении и разрушении сооружений отдаленных кратонных областей сноса, береговой зоны и дна бассейнов внутриморских поднятий, вулканических построек, а также веществ, растворенных в морской воде, продуктов жизнедеятельности относительно обильных и разнородных организмов. Значительную, но не главную роль в сложении дометаморфических толщ алданского комплекса играли вулканогенные образования.

Первично-осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные породы и их парагенетические (литолого-фациальные) ассоциации четко приурочены к конкретным стратиграфическим уровням и геотектоническому зонам алданской подвижной области. Особо информативны в литологическом отношении специфические по строению и составу породы, а также образования, несущие в той или иной мере те или иные реликтовые признаки их первичной природы: конгломераты, метааркозы и метагравелиты, кварциты, корундовые, высокоглиноземистые, карбонатные, графитовые, турмалиновые породы, гранулиты, базитовые и ультрабазитовые пара- и ортопороды, циклические и ритмично-слоистые толщи и т.д.

Природа вещества дометаморфических образований алданского комплекса весьма разнообразна: кластогенная, дисперсная, коллоидная и др.

Атмосфера катархея и раннего архея были близкой по составу к современной, но имела несколько повышенное содержание углекислоты и пониженное количество полигенного свободного кислорода, однако достаточного для широкого и дифференцированного проявления окислительных процессов. Основу ее составлял азот. Вариации температуры у земной поверхности не выходили за пределы диапазона ее колебаний в современной атмосфере. В ней отсутствовали в ощутимых количествах "кислые" газы, аммиак и метан. Состав и концентрации растворенных веществ, рН, Eh, t вод морских бассейнов катархей-нижнеархейского времени были близкими к современным, что обеспечивало значительное карбонатное накопление, обогащение пелитового материала сорбированными щелочами и другими металлами, активную жизнедеятельность организмов, образование эвапоритов, создание условий для формирования участков дна с накапливающимся углеродистым веществом, сероводородным заражением и восстановительной обстановкой.

Климат обширных областей сноса в различных местах, в то или иное время был гумидным, реже аридным и тропическим. Вариации значений температур у земной поверхности не выходили за пределы диапазона ее изменений в фанерозе. Отмечаются заметные сезонные колебания.

На территории алданской подвижной области в раннем архее была широко развита разнородная органическая жизнь, простейшие представители которой и продукты их жизнедеятельности принимали участие в процессах седиментации, в накоплении карбонатного, углеродистого, фосфатного веществ и т.п.

У исследователей алданского комплекса, равно как и других архейских структур Мира, нет достоверных фактов или данных, допускающих однозначное указание на существование в раннем докембрии таких принципиально отличных, экстраспецифических условий и явлений, которые были бы резко противопоставлены последующим периодам геологической истории. В алданском архее имелись подвижные и жесткие структуры, выветривание, разрушение, снос, дифференциация и отложение

осадков в различных литолого-фациальных условиях; атмосфера, гидросфера и климат были близкими к современным, в формировании толщ принимали участие вулканы и продукты их преобразований и т.д. Несомненно, в алданском комплексе нашли отражение определенные особенности геологических процессов и явлений того времени, но они такого же порядка, как и специфические черты того или иного периода формирования литосферы в фанерозое.

Анализируя роль тех или иных процессов в формировании раннедокембрийских первичных толщ пород на поверхности Земли, следует отметить их значительную дифференциацию во времени и пространстве, и прежде всего в отношении участия осадконакопления и вулканизма. Однако в целом экзогенные образования явно преобладают над эндогенными.

Состояние земной поверхности, геотектоническая дифференциация литосферы на жесткие и подвижные структуры, характер осадконакопления вулканизма, плутонизма, метаморфизма и геотектонических процессов, особенности атмосферы, гидросферы, климата, органической жизни и других составляющих экзогенные процессов в катархее и раннем архее на территории алданской подвижной области, т.е. все содержание осадочной геологии алданского комплекса, не имеют принципиальных отличий от аналогичных явлений более молодых периодов развития литосферы. Имеющиеся определенные особенности катархейских и раннеархейских процессов, условий и объектов не выходят за пределы общих черт единого, направленного, последовательного, необратимого и всеусложняющегося эволюционного развития Земли.

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

$$f = \frac{\text{FeO} \cdot 100}{\text{FeO} + \text{MgO}} ;$$

$$P = \frac{(\text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3) \cdot 100}{(\text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3) + \text{MgO}} ;$$

$$B = \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO}} ;$$

$$A = \text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{CaO} + \text{K}_2\text{O} + \text{NaO}) ;$$

$$n = \frac{\text{CaO} \cdot 100}{\text{CaO} + 2\text{Na}_2\text{O}} ;$$

$$F = \frac{(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) \cdot 100}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}} ;$$

$$al = \frac{\text{K}_2\text{O}}{\text{Na}_2\text{O}} ;$$

$$Nk = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} ;$$

$$Kg = \frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Na}_2\text{O}} ;$$

$$Lz = \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{FeO} + \text{MnO} ;$$

$$M = \text{Al}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2 \text{ (вес. \%)} ;$$

r — коэффициент парной корреляции.
н.о. — компонент не определялся.
п.п.п. — потери при прокаливании.

ИНДЕКСЫ МИНЕРАЛОВ

Gr — гранат
Bt — биотит
Pl — плагиоклаз
Sill — силлиманит
Mt — магнетит
KS — калиевый полевой шпат
Hm — гематит
Q — кварц

Al — альбит
Gf — графит
Cor — кордиерит
Hyr — гиперстен
Pyр — пирон
Hb — роговая обманка
Di — клинопироксен (диопсид)

ЛИТЕРАТУРА

- Арсеньев А.А. К стратиграфии архея долины р. Олекмы (Восточная Сибирь). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1939, № 6, с. 61–78.
- Архангельская В.В. О современных взглядах на стратиграфию докембрия южной части Алданского щита. — В кн.: Тр. совещ. по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1958, с. 5–11.
- Базилевич А.С. Технологическое испытание дистен-корундовой породы Чайнытского месторождения. — Минер. сырье, 1936, № 1, с. 30–33.
- Барсуков В.Л. Сравнительная планетология и ранняя история Земли. — Геохимия, 1981, № 11, с. 1603–1615.
- Башарин А.К., Берзин Н.А., Дворкина В.Д. и др. Докембрий континентов: Северная и Южная Америка/Новосибирск: Наука, 1976. 240 с.
- Бгатов В.И. К генезису бокситов докембрия. — В кн.: Литология и осадочные полезные ископаемые докембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: СНИИГГИМС, 1973, с. 98–104.
- Бгатов В.И. Кислород земной атмосферы. Ст. 1. Происхождение. — В кн.: Материалы по литологии и осадочным полезным ископаемым Сибири. Новосибирск: 1976. с. 3–23. (Тр. СНИИГГИМС; Вып. 218).
- Бгатов В.И. Кислород земной атмосферы. Ст. 2. Развитие. — В кн.: Основные проблемы геологии и геофизики Сибири. Новосибирск, 1977, с. 20–40. (Тр. СНИИГГИМС; Вып. 250).
- Белевцев Я.Н. Принципы и методы металлогенических исследований докембрийских щитов. — В кн.: Вопросы методики составления металлогенических и прогнозных карт. Киев: Изд-во АН УССР, 1960, с. 5–17.
- Белевцев Я.Н. и др. Генезис железных руд Криворожского бассейна. Киев: Изд-во АН УССР, 1969. 238 с.
- Белевцев Я.Н. Метаморфогенное рудообразование. М.: Недра, 1979. 276 с.
- Белевцев Я.Н., Сирощан Р.И., Скурин С.А. О гранитах в гальках конгломератов верхнего отдела криворожской свиты. — ДАН СССР, 1955, т. 100, № 5, с. 951–954.
- Белоусов В.В. Основные вопросы тектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1954. 606 с.
- Бенеславский С.И. Минералогия осадочных бокситов. — В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. М.: Изд-во АН СССР, 1958, с. 7–52.
- Беус А.А. Геохимия литосферы. М.: Недра, 1972. 296 с.
- Билибина Т.В., Дашкова А.Д., Донсков В.И. и др. Геологические формации и металлогения Алданского щита. Л.: Недра, 1976. 340 с.
- Богатиков О.А., Богданова С.В., Марков М.С. Серые гнейсы архея и некоторые основные проблемы геологии. — В кн.: Древнейшие гранитоиды СССР: Комплекс серых гнейсов. Л.: Наука, 1981, с. 14–21.
- Богданова С.В., Богданов Ю.Б., Вергунов Г.П. и др. Докембрий континентов: Древние платформы Евразии. Новосибирск: Наука, 1977. 312 с.
- Борукаев Ч.Б., Елизарьев Ю.З., Забродин В.Е., Чиков Б.М. Докембрий континентов: Австралия, Африка. Новосибирск: Наука, 1976. 224 с.
- Веревкин Н.И., Егин В.И., Заблоцкий Е.М., Эгин А.Р. Стратиграфия архея центральной части Алданского щита. — В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М.: Наука, 1966, с. 5–14.
- Вернадский В.И. Биосфера. Избр. произведения т. 5. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 422 с.
- Вернадский В.И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М.: Наука, 1965. 374 с.
- Ветлужских В.Г., Кудрявцев В.А., Соколов Н.А. Стратиграфия архея района верхнего течения р. Тимптон. — В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М.: Наука, 1966, с. 26–33.
- Виноградов А.П. Газовый режим земли. — В кн.: Химия земной коры. М.: Наука, 1964, т. II, с. 5–21.
- Виноградов А.П. Введение в геохимию океана. М.: Наука, 1967. 215 с.
- Виноградов А.П., Рюнов А.Б. Эволюция химического состава глин Русской платформы. — Геохимия, 1956, № 2, с. 3–18.
- Виноградов В.И., Егин В.И., Кичигин Л.Н. и др. Значение литологического контроля апатитоносности архейских образований Алданского щита (по данным изотопного состава серы). — Литология и полез. ископаемые, 1975, № 5, с. 117–127.
- Виноградов В.И., Реймер Т.О., Лейтес А.М., Смелов С.Б. Древнейшие суль-

фаты в архейских образованиях Южно-Африканского и Алданского щитов и эволюции кислородной атмосферы. — Литология и полез. ископаемые, 1976, № 4, с. 12—27.

Геологическое строение СССР. М.: Недра, 1968. Т. I. 712 с.

Геология СССР. Т. XLII, Южная Якутия. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1972. 496 с.

Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л.: Наука, 1968. 334 с.

Геохронология СССР. Л.: Недра, 1973. Т. I. 352 с.

Гиммельфарб Г.Б. Эволюция карбонатакопления в докембрии Алданского щита. — В кн.: Литология и осадочные полезные ископаемые докембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: СНИИГИМС, 1973, с. 36—42.

Гиммельфарб Г.Б. и др. К вопросу о генезисе кварц-силлиманитовых включений в биотитовых гнейсах удоканской серии нижнего протерозоя (Олекмо-Витимская горная страна). — ДАН СССР, 1968, т. 82, № 2, с. 411—415.

Гинзбург И.И. Основные результаты изучения древних кор выветривания в СССР. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 12, с. 61—88.

Гинзбург И.И. Основные результаты изучения древних кор выветривания в СССР. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 12, с. 61—88.

Глуховский М.З. Некоторые аспекты тектоники и магматизма раннего докембрия на примере Алданского щита. — Геотектоника, 1975, № 2, с. 3—19.

Головенко В.К. Высокоглиноземистые формации докембрия. Л.: Недра, 1977. 268 с.

Гольдшмидт В.М., Петерс К. К геологии бора. — В кн.: Сборник статей по геохимии редких элементов. М.: Л.: ГОНТИ НКТП СССР, 1938, с. 120—135.

Горошников Б.И. Петрология высокоглиноземистых кристаллических пород. Киев: Наук. думка, 1971. 210 с.

Давиташвили Л.Ш. Курс палеонтологии. Л.: Госгеолтехиздат, 1940. 576 с.

Дзевановский Ю.К. Архейский метаморфический комплекс Алданского щита. — В кн.: Тр. совещ. по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1958, с. 37—42.

Дзевановский Ю.К. Алданский щит. — В кн.: Стратиграфия СССР: Нижний докембрий. П/т. Азиатская часть. М.: Госгеолтехиздат, 1963, с. 181—192.

Добрецов Н.Л., Ревердатто В.В., Соболев В.С. и др. Фашия метаморфизма. М.: Недра, 1970. 432 с.

Доморацкий Н.А. Определение первичной природы метаморфических пород по содержанию в них инертных компонентов. — В кн.: Докл. сов. геологов на XXII сес. МГК. Прobl. 16. Петрографические формации и проблема петрогенезиса. М.: Наука, 1964, с. 46—54.

Друзова Г.М., Климов Л.В., Крылова М.Д. и др. Геология докембрия Алданского горнопромышленного района. — Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1959, вып. 8, с. 5—331.

Дук В.Л., Кицул В.И. Изучение докембрия Алданского щита методами структурной и метаморфической петрологии. — В кн.: Структурная и метаморфическая петрология раннего докембрия Алданского щита. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1975, с. 5—18.

Закруткин В.В. Основные парачарнокиты. Ростов н/Д: Изд-во Рост. ун-та, 1981. 214 с.

Каденский А.А. Геология и петрология южной части Анабарского щита. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1961. 198 с.

Казанский Ю.П. Седиментология. Новосибирск: Наука, 1976. 272 с.

Каргатьев В.А. Ангидрит в диопсидных породах Центрально-Алданского района. — В кн.: Минеральное сырье. М.: Недра, 1970, вып. 22, с. 65—74.

Кац А.Г. Новые данные по стратиграфии архея южного обрамления Алданского щита. — Бюл. МОИП. Отд-ние геол., 1961, т. 36, вып. 5, с. 137—138.

Кац А.Г. К вопросу о стратиграфии архея юго-западной части Алданского щита. — Тр. ВАГТ, 1962, вып. 8, с. 90—92.

Келлер Б.М., Кратц К.О., Митрофанов Ф.П. и др. Всесоюзное совещание по общим вопросам расчленения докембрия СССР. — Сов. геология, 1977, № 12, с. 145—149.

Кимберли М.М., Димрот Э. Распределение осадочных углерода, серы, урана и железа как свидетельство сходства архейской и более поздних атмосферы и гидросферы. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 575—582.

Кирилюк В.П. Об особенностях седиментации, метаморфизма и геологической истории Земли в архее в свете современных представлений о природе Венеры. — Геол. журн., 1971, т. 31, № 6, с. 42—54.

Копавич Л.П. Новые данные по стратиграфии основания и верхней части разреза архея южной окраины Алданского щита. — Геология и геофизика, 1964, № 6, с. 117—119.

Коржинский Д.С. Геология и полезные ископаемые Южного района. — В кн.: Якутская АССР. Л.: Изд-во АН СССР, 1933, с. 183—221.

Коржинский Д.С. Петрология архейского комплекса Алданского щита (пересечение по р. Тимптон). — Тр. ЦНИГРИ, 1936, вып. 86. 76 с.

Коржинский Д.С. Геохимия архейских наземных процессов. — В кн.: Геология СССР. М.; Л.: Госгеолтехиздат, 1947, т. XVIII, с. 69—71.

Косыгин Ю.А. Основы тектоники. М.: Недра, 1974. 216 с. *

Косыгин Ю.А., Башарин А.К., Берзин Н.А. и др. Докембрийская тектоника Сибири. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1964. 128 с.

Косыгин Ю.А., Башарин А.К., Берзин Н.А. и др. Карта тектоники докембрия континентов в масштабе 1:15 000 000: Объясн. зап. 1972. 92 с. (Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР; Вып. 152).

Кратц К.О., Робонен В.И., Соколов В.А., Чернов В.М. Литологические методы в изучении Карелии. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1966, вып. 1, с. 5—16.

Кренделев Ф.П. Металлоносные конгломераты мира. Новосибирск: Наука, 1974. 238 с. (Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР; Вып. 181).

Крылова М.Д., Неелов А.Н. Конгломератовидные породы архейского комплекса Алдана. — Тр. ЛАГЕД АН СССР, 1960, вып. 9, с. 386—397.

Кудрявцев В.А. О стратиграфии и тектонике архея верховьев рек Тимптона и Гонама (Южная Якутия). — Геология и геофизика, 1966, № 4, с. 54—63.

Кужелов Г.К. Геологическая структура Украинского кристаллического щита по геофизическим данным. — Сов. геология, 1957, № 59, с. 130—151.

Кулиш Е.А. Кварциты архея в южной части Алданского щита. Магадан, 1964. 120 с.

Кулиш Е.А. Конгломераты низов ингрской серии алданского архея. — ДАН СССР, 1971, т. 198, № 4, с. 933—935.

Кулиш Е.А. Высокоглиноземистые метаморфические породы нижнего архея Алданского щита и их литология. Хабаровск, 1973. 370 с.

Кулиш Е.А. Геотектонические условия накопления исходных осадков нижнеархейского алданского комплекса. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975а, вып. 4, кн. 1, с. 263—265.

Кулиш Е.А. Метабазиты и метавулканические породы нижнеархейского алданского комплекса. — В кн.: Вопросы магматизма и тектоники Дальнего Востока. Владивосток, 1975б, с. 250—263.

Кулиш Е.А. Региональная петрохимия и распространенность пород нижнеархейского алданского комплекса. —

В кн.: Литология и минералогия метаморфических комплексов Дальнего Востока. Хабаровск, 1976а, с. 96—151.

Кулиш Е.А. Исследование условий метаморфизма по распределению Fe²⁺ и Mg в сопряженных минералах высокоглиноземистых пород архея Алданского щита для целей их литологического анализа. — В кн.: Литология и минералогия метаморфических комплексов Дальнего Востока. Хабаровск, 1976б, с. 32—58.

Кулиш Е.А. Литологическое обоснование стратиграфии нижнеархейских толщ Алданского щита. — В кн.: Стратиграфия Дальнего Востока: (Тез. совещ.). Владивосток. 1978, с. 34—35.

Кулиш Е.А. Докембрийская минерализация Дальнего Востока СССР. — В кн.: Докембрий: Докл. сов. геологов на XXVI МК. Секция 07. М.: Наука, 1980, с. 76—81.

Кулиш Е.А. Геотектоническое положение, стратиграфия и корреляция нижнедокембрийских комплексов Востока СССР. — В кн.: Геология и металлогения докембрия Дальнего Востока. Л.: Наука, 1981а, с. 3—26.

Кулиш Е.А. Распространенность, петрохимические и литологические особенности карбонатных образований раннедокембрийских комплексов Дальнего Востока. — В кн.: Карбонатное осадконакопление в докембрии. М.: Наука, 1981б, с. 77—83.

Кулиш Е.А., Реутов Л.М. Циклические и ритмичнослоистые толщи алданского комплекса. — В кн.: Геология и магматизм Дальнего Востока. Владивосток, 1977, с. 28—33.

Кулиш Л.И., Кулиш Е.А. Метаморфические марганцевые комплексы Дальнего Востока. Хабаровск, 1974. 468 с.

Кухаренко А.А. Минералогия россыпей. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 318 с.

Лазько Е.М. Геологическое строение западной части Алданского кристаллического массива. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1956. 198 с.

Лазько Е.М. Основы региональной геологии СССР. М.: Недра, 1971. Т. III. 344 с.

Лицарев М.А. Генезис флогопитовых месторождений Алдана. — Тр. ИГЕМ АН СССР, 1961, вып. 67. 167 с.

Лихачев В.А. Древнейшие структурно-формационные комплексы центральной части Алданского щита. — Геология и геофизика, 1980, № 9, с. 34—40.

Литвинский Э.Н., Елисеева И.С., Богомазова Т.А. Строение земной коры районов Верхнего Приамурья и Алданского щита по геофизическим данным. — Сов. геология, 1968, № 7, с. 75—87.

Долухин А.С. Биофоссилии докембрия и некоторые проблемы их изучения. — В кн.: *Проблемы осадочной геологии докембрия*. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 2, с. 169—173.

Лулева О.И. Докембрийские конгломераты Кольского полуострова. М.: Наука, 1977. 224 с.

Малинин С.Д. Физическая химия гидротермальных систем с углекислотой. М.: Наука, 1979. 112 с.

Маракушев А.А. Петрология Таежно-железородного месторождения в архее Алданского шита. Магадан, 1958. 120 с. (Тр. ДВФ АН СССР. Сер. геол.; т. 5).

Маракушев А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М.: Наука, 1965. 327 с.

Миронюк Е.П., Любимов Б.К. Геология западной части Алданского шита. М.: Недра, 1971. 240 с.

Михайлов Б.М. Бокситоносные формации молодых платформ (закономерности размещения, условия образования и принципы прогнозной оценки); Автореф. дис. ... д-ра геол. наук. Л., 1971. 32 с.

Мокроусов В.А. Опыт структурно-стратиграфического расчленения архея на примере кристаллических толщ Тимптоно-Учурского междуречья. — В кн.: *Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР*. Якутск, 1968, вып. 18, с. 177—188.

Мьюир М.Д., Грант П.Р. Данные о микропалеонтологии группы Онвервайт, Южная Африка. — В кн.: *Ранняя история Земли*. М.: Мир, 1980, с. 588—597.

Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.

Обручев С.В. Принципы корреляции докембрия Сибирской платформы и обрамляющих ее складчатых зон. — В кн.: *Тр. Межвед. совещ. по разраб. унифицир. схем Сибири*. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1958, с. 129—138.

Озеров К.Н., Быховер Н.А. Месторождения корунда и кианита Верхне-Тимптонского района Якутской АССР. — Тр. ЦНИГРИ, 1936. Вып. 82.

Павловский Е.В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. — В кн.: *Геология и петрология докембрия: Общие и региональные проблемы*. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 77—108.

Павловский Е.В., Марков М.С. Некоторые общие вопросы геотектоники (о необратимости развития земной коры). — В кн.: *Структура докембрия*

и связь магматизма с тектоникой. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 9—53.

Пикус Г.В. Допалеозойские пояса альпинотипных гипербазитов СССР. — Геология и геофизика, 1972, № 12, с. 43—52.

Плаксенко Н.А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии (на примере Курской магнитной аномалии). Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1966. 263 с.

Предовский А.А. Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия. Апатиты: КФ АН СССР, 1970. 114 с.

Прыткина Л.А. Ритмичная слоистость в архейских породах Кольского полуострова. — Тр. ЛАГГД АН СССР, 1961, вып. 12, с. 156—165.

Реутов Л.М. Докембрий центрального Алдана. Новосибирск: Наука, 1981. 185 с.

Розен О.М. Метаморфизованная галька боксита в конгломерате среди докембрийских сланцев Кокчетавского массива (Ц. Казахстан). — ДАН СССР, 1967, т. 174, № 4, с. 921—923.

Ройзенман В.М. Литологическое строение и геохимические особенности флогопитоносных толщ Центрального Алдана: Автореф. дис. ... канд. геол. наук. М., 1973. 19 с.

Роненсон Б.М. Некоторые геологические предпосылки для корреляции разрезов в толщах кристаллических сланцев. — Бюл. МОИП. Отд-ние геол., 1961, т. 36, с. 59—75.

Ронов А.Б., Мигдисов А.А. Основные черты геохимии элементов-гидролизатов в процессах выветривания и осадконакопления. — Геохимия, 1965, № 2, с. 131—158.

Ронов А.Б., Ермишкина А.И. Распределение марганца в осадочных породах. — Геохимия, 1959, № 3, с. 206—225.

Ронов А.Б., Хлебникова З.В. Химический состав важнейших генетических типов глин. — Геохимия, 1957, № 6, с. 449—469.

Ронов А.Б. К вопросу о распространенности карбонатных пород. — ДАН СССР, 1948, т. 61, № 3, с. 479—482.

Ронов А.Б. К последокембрийской геохимической истории атмосферы и гидросферы. — Геохимия, 1959, № 5, с. 397—409.

Ронов А.Б. Общие тенденции в эволюции состава земной коры, океана и атмосферы. — Геохимия, 1964, № 8, с. 715—743.

Ронов А.Б. Осадочная оболочка Земли. М.: Наука, 1980. 80 с.

Ронов А.Б., Мигдисов А.А. Эволюция химического состава пород щитов и осадочного покрова Русской и Северо-

Американской платформ. – Геохимия, 1970, № 4, с. 403–438.

Руби В.В. Эволюция гидросферы и атмосферы в связи со специальным рассмотрением вероятного состава древней атмосферы. – В кн.: Земная кора. М.: Изд-во иностр. лит., 1957, с. 650–671.

Рутген М. Происхождение жизни (естественным путем). М.: Мир, 1973. 411 с.

Рухин Л.Б. Основы литологии. Л.: Гостехиздат, 1961. 780 с.

Савельев А.А. Слоистость осадочных пород и ее трансформация при метаморфизме. М.: Наука, 1977. 200 с.

Савельев А.А., Хильтова В.Я., Шулешико И.К. и др. Литология и петрохимия осадочных пород в разных зонах метаморфизма. Л.: Наука, 1974. 192 с.

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

Салоп Л.И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л.: Недра, 1973. 310 с.

Сахама Т. Рассеянные элементы в породах Южной финской Лашландии. – В кн.: Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах. М.: Изд-во иностр. лит., 1952, с. 228–294.

Сердюченко Д.П. Барито-гематитовые и силлиманито-корундовые месторождения из архейских осадочно-метаморфических формаций Якутии и Южной Африки. – В кн.: Геохимия, петрография и минералогия осадочных образований. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 410–429.

Сердюченко Д.П. Геохимические связи углерода в процессах формирования осадочно-метаморфических месторождений. – В кн.: Тр. МГК. М., 1971, т. 4, кн. 2, с. 159–171.

Сердюченко Д.П., Глебов А.В., Каденская М.И. и др. Железные руды Южной Якутии. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 520 с.

Сердюченко Д.П., Павлов В.А. О генетических и геохимических особенностях борных месторождений. – В кн.: Редкие элементы в породах различных метаморфических фаций. М.: Наука, 1967, с. 126–190.

Сидоренко А.В. К вопросу о связи минералогического и механического состава песков. – ДАН СССР, 1955, т. 100, № 5, с. 977–980.

Сидоренко А.В. Проблемы осадочной геологии докембрия. – Сов. геология, 1963, № 4, с. 3–23.

Сидоренко А.В. Осадочная геология докембрия – состояние науки, проблемы и задачи. – В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, с. 5–15.

Сидоренко А.В. Проблемы литологии докембрия и полезные ископаемые. Вестн. АН СССР, 1976, № 1, с. 126–143.

Сидоренко А.В., Лунева О.И. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1961. 198 с.

Сидоренко А.В., Лунева О.И. Значение конгломератов для познания истории докембрия. – Сов. геология, 1967, № 6, с. 26–47.

Сидоренко А.В., Теняков В.А., Розен О.М. и др. Пара- и ортоамфиболиты докембрия. М.: Наука, 1972. 212 с.

Сидоренко А.В., Чайка В.М. Значение кор выветривания и денудационных поверхностей выравнивания в истории докембрия. – В кн.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород. М.: Недра, 1970, с. 5–29.

Сидоренко Св.А., Сидоренко А.В. Органическое вещество в осадочно-метаморфических породах докембрия. М.: Наука, 1975. 140 с.

Сидоренко Св.А., Теняков В.А. О периодичности возникновения в докембрии седиментационных комплексов, обогащенных органическим веществом. – В кн.: Органическая геохимия нефтей, газов и органического вещества докембрия. М.: Наука, 1981, с. 215–220.

Смирнов А.М. Докембрий северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1976. 224 с.

Соколов Б.С. Органический мир земли на пути к фанерозойской дифференциации. – Вестн. АН СССР, 1976, № 1, с. 126–143.

Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 536 с.

Стрыгин А.И., Кобзарь В.Н. Конгломераты в кристаллических породах центральной части Украинского щита. – В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1967, вып. 2, с. 217–226.

Судовиков Н.Г., Другова Г.М., Крылова М.Д., Михайлов Д.А. Петрография докембрия Алданского горнопромышленного района. – В кн.: Петрография Восточной Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1962, т. 2, с. 320–446.

Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Другова Г.М. и др. – В кн.: Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. Л.: Наука, 1965. 290 с.

Травин Л.В. Стратиграфия и дометаморфические формации архея Алданско-Учурского междуречья (Алданский щит): Автореф. дис. ... канд. геол. наук. Л., 1975. 29 с.

Тугаринов А.И., Бибикова Е.В., Мельникова Г.Л. и др. О протерозойском

возрасте пород алданского комплекса. — Геохимия, 1967, № 3, с. 284—289.

Тугаринов А.И., Войткевич Г.В. Докембрийская геохронология материков. М.: Недра, 1966. 388 с.

Фролов В.Т. Пример архейского флиша Австралии. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия: Тез. докл. X Всесоюз. литол. совещ. М., Наука, с. 85—87.

Фролова Н.В. Об условиях осадконакопления в архейской эре. — Тр. Иркут. ун-та. Сер. геол., 1951, т. 5, вып. 2, с. 38—68.

Фролова Н.В. Вопросы стратиграфии, регионального метаморфизма и гранитизации архея Южной Якутии и Восточной Сибири. — Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та. Сер. геол., 1962, вып. 5, с. 13—49.

Фрумкин И.М. Структурно-литологический метод картирования докембрийских образований и результаты его применения на Алданском щите. — В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия. Л.: Наука, 1967, с. 135—149.

Фрумкин И.М. Геологические комплексы нижнего докембрия Алданского щита. — В кн.: Тектоника, стратиграфия и литология осадочных формаций Якутии. Якутск: Кн. изд-во, 1968, с. 73—85.

Фрумкин И.М. Стратиграфия и тектоника архея восточной части Алданского щита: Автореф. дис. ... канд. геол. наук. М., 1971. 25 с.

Херасков Н.П. Тектоника и формации. М.: Наука, 1967. 404 с.

Холланд Х.Д. Некоторые пределы состава атмосферы и океанов в докембрии. — В кн.: Междунар. геохим. конгр. М., 1971, т. II, с. 952—953.

Холланд Х.Д. Эволюция морской воды. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 556—565.

Чайка В.М. Докембрийские аркозовые формации, метаморфизованные россыпи и цирконовый метод изучения метаморфических пород и гранитов. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1966, № 1, с. 200—215.

Чайка В.М. Древнейшие осадочные формации платформ и основные проблемы экзогенного рудообразования в докембрии: Автореф. дис. ... д-ра геол. наук. М., 1967. 42 с.

Черкасов Р.Ф. Архей Алданского щита. М.: Наука, 1979. 160 с.

Шабьнин Л.И. Для хлорита из Южной Якутии. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1949, вып. 4, с. 276—280.

Шабьнин Л.И. О генезисе Южно-Якутских железорудных месторождений. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 1.

Шатский Н.С. Избранные труды. М.: Наука. 1965. Т. III. 540 с.

Шидловски М. Атмосфера архея и эволюция кислородного запаса Земли. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 523—534.

Шульдинер В.И. Геология и петрология архея Могочинского антиклинария в Забайкалье. М.: Наука, 1969. 103 с.

Экгин А.Р. О природе ритмично-слоистой толщи федоровской свиты иенгурской серии архея Алданского щита. — ДАН СССР, 1971, т. 201, № 3, с. 682—685.

Юстер Г.П. Реакции восстановления и окисления при метаморфизме горных пород. — В кн.: Геохимические исследования. М.: Изд-во иностр. лит., 1961, с. 495—527.

Cloud P.E. Atmospheric and hydrospheric evolution on the primitive Earth. — Science, 1968, vol. 160, p. 729—736.

Dimroth E.A., Kimberley M.M. Precambrian atmospheric oxygen: evidence in the sedimentary distribution of carbon, sulfur, uranium and iron. — Canad. J. Earth Sci., 1976, vol. 13, p. 1161—1185.

Dann W.L., Dann B.D., Valentine W.Y. On the early history of the Earth. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1965, vol. 73, N 3.

Eskola P. On the granulites of Lapland. — Amer. J. Sci., 1952, Bowen vol.

Hunter D. The ancient gneiss complex in Swaziland. — Trans. Geol. Soc. S. Afr., 1970, vol. 73, N 3, p. 107—150.

Kulish E.A. The Archean atmosphere of the Earth (Aldan-Time). — In: Origin and distribution of the elements. Oxford: Pergamon press, 1979, p. 141—148.

Ramberg H. On the petrogenesis of the gneiss complexes between Sukkertoppen and Christianshaab, West-greenland. — Med. Dansk. Geol. Foren., 1948, vol. 11, N 3.

Reynolds R.C. The concentration of boron in Pre-Cambrian seas. — Geochim. et cosmochim. acta, 1965, vol. 29, N 1.

Schidlowski M., Eicmann R., Junge C. Precambrian sedimentary carbonates: carbon and oxygen isotope geochemistry and implications for the terrestrial oxygen budget. — Precambrian Res., 1975, vol. 2, p. 1—69.

Simonen A. Stratigraphy and sedimentation of the svecofennidic, early archean supracrustal rocks in south-western Finland. — Bull. Commis. geol. Finl., 1953, N 60, S. 160.

Simpson P.R., Bowles J.F.W. Uranium mineralization of the Witwatersrand and Dominion Reef system. — Phil. Trans. Roy. Soc. London, 1977, vol. 286, p. 527—548.

Tuominen H., Mikkola T. Metamorphic Mg-Fe enrichment in the Orijärvi Region as related to folding. — Bull. Commis. geol. Finl., 1950, N 150, S. 67—91.

Towe K.M. Early Precambrian oxygen: a case against photosynthesis. — Nature, 1978, vol. 274, N 5672, p. 657—661.

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	5
ГЛАВНЫЕ АСПЕКТЫ ГЕОЛОГИИ АЛДАНСКОГО КОМПЛЕКСА	8
Геология и методы изучения алданского комплекса	8
Катархей Алданского щита и его складчатого обрамления	16
Структурно-литологические перерывы и несогласия	28
МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ И ИХ ПЕРВИЧНАЯ ПРИРОДА	33
Циклические и ритмично-слоистые толщи	33
Конгломераты	37
Терригенная нижняя формация и ее аркозово-гравелитовые породы	59
Корундиты и корундсодержащие породы	67
Карбонатные породы	93
Графитсодержащие породы	102
Турмалинсодержащие породы	111
Гранулиты	117
Метабазиты и метаяльтрабазиты	124
Другие "опорные" парапороды	136
ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ОСАДОЧНОЙ ГЕОЛОГИИ АЛДАНСКОГО КОМПЛЕКСА	139
Современные представления об осадочной геологии архея Алданского щита	139
Источники осадочного материала	145
Формирование исходных пород и их ассоциаций	150
Геотектонические условия накопления первичных толщ	165
Литологическое обоснование стратиграфии алданского комплекса	174
ЭКЗОГЕННЫЕ ФАКТОРЫ	178
Атмосфера	178
Гидросфера	189
Климат	194
Органическая жизнь	195
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	198
ЛИТЕРАТУРА	201

CONTENTS

INTRODUCTION	5
MAIN ASPECTS OF THE ALDAN COMPLEX GEOLOGY	8
Geology and methods of investigation of the Aldan Complex	8
Katarean of the Aldan Shield and its folded environment	16
Structural-lithological breaks and disconformities	28
METAMORPHIC FORMATIONS AND THEIR INITIAL NATURE	33
Cyclical and rythmically bedded strata	33
Conglomerates	37
Terrigene lower formation and metaarkose-gritstone rocks	59
Corundites and corundum-bearing rocks	67
Carbon-bearing rocks	93
Graphite-bearing rocks	102
Tourmaline-bearing rocks	111
Granulites	117
Metabasites and metaultrabasites	124
Other para-rocks	136
MAIN CHARACTERISTICS OF THE SEDIMENTARY GEOLOGY OF THE ALDAN COMPLEX	139
Recent notions of the Archean sedimentary geology of the Aldan Shield	139
Sources of sedimentary material	145
Formation of initial rocks and their associations	150
Geotectonic environment of the accumulation of initial strata	165
Lithological basis of the Aldan Complex stratigraphy	174
EXOGENIC FACTORS	178
CONCLUSIONS	198
REFERENCES	201

Евгений Алексеевич Кулиш

ОСАДОЧНАЯ ГЕОЛОГИЯ АРХЕЯ АЛДАНСКОГО ШИТА

Утверждено к печати Институтом тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР

Редактор *Е.П. Алтухова*. Редактор издательства *О.М. Вайюкова*
Художник *Н.А. Сактоева*. Художественный редактор *Н.В. Версоцкая*
Технический редактор *Л.Н. Богданова*. Корректор *Л.А. Агеева*

ИБ № 27624

Подписано к печати 27.06.83. Т – 09377. Формат 60x90 1/16. Бумага офсетная № 1
Печать офсетная. Усл.печ.л. 13,0. Усл.кр.-отт. 13,1. Уч.-изд.л. 16,6
Тираж 650 экз. Тип.зак. 441. Цена 2 р. 50 к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва, В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

2 р. 50 к.

3998