



**ПРИРОДНЫЕ
АССОЦИАЦИИ
СЕРЫХ ГНЕЙСОВ
АРХЕЯ**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХРОНОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ

ПРИРОДНЫЕ АССОЦИАЦИИ СЕРЫХ ГНЕЙСОВ АРХЕЯ

(ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ)

Ответственный редактор

канд. геол.-минер. наук

С. Б. ЛОБАЧ-ЖУЧЕНКО



ЛЕНИНГРАД
ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1984



4378

Редакционная коллегия:

С.Б. ЛОБАЧ-ЖУЧЕНКО (ответственный редактор), А.Н. НЕЕЛОВ,
Л.Н. КОТОВА (секретарь)

Рецензенты

д-р геол.-минер. наук В.А. ГЛЕБОВИЦКИЙ,
д-р геол.-минер. наук В.А. РУДНИК

ПРИРОДНЫЕ АССОЦИАЦИИ СЕРЫХ ГНЕЙСОВ АРХЕЯ
(ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОЛОГИЯ)

Утверждено к печати

Институтом геологии и геохронологии докембрия АН СССР

Редактор издательства Л.А. Рейхерт

Художник И.П. Кремлев

Технический редактор В.В. Шиханова

Корректоры О.М. Бобылева, Г.А. Лебедева и С.Л. Савельева

ИБ № 21092

Подписано к печати 17.07.84. М-38130. формат 60x90 1/16. Бумага
офсетная №1. Печать офсетная. Усл. печ. л. 12.50. Усл.кр.-отт.
12.75. Уч.-изд. л. 13.96. Тираж 600. Тип. зак. № 1428.
Цена 2 р. 20 к.

Издательство „Наука“. Ленинградское отделение.
199164, Ленинград, В-164, Менделеевская пин., 1.

Ордена Трудового Красного Знамени
Первая типография издательства „Наука“.
199034, Ленинград, В-34, 9 линия, 12.

ПРЕДИСЛОВИЕ

В настоящий сборник включены тексты докладов прошедшего осенью 1982 г. семинара, который был посвящен геологии и петрологии природных ассоциаций архейских пород тоналит-плагиогранитного состава. Со времени первого семинара, состоявшегося в мае 1979 г. изучение как древнейших гнейсо-гранитов, с одной стороны, так и пород тоналит-плагиогранитного состава – с другой, достигло определенных результатов, которые отражены в целом ряде публикаций, в том числе в монографии К. Конди „Архейские зеленокаменные пояса” [Archean..., 1981 г.], в сборнике под редакцией Ф. Баркера „Трондjemиты, дациты и связанные с ними породы” [Trondhjemites..., 1979г.].

В настоящее время породы тоналит-тронджемитового состава известны в различных геологических обстановках: в гранулитогнейсовых и гранито-гнейсовых ареалах, в зеленокаменных поясах, формирование которых охватило почти миллиардный интервал времени, на окраинах континентов протерозойского и фанерозойского возраста, в островных дугах и в офиолитовых комплексах. Работами Г. Хэнсона, Ф. Баркера, Д. Арта, Р. Колмана и других показано, что прежде всего геохимически различаются континентальные и океанические тоналиты и трондjemиты. Первые, как правило, являются высокоглиноземистыми породами, характеризуются значительным фракционированием редкоземельных элементов. Установленные различия существенны для интерпретации происхождения раннеархейской коры.

Выделилось при изучении серых гнейсов в самостоятельное направление построение петрогенетических моделей, основанное на содержании редких элементов. В публикациях содержится большой материал по геологии, геохимии и петрологии пород тоналит-тронджемитового состава, находящихся в ассоциации с зеленокаменными поясами. Почти всеми исследователями принята модель образования тоналит-тронджемитовых расплавов путем частичного плавления основных пород; различия в составе кислых пород согласуются с различиями в составе источника, содержанием в нем воды, условиями плавления. Значительно более сложными в этом аспекте являются гранулитогнейсовые области. Для гранулитогнейсовых регионов не ясны их геологическая природа, возраст, соотношение с гранит-зеленокаменными областями. Различается формационная характеристика супракрустальных пород гранулитогнейсовых областей

(среди них встречаются протоплатформенные ассоциации и ассоциации мобильных поясов), тектоническое положение в гранит-зеленокаменных поясах (гнейсы фундамента, сохранившиеся между зеленокаменными поясами, глубокометаморфизованные шельфовые отложения, синхронные с вулканитами поясов, корневые зоны тех же или более древних зеленокаменных поясов). Подход к решению этих и других вопросов путем изучения слагающих их пород уже дал определенные результаты. Для многих гнейсовых областей показано с помощью петрохимических и изотопно-геохимических методов значительное преобладание магматических пород тоналит-трондьемитового состава, выделены главные петрохимические типы тоналитов, предложены для них петрогенетические модели.

В то же время для сложно геологически построенных гнейсовых областей для решения общих вопросов представляется недостаточным обособленное изучение пород тоналит-трондьемитового состава. В связи с этим одной из главных задач второго семинара являлось совместное рассмотрение пород тоналит-трондьемитового состава с ассоциирующими с ними другими породами и анализ - геологический и петрологический - ассоциации в целом как перспективный путь анализа геологии этого типа геоструктур.

Разнообразие геологического положения, ассоциаций пород и их генезиса, главным образом по геологическим данным, рассмотрено в статьях по Украинскому и Балтийскому щитам, на материалах по Уралу и Восточной Сибири. Анализ данных, приведенных в этих статьях, показывает по крайней мере три типа геологических ассоциаций пород тоналит-трондьемитового состава, различающихся и своим происхождением (например, статья А.А.Сиворонова и др.).

Использование геохимических данных (статьи С.Б.Лобач-Жученко и др., В.П.Ковача и др., В.Р.Ветрина) позволило подойти к более обоснованной интерпретации генезиса тоналит-трондьемитовых пород и находящихся с ними в парагенезисе основных пород, что, в свою очередь, позволяет рассматривать всю ассоциацию с геотектонической точки зрения.

Самостоятельную проблему для раннего докембрия составляют время появления и генезис гранитоидов, содержащих калиевый полевой шпат. До недавнего времени на материалах из многих регионов принятым и обоснованным было представление о преобладании в раннем докембрии плагиоклазовых гранитоидов. Д.Хантером [Hunter D., 1974 г.] было показано возрастание в кислых породах, особенно резкое в интервале времени от 3.5 до 2.5 млрд. лет, щелочей, $K-Na$ - отношения, Rb , Pb , Th . В то же время древнейшие гнейсы Лабрадора, Юго-Западной Гренландии и Миннесоты содержат как плагиогнейсы, так и гнейсы с калиевым полевым шпатом. Этот вопрос - о роли гнейсов с калиевым полевым шпатом - в строении раннего докембрия рассмотрен в статье К.О.Кратца, В.Я.Хильтовой и А.К.Буйко.

Большая часть материалов, рассмотренных в сборнике, относится к позднеархейскому (3.1-2.7 млрд. лет) этапу образования плагиогнейсов. И на этом стратиграфическом уровне „серые гнейсы“ находятся

в тесной ассоциации с микроклин (или ортоклаз) содержащими породами. В приведенных описаниях калиевый полевой шпат, как правило, рассматривается как вторичный метасоматический минерал, что само по себе недостаточно, требует доказательства и объяснения связи (или ее отсутствия) с тоналит-плагиогранитными расплавами. Подобный анализ позволит выделить „чистую геохимическую культуру“ серых гнейсов.

Рассмотрение на семинаре материалов по различным регионам Советского Союза показало, что ряд геологических и петрологических вопросов можно считать решенным. Очевидно, что охарактеризованные на совещании гнейсовые области Карелии, Украины, Алдана и Прибайкалья не являются глубинными корневыми частями зеленокаменных поясов, с одной стороны, и они различны по палеогестектоническому положению — с другой. Разнообразны модели образования пород тоналит-грандиомитового и основного состава, что подтверждает многообразие геологических обстановок формирования гранито-гнейсовых и гранулитогнейсовых областей.

К.О.Кратц, В.Я.Хильтова, А.К.Буйко

ДРЕВНЕЙШИЕ ГРАНИТО-ГНЕЙСЫ: СОСТАВ, МЕТАМОРФИЗМ, УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Интерес исследователей к „серым“ гнейсам – древнейшим образованиям Земли – велик, и стремление найти их аналоги в конкретных регионах закономерно, однако в регионах, слабо геохронологически изученных, для выделения таких аналогов часто используется довольно ненадежное обоснование – петрохимическое сходство с гнейсами тоналит-трондьемитового состава, датированными в качестве древнейших серых гнейсов. Неправомерность такого подхода уже сейчас совершенно очевидна, поскольку для ряда регионов, и в частности для Южной Индии, убедительно показано, что к серым гнейсам, т.е. гнейсам тоналитового состава, в раннем докембрии частных регионов можно отнести несколько их возрастных групп, при этом древнейшие среди них могут отсутствовать ([11], рис.1). Все это побудило авторов проанализировать имеющийся в литературе материал, касающийся лишь тех серых гнейсов, возраст которых надежно датирован. Будут рассмотрены гранито-гнейсы с возрастом ≥ 3.5 млрд. лет.

Серые гнейсы составляют основную часть древнейшей (> 3.5 млрд. лет) коры материков, поэтому их значение при выявлении ее строения огромно. Изучение состава и условий образования древнейших гнейсов способствует установлению состава и мощности наиболее ранней коры древних кратонов.

Гранито-гнейсы, датированные как древнейшие, известны в настоящее время главным образом в гранулит-гнейсовых областях, т.е. в областях, где супракрустальные породы и гранито-гнейсы были метаморфизованы в амфиболитовой или гранулитовой фациях не позднее 3,0 млрд. лет назад. Наиболее хорошо изученные и датированные гранулит-гнейсовые области на Североамериканском континенте расположены в обрамлении гранитно-зеленокаменной области Сьюпириор – это Северный Мичиган, долина р. Миннесота, Северный Лабрадор. Западная Гренландия и Центральная зона пояса Лимпопо также принадлежат к числу особенно хорошо геохронологически изученных регионов.

Рассмотрение всех этих регионов представляет несомненный интерес, поскольку древнейшие гранито-гнейсы в отечественных регио-

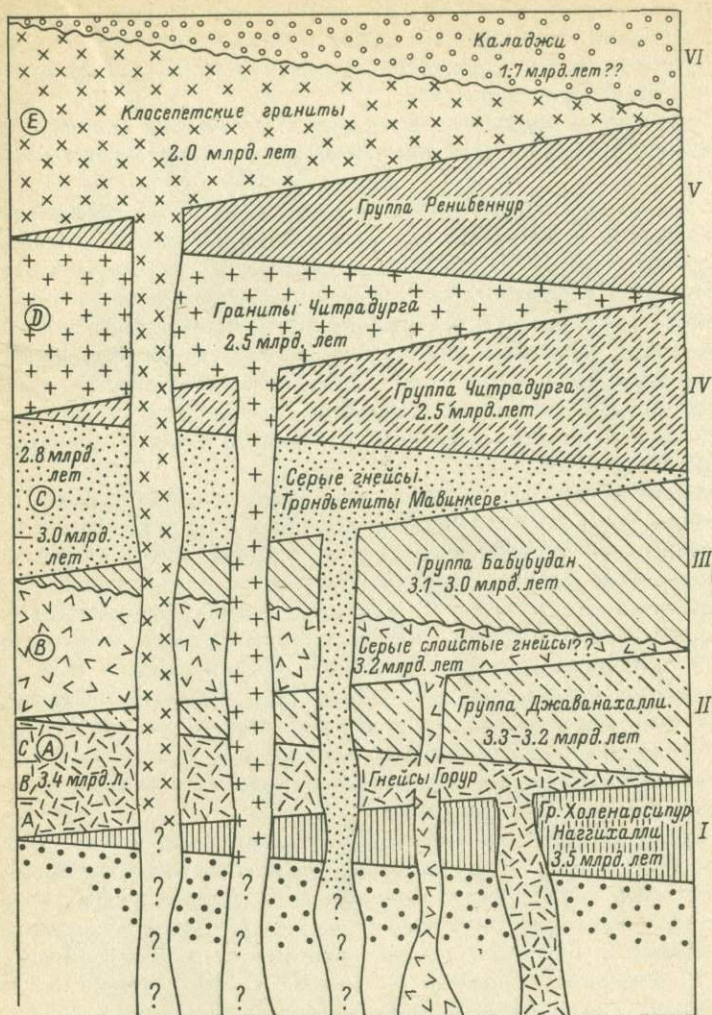


Рис. 1. Стратиграфическая схема раннего докембрия кратона Карнатака, Южная Индия [11].

нах достоверно не датированы и изучены недостаточно. Гранулитогнейсовые области, в которых установлены древнейшие гранито-гнейсы, интересны и с позиции сохранности первичных изотопных отношений, поскольку в каждой из них были развиты эндогенные процессы более позднего возраста (3.2-3.0, 2.7-2.5 млрд. лет), чем время образования рассматриваемых гнейсов. В числе этих процессов отмечается и более поздний гранулитовый метаморфизм.

Общей особенностью рассматриваемых гранулитогнейсовых областей является присутствие в них двух разновозрастных супракру-

стальных комплексов. Один из них древнее 3.5 млрд. лет, другой завершил свое тектоническое развитие к 3.0 млрд. лет. Процессы последующих периодов эндогенной активности в этих областях не носили регионального характера.

Большинство исследователей отмечает в качестве основной петрохимической особенности серых гнейсов их тоналит-гранодиоритовый состав.

Действительно, наиболее распространенными среди древнейших гранито-гнейсов в петрохимическом и петрографическом отношении являются три группы: 1) кварцевые диориты, 2) тоналиты и 3) гранодиориты. Эти группы в свою очередь подразделяются на высокоглиноземистые, сильно- и слабожелезистые, обогащенные кальцием и другие типы. Количественные соотношения этих петрохимических групп еще не установлены. Если судить о петрохимическом составе древнейших серых гнейсов на основании состава тех из них, по которым проведено датирование, то оказывается, что они значительно различаются (см. таблицу).

В таблице приведены составы лишь некоторых датированных серых гнейсов, но и это количество позволяет отметить отсутствие петрохимического однообразия, поэтому утверждение о петрохимической специфике древнейших гранито-гнейсов (серых гнейсов) вряд ли справедливо. Непостоянство петрохимических и геохимических свойств древнейших гранито-гнейсов проявляется в различных масштабах. Оно обнаруживается в различии преобладающего типа гранито-гнейсов в пределах разных территорий, например гранодиориты на территории Гранит-Фаллс, тоналиты на территории гнейсов Мортон, р. Миннесота [15], и в смене состава гранито-гнейсов на незначительной площади, как это можно наблюдать в центральной части пояса Лимпопо ([6], рис. 2, 3).

При преобладании того или иного петрохимического типа гранито-гнейсов в каждой из анализированных древнейших гранулитогнейсовых областей наблюдаются в разном количестве и другие петрохимические типы гранито-гнейсов. Для ряда регионов отсутствуют четкие данные о временной последовательности разных гранито-гнейсов, но в некоторых, например на Северном Лабрадоре, установлено, что тоналиты Уйвак I сменяются во времени калиевыми, часто порфиробластическими (возможно, порфиroidными), обогащенными железом гранито-гнейсами Уйвак II.

В каждой области развития древнейших гранито-гнейсов наблюдается их значительное структурное разнообразие. В них всегда присутствуют пегматоидные, порфиробластические, аплитовидные гранито-гнейсы. Результаты геохимического изучения (данные по содержанию редких и малых элементов) древнейших гранито-гнейсов ряда регионов (р. Миннесота, Северный Мичиган [14]) позволили утверждать, что древнейшие гранито-гнейсы - магматические образования [11, 14].

Структурное разнообразие древнейших гранито-гнейсов, их петрохимическое непостоянство, которое трудно объяснить вторичными наложенными процессами, более свойственно интрузивным, чем вул-

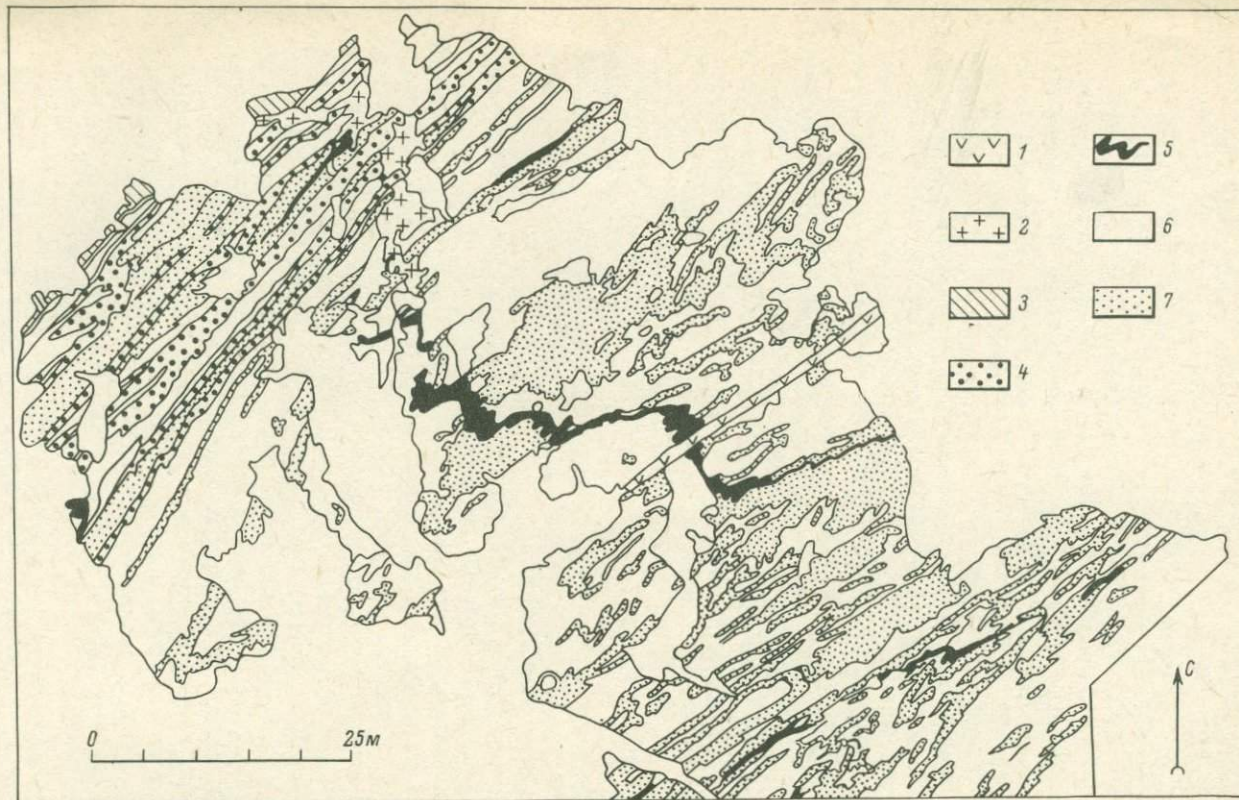


Рис. 2. Соотношения лейкократовых и серых гнейсов Сенд-Ривер [6].

1 - протерозойские долеритовые дайки; 2 - пегматиты; 3 - гнейсы Бейт-Бридж; 4 - дайки кислого состава различного возраста; 5 - мафические дайки Козуэй с возрастом 3570 млн. лет; 6 - лейкократовые гнейсы Сенд-Ривер; 7 - серые гнейсы Сенд-Ривер.

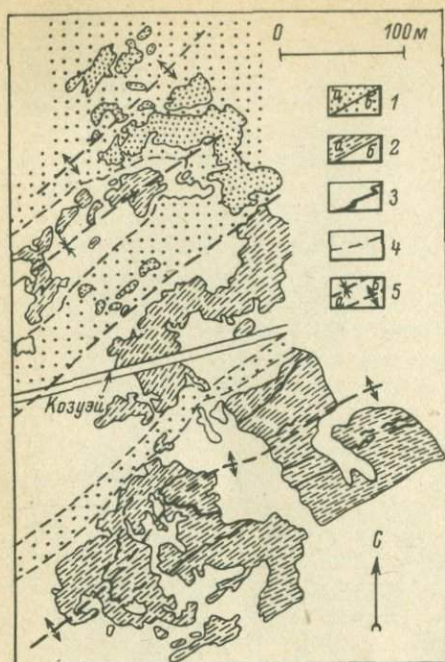


Рис. 3. Геологическая схема распространения гнейсов Сенд-Ривер в одном из участков Центральной зоны пояса Лимпопо [6].

1 - гнейсы Бейт-Бридж (моложе 3.6 млрд.лет) (а - обнаженные, б - предполагаемые); 2 - гнейсы Сенд-Ривер (а - обнаженные, б - предполагаемые); 3 - мафические дайки Козуэй; 4 - предполагаемые контакты; 5 - оси основных син- (а) и антиформных (б) структур.

каническим, породам. К этому еще следует добавить, что среди серых гнейсов присутствуют прорывающие дайки кислого состава, сопряженные с ними пространственно и часто во времени. Они установлены, например, в Центральной

зоне пояса Лимпопо (рис. 2). Жилы аплитов, связанные с гранито-гнейсами возраста 3.8 млрд.лет [13.4] отмечены для кратона Сингбхум (Восточная Индия).

Подтверждением интрузивной природы древнейших гранито-гнейсов, формирование которых происходило в коре, а не на поверхности, могут косвенно служить данные по сравнению количества микроклин-содержащих гранитов в древнейшей эродированной коре (предположительно в ее верхних уровнях) и на современном срезе. Известно, что в рачнеархейских гранито-гнейсовых областях доля калиевых гранитов оценивается в 7-10% [14]. Исключением можно считать пока лишь Центральную зону пояса Лимпопо, в которой, судя по схеме геологического строения (рис. 1, 2 и таблица), микроклин-содержащие граниты составляют больший процент, чем в других регионах. В древнейших осадочных породах, которые образовались за счет коры, эродированной еще в раннем докембрии, установлены породы, богатые калием, и продукты размыва микроклинсодержащих гранитов. Так, в гальке конгломератовидных пород серии Исуа встречаются богатые калием (~9%) гранитоидного состава породы [5]. На Родезийском кратоне, в серии Вандерер, прорванной гранито-гнейсами с возрастом 3.5 млрд.лет [6], установлены аркозовые песчаники с обломками микроклина, а в гальке конгломератов этой же серии содержатся калиевые гранито-гнейсы. На втором кратоне Южной Африки, Каапвальском, в конгломератах серии Модис по гальке калиевых гранитов определен возраст ~4.0 млрд. лет

(U - Pb -метод) [12]. Более того, в этой серии, закончившей свое эндогенное развитие к 3.1 млрд. лет, в гальке гранито-гнейсов с возрастом > 3.3 млрд. лет состав метакристаллов варьирует от гранофириров, гранофировых гранитов, гранит-порфиров до тонкозернистых аплитовых разновидностей [12]. Все перечисленные группы гранито-гнейсов отражают гипабиссальные типы, в отличие от древнейших серых гнейсов современного среза, где подобные гранито-гнейсы отсутствуют. Составы древнейших осадочных пород пока еще изучены недостаточно, но уже эти данные позволяют полагать, что верхние сечения древнейшей палеокоры были более богаты микроклинсодержащими гранитоидами. Преимущественно тоналитовый и гранодиоритовый состав современных древнейших областей отражает более глубокие сечения коры.

При рассмотрении условий образования древнейших гранито-гнейсов немалую роль могут играть данные по характеру процессов метаморфизма древнейшего периода эндогенной активности Земли (3.8-3.5 млрд. лет). В зарубежной литературе, а в последнее время и в отечественной, утвердилось мнение, что древнейшие гранито-гнейсы выше амфиболитовой фации метаморфизованы не были.

Условия метаморфизма только лишь геохронологически датированных гранито-гнейсов показывают, что степень их преобразования была различной. В Восточной Индии анализ геохимических свойств этих гранито-гнейсов [4] свидетельствует, как считают геохронологи и геологи, их изучавшие, что метаморфизм на рубеже древнейшего этапа эндогенной активности в них отсутствовал и впервые проявился в 3.2 млрд. лет. Метаморфизм гнейсов Амитсок в районе Исуа отвечает амфиболитовой фации, в районе Акилии, по мнению В.Р. Мак-Грегора [10], гнейсы Амитсок диафорированы в амфиболитовой фации. В районе долины Миннесота, по данным Г.Р. Химмельберга [9], изучавшего метаморфизм этого региона, все породы были метаморфизованы в гранулитовой фации, а различия в ассоциациях пород разного состава (в гранито-гнейсах в отличие от пород основного состава биотит- и амфиболсодержащие ассоциации), по мнению Г.Р. Химмельберга, связаны с разным количеством воды в разных типах пород. При проведении детальных работ в последние годы в гранодиоритах, по которым определялся возраст, был установлен гиперстен. Авторы [11], ссылаясь на округлую форму зерен, предпочли отнести этот гиперстен к чужеродному, захваченному при контаминации магмы. Приводимое описание шлифов из основных вмещающих пород также свидетельствует о разной форме зерен гиперстена, что позволяет полагать вслед за Г.Р. Химмельбергом, что в этом регионе все породы первично были метаморфизованы в гранулитовой фации с последующим развитием в амфиболитовой фации. Гиперстенсодержащие ассоциации установлены в гнейсах Сенд-Ривер пояса Лимпопо [6].

Рассмотренные примеры свидетельствуют о разной степени метаморфизма древнейших гранито-гнейсов: от неметаморфизованных до глубокометаморфизованных, - а данные по тоналитам Восточной Индии подтверждают положение, что первый метаморфизм гранито-гней-

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	65,0	69,1	60,6	69,9	71,7	71,9	71,6	72,0	67,21	70,3
Al ₂ O ₃	15,9	15,6	21,1	14,6	14,8	15,4	14,5	14,7	15,56	14,43
TiO ₂	0,52	0,39	0,68	0,4	0,7	0,24	0,23	0,24	0,08	0,21
Fe ₂ O ₃	1,61	0,9	0,77	0,96	0,13	0,71	0,52	0,81	1,5	2,1
FeO	3,12	3,42	1,53	2,22	2,12	1,53	1,63	0,97	2,96	1,4
MnO	0,09	0,04	0,04	0,05	0,02	0,04	0,03	0,03	0,12	0,04
MgO	1,92	0,86	0,79	1,26	0,74	0,63	0,82	0,51	1,17	0,66
CaO	4,63	3,14	5,03	3,35	2,49	3,18	2,37	2,27	3,43	2,75
Na ₂ O	4,93	5,17	7,10	4,17	3,96	5,20	3,86	4,24	5,25	4,8
K ₂ O	1,28	1,38	1,4	2,3	3,5	1,03	4,00	3,69	1,49	2,08
P ₂ O ₅	0,21	0,09	0,31	0,16	0,1	0,09	0,07	0,07	0,15	0,28
H ₂ O ⁺	0,44	0,27	0,32	0,27	0,24	0,17	0,24	0,14	-	-
H ₂ O ⁻	0,07	0,04	0,06	0,07	0,09	0,1	0,11	0,16	-	-
CO ₂	0,03	-	0,03	0,02	0,06	0,00	0,12	0,25	-	-
F	0,07	-	0,05	0,06	0,06	0,03	0,03	0,02	-	-
Σ	99,79	100,4	99,79	99,76	100,28	100,24	100,13	100,09	99,84	99,85
Rb	67,0	72,9	61,4	74,3	86,4	34,9	89,5	92,1	-	-
Sr	362	364	1448	360	283	295	257	245	-	-
Ba	240	290	330	600	750	295	835	760	-	-
K/Rb	159	156	189	257	336	243	371	332	-	-
Rb/Sr	0,19	0,2	0,042	0,21	0,31	0,118	0,35	0,38	-	-
Sr/Ba	1,5	1,3	4,4	0,6	0,38	1,0	0,31	0,32	-	-
Ba/Rb	5,6	4,0	5,4	8,1	8,7	8,5	9,3	8,3	-	-

Компонент	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	68.88	61.01	72.82	65.69	76.0	63.29	72.89	69.89	67.66	62.8
Al ₂ O ₃	14.65	18.24	14.41	16.79	11.92	14.2	14.99	15.46	14.00	12.7
TiO ₂	0.8	0.75	0.27	0.5	0.41	1.07	0.15	0.34	0.64	1.33
Fe ₂ O ₃	1.64	5.86	2.39	4.57	2.93	8.67	0.78	0.43	0.5	10.20
FeO	2.34	-	-	-	-	-	-	1.78	3.9	-
MnO	0.09	0.2	0.08	0.07	0.05	0.12	0.01	0.03	0.06	0.11
MgO	1.32	2.44	0.64	1.94	0.57	1.4	0.18	0.78	1.14	1.48
CaO	2.79	5.94	2.81	4.65	3.78	4.06	1.19	2.44	2.79	4.03
Na ₂ O	4.39	1.56	2.37	4.47	3.52	3.21	3.28	5.1	4.56	3.3
K ₂ O	2.24	3.65	3.82	1.15	0.76	3.57	6.48	2.68	3.62	2.13
P ₂ O ₅	0.21	0.34	0.08	0.17	0.05	0.37	0.05	0.12	0.19	0.43
H ₂ O ⁺	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O ⁻	-	0.5	0.49	-	-	-	-	-	-	-
CO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
F	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Σ	99.35	100.49	100.18	100.08	99.99	99.96	100.00	99.61	99.06	98.57
Rb	-	-	-	28	51	68	157	109	170	94
Sr	-	-	-	401	268	234	250	500	156	188
Ba	-	-	-	-	192	804	1402	-	-	-
K/Rb	286.1	-	-	329	574	393	174	200	165	185
Rb/Sr	0.175	-	-	0.07	0.19	0.290	0.63	0.255	1.09	0.500
Sr/Ba	-	-	-	-	1.40	0.29	0.18	-	-	-
Ba/Rb	-	-	-	-	3.76	11.82	8.93	-	-	-

сов может отражать более поздний этап эндогенной активности региона. Древнейшие супракрустальные породы, тесно ассоциирующие с гранито-гнейсами, — их литология и метаморфизм — также могут отразить условия образования серых гнейсов.

В Гренландии две древние и, судя по геохронологическим данным [7], одновозрастные супракрустальные толщи, выделяемые в настоящее время — Акилия и Исуа, имеют разный литологический состав. Время метаморфизма в них сопоставимо и может быть отнесено к одному периоду эндогенной активности. Разные условия метаморфизма этих толщ — метаморфизм не выше амфиболитовой фации низких давлений в Исуа и метаморфизм гранулитовой фации повышенных давлений в Акилии — предполагают латеральную дифференцированность эндогенных процессов уже в период 3.8–3.5 млрд. лет. Параметры метаморфизма этих толщ отражают разные I геодинамические условия процесса и предполагают их образование в разных геоблоках, при разных тектонических режимах.

Метаморфизм супракрустальной толщи долины р. Миннесота отвечал гранулитовой фации повышенных давлений. В поясе Лимпопо (Центральная зона) метаморфизм супракрустальных толщ (парагнейсы) также достигал гранулитовой фации неопределенных давлений. Супракрустальная толща кратона Сингбхум в период 3.8–3.5 млрд. лет не была метаморфизованной. Таким образом, как супракрустальные толщи, так и гранито-гнейсы во всех анализированных областях в период наиболее ранней эндогенной активности были изменены по-разному: при низких p и T (слабо или даже не метаморфизованы) и при высоких p и T (гранулитовая фация).

Что касается тектоно-временных соотношений гранито-гнейсов с супракрустальными породами, то они также весьма различны. Для кратона Сингбхум доказывается прорывание древнейшими (~3.8 млрд. лет) гранито-гнейсами супракрустальной толщи и соответственно предполагается ее более древний возраст. Для региона долины р. Миннесота, в частности для территории гранитоидов Фаллс, установлено тесное переслаивание гранито-гнейсов с основными сланцами и гнейсами и предполагается синтектоническое внедрение гранито-гнейсов в виде силлов. Для Гренландии и полуострова Лабрадор предполагается прорывание гнейсами Амитсок серии Исуа (Гренландия) и доуивакских супракрустальных пород гнейсами Уйвак I (Лабрадор).

Примечание, 1–5 — тоналитовые и гранодиоритовые гнейсы района Мортон, Миннесота, США [8]; 6–8 — тоналитовые и гранодиоритовые гнейсы района Гранит-Фаллс, Миннесота [8]; 9–10 — биотитовые тоналиты кратона Сингбхум, Индия [13]; 11 — гнейсы района Канара, кратон Карнатака, Индия [3]; 12–13 — гнейсы пояса Лимпопо, Африка [6]; 14–17 — гнейсы Амитсок, Юго-Западная Гренландия, район Готхоб [12]; 18–20 — гнейсы Уйвак I и Уйвак II, провинция Нейн, Лабрадор [1].

Подводя итоги, можно заключить, что вариации петрохимического состава гранитоидов, их структурная, текстурная и петрохимическая неоднородность, разнообразие литолого-формационного состава ассоциирующих с ними пород, геологические соотношения между гранито-гнейсами и супракрустальными комплексами - все это свидетельствует о том, что среди гранито-гнейсов на современном эрозионном уровне встречаются синтетектонические и позднектонические гранито-гнейсы из разных по эндогенному режиму геоблоков.

Присутствие среди древнейших гранито-гнейсов трех петрографических групп: тоналит-трондьемитов, гранодиоритов и гранитов нормального ряда, а в некоторых регионах адамеллитов и аплитов, составляющих единый возрастной ряд и располагавшихся в разных уровнях коры, наличие вертикальной метаморфической зональности, включающей все разнообразие метаморфических фаций, позволяют предполагать существование достаточно мощной (не менее 30 км) континентальной коры на ее древнейшей стадии, т.е. в то время, когда образовывались гранито-гнейсы с возрастом 3.8-3.5 млрд. лет.

При возможном разнообразии условий образования гранито-гнейсов в целом в гранулитогнейсовых областях большая их часть сформировалась как интрузивные тела в условиях средних глубин при значительном количестве в них летучих компонентов. Это определило: 1) их структурное разнообразие, усугубленное последующими метаморфическими процессами, 2) повсеместное развитие (в разных количествах) супракрустальных пород разного литологического состава в качестве реликтов, ксенолитов и т.п. и 3) различие в тектонической обстановке образования гранито-гнейсов. Непостоянство большинства характеристик серых гнейсов делает задачу их корреляции особенно сложной, а иногда и нерешаемой без надежных геохронологических и детальных геологических данных.

Л и т е р а т у р а

1. Коллерсон К.Д., Джессо К., Бриджуотер Д. Геологическая эволюция архейского гнейсового комплекса Восточный Лабрадор. - В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с.245-264.
2. Ламберт Р.С.т. Дж. Геохимия гнейсов Амитсок, предварительные наблюдения. - В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с.202-212.
3. Valasubramanian M.N. Geochronology and geochemistry of archaean tonalitic gneisses and granites of South Kanara district, Karnataka State, India. - In: Archaean Geochemistry, Hyderabad, 1978, p.59-79.
4. Eastern Indian 3800-million-year-old crust and early Mantle differentiation/ A.R. Basu, S.L. Ray, A.K. Saha, S.W. Sarkar. - Science, 1981, vol.212, p. 150.2-1506.

5. A r c h a e a n gneiss complex of Greenland/
D. Bridgwater, L. Keto, V. R. McGregor, J. S. Myers. -
In: Geology of Greenland, Geol. Surv. Greenl., 1976,
p. 18-76.
6. F r i p p R. E. P. The ancient Sand River Gneis-
ses, Limpopo Mobile Belt, South Africa. - Geol.
Austr. Incorp., 1981, Spec. Publ., N 7, p. 329-337.
7. E a r l y Archean granulite-facies metamorphism
south of Ameralik, West Greenland/ W. L. Criffin,
V. R. McGregor A., Nutman et al. - Earth Planet. Sci.
Lett., 1980, vol. 50, N 1, p. 59-74.
8. A r c h e a n rocks of the Granite Falls area,
southwestern Minnesota/ S. S. Goldich, C. E. Hedge,
T. W. Stern et al. - Geol. Surv. Amer., 1980, Spec.
Paper 182, p. 19-45.
9. H i m m e l b e r g G. R. Granulite facies metamor-
phism, Granite-Falls, Montevideo area, Minnesota. -
J. Petrology, 1967, vol. 8, p. 325-348.
10. M c G r e g o r V. R., M a s o n B. Petroge-
nesis and geochemistry of metabasaltic and metase-
dimentary enclaves in the Amitsoq gneisses, West
Greenland. - Amer. Miner., 1977, vol. 62, N 9-10,
p. 887-904.
11. N a q v i S. M. Oldest supracrustals of the Dhar-
war craton. - J. Geol. Soc. India, 1981, vol. 22, N 10,
p. 458-469.
12. N i e k e r k C. B., V a n B u r g e r A. J. The
age of the Moodies conglomerate boulders. - In:
Miner. Metamorph. Terranes, 16th Congr., Geol. Soc.
S. Afr. Stellenbosch, 1975. Pretoria, 1978, p. 99-108.
13. N e w d a t a on the geochronology of the Older
metamorphic group and the Singbhum granite of Sin-
gbhum-Keonjhar-Mayurbhanj region, Eastern India/
S. N. Sarkar, A. K. Saha, N. A. M. Boelrijk, E. H. Hebeda.
- Ind. J. Earth Sci., 1979, vol. 6, N 32, p. 32-51.
14. T a y l o r S. R., M c L e n n a n S. M. The
rare earth element evidence in Precambrian rocks:
implication for crustal evolution. - In: Knoner A.
(ed.), Precambrian Plate Tectonics, 1980, p. 527-545.
15. W o o d i n J. L., G o l d i c h S. S., S u h r
N. H. Origin of the Morton gneisses, S-W Minnesota,
Pt. 2. Geochemistry. - Geol. Soc. Amer., 1980, Spec.
Paper 182, p. 57-75.

С.Б.Лобач - Жученко, В.Л.Дук,
И.Н.Крылов, Н.А.Арестова, П.И.Пивень,
Р.А.Кузнецов, Л.Н.Котова

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ АССОЦИАЦИЙ ТОНАЛИТ-ТРОНДЪЕМИТОВЫХ СЕРИЙ АРХЕЯ

Для древних участков докембрия установлено широкое развитие пород тоналит-плагиогранитного (трондъемитового) состава [5, 26, 40]. В Юго-Западной Гренландии [32] среди пород с возрастом 3,7-3,6 и 3,0-2,8 млрд. лет гнейсы тоналит-трондъемитового состава слагают более 80% общей площади; преобладающими они являются в Карелии и других регионах. Геохимические и изотопные характеристики пород этой серии легли в основу построения различных петрогенетических моделей, среди которых наиболее признанной является модель частичного плавления метаморфизованных основных пород [22, 24, 26]. В то же время разнообразие тектонического и возрастного положения тоналит-трондъемитовых серий, их ассоциация с разными породами, химические различия и многие другие их особенности свидетельствуют, скорее всего, о различных способах их образования.

Одним из перспективных подходов к изучению тоналит-плагиогранитных пород представляется анализ всей совокупности пород, ассоциирующих с "серыми гнейсами".

В этой работе сделана попытка такого подхода на примере изученных авторами районов, которые являются представителями двух главных типов мегаструктур архея - гранулит-гнейсовых областей (Алданский щит, Прибайкалье, Карелия) и гранит-зеленокаменных областей (Карелия). В обоих типах структур породы тоналит-плагиогранитного состава имеют значительное распространение.

Приводимые в статье геохимические данные получены на кафедрах ядерной геофизики и радиохимии Ленинградского государственного университета (определение редкоземельных элементов) и в ИГГД АН СССР (другие редкие элементы).

Определение содержаний РЗЭ выполнено нейтронно-активационным методом - радиохимическим и инструментальным. Правильность определений контролировалась периодическим измерением стандартов ВСР-1 и АГВ-1. Относительная погрешность измерения составляет в среднем $\pm 5-15\%$.

Определение Rb, Sr, Pb, Y, Zr выполнено рентгено-спектральным методом. Правильность получаемых результатов оценивалась систематическим измерением стандартов G-2, GSP-1, АГВ-1 и ВСР-1. Среднее отклонение от рекомендуемых для этих стандартов содержаний измеряемых элементов при их концентрации больше 100 г/т составляет $\pm 5\%$, при более низких концентрациях ошибка измерения возрастает, особенно значительно для Вспроизводимость результатов около 5%.



В Карельской гранит-зеленокаменной области породы тоналит-плагиогранитного состава занимают различное геологическое положение. Большая их часть находится в тесной пространственной ассоциации с зеленокаменными поясами. На карте магнитного поля Карелии отчетливо выделяется наиболее распространенная группа тоналитов, которая характеризуется очень слабым магнитным фоном, не содержащим каких-либо аномалий. Породы подобного типа окаймляют практически все зеленокаменные пояса, иногда образуя между небольшими близко расположенными структурами купола. Одним из представителей этой группы являются тоналиты р. Суны в Центральной Карелии, которые располагаются в основании вулканогенного разреза и внедрились до наиболее ранних деформаций и метаморфизма вышележащих вулканитов. Наблюдавшийся в одном месте непосредственный контакт - крутой, сланцеватость в тоналитах и вулканитах параллельна контакту. Геологические и геохимические признаки интрузивного контакта отсутствуют. По-видимому, формирование сунских тоналитов несколько предшествовало или было одновременным с формированием вулканитов.

Другим, детально изученным представителем наиболее древних тоналитов, ассоциирующих с зеленокаменным поясом, являются тоналиты субстрата мигматитов в районе Палая Ламба. Тоналиты подстилают моноклинально лежащую коматиит-толеитовую серию палаламбинского зеленокаменного пояса в южной части района, а на севере выполняют пологую антиклинальную складку, образованную вулканогенными породами [3]. Морфология наиболее древней генерации циркона, имеющей возраст ≥ 3.1 млрд. лет, указывает на магматическое происхождение тоналитов. Можно предполагать, что палаламбинские тоналиты внедрились в гнейсы фундамента до образования вулканогенной толщи, а позднее были совместно деформированы. Одновременно с поздним этапом метаморфизма зеленокаменных пород тоналиты в результате K-Si-метасоматоза были в значительной степени переработаны и превращены в плагиомикроклиновые гнейсо-граниты на р. Суне и в мигматит-граниты в районе Палой Ламбы.

Более молодая группа тоналитов и плагиогранитов образует небольшие интрузии и дайки, прорывающие супракрустальные породы зеленокаменных поясов.

Среди них выделяется по отношению к разным частям разреза метаморфических пород и по отношению к разным этапам метаморфизма и деформаций, в свою очередь, несколько возрастных групп. К Na-серии пород по составу принадлежат и средние и кислые вулканиты, присутствующие во многих зеленокаменных поясах. При этом в разрезах (рис. 1, I и II) основные породы составляют в среднем 70-75%, кислые и средние вулканиты - от 30% и меньше.

Тоналиты, более молодые, чем зеленокаменные пояса, располагаются и в их фундаменте. В качестве примера в работе рассмот-

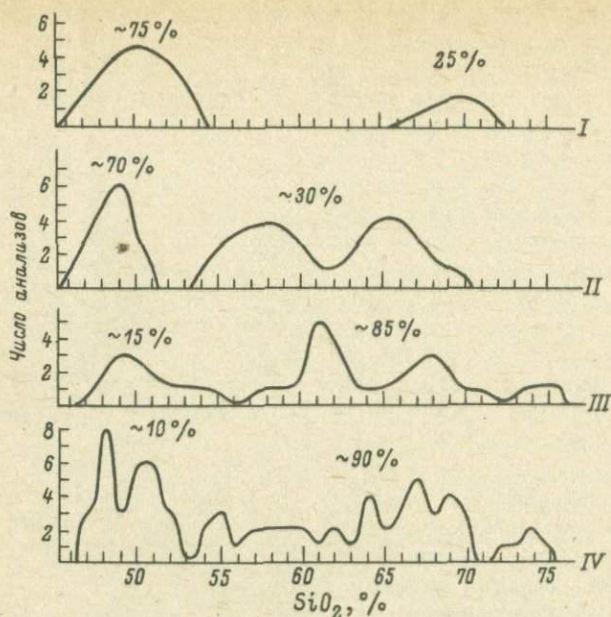


Рис. 1. Характер распределения пород по содержанию SiO_2 . Зеленокаменные пояса Карелии: I – бимодальный; II – содержащий андезиты; III – водлозерский гнейсовый комплекс Карелии; IV – гнейсы, эндербиты и основные кристаллические сланцы Алданского щита. Указанное процентное соотношение кислых-средних и основных пород определено на основании подсчета пород в разрезах и на геологических картах.

рена интрузия, внедрившаяся в гнейсовый комплекс фундамента в районе пос. Шальский (Юго-Восточная Карелия) на позднем этапе становления карельской гранит-зеленокаменной области. Ее становление происходило на значительной глубине в условиях высоко-градиентного гранулитового метаморфизма.

Геология пород тоналит-плагиогранитного состава (серых гнейсов) в гранулитогнейсовых областях

В Карелии серые гнейсы, входящие в состав фундамента зеленокаменных ассоциаций, развиты в Западной [17, 18] и Юго-Восточной Карелии (Водлозерский блок). Нами изучены серые гнейсы Водлозерского комплекса, представленные полосчатыми биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами, которые по составу отвечают андезитам и дацитам. Среди них встречаются (около 10% по объему) прослой амфиболитов и редкие согласные жилы лейкократовых гнейсов, отвечающих по составу плагиориолитам. Породы метаморфизованы в условиях высокотемпературной амфиболитовой фации. Струк-

турно-метаморфический анализ позволяет предположить две разновозрастные группы кислых пород. По ряду геологических и петрохимических признаков, в том числе критерию Д.М.Шоу [38], серые гнейсы наиболее вероятно могут быть интерпретированы как ортопороды, большая часть которых была, по-видимому, представлена вулканической серией. Состав пород и соотношение основных и кислых членов разреза резко отличает их от разрезов зеленокаменных поясов. В последних преобладают базальты, слагающие мощные монопородные пачки в нижних частях разрезов; породы андезит-дацитового состава слагают до 30% разреза, но, как правило, не перемежаются с базальтами, а концентрируются в определенных сечениях разрезов и ассоциируют с вулканическими осадками [3].

В Юго-Западном Прибайкалье (юго-западный берег оз. Байкал) породы тоналит-плагиогранитного состава представлены гиперстеновыми гнейсами и эндербитами, геологическое положение которых различно. Гиперстеновые гнейсы слагают отдельные пачки пород мощностью в десятки и сотни метров, переслаивающиеся с основными кристаллическими сланцами. Отмечаются случаи и достаточно тонкого переслаивания гнейсов и сланцев, когда мощность прослоев измеряется сантиметрами. Контакты между породами разного состава во всех случаях являются четкими.

Наряду с переслаиванием гиперстеновых гнейсов с основными кристаллическими сланцами встречается иной тип строения супракристалльных толщ — тонкое переслаивание гранат-гиперстен-биотитовых гнейсов с варьирующим содержанием граната и основных кристаллических сланцев. В этих толщах иногда встречаются и гиперстеновые гнейсы. Анализируя в целом породную ассоциацию, в которой встречаются гиперстеновые гнейсы, на основании геохимических и петрохимических критериев можно предполагать осадочную природу (граувакки и субграувакки) для гранатовых гнейсов и вулканическое происхождение гиперстеновых гнейсов и основных кристаллических сланцев.

Наиболее типичная форма залегания эндербитов — жильный материал агматитов, субстрат которых представлен блоками основных кристаллических сланцев. Наряду с эндербитами в жильном материале агматитов широко развиты чарнокиты, связанные с эндербитами постепенными переходами. Размеры блоков субстрата варьируют от нескольких сантиметров до нескольких десятков квадратных метров. Различна и форма блоков, но преобладает близкая к изометричной. В расположении блоков в отдельных случаях удается отметить определенную закономерность, позволяющую рассматривать их как части ранее единого пласта. В целом агматиты слагают обширные поля, измеряемые десятками квадратных километров.

На основании геологических наблюдений вопрос о генезисе эндербитов прибрежной части оз. Байкал решить нельзя. Возможно, что они возникли при переплавлении гиперстеновых гнейсов, а блоки основных кристаллических сланцев представляют собой реликты ранее существовавших прослоев основных вулканитов. Существует представление о метасоматическом происхождении эндербитов [15].

Гиперстеновые гнейсы, эндрбиты и чарнокиты составляют примерно 30%, столько же приходится на долю основных кристаллических сланцев и около 30% составляют гранатовые гнейсы [9].

На Алданском щите нестратифицируемые породы тоналит-трондьемитового состава широко развиты в западной (бассейн р.Олекмы или Олекминская зона), центральной (междуречье Тимптона и Сеймде, верховье р.Сутам, - зона линейной складчатости) и восточной (бассейн р. Учур) частях Алданского щита. Устанавливается латеральная неоднородность, выраженная в петрографическом составе, степени метаморфизма и особенностях химического состава этих образований. Выделяются следующие пространственно разобщенные комплексы: 1) биотитовые, биотит-амфиболовые, амфиболовые плагиогнейсы, редко - гнейсы тоналит-плагиогранитного состава; 2) эндрбито-гнейсы; 3) эндрбито-гнейсы в ассоциации с чарнокито-гнейсами и гранито-гнейсами.

Биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы распространены в Олекминской зоне, где они раньше включались в различные свиты олекминской серии. Эта однородная по составу группа пород является господствующей на площади 150x60 км, вытянутой вдоль простирания Олекминской зоны. Характерно широкое развитие процессов анатектической дифференциации, приводящей к возникновению полосчатых текстур. Жильный материал в них часто представлен тугоплавким плагиоклаз-кварцевым составом [21]. Встречаются полосы и линзы роговообманковых, иногда с диопсидом, кристаллических сланцев, составляющих менее 10% объема [20] и соответствующих по составу толеитам, геохимически гетерогенным (см. статью В.П.Ковач и других в настоящем сборнике). Условия метаморфизма соответствовали альмандин-диопсидовой субфации амфиболитовой фации [14, 2].

Группа тоналитов, включая и тоналиты субстрата мигматитов, здесь является наиболее древней. Тоналиты окружают супракрустальные толщи, в том числе и Олондинский зеленокаменный пояс. Судя по их отношениям к деформациям и метаморфизму, становление тоналитов предшествовало формированию толщ сахоборского комплекса, известного в литературе под названием троговый комплекс.

Серые гнейсы тоналитового состава встречаются и в чередовании с супракрустальными породами олекминской серии, а также среди толщ олондинского зеленокаменного пояса, где они представлены вулканитами.

Среди олекминского комплекса серых гнейсов, по данным Л.М.Богомоловой, широко распространены разновозрастные дифференцированные по составу магматические образования плагиогранит-гранодиоритового ряда с реликтами магматических структур и минералов. Породы наиболее крупного массива этого типа из района устья р. Олдонгсо по сравнению с вмещающими породами характеризуются менее выраженной сланцеватостью, которая смята только в поздние складки. Массив сложен диопсидовыми и роговообманково-диопсидовыми, иногда с биотитом, плагиогнейсами, в которых нередко сохраняются реликты среднезернистых магматических структур с крупными реликтовыми зернами плагиоклаза. Аналогичные интрузивные

породы встречаются и среди супракрустальных толщ олекминской серии.

Эндербито-гнейсы распространены в пределах Курультинского блока (граничащая со Становой зоной южная часть Олекминской зоны), в Гонамо-Сутамской антиклинорной структуре - зоне линейной складчатости и в восточной части Алданского щита (бассейн р. Учур). Во всех указанных структурах они занимают $\geq 50\%$ площади выходов раннедокембрийских пород. В Западной части Алданского щита (Нижнетимптонская куполовидная структура) и в западной части Олекминской зоны (Омолокитский блок) они перемежаются с гранито-гнейсами и чарнокито-гнейсами.

Эндербито-гнейсы представляют собой довольно лейкократовые гнейсовидные породы, соответствуя по составу гиперстеновым плагиогнейсам, реже - гнейсам. Среди них встречаются полосы и линзы двупироксеновых, нередко с биотитом и амфиболом, кристаллических сланцев и гнейсов и мелкозернистых мезократовых биотит-гиперстеновых гнейсов. Характерна приуроченность эндербито-гнейсов к наиболее глубоко эродированным частям антиклинорных и куполовидных структур.

Судя по особенностям соотношений с супракрустальными породами, среди эндербито-гнейсов распространены и интрузивные тела, однако вследствие метаморфизма в них не сохранились признаки первичных магматических структур и минералов.

В Нижнетимптонской куполовидной структуре и в Гонамо-Сутамском антиклинории метаморфизм эндербито-гнейсов соответствовал высокоградиентным, а в Курультинском блоке и в восточной части Алданского щита - более низкоградиентным режимам гранулитовой фашии.

Наряду с обособленными крупными площадями, сложенными эндербито-гнейсами, последние встречаются и в тонком чередовании с гранат-биотитовыми плагиогнейсами и высокоглиноземистыми гнейсами (зона линейной складчатости, Нижнетимптонская куполовидная структура).

Проанализированные геохимические образцы взяты в западной части Алданского щита, преимущественно в области Нижнетимптонской куполовидной структуры, где породы верхнеалданской свиты, представленные высокоглиноземистыми гнейсами и кварцитами, непосредственно залегают на инфракрустальном комплексе основания (гранито-гнейсы и эндербито-гнейсы).

В верхнеалданской свите присутствуют основные сланцы в количестве 5-10%. Иногда сланцы образуют зоны повышенной концентрации с кососекущим расположением относительно границ вмещающих их пород. Характерно полное отсутствие аналогов средних магматических пород. По данным Л.В.Травина [19], верхнеалданская свита сложена первично-терригенными образованиями, формирование которых не сопровождалось вулканизмом. Анализированные образцы эндербитов из коллекции В.А.Рудника и С.Д.Великославинского, которые относились последними к гнейсам верхнеалданской свиты, очевидно соответствуют выходящим здесь инфракрустальным породам

комплекса основания. Что касается образцов, относящихся, по данным авторов коллекций, к федоровской свите, то их геологическое положение менее ясно. Основные кристаллические сланцы составляют значительную часть разреза свиты и занимают более высокое стратиграфическое положение, чем породы верхнеалданской свиты, в том числе и по отношению к основным кристаллическим сланцам верхнеалданской свиты. Гнейсы кислого и среднего состава, относимые к федоровской свите, по своему геологическому положению, возможно, гетерогенны. Часть из них может представлять собой наиболее кислые (андезито-базальты и андезиты) члены вулканической серии, а частично они могут являться, как и гнейсы верхнеалданской свиты, породами комплекса основания.

Таким образом, породы тоналит-плагиогранитного ряда в гранулитогнейсовых областях различаются по своему геологическому положению, ассоциациям пород и их количественным соотношениям. Здесь, также как и в гранит-зеленокаменных областях, могут быть выделены: группа пород тоналит-плагиогранитного ряда, относящаяся к породам фундамента; интрузивные тоналиты, располагающиеся как среди пород фундамента, так и среди супракрупальных толщ, и гнейсы тоналитового состава, которые являются членом вулканогенно-осадочных серий.

Геохимия пород тоналит-плагиогранитного состава и ассоциирующихся с ними основных пород (метабазальтов, амфиболитов, основных кристаллических сланцев)

Основные породы во всех регионах являются постоянно присутствующим членом серогнейсовых ассоциаций.

Сравнение составов метавулканитов зеленокаменных поясов Карелии, амфиболитов водлозерского гнейсового комплекса, основных кристаллических сланцев Прибайкалья и Алданского массива обнаруживает черты сходства и ряд существенных различий между ними.

Метабазальты (табл. 1, № 1, 2) из зеленокаменных структур Центральной Карелии являются базальтами нормального ряда с низким содержанием щелочей, умеренным содержанием титана (1-1.2%) и глинозема (13.3-14.6%). По нормативному составу они соответствуют оливиновым толеитам. Оба образца сходны по химизму между собой и близки к базальту первого типа (ТН1) по К. Конди [26].

Двупироксеновые кристаллические сланцы Прибайкалья (табл. 1, № 3, 4; табл. 2, № 3) по составу петрогенных элементов являются базальтами нормального ряда, умеренно глиноземистыми. От базальтов зеленокаменных поясов Карелии отличаются несколько повышенным содержанием титана (1.7-1.8%). Двупироксеновые кристаллические сланцы верхнеалданской свиты по нормативному составу соответствуют толеитам, а федоровской свиты - субщелочным базальтам.

По соотношению SiO_2 и суммы щелочей [7] большая часть метаморфизованных основных пород относится к базальтам. Исключением являются амфиболиты водлозерского гнейсового комплекса, частично соответствующие андезито-базальтам, и основные кристал-

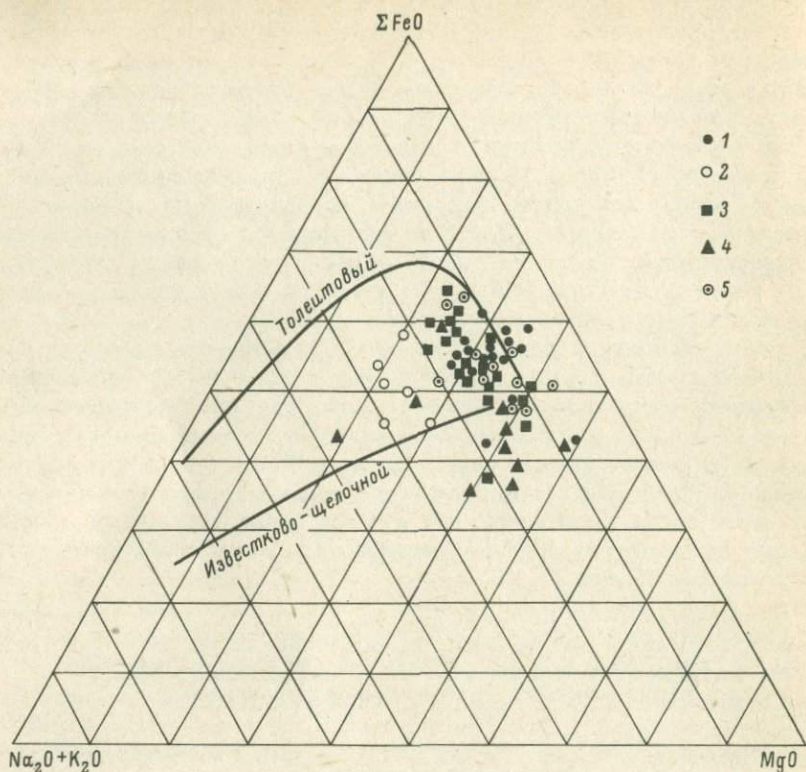


Рис. 2. Положение основных пород на диаграмме AFM.
 1 – метабазальты карельских зеленокаменных поясов; 2 – амфиболиты водолзерского комплекса; основные кристаллические сланцы: 3 – верхнеалданской, 4 – федоровской свит Алдана, 5 – шарыжалгайской серии Юго-Западного Прибайкалья.

лические сланцы федоровской свиты, попадающие в поле субщелочных базальтов.

На диаграмме AFM (рис. 2) большая часть основных пород находится вблизи толейтового тренда дифференциации. Обособленно расположены амфиболиты гнейсового комплекса Водлы и основные сланцы федоровской свиты, эволюция состава которых ближе к известково-щелочной серии.

Исследованные основные породы существенно различаются по нормативному составу плагиоклаза и содержанию стронция (рис. 3) – метабазальты зеленокаменных поясов тяготеют к углу CaO , а основные породы гранулитно-гнейсовых областей имеют более кислый состав плагиоклаза, благодаря чему точки составов сдвинуты к стороне $Na_2O - Sr$.

На диаграмме $Ti - Zr - Y$ (рис. 4) метабазальты зеленокаменных поясов Карелии, амфиболиты Водлы и основные кристаллические

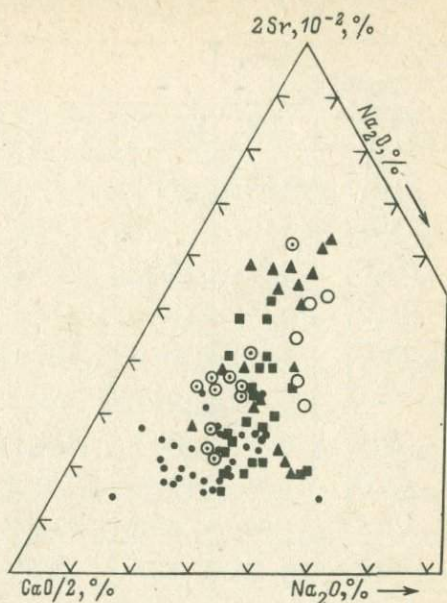
Рис. 3. Положение основных пород на диаграмме $\text{CaO}-\text{Sr}-\text{Na}_2\text{O}$.

Условные обозначения те же, что и на рис. 2.

сланцы Прибайкалья образуют три компактных поля, в то время как точки сланцев верхнеалданской и федоровской свит распределены по всей центральной части диаграммы с нечеткой тенденцией к обеднению титаном в сравнении с другими породами. На диаграмме $\text{Ti}-\text{Zr}-\text{Sr}$ (рис. 4) наблюдается аналогичная картина; в определенные поля концентрируются точки из тех же трех регионов, и широкий разброс наблюдается для сланцев

федоровской и верхнеалданской свит. Но в отличие от предыдущей диаграммы на этой отчетливо видна обогащенность стронцием пород федоровской свиты и некоторая тенденция к обогащению пород верхнеалданской свиты цирконием. При сравнении архейских метаморфизованных основных пород с фанерозойскими толеитами с использованием соотношения в них Ti , Zr и P [27] выявляется, что практически все исследованные основные породы располагаются вместе, демонстрируя, с одной стороны, широкие вариации в отношении данных элементов, выходящие за пределы полей, типичных для фанерозойских толеитов, и, с другой – отсутствие высокотитанистых пород, сравнимых с щелочными континентальными и океаническими базальтами фанерозоя. На диаграмме $\text{Ti}-\text{Zr}$ (рис. 5) базальты зеленокаменных поясов и большая часть основных кристаллических сланцев Прибайкалья располагаются вблизи линии Ti/Zr -отношения, равного 100 и соответствующего отношению этих элементов в мантии [34]. В то же время амфиболиты Водлы и большая часть основных кристаллических сланцев верхнеалданской и федоровской свит располагаются вне этой линии, что свидетельствует о явлениях фракционирования, имевших место при образовании расплава.

Таким образом, все проанализированные породы по содержанию и соотношению $\text{Ti}-\text{Zr}-\text{Y}$ разделяются прежде всего на две группы. Первую группу составляют metabазальты зеленокаменных поясов Карелии и основные кристаллические сланцы Прибайкалья. Для них характерны содержания и соотношение этих элементов, близкие к таковым в базальтах океанического дна. Другую группу составляют амфиболиты водлозерского гнейсового комплекса и основные кристаллические сланцы верхнеалданской и федоровской свит Алдан-



Т а б л и ц а 1. Содержание главных, %, и редкоземельных

Компо- нент	1	2	3	4	5	6	7
	517	Б8/76	571	606а	ТН1	456	45е
SiO ₂	48.00	49.41	46.53	47.14	50.20	53.88	54.92
TiO ₂	1.00	1.20	1.66	1.80	0.94	0.70	1.30
Al ₂ O ₃	14.61	13.30	15.29	13.32	15.20	15.29	17.28
Fe ₂ O ₃	3.16	3.40	2.75	5.74	1.63	2.11	3.48
FeO	9.39	9.60	9.36	10.62	9.26	6.29	5.47
MnO	0.20	0.22	0.19	0.20	0.22	0.16	0.12
MgO	6.72	7.81	8.88	6.30	7.53	5.56	4.25
CaO	13.94	12.30	10.83	10.40	11.60	8.32	6.34
Na ₂ O	1.80	0.85	1.95	2.57	2.15	3.84	4.27
K ₂ O	Не обн.	0.20	0.57	0.48	0.22	1.02	1.34
P ₂ O ₅	0.13	0.25	-	-	0.10	0.13	0.52
La	3.8	3.4	-	-	3.6	-	-
Ce	8.3	10.5	7.9	22.1	9.2	37.4	52.2
Nd	5.8	8.5	5.5	14.7	6.6	20.8	28.3
Sm	2.00	2.90	1.79	3.87	2.00	4.64	6.31
Eu	0.67	1.10	0.65	1.36	0.73	0.80	1.26
Tb	0.49	0.58	0.42	0.84	-	0.60	0.85
Yb	2.20	1.80	1.44	2.85	1.90	1.73	1.55
Lu	0.29	0.24	-	-	0.31	-	-
Ce ^N /Yb ^N	0.96	1.48	1.40	2.00	1.20	5.54	8.68

П р и м е ч а н и е. 1, 2 - metabазальты зеленокаменных Западного Прибайкалья; 6, 7 - амфиболиты водлозерского гнейсово-верхнеалданской, 12-15 - федоровский свит Алдана; 5 и 11 - толекоземельные элементы в пробах 1 и 2 определены радиохимическим, тодом.

ского щита, для которых характерен (для большей части образцов) известково-щелочной тренд и смешенные значения некоторых отношений элементов. В то же время основные кристаллические сланцы верхнеалданской и федоровской свит различаются между собой по содержанию стронция, количество которого значительно увеличивается в более молодых породах федоровской свиты.

элементов, 10-4%, в метаморфизованных основных породах

8	9	10	11	12	13	14	15
2797/10	2801/6	2807/1	ТН2	20г	206	2369/1	В-132
47.78	47.66	49.15	49.50	48.03	49.69	50.88	48.03
1.69	1.17	0.79	1.49	1.03	0.90	0.69	1.25
13.36	16.72	15.98	15.20	11.80	11.74	12.65	17.82
3.82	2.85	2.13	2.80	2.75	2.27	3.67	4.55
11.43	8.96	7.44	9.17	7.19	6.75	7.29	6.96
0.32	0.18	0.13	-	0.25	0.29	0.26	0.14
6.12	6.68	8.45	6.82	11.12	10.49	9.66	5.95
10.83	10.76	11.41	8.79	10.21	11.16	10.17	9.86
2.42	2.47	2.44	2.70	3.00	2.84	3.06	4.00
0.51	0.49	0.59	0.69	1.09	1.69	1.05	1.49
0.12	0.08	0.06	0.17	0.25	0.25	0.19	0.35
-	-	-	13	38	46	50	-
28.3	14.3	15.4	30	68.1	62.1	113	45.4
16.3	10.3	10.0	17	32.4	36.7	51.5	24.4
4.70	2.70	2.89	4.00	7.55	6.37	9.51	5.99
1.30	0.82	0.77	1.30	1.93	1.75	2.05	1.49
0.77	0.52	0.50	-	0.88	0.69	0.94	0.51
2.57	1.77	1.65	2.20	2.33	1.84	2.71	1.31
-	-	-	0.38	-	-	-	-
2.30	2.1	2.4	3.5	7.5	8.5	10.8	8.9

поясов Карелии [4]; 3, 4 - основные кристаллические сланцы Юго-го комплекса Карелии; основные кристаллические сланцы: 8-10 - иты первого и второго типа соответственно, по К. Конди [26]. Редкоземельные элементы в пробах - инструментальным нейтронно-активационным ме-

По содержанию и характеру распределения редкоземельных элементов изученные основные породы также разделяются на группы. Одну группу составляют основные породы с нефракционированным характером распределения РЗЭ и низким их содержанием. К этой группе относятся metabазальты зеленокаменных поясов Карелии

Т а б л и ц а 2. Средний химический состав гнейсов, эндербитов и основных кристаллических сланцев Юго-Западного Прибайкалья и западной части Алданского щита

Компонент	1	2	3	4	5
SiO ₂	61.88	59.81	47.47	67.60	60.64
TiO ₂	0.82	0.74	1.31	0.47	0.72
Al ₂ O ₃	15.78	17.40	15.63	15.20	16.46
Fe ₂ O ₃	0.89	0.84	2.90	1.02	1.23
FeO	6.98	4.61	10.05	3.48	4.96
MnO	0.11	0.06	0.19	0.06	0.07
MgO	3.14	2.46	7.93	1.90	3.18
CaO	3.11	5.47	10.42	4.08	6.22
Na ₂ O	3.28	4.51	2.24	4.14	4.05
K ₂ O	1.61	1.32	0.60	1.33	1.45
P ₂ O ₅		He опр.		0.12	0.21
H ₂ O	0.08	0.10	0.16	He опр.	
П.п.п.	1.71	1.31	1.25	0.65	0.67
Rb	49	5	14	36	50
Sr	315	814	218	470	610
Zr	228	192	67	162	149
Y	24	19	20	14	22
Pb	20	11	9	14	15
n	10	3	11	12	8

П р и м е ч а н и е. 1 - гиперстеновые гнейсы; 2 эндербиты; 3 - основные кристаллические сланцы Юго-Западного Прибайкалья; 4 - гиперстеновые гнейсы; 5 - меланократовые гиперстеновые гнейсы Алдана (верхнеалданская и федоровская свиты).

(табл. 1, № 1, 2) и один из образцов основных кристаллических сланцев Юго-Западного Прибайкалья (табл. 1, № 3). Вторую группу составляют основные кристаллические сланцы Алдана и амфиболиты Водлы.

Для метабазальтов Карелии характерны низкие концентрации и нефракционированный характер распределения РЗЭ с отношением $Ce^N/Yb^N = 1 \div 1.5$, которое отражается на графике в пологом наклонной линии, соединяющей нормализованные значения содержания РЗЭ

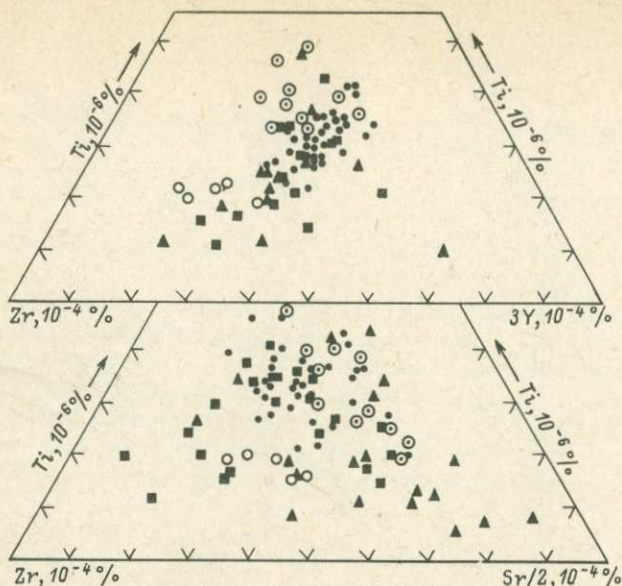


Рис. 4. Положение основных пород на диаграмме Ti-Zr-Y и Ti-Zr-Sr.

Условные обозначения те же, что и на рис. 2.

(рис. 6). Подобные концентрации РЗЭ в базальтах типичны для зеленокаменных поясов и соответствуют модели частичного плавления перидотита при давлении около 10 кбар (рис. 6). Если принять, что содержание РЗЭ в перидотите в 3 раза больше, чем в хондрите, то расплав с соответствующими концентрациями РЗЭ будет получен при 25%-ном плавлении, как это дано у К. Конди [26]. При предположении двукратного увеличения содержания РЗЭ в мантии в сравнении с хондритами [39, 33] достаточно 15-20%-ного плавления.

Для Юго-Западного Прибайкалья определение РЗЭ проведено для двух образцов: 571 и 606а. Обр. 571 отобран из толщи переслаивания основных кристаллических сланцев и гранатовых гнейсов (граувакков); обр. 606а представляет собой ксенолит основного кристаллического сланца в эндрбите. Как видно из табл. 1, между ними по содержанию РЗЭ наблюдаются существенные различия. Обр. 571 близок к базальтам Карелии и ТН1. Для него характерно низкое содержание и пологое распределение РЗЭ с отношением $Ce^N/Yb^N = 1.5$ (рис. 6). Расплав базальта с таким содержанием РЗЭ, как и в предыдущем случае, мог образоваться при 15-20%-ном плавлении перидотита. Исключение представляет стронций, содержание которого в обр. 571 в 2 раза превышает его содержание в рассчитанном расплаве. Обр. 606а обладает более высоким содержанием РЗЭ и их более сильным фракционированием (рис. 7), чем обр. 571. Расплав с подоб-

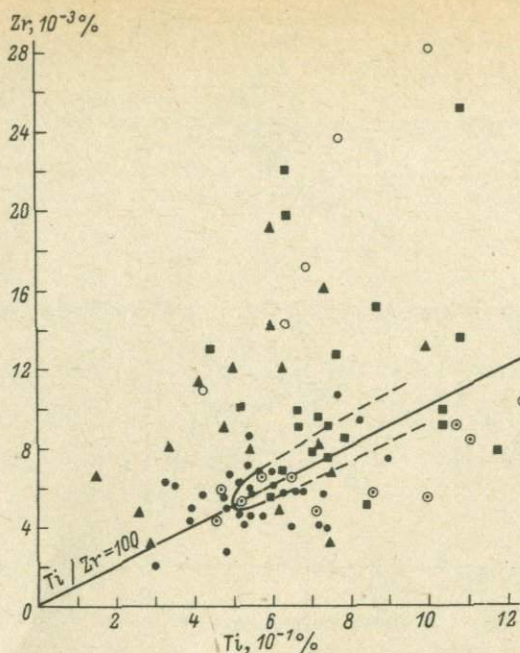


Рис.5. Соотношение Ti и Zr в основных породах. Условные обозначения те же, что и на рис.2; штриховой линией показано поле распространения океанических базальтов.

ным содержанием РЗЭ не может образоваться путем прямого плавления перидотита. Получить расплав, соответствующий по составу обр. 606а как по главным, так и по редким элементам, можно двумя путями: фракционной кристаллизацией пикрита или путем плавления эклогита. Первый путь включает двухстадийное фракционирование пикрита [16]: удаление при $p = 27 \pm 28$ кбар 45% перидотита состава $Ol_{40} En_{38} Di_{22}$ и затем при меньшем давлении ($p < 20$ кбар) - 10% анортозита (рис.7, M_1). Второй путь включает 40%-ное плавление амфиболита-эклогита [8, 26]. В последнем случае модельный расплав будет в 2-3 раза беднее Yb по сравнению с обр. 606а (рис.7, M_2).

По содержанию РЗЭ три исследованных образца верхнеалданской свиты (табл.1, № 8-10) отличаются количественным содержанием РЗЭ при одинаковом наклоне линии их распределения. Отношение Se^N/Yb^N для всех образцов 2.1-2.4. Обр. 2797/10 содержит наибольшее количество РЗЭ среди других образцов верхнеалданской свиты. Исходный состав такой породы мог образоваться аналогично обр. 606а из Прибайкалья двумя путями: при 40%-ном плавлении эклогита или при двухстадийном фракционировании пикрита, образованного при частичном плавлении гранатового перидотита. Пикрит должен фракционировать при давлении более 25 кбар с отделением

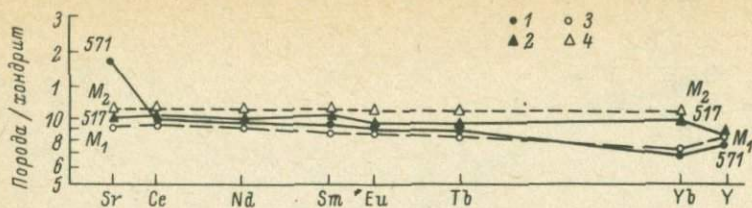


Рис. 6. Характер распределения редкоземельных элементов в основных породах.

1 - амфибол-двопироксеновый кристаллический сланец, Юго-Западное Прибайкалье; 2 - базальт зеленокаменного пояса, Палая Ламба, Центральная Карелия; 3 - расплав, образованный при 20%-ном равновесном плавлении перидотита с содержанием редких элементов, равным удвоенному содержанию в хондритах; 4 - расплав, образованный при 25%-ном равновесном плавлении перидотита с содержанием редких элементов, равным трем единицам хондритов.

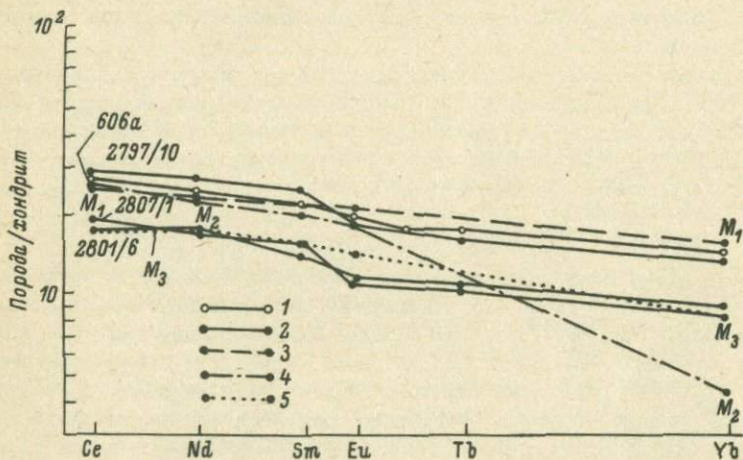


Рис. 7. Характер распределения редкоземельных элементов в основных породах.

1 - двопироксеновый кристаллический сланец, Юго-Западное Прибайкалье; 2 - основные кристаллические сланцы верхнеалданской свиты; 3 - расплав, образованный при двухстадийном фракционировании пикрита с последовательным удалением 45% перидотита состава $Ol_{40}En_{38}Di_{22}$ ($p = 27 \pm 28$ кбар) и затем 10% анортозита ($p < 20$ кбар); 4 - расплав, образованный при 40%-ном равновесном плавлении эклогита с содержанием редких элементов, равным TH_1 ; 5 - расплав, образованный при 60%-ном равновесном плавлении эклогита.

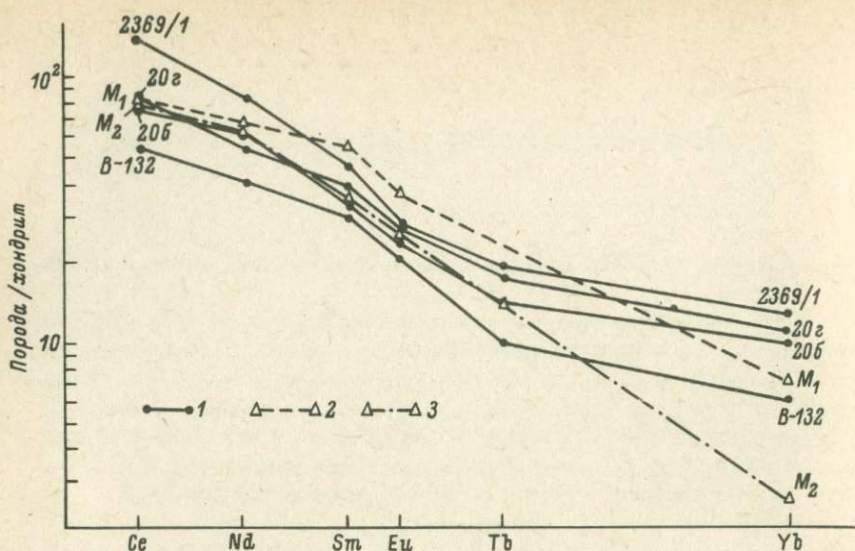


Рис. 8. Характер распределения редкоземельных элементов в основных породах.

1 - двупироксеновые кристаллические сланцы федоровской свиты; 2 - расплав, образованный при 5%-ном плавлении гранатового перидотита с последующим фракционным отделением перидотитового и анортозитового твердого остатка; 3 - расплав, образованный при 10%-ном плавлении эклогита.

дунита и образованием высокоглиноземистого толеита, а затем при давлении более 10 кбар - с отделением анортозита. Расплав, соответствующий обр. 2807/1 и 2801/6, мог образоваться при 60%-ном плавлении эклогита (линия M_3 на рис. 7). или при 25%-ном фракционным удалении дунита из первичного расплава пикрита.

Линии распределения РЗЭ (рис. 8) для всех проанализированных образцов федоровской свиты (табл. 1, № 12-15) имеют более крутой наклон по сравнению с образцами верхнеалданской свиты ($Ce^N/Yb^N = 7.5 \pm 13.5$). Для субщелочных пород с таким дифференцированным распределением РЗЭ возможно образование исходного расплава при небольшой степени частичного плавления гранатсодержащих пород: перидотитов, эклогитов, гранатовых амфиболитов. При 10% плавлении эклогита состава $Gr_{40}Spr_{60}$ [8] с содержанием РЗЭ, равным ТН1, может быть получен расплав, который по содержанию редких элементов близок к породам федоровской свиты, но содержит меньше иттербия (рис. 8, M_2). Расплав, образованный при 5%-ном плавлении гранатовых перидотитов, по составу соответствует пикриту с повышенным содержанием щелочей и обладает значительно более низким суммарным количеством РЗЭ, хотя имеет наклон линии распределения близкий к таковому для образцов федоровской серии.

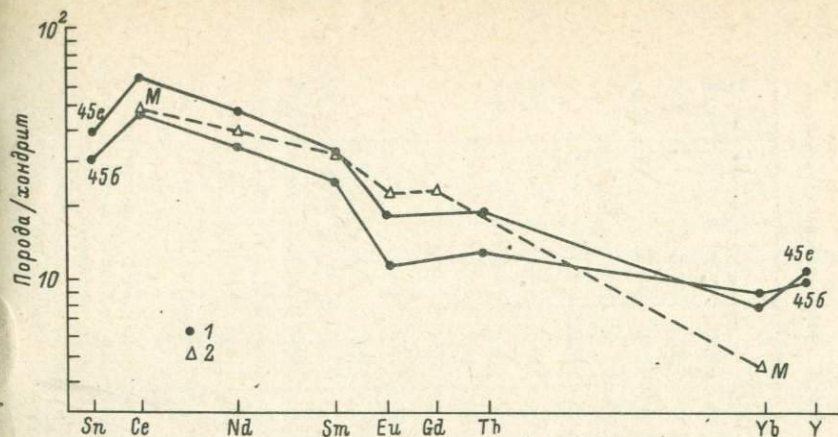


Рис. 9. Характер распределения редкоземельных элементов в основных породах.

1 - амфиболиты водлозерского комплекса, Карелия; 2 - расплав, образованный при 30%-ном плавлении эклогита с содержанием редких элементов равным TN_{1a} .

Следовательно, первичная выплавка должна претерпеть фракционную кристаллизацию без фракционирования РЗЭ. Судя по нормативному составу основных кристаллических сланцев федоровской серии, от первичной выплавки пикритового состава должны были последовательно отделиться: при давлении в 13–18 кбар перидотитовый остаток состава $Ol_{30}Orx_{50}Sprx_{20}$ и затем около 30% анортозита при $p=10-12$ кбар (см. 8, M_1).

Амфиболиты Водлы представляют собой высокоглиноземистые андезито-базальты (табл. 1, № 6, 7) со значительным ($Ce^N/Yb^N = 5.5 \div 8.6$) фракционированием тяжелых и легких РЗЭ (рис. 9). Такие расплавы могли образоваться при 20–30%-ном плавлении эклогита или гранатового амфиболита с содержанием редких элементов, равным TN_{1a} , или при фракционной кристаллизации базальтового расплава.

Тоналиты, плагиограниты и серые гнейсы значительно сильнее варьируют, чем основные породы, по содержанию SiO_2 (рис. 1), но при этом обладают достаточно устойчивыми геохимическими особенностями.

В табл. 3 и 4 приведены химические составы и данные о содержании редких и редкоземельных элементов (РЗЭ) в образцах тоналитов, плагиогранитов и гнейсов Карелии.

По классификации [7], где в основу разделения положено соотношение SiO_2 и суммы щелочей, карельские породы соответствуют тоналитам и плагиогранитам или андезитам и дацитам-риодацитам. На диаграмме $Ab-An-Or$ [35] из 136 использованных анализов пород Na -серии Карелии 116 находятся в поле тоналитов, 10 в поле гранодиоритов и 16 в поле трондьемитов.

Таблица 3. Средний химический состав пород тоналит-плагиогранитного состава Карельской гранит-зеленокаменной области и гнейсов и амфиболитов комплекса основания

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	67.20	69.43	70.68	69.73	69.90	68.19	70.27	45.19	61.20	68.62	64.58	61.61	52.12	68.95
TiO ₂	0.40	0.22	0.38	0.36	0.36	0.45	0.31	2.42	0.84	0.31	0.93	0.58	1.50	0.37
Al ₂ O ₃	16.61	15.99	14.51	15.25	15.52	16.03	15.42	12.99	15.67	15.99	16.24	16.53	17.36	15.51
Fe ₂ O ₃	1.29	0.72	0.87	1.14	1.53	0.88	0.81	3.86	3.37	0.98	1.40	1.82	4.32	1.11
FeO	1.95	1.51	1.82	1.95	1.02	2.72	2.01	10.72	3.42	1.65	3.36	3.77	6.26	2.04
MnO	0.05	0.13	0.08	0.09	0.04	0.06	0.04	0.20	0.12	0.04	0.08	0.12	0.13	0.06
MgO	1.23	0.72	1.08	1.05	1.00	1.43	1.17	8.81	2.71	1.15	1.65	2.87	4.08	1.22
CaO	3.11	3.80	2.48	3.25	2.44	3.14	3.11	9.62	5.51	3.98	3.46	5.53	7.41	3.58
Na ₂ O	4.58	5.04	5.06	4.79	4.29	4.31	4.31	2.26	4.16	4.72	4.31	4.08	4.34	4.50
K ₂ O	1.93	0.77	1.56	1.93	2.33	1.14	1.39	1.11	1.26	1.22	2.22	1.01	1.14	1.27
P ₂ O ₅	0.12	0.14	0.10	0.07	0.09	0.12	0.07	0.55	0.26	0.09	0.28	0.11	0.54	-
Rb	73	24	58	59	93	39	39	22	43	45	100	41	23	45
Sr	474	441	253	505	281	345	312	120	461	500	483	257	438	385
Zr	133	211	151	131	175	182	154	473	245	188	443	126	258	151
Y	8	12	6	12	8	10	9	32	17	8	18	18	26	11
Pb	12	20	11	15	5	11	10	6	12	10	14	17	6	-
n	14	14	4	7	5	8	10	2	3	7	8	7	2	142

Примечание. 1 - тоналиты р.Суны, Центральная Карелия; 2 - кислые вулканиты контоксской свиты Костомукшского пояса; 3, 4 - две группы плагиогранитов, район Костомукши, Западная Карелия; 5 - плагиограниты района Палой Ламбы, Центральная Карелия; 6 - тоналиты; 7 - плагиограниты; 8 - основные кристаллические сланцы из ксенолитов в тоналитах Шальского, Юго-Восточная Карелия; 9 - мезократовые гнейсы; 10 - лейкократовые гнейсы; 11 - ксенолиты высокостроиниевых гнейсов; 12 - ксенолиты умеренно строиниевых гнейсов; 13 - основные породы, принадлежащие к комплексу основания Водлозерского блока; 14 - породы тоналит-плагиогранитного состава для Карелии в целом.

Т а б л и ц а 4. Содержание главных, %, и редких, $10^{-4}\%$, элементов в тоналитах и плагиогранитах Карельской гранит-зеленокаменной области

Компо- нент	222	2006и	A20/3	1506/11	109	61	61а	206	18	18а
SiO ₂	68.48	66.30	70.42	70.94	70.18	71.46	68.04	70.96	67.88	76.08
TiO ₂	0.31	0.32	0.28	0.28	0.43	0.17	0.35	0.25	0.30	0.12
Al ₂ O ₃	17.24	17.78	16.17	15.80	14.99	15.39	16.14	14.60	17.21	13.60
Fe ₂ O ₃	0.59	1.28	0.52	0.48	1.16	0.76	0.91	0.65	0.73	0.72
FeO	1.52	1.51	1.80	1.14	1.59	1.15	2.74	2.38	2.27	0.58
MnO	0.03	0.07	0.02	0.02	0.03	0.02	0.05	0.03	0.03	-
MgO	0.63	1.13	0.81	0.90	1.23	0.72	1.18	1.52	1.03	0.43
CaO	3.25	3.15	3.39	3.85	2.55	2.14	2.98	3.03	3.37	2.57
Na ₂ O	5.34	4.76	4.81	4.85	3.36	3.82	4.41	4.08	4.84	3.99
K ₂ O	1.28	1.88	0.76	0.91	2.16	3.58	1.71	1.25	1.29	1.14
P ₂ O ₅	0.07	0.13	0.09	0.07	0.15	0.06	0.12	0.08	0.10	0.04
H ₂ O	0.12	0.06	0.10	Не опр.	0.02	0.06	0.10	0.08	0.08	0.02
П.п.п.	0.97	1.27	1.00	0.81	1.88	0.81	1.10	1.16	0.83	0.44
Σ	99.83	99.64	100.17	100.05	99.73	100.15	99.83	100.07	99.96	99.73
Rb	40	82	20	34	96	94	107	35	39	17
Sr	702	509	159	286	250	431	356	290	366	266
Zr	151	49	130	128	153	86	139	131	187	90
Y	8	8	<5	5	11	6	8	5	5	6
Pb	13	14	<5	<5	<5	13	15	13	14	9
Ce	30	12	41	27	74	23.4	15.9	15.0	17.4	10.1
Nd	16	3.8	14	7.9	26	9.3	9.7	8.2	9.2	6.0
Sm	2.5	1.4	2.5	1.8	4.4	1.37	1.55	1.07	1.37	0.94
Eu	0.61	0.53	0.62	0.42	0.86	0.66	0.69	0.64	0.60	0.46
Tb	0.16	0.17	0.15	0.09	0.28	0.19	0.28	0.13	0.16	0.09
Yb	0.48	0.40	0.36	0.20	0.48	0.46	0.56	0.29	0.30	0.18

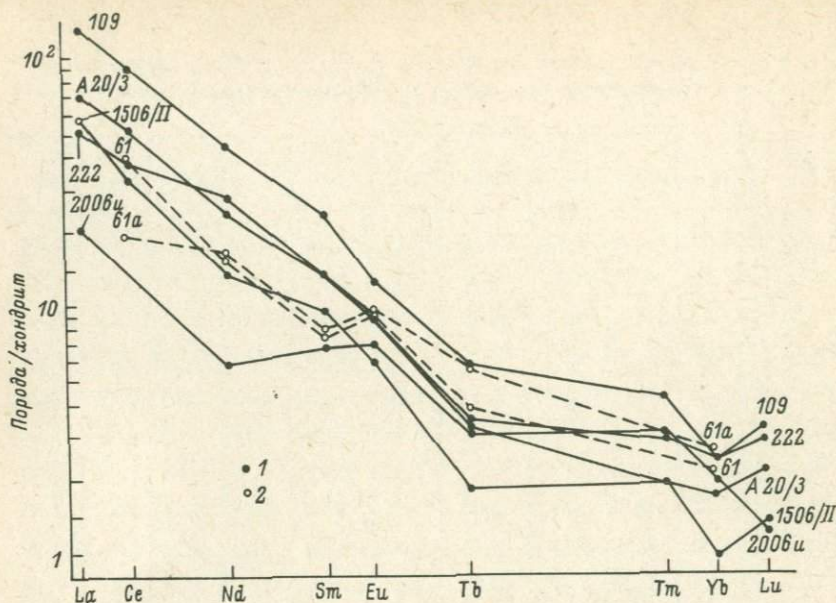


Рис. 10. Характер распределения редкоземельных элементов в тоналитах и плагиогранитах Карельской гранит-зеленокаменной области.

1 - плагиограниты и тоналиты; 2 - мигматит (субстрат и жильный материал), Центральная Карелия.

Тоналиты р. Суны, представляющие собой наиболее широко распространенные тоналиты в гранит-зеленокаменной области, являются высокоглиноземистыми ($> 15\%$), лейкократовыми [10, 11] породами с высокими содержаниями Sr , пониженными - U , Zr , Y и РЗЭ. При сравнении с серыми гнейсами Юго-Западной Гренландии отмеченные геохимические особенности сближают сунские тоналиты с гнейсами Нью [32]. Повышенные содержания Rb в сунских тоналитах связаны с наложенным метаморфизмом и метасоматозом [10]. Среди плагиогранитов Карельской гранит-зеленокаменной области также преобладают породы с содержанием глинозема $\geq 15\%$. Они характеризуются в сравнении с более древними тоналитами более низкими концентрациями Pb и Sr .

Тоналиты (обр. 222 и 2006и, табл. 4) и плагиограниты (обр. 1506/II и A20/3, табл. 4) из района рек Суна-Семчь и оз. Остер, в Центральной Карелии [4], характеризуются общим низким содержанием РЗЭ, типичным для тоналитов архея [26]. Два образца плагиогранита и один тоналит обладают значительным фракционированием (рис. 10, 11) за счет главным образом низких концентраций тяжелых РЗЭ. Тоналиты (обр. 2006и и 222) по содержанию РЗЭ сходны с гнейсами Амитсок, гр. В [37], за исключением аномалии европия, в то время как плагиограниты (109, 1506/II, A20/3) обладают в сравнении с гнейсами Амитсок более высокими концентрациями легких РЗЭ.

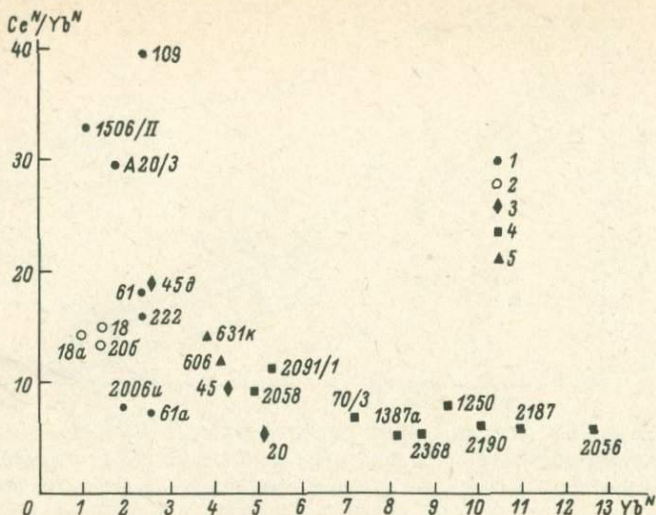


Рис. 11. Положение исследованных пород тоналит-плагиогранитного состава на диаграмме $Ce^N/Yb^N - Yb^N$, отражающей характер фракционирования РЗЭ.

Тоналиты и плагиограниты: 1 - Центральной Карелии, 2 - Юго-Восточной Карелии; гнейсы: 3 - водлозерского комплекса, Карелия, 4 - инфракомплекса центральной части Алданского щита, 5 - Юго-Западного Прибайкалья.

Мигматиты района Палая Ламба в Центральной Карелии [4] представлены двумя образцами (рис.10): 61а - субстрат тоналитового состава и 61 - жильный гнейсо-гранит (табл.4). Оба образца характеризуются так же достаточно низкими концентрациями РЗЭ, значительным фракционированием и наличием положительной аномалии европия. По всем отмеченным особенностям РЗЭ мигматиты Палой Ламбы сходны с гнейсами Амитсок, гр.В [37]. Наиболее молодые тоналиты Карельской гранит-зеленокаменной области, расположенные среди гнейсов фундамента, - тоналиты района пос.Шальский - очень близки по химическому составу к тоналитам р.Суны (табл.3, № 7; табл.4, № 8). Они отличаются от тоналитов р.Суны большим содержанием Zr и меньшим - Sr. Возникающие по тоналитам плагиограниты не отличаются от более древних плагиогранитов Центральной Карелии содержанием главных элементов; небольшие отличия наблюдаются в содержании Pb и Sr (в плагиогранитах Шальского концентрации выше). По содержанию РЗЭ тоналиты и плагиограниты Шальского в Карелии (обр.18, 18а, 20б в табл.4) характеризуются низкими концентрациями РЗЭ, высоким фракционированием (рис.12) и положительной аномалией европия. Все три образца располагаются параллельно друг другу с последовательным уменьшением концентрации РЗЭ по мере увеличения SiO_2 . Это об-

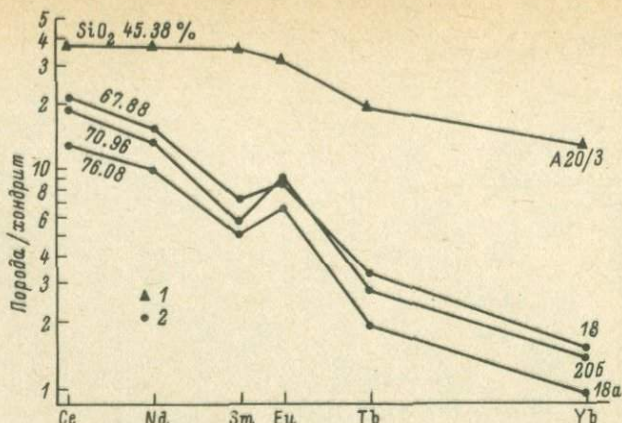


Рис. 12. Характер распределения редкоземельных элементов в ксенолите двуфлюксового кристаллического сланца (1), тоналите и плагиограните (2) района пос. Шальского в Юго-Восточной Карелии.

стоятельность находится в соответствии с полевыми и минералогическими наблюдениями над образованием плагиогранитов (обр. 18а и 20б) за счет тоналитов (обр. 18) при Si -метасоматозе с новообразованием в тоналите кварца в условиях низкоградиентного метаморфизма гранулитовой фации. Аналогичное уменьшение содержания РЗЭ с увеличением SiO_2 от 60 до 72% наблюдалось для серии пород в Юго-Западной Финляндии; образование серии пород в этом случае объяснялось иначе: фракционной кристаллизацией амфибола и плагиоклаза [22].

Серые гнейсы водлозерского гнейсового комплекса варьируют по содержанию SiO_2 от 60 до 70%. Лейкократовые серые гнейсы (табл. 3, № 10) характеризуются высокими содержаниями Na_2O (~4%), Al_2O_3 ($\geq 15\%$), Sr [(328±615)·10⁻⁴%]. Мезократовые серые гнейсы (табл. 3, № 9) по химическому составу отвечают кварцевым диоритам или андезитам с высоким содержанием Na_2O ($\geq 4\%$), Al_2O_3 ($> 15\%$), Sr [(376±461)·10⁻⁴%]. В некоторых образцах содержание K_2O превышает 1%. Очень необычны концентрации Zr . Наряду с типичными для подобных по составу пород концентрациями, измеряемыми (100±150)·10⁻⁴%, в половине проб лейкократовых и мезократовых гнейсов содержание Zr в 2-3 раза выше. Серые гнейсы с повышенным содержанием Zr , судя по структурным данным, относятся к более молодым породам, чем гнейсы с обычной концентрацией Zr .

Гнейсы водлозерского комплекса (табл. 5, № 1-4) крайне неоднородны по содержанию и распределению РЗЭ (рис. 13). Наиболее древняя составная часть комплекса - роговообманково-биотитовый гнейс (обр. 45 в табл. 5) - обладает распределением РЗЭ (рис. 13), близким к гнейсам Алдана. Такой же характер распределения и близкую степень фракционирования имеет гнейс из ксенолита в тоналитах Шаль-

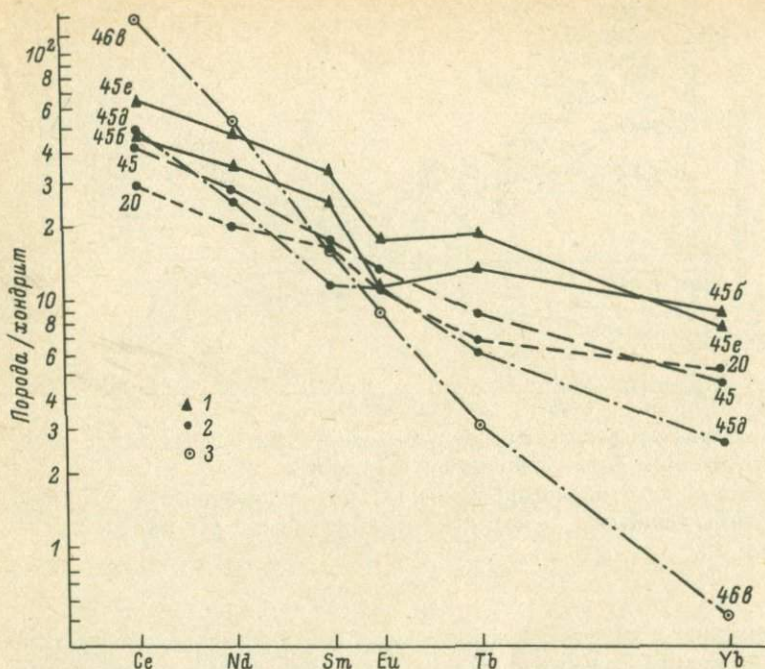


Рис.13. Характер распределения редкоземельных элементов в гнейсах и амфиболитах водлозерского комплекса основания. 1 — амфиболиты; 2 — гнейсы; 3 — лейкократовый гнейс.

ского (обр. 20 в табл. 5), сопоставляемый с гнейсами водлозерского комплекса и по другим геохимическим характеристикам; подобному сопоставлению не противоречат геологические данные. Расположенная в водлозерских гнейсах жила лейкократового трондьемита (обр. 46в в табл. 5) характеризуется очень высокой степенью фракционирования ($Ce^N / Yb^N = 273$). Наблюдаемое фракционирование отражает высокую концентрацию в породе Ce и низкую — Yb, которая в обр.46в в 4 раза ниже, чем в мантии. Подобное сильное фракционирование тяжелых и легких РЗЭ отмечалось, в частности, для одного образца лейкогнейса Амитсок [37], у которого $Ce^N / Yb^N > 500$.

Биотитовые гнейсы (обр. 45д в табл. 5), образование которых соответствует следующему структурно-метаморфическому событию, характеризуются более сильным фракционированием, чем биотит-роговообманковый гнейс обр. 45; усиление степени фракционирования связано с уменьшением содержания тяжелых РЗЭ (рис. 11).

Образцы кислых пород Юго-Западного Прибайкалья, для которых были выполнены определения РЗЭ, относятся к трем группам: гиперстеновые гнейсы и эндербиты — обр. 606 и 631к (табл. 5), чарнокиты — обр. 555/68 и биотит-гиперстен-гранатовые гнейсы — обр. 227г/68 и 503к/68 (рис. 14). Биотит-гиперстен-гранатовые гнейсы, судя по

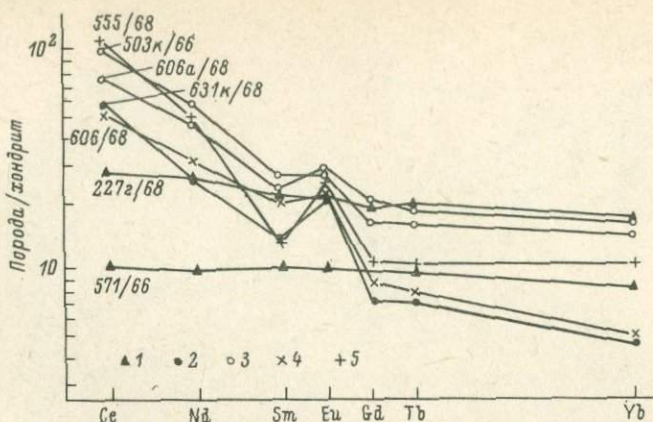


Рис.14. Характер распределения редкоземельных элементов в шары-жалгайской серии Юго-Западного Прибайкалья.

1 - основные кристаллические сланцы; 2 - гиперстеновый гнейс; 3 - биотит-гранатовые кристаллические сланцы; 4 - эндербит; 5 - чарнокит.

геологическим и петрохимическим характеристикам представляющие собой метаморфизованные граувакки, обладают более высокими концентрациями РЗЭ, чем эндербиты и гиперстеновые гнейсы (рис.14), слабой положительной аномалией европия, умеренным их фракционированием. Эндербиты и гиперстеновые гнейсы характеризуются фракционированием РЗЭ с Ce^N/Yb^N -отношением, равным 12 и 14 за счет меньшего количества Yb ; гнейс обр.631к обладает значительной положительной аномалией европия. Близкие концентрации РЗЭ отмечены для гнейса SZ-9 [30] из метаморфической серии Свазиленда и для гранодиоритовых гнейсов Амитсок и Исуа (обр. 155805 и 155766) [36].

Образец чарнокита (рис.14) характеризуется более высокими концентрациями легких и тяжелых РЗЭ в сравнении с эндербитами и гнейсами, обладает значительной положительной аномалией европия.

Эндербиты и гиперстеновые гнейсы Алдана (табл.5, № 7-14) имеют сходные содержания и распределения РЗЭ при значительных вариациях в содержании главных элементов. Они характеризуются умеренным содержанием легких РЗЭ, небольшим фракционированием РЗЭ с Ce^N/Yb^N -отношениями, варьирующими от 5 до 11,5 (рис. 15, 11), отсутствием аномалии европия. Аналогичные содержания и степень фракционирования отмечались [30] для двух образцов (H-430 и SZ-26) роговообманково-биотитовых тоналитов из бимодальной серии и одного образца (H-803) из кислых гнейсов метаморфической серии древнего гнейсового комплекса Свазиленда.

Все охарактеризованные кислые породы на основании геологических и петрографических данных могут быть разделены на магма-

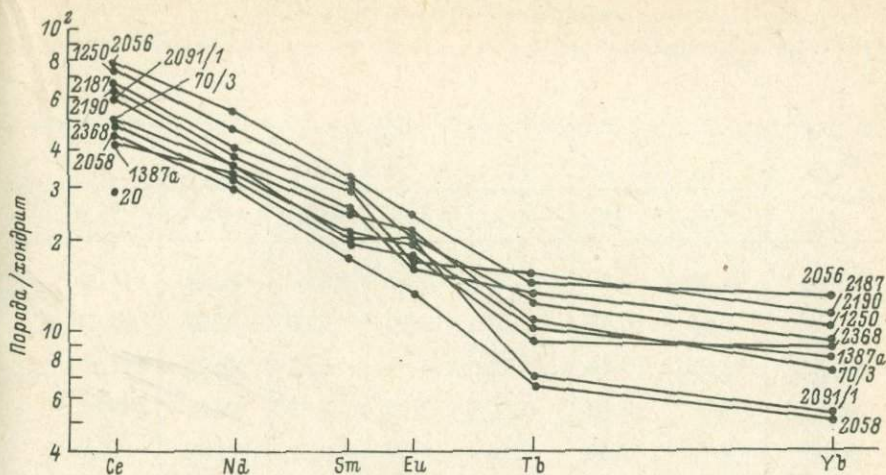


Рис. 15. Характер распределения редкоземельных элементов в гнейсах и эндербито-гнейсах инфракмплекса центральной части Алданского щита.

тические и ультраметаморфические (метасоматические). Первые, в свою очередь, могут быть разделены на плутонические (тоналиты и плагиограниты Центральной Карелии, тоналиты Шальского, лейкогнейс водлозерского комплекса) и вулканические (гнейсы водлозерского комплекса, гнейс ксенолита в тоналитах Шальского) породы. Возможно, вулканическое происхождение имеют и гнейсы гранулитовой фации метаморфизма Алдана и Юго-Западного Прибайкалья. Плагиограниты Шальского являются метасоматическими образованиями.

Интрузивные тоналиты и плагиограниты характеризуются в целом сходным распределением РЗЭ, для которого типичны невысокие концентрации РЗЭ, значительное фракционирование легких и тяжелых РЗЭ, близость их к гнейсам Амитсок, гр. В [37]. Как неоднократно отмечалось в литературе, любая модель их образования требует наличия в источнике граната, который является наиболее эффективной фазой обеднения расплава тяжелыми РЗЭ. Такими источниками [37] могут быть: гранатовый перидотит, кварцевый эклогит, амфиболит. Экспериментальными работами [13, 31] показана принципиальная возможность образования кислой магмы из перидотитов, содержащих воду. Подходящим материалом, содержащим до 20% воды, являются углистые хондриты, к составу которых [1] был близок состав планетозималей на последнем этапе аккреции. Представлялось маловероятным сохранение и захоронение воды при импакте. Однако экспериментальные работы [25] по устойчивости серпентина, содержащего основную долю воды углистых хондритов, показали, что серпентин удерживает воду вплоть до давления 380 кбар, т.е. может быть за-

Т а б л и ц а 5. Содержание главных, %, и редких, 10^{-4} %, эле-
(1-4), Юго-Западного Прибайкалья (5, 6) и западной части Алдан-

Компо- нент	1	2	3	4	5	6	7
	20	45	45д	46в	606	631к	70/3
SiO ₂	69.50	62.32	68.24	70.58	58.30	65.22	63.48
TiO ₂	0.63	0.47	0.38	0.19	1.09	0.59	0.71
Al ₂ O ₃	13.98	15.84	16.13	16.54	18.61	15.41	13.27
Fe ₂ O ₃	0.76	2.04	0.50	0.07	1.59	1.42	1.91
FeO	3.74	3.30	2.49	1.37	5.18	3.92	4.09
MnO	0.07	0.13	0.03	0.01	0.06	0.07	0.09
MgO	1.78	3.15	1.62	0.97	2.97	2.18	4.28
CaO	4.22	5.66	4.42	4.16	6.56	4.37	6.86
Na ₂ O	3.10	4.00	4.33	4.34	3.71	3.66	2.68
K ₂ O	0.61	1.06	1.13	0.83	0.90	1.71	1.44
P ₂ O ₅	0.13	0.14	0.11	0.06	-	-	0.19
П. п. п.	1.18	0.63	0.68	0.43	0.72	1.36	0.93
Σ	99.70	98.74	100.06	99.55	99.69	99.91	99.93
Rb	22	35	28	17	<5	31	-
Sr	241	431	475	510	811	403	-
Zr	250	113	240	214	192	142	-
Y	14	14	11	7	19	<5	-
Pb	10	11	10	6	11	15	-
Ce	23.1	34	38.6	111	39.9	42.9	40.6
Nd	12.0	16.1	14.9	31.2	17.5	14.6	21.2
Sm	3.06	3.29	2.25	2.89	3.50	2.34	4.75
Eu	0.78	0.94	0.84	0.63	1.46	1.47	1.58
Tb	0.33	0.40	0.28	0.14	0.34	0.30	0.50
Yb	1.06	0.89	0.52	0.10	0.86	0.79	1.51

элементов в серных гнейсах водлозерского комплекса Карелии
ского щита (7-14)

8	9	10	11	12	13	14
1250	2091/1	2187	1387a	2056	2058	2368
58.68	69.64	65.50	55.63	65.27	68.24	62.03
0.59	0.51	0.70	0.61	0.36	0.52	0.53
16.99	13.44	14.98	17.02	16.53	14.36	15.97
2.72	1.42	0.87	4.09	2.62	1.07	3.39
3.46	3.27	5.98	5.11	0.78	3.09	3.81
0.08	0.08	0.06	0.12	0.05	0.06	0.14
2.74	2.71	4.04	2.84	1.75	3.13	3.72
7.65	4.88	3.10	7.31	3.00	3.86	4.65
4.34	3.23	3.09	5.33	5.90	3.77	4.20
1.43	0.95	1.77	1.12	2.88	1.57	1.48
0.20	0.11	0.13	0.22	0.16	0.27	0.13
0.56	0.74	1.24	0.71	0.65	1.06	0.58
99.44	100.98	101.46	100.11	99.95	100.10	100.63
-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-
61.1	50.1	53.8	35.0	62.8	36.5	39.6
28.1	21.1	24.0	20.4	32.6	18.0	20.7
5.74	3.88	5.78	4.21	5.80	3.21	3.98
1.40	1.45	1.16	1.43	1.74	0.96	1.25
0.58	0.38	0.74	0.49	0.69	0.32	0.44
1.93	1.11	2.30	1.70	2.64	1.02	1.82

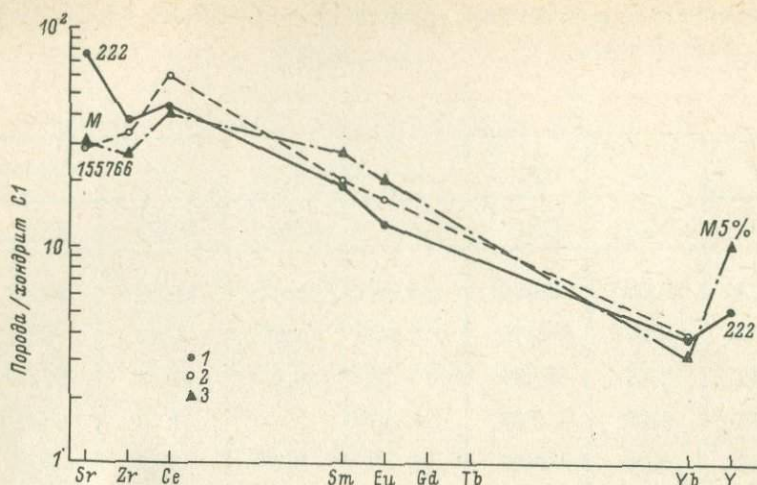


Рис. 16. Сравнение характера распределения редкоземельных элементов в гнейсо-тоналите Карелии и гранодиорито-гнейсе Исуа с модельным расплавом.

1 - гнейсо-тоналит, р. Суна, Центральная Карелия; 2 - гранодиоритовый гнейс, Исуа [36], данные по содержанию Sr, Zr, Y соответствуют среднему для гранодиоритов Амитсок [32]; 3 - расплав, образованный при 5%-ном равновесном плавлении перидотита в присутствии воды; условия плавления соответствуют экспериментальным данным [13] содержание редких элементов в источнике принято равным $2x_{C1}$.

хоронен при аккреции. Модель плавления перидотитов в соответствии с экспериментами Б. Майсена и А. Беттчера [13] была рассчитана исходя из геохимии как обычных, так и углистых хондритов и сопоставлена с геохимией реально существующих тоналитов.

Как можно видеть на рис. 16, состав тоналита обр. 222 довольно хорошо согласуется с рассчитанными содержаниями редких элементов при исходном составе, соответствующем углистым хондритам. Несогласие наблюдается для Y и Sr. Дефицит иттрия может быть объяснен предположением о большей глубине плавления, чем в эксперименте. Труднее интерпретировать расхождения в содержании стронция. В то же время тоналит Исуа (рис. 16) практически совпадает с рассчитанным. Следует отметить, что тоналитовые гнейсы Исуа и Амитсок в Гренландии отличаются от тоналитов Карелии и Барбертона в Африке несколько меньшими содержаниями стронция. Таким образом, модель плавления гранатовых перидотитов более приложима к объяснению происхождения гнейсов Гренландии, чем тоналитов Карелии. При использовании в качестве исходного материала обычных хондритов получаются значительные расхождения в содержании Rb, Y и тяжелых РЗЭ.

Наиболее распространенной концепцией в отношении источника для образования тоналит-грандземитовых расплавов является представление об исходном базальтовом составе [23, 28, 24, 26]. Этот вывод обосновывается обычной ассоциацией тоналитов с базальтами, амфиболитами или габбро, изотопным составом стронция и кислорода, а также согласованностью распределения РЗЭ с этой моделью. Модель частичного плавления метаморфизованного толеита была привлечена и рассчитана [23] для объяснения происхождения тоналитов и дацитов бимодальной серии Миннесоты. Авторы показали, что при метаморфизме и равновесном плавлении толеитов с образованием 20%-ного тоналитового расплава и эклогита в остатке содержания РЗЭ в возникающем расплаве соответствуют природным. Гранат эклогита будет концентрировать тяжелые РЗЭ. Модель частичного плавления метаморфизованных базальтов зеленокаменных поясов приложима для объяснения генезиса поздних интрузий тоналитов и плагиогранитов, секущих метаморфизованные базальты (напр., обр. 109). Тоналиты, окаймляющие зеленокаменные пояса (обр. 2006 и 222), сформировались до метаморфизма базальтов, стратиграфически лежат ниже (под базальтами). Изучение циркона в этих тоналитах (см. статью С.А. Сергеева и Л.В. Сумина в настоящем сборнике) показало наличие более древней, бедной ураном, генерации и более поздней, богатой ураном, что свидетельствует, по-видимому, о преобразовании цирконов и пород в период формирования и метаморфизма зеленокаменных поясов. Таким образом, для тоналитов, окаймляющих зеленокаменные пояса Карелии, логически более обоснованным выводом будет вывод об их образовании за счет плавления более древних основных пород, расположенных в низах коры. Данные по изотопии кислорода [12] также указывают на генетическую связь тоналитов с базальтами.

Иное происхождение можно предполагать для тоналитов Шальского — примера поздних интрузий, становление которых происходило в условиях высокоградиентного гранулитового метаморфизма среди гнейсов фундамента зеленокаменных поясов. В тоналитах встречены ксенолиты двупироксеновых кристаллических сланцев, обладающих рядом специфических особенностей состава: низким содержанием SiO_2 , высоким TiO_2 , K_2O , РЗЭ, очень высоким — Zr (табл. 3, № 8). Среди основных пород отсутствуют аналоги ксенолитов по составу. Было сделано предположение, что ксенолиты представляют собой рестины. Если предположить, что исходным материалом были амфиболиты, отвечающие по составу толеитам второго типа [26], то их частичное (30%) неравновесное плавление дает составы расплава и рестины, соответствующие тоналитам и двупироксеновым кристаллическим сланцам. Исключение представляет цирконий, концентрация которого в основном кристаллическом сланце значительно выше, чем в модельном. Это может быть связано с повышенным содержанием циркония в исходном амфиболите, что подтверждается данными о составе гнейсов и амфиболитов водлозерского гнейсового комплекса (табл. 3, № 13).

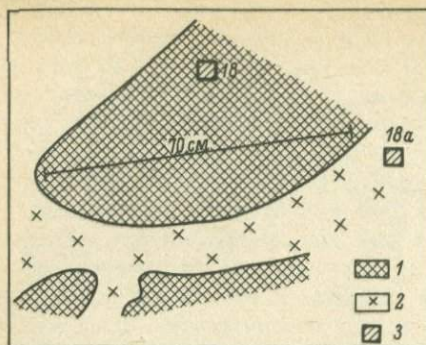


Рис.17. Соотношение мелкозернистых тоналитов (1) и метасоматических плагиогранитов (2). Деталь строения обн.18. 3 - места взятия геохимических проб.

Локальное проявление на территории Карельской гранит-зеленокаменной области позднего высокоградиентного метаморфизма и связанных с ним

расплавов и флюидов, вполне вероятно, происходило в коре достаточно быстро и поэтому могло не достигать равновесия в отношении распределения редких элементов. Следовавшие за расплавом флюиды, обогашенные на начальном этапе кремнекислотой, вызвали по системе трещин перекристаллизацию мелкозернистых тоналитов в более крупнозернистые плагиограниты (рис.17), в которых при этом увеличилось содержание кварца, уменьшилось количество биотита, плагиоклаза и редких элементов. Состав биотита и плагиоклаза при этом не изменился.

Эндербито-гнейсы Алдана характеризуются, как это было отмечено, другим типом распределения РЗЭ, чем тоналиты, сходным с таковым для средних и кислых вулканитов архейских зеленокаменных поясов [26]. Как можно видеть на рис.18, с андезитами первого типа они сходны по содержанию тяжелых РЗЭ, но имеют чуть более высокие концентрации легких РЗЭ. От андезитов второго типа энедрбито-гнейсы отличаются более низкими концентрациями средних и тяжелых РЗЭ. От тоналитов в целом они отличаются значительно более высокими концентрациями тяжелых РЗЭ и соответственно меньшей степенью фракционирования. Моделями, согласующимися с наблюдаемыми концентрациями РЗЭ в андезитах, являются, как и для тоналитов, плавление эклогита, гранатового амфиболита или амфиболита [26]. Образование расплавов андезитового состава с характерными для них геохимическими характеристиками будет определяться, с одной стороны, большей степенью плавления, а с другой - отсутствием воды в источнике [29].

Из приведенного выше анализа геологических и геохимических данных может быть сделано несколько взаимосвязанных выводов.

1. Гранулито-гнейсовые и гнейсовые области по набору пород, количественному соотношению и составу кислых-средних и основных членов ассоциаций принципиально отличаются от зеленокаменных ассоциаций и тем самым не могут рассматриваться как глубокометаморфизованные гранит-зеленокаменные области.

2. Гранулито-гнейсовые области, в свою очередь, неоднородны. Юго-Западное Прибайкалье (шарыжалгайская серия) имеет сложное тектоническое строение; пакки переслаивания гнейсов и основных

согласующиеся с геологическими данными и с данными по содержанию редких элементов.

Эволюция тоналит-плагиогранитного магматизма Карельской гранит-зеленокаменной области начинается с формирования толеитовых базальтов океанического типа. Более поздние плагиограниты имеют, по-видимому, такое же происхождение. Самые молодые интрузии, расположенные в фундаменте, образовались из расплавов, возникших при локальном проявлении позднего высокоградиентного метаморфизма и ультраметаморфизма, связанных, в свою очередь, с глубинными флюидами, ответственными за преобразование тоналитов в плагиограниты.

Геохимические особенности биотитовых, биотит-амфиболовых и гиперстеновых гнейсов, слагающих области, рассматриваемые в качестве фундамента, сближают их с кислыми и главным образом средними вулканитами, образование которых происходило на значительных глубинах из безводного источника основного состава. Последующее относительно стабильное состояние Алданского массива, определяемое литологией осадочных пород верхнеалданской свиты, согласуется с интерпретацией петрогенезиса основных пород верхнеалданской и федоровской свит, определяемого значительными глубинами зарождения расплавов и их последующей дифференциацией.

Л и т е р а т у р а

1. Барсуков В.Л. Сравнительная планетология и ранняя история Земли. - Геохимия, 1981, № 11, с.1603-1615.
2. М е т а м о р ф и з м докембрия восточной части Олекминской складчатой зоны / В.И. Березкин, Л.М. Богомолова, А.П. Сметлов, В.Ф. Тимофеев. - В кн.: Метаморфизм докембрия в районе Байкало-Амурской магистрали. Л.: Наука 1983, с.34-48.
3. В у л к а н и з м архейских зеленокаменных поясов Карелии / Рыбаков С.И., Светова А.И., Куликов В.С. и др. Л.: Наука, 1981. 154 с.
4. Г е о л о г и я и петрология гранитно-зеленокаменного комплекса Центральной Карелии / Под ред. К.О. Кратца. Л.: Наука, 1978. 262 с.
5. Д р е в н е й ш и е гранитоиды СССР (комплекс серых гнейсов). - Л.: Наука, 1981. 152 с.
6. К и ц у л В.И., П е т р о в А.Ф., З е д г е н и з о в А.Н. Структурно-вещественные комплексы Алданского щита. - В кн.: Главные тектонические комплексы Сибири. Новосибирск, 1979, с.16-31.
7. К л а с с и ф и к а ц и я и номенклатура магматических горных пород. Справ.пособие / Ред. О.А. Богатиков и др. М.: Недра, 1981. 160 с.
8. К о н д и К.К. Модели распределения малых элементов и происхождения архейских вулканических пород. - В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с.421-427.

9. Крылов И.Н. Гранитизация в условиях амфиболитовой фации (высокотемпературный диафторез). – В кн.: Эволюция вещества при ультраметаморфизме. Л., 1972, с.81–86.
10. Крылов И.Н., Лобач – Жученко С.Б. Геохимия гранитоидов сунского комплекса Центральной Карелии. – В кн.: Древнейшие гранитоиды СССР (комплекс серых гнейсов). Л.: Наука, 1981, с.67–81.
11. Лобач – Жученко С.Б. Плагииграниты раннего докембрия – генетические связи и формационная принадлежность. – Тр.Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР, 1979, вып.155, с.140–161.
12. Изотопный состав кислорода архейского тоналит-трондjemитового комплекса Карелии / С.Б.Лобач-Жученко, М.Е.Салле, И.М. Синельникова, Д.П.Виноградов. – В кн.: Тезисы докладов IX Всесоюзного симпозиума по стабильным изотопам в геохимии. М., 1982, с.228–230.
13. Майсен Б., Беттчер А. Плавление водосодержащей мантии. М.: Мир, 1979. 123 с.
14. Миронюк Е.П., Любимов Б.К., Могнушевская Э.Л. Геология западной части Алданского щита. М.: Недра, 1971. 237 с.
15. Петрова З.И., Левицкий В.И. Петрологические особенности процессов преобразования вещества докембрийской литосферы (на примере гранулитовых комплексов Прибайкалья). – В кн.: Петрология литосферы и рудоносность. Л., 1981, с.51–52.
16. Пугин В.А., Хитаров Н.И. Экспериментальная петрология глубинного магматизма. М., 1978. 173 с.
17. Свириденко Л.П. Метаморфизм и гранитообразование в раннем докембрии Западной Карелии. Л.: Наука, 1974. 155 с.
18. Свириденко Л.П. Гранитообразование и проблемы формирования докембрийской земной коры (на примере Карелии). Л.: Наука, 1980. 216 с.
19. Травин Л.В. Петрохимические и формационные особенности архейских метаосадочных образований центральной части Алданского щита. – Литология и полез. ископаемые, 1977, № 3, с.115–126.
20. Черкасов Р.Ф. Архей Алданского щита. М.: Наука, 1979. 158 с.
21. Шкодинский В.С. Проблемы физико-химической петрологии и генезиса мигматитов. Новосибирск, 1976. 222 с.
22. Arth J.G. Some trace elements in trondhjemites – their implications to magma genesis and paleotectonic setting. – In: Barker F. (ed.) Trondhjemites, Dacites and Related Rocks. Elsevier, 1979, p.169–203.
23. Arth J.G. Hanson G.N. Geochemistry and origin of the Early Precambrian crust of northeastern Minnesota. – Geochim. et Cosmochim. Acta, 1975, vol.39, p.325–362.

24. B a r k e r F. Trondhjemite: definition, environment and hypotheses of origin. - In: Barker F. (ed.), Trondhjemites, Dacites and Related Rocks, Elsevier, 1979, p.1-12.
25. B o s l o u g h M.B., W e l d o n R.J., A h r e n s T.J. Impactinduced water loss from serpentine and montronite. - Proc. Lunar. Planet. Sci. Conf. 11-th, 1980, p.2145-2158.
26. C o n d i e K.C. Archean Greenstone belts. Amsterdam ets., Elsevier, 1981. 434 p.
27. F l o y d P.A., W i n c h e s t e r J.A. Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. - Earth Planet. Sci. Lett., 1975, vol.27, N 2, p.211-218.
28. G l i k s o n A.Y. Stratigraphy and evolution of primary and secondary greenstones significance of data from shields of the southern hemisphere. - In: Windey B.F. (ed.). The Earle History of the Earth, London: Willey, 1976, p.257-278.
29. G r e e n T.H. Crystallization of calc-alkaline andesite under controlled high-pressure hydrous conditions. - Contrib. Miner. Petrol., 1972, vol.34, p.150-166.
30. H u n t e r D.R., B a r k e r F., M i l l a r d H.T.Jr. The geochemical nature of the Archaean Ancient gneiss complex and granodiorite suite, Swaziland: a preliminary study. - Precambrian Res., 1978, vol.7, N 2, p.105-127.
31. K u s h i r o J. Effect of water on the composition of magmas formed at high pressure. - J. Petrol., 1972, vol.13, p.311-334.
32. M c G r e g o r V.R. Archean grey gneisses and the origin of the continental crust: evidence from of Godthab region, West Greenland. - In: Barker F. (ed.). Trondhjemites, Dacites and Related rocks. Elsevier, 1979, p.169-203.
33. M y s e n B.O. Distribution of trace elements among phases during partial melting of a multiphase system. - Annu. Rep. Geophys. Lab. Carnegie Inst. Yb., 1976, p.541-544.
34. N e s b i t t R.W., S u n S.S. Geochemistry of archaean Spinifex-textured peridotites and magnesian and low-magnesian tholeiites. - Earth Planet. Sci. Lett., 1976, vol.31, p.433-453.
35. O' C o n n o r J.T. A classification of quartz-rich igneous rocks based on feldspar ration. - Geol. Surv. Prof. Paper, 1965, 525B, p.79-84.

36. O'Nions R.K., Pankhurst R.J. Rare-earth element distribution in Archaean gneisses and anorthosites, Godthab area, West Greenland. - Earth Planet. Sci. Lett., 1974, vol. 22, N 4, p. 328-338.
37. O'Nions R.K., Pankhurst R.J. Early Archaean rocks and geochemical evolution of the Earth's crust. - Earth Planet. Sci. Lett., 1978, vol. 38, N 1, p. 211-236.
38. Shaw D.M. The origin of the Apsley gneiss, Ontario. - Can. J. Earth Sci., 1972, vol. 9, N 1, p. 18-35.
39. Sun S., Nesbitt R.W. Chemical heterogeneity of Archaean mantle, composition of the Earth and mantle evolution. - Earth Planet. Sci. Lett., 1977, vol. 35, N 3, p. 429-448.
40. Trondhjemite s, Dacites and Related Rocks/ Barker F. (ed.), Elsevier, 1979. 649 p.

Е.М.Лазько, А.А.Сиворонов,
В.П.Кириллюк, А.М.Лысак

К ПРОБЛЕМЕ СЕРЫХ ГНЕЙСОВ НИЖНЕГО ДОКЕМБРИЯ

В последнее десятилетие среди геологов-докембристов всего мира происходит оживленная дискуссия по поводу состава, строения и генезиса древнейших образований континентальной земной коры. Немаловажную роль при этом играют так называемые серые гнейсы, которые многими исследователями относятся к самым древним породам протокоры на основании довольно скромных данных, полученных в Западной Гренландии и Восточном Лабрадоре. В первом из названных регионов в составе гнейсов Амитсок находятся лейкократовые тоналитовые гнейсы с изотопным возрастом около 3600 млн. лет [22], во втором близкий возраст (3622 ± 72 млн. лет) имеют тонкозернистые слоистые „тоналитовые“ серые гнейсы, широко развитые в нижней части гнейсов Уйвак [7].

Проблема серых гнейсов тесно смыкается с проблемой наличия единого древнейшего тоналитового слоя континентальной земной коры, а также с проблемой возраста и происхождения монофациальных гранулитовых комплексов, достаточно широко распространенных в фундаменте докембрийских платформ. Все они являются важнейшими составными частями более общей проблемы - эволюции континентальной земной коры и обособления в ее составе гранито-гнейсового и гранулито-базитового слоев. Поскольку проблема тоналитового слоя была довольно детально рассмотрена ранее [10], здесь мы обратим главное внимание на взаимоотношения серых гнейсов с гранулитовыми и амфиболитовыми комплексами.

Насколько можно судить по последним публикациям, некоторые исследователи склонны относить к серым гнейсам разнообразные

плаггиогнейсы архея и часто ассоциирующие с ними основные породы [1]. К.О.Кратц и С.Б.Лобач-Жученко определяют серые гнейсы как тоналит-трондьемитовые породы, широко распространенные в составе нижнедокембрийских комплексов; тоналитовый или тоналит-трондьемитовый состав серых гнейсов принимается и многими другими геологами и петрологами [5].

Всестороннее изучение серых гнейсов предполагает охват широкого круга вопросов геологии нижнего докембрия, в том числе петрологии, геохимии и других особенностей плаггиогранитоидных образований, занимающих обширные площади фундамента древних платформ и слагающих, по-видимому, большую часть объема гранито-гнейсового слоя континентальной земной коры.

Решение проблемы в такой постановке обуславливает прежде всего необходимость выявления и анализа естественных породных ассоциаций, в строении которых участвуют породы тоналит-трондьемитового состава. Другими словами это можно бы сформулировать как решение вопросов формационной принадлежности нижнедокембрийских серых гнейсов.

В настоящем сообщении кратко характеризуются породные ассоциации серых гнейсов наиболее крупных в СССР выходов нижнедокембрийских комплексов Украинского, Балтийского и Алдано-Витимского щитов с привлечением материалов по Канадскому и Индийскому щитам, с нижнедокембрийскими образованиями которых один из авторов настоящей статьи имел возможность ознакомиться непосредственно в поле.

Если следовать приведенным выше определениям серых гнейсов, то оказывается, что на территории щитов Русской и Сибирской платформ эти гнейсы слагают огромные площади и входят в состав самых разнообразных породных ассоциаций – суперкрупных, ультраметаморфических (плутоно-метаморфических) и интрузивных, относящихся к разновозрастным структурно-вещественным комплексам. На Алдано-Витимском щите это алданский и опекомо-становой комплексы, на Украинском щите – побужский, тикичский и аульский, на Балтийском щите – гранито-метаморфический комплекс фундамента зеленокаменных поясов Карелии, а также беломорский и кольский комплексы.

На Украинском щите серые гнейсы особенно широко развиты в западной (побужский и тикичский комплексы) и в восточной его частях (аульский комплекс).

На площади распространения тикичского комплекса известны две группы гранитоидов тоналитового ряда, которые могут быть отнесены к серым гнейсам. Одна из них входит в состав звенигородских гранитоидов, в основном представленных серыми плаггиогранитами, образованными, по-видимому, в результате гранитизации преимущественно средних и основных суперкрупных пород и имеющими изотопный возраст около 2600 млн. лет [4]. Другая группа объединяется в собитовую формацию [12], содержащую включения метаморфических пород, которые являются диафторитами побужского гранулитового комплекса. Обе группы при изучении их в обнажениях

обнаруживают некоторые признаки, позволяющие, на первый взгляд, интерпретировать их как метаморфизованные вулканоплутонические ассоциации. Вместе с тем многие факты говорят за то, что все эти гранитоиды возникли в результате замещения суперкрупных формаций.

С побужским гранулитовым комплексом также ассоциируют гранитоиды, но все они сформированы по суперкрупным формациям. Те из них, которые можно сопоставить по составу с серыми гнейсами, слагают гнейсово-эндербитовую формацию, особенно тесно ассоциирующую с кальцифир-кристаллосланцевой формацией [8]; обе они располагаются в разрезе выше так называемых чудново-бердичевских гранитов, которые нельзя отнести к серым гнейсам как по минеральному составу, так и по основным петрохимическим характеристикам.

В западной части Украинского щита [6, 8] выявлены соотношения побужского гранулитового и тикичского амфиболитового комплексов, из которых второй обладает многими чертами сходства с аульским гранито-гнейсовым комплексом Среднего Приднепровья. „Срезание” структур побужского комплекса тикичскими и повсеместно наблюдаемый в контактовых зонах диафторез гранулитовых пород в условиях амфиболитовой фации свидетельствуют в пользу более молодого возраста тикичского комплекса.

В Среднеприднепровской гранитно-зеленокаменной области образования, по основным параметрам состава отвечающие тоналитовой группе, пользуются значительным распространением. Большой их объем сосредоточен в породных ассоциациях, составляющих фундамент зеленокаменных структур, кроме того, здесь известен ряд интрузивных тел, связанных с этапом становления зеленокаменных поясов.

В фундаменте зеленокаменных структур они входят в диафторированный в условиях амфиболитовой фации гранулитовый, а также аульский амфиболитовый комплексы. Прямые геологические данные об их возрастных соотношениях отсутствуют, однако некоторые косвенные признаки, такие, например, как диафторез гранулитовых образований, изофациальный прогрессивному метаморфизму суперкрупных пород аульского комплекса, позволяют считать гранулитовый комплекс более древним. В его сложении принимают участие в различной мере диафторированные пироксеносодержащие плагиогнейсы, кристаллические сланцы и эндербиты.

В аульском амфиболитовом комплексе отчетливо обособляются три группы последовательно сформированных генетически разнородных породных ассоциаций. Наиболее ранняя из них — это ритмично построенная толща мощностью более 4,5 км, сложенная суперкрупными формациями аульской серии. В строении ее принимают участие биотитовые и роговообманковые (\pm эпидот, карбонат, биотит) плагиогнейсы, кристаллические сланцы и амфиболиты. В разрезе серии отчетливо проявлена тенденция постепенного возрастания вверх по стратиграфической вертикали роли все более бедных кремнеземом и обогащенных известью пород. Нижняя часть разреза

представляет собой многократное повторение главным образом трехкомпонентных (плаггиогнейсы+кристаллические сланцы+амфиболиты), а верхняя - двухкомпонентных (кристаллические сланцы + амфиболиты) ритмов. Характерным является постепенное увеличение от ритма к ритму мощности верхних их компонентов. По характеру внутренней упорядоченности разреза в целом, по петрографическим, петрохимическим и геохимическим особенностям пород, а также морфологии зерен некоторых акцессорных минералов (циркона, рутила) достаточно отчетливо устанавливается первично-осадочная природа большей части образований, составляющих аульскую серию.

Вторая группа ассоциаций аульского комплекса представлена выявленными в последние годы, главным образом в виде небольших реликтовых тел среди ультраметаморфогенных гранитоидов, весьма своеобразными гнейсоподобными породами [10], отличающимися от гнейсов аульской серии монотонностью состава и отсутствием текстурных признаков наслоенных образований. Установленные секущие соотношения с породами аульской серии позволяют рассматривать их в качестве наиболее древних внедрений тоналитовой магмы.

К третьей группе относятся пользующиеся весьма широким площадным распространением смешанные, плутоно-метаморфические, породные сообщества. Особенности их внутренней упорядоченности и характер соотношений между ассоциирующими петрографическими группами пород отчетливо свидетельствуют об ультраметаморфической природе плутонической их составляющей, представленной плаггиогранито-гнейсами (по составу часто соответствующими тоналитам) и диоритовидными породами.

Интрузивные массивы тоналитового состава, связанные с этапом становления зеленокаменных поясов, локализируются преимущественно вокруг зеленокаменных структур, но небольшие тела встречаются довольно часто и в других участках развития аульского комплекса. Они сложены главным образом биотитовыми тоналитами, местами с редкими зернами роговой обманки, реже встречаются кварцевые диориты и диориты.

Гранулитовые образования алданского комплекса, широко развитые на Алдан-Витимском щите, можно считать стратотипом древнейших формаций Азии. В составе этого комплекса, за исключением западной части Алданского кристаллического массива, гранитоиды пользуются ограниченным распространением и практически нет достоверных образований тоналитового ряда. Однако последние широко распространены в расположенной южнее становой складчатой зоне, более молодой возраст которой установлен по целому ряду геологических данных [16] и где они входят в состав древнестановых гранитов, распространяющихся далеко на юго-запад вплоть до Забайкалья. Эти гранитоиды развиваются по суперкрупным формациям амфиболитового комплекса или диафторированным гранулитам, которые встречаются в становой зоне в виде глыб алданского комплекса.

В южной части Станового хребта широким распространением пользуются тоналитовые породы, входящие в состав диоритовидных фор-

маций [9]; большей частью они, по-видимому, представляют собой метавулканиты станового комплекса, а частично, подобно собитовой формации Украинского щита, образуются за счет диафоритов алданского комплекса.

Западная часть Алдано-Витимского щита все яснее вырисовывается как структура типа гранито-зеленокаменных областей. Фундамент зеленокаменных поясов здесь достаточно уверенно коррелирует с образованиями зоны Станового хребта и должен быть отнесен к становому комплексу либо к еще более древним диафоритованным и гранитизированным породам алданского комплекса.

В восточной части Балтийского щита древние геологические образования также представлены гранулитовыми, амфиболитовыми и зеленокаменными структурно-вещественными комплексами. Гранулитовый комплекс на Кольском полуострове слагает кольскую серию, а также небольшие глыбы в Беломорском и Мурманском геоблоках. Амфиболитовый комплекс широко распространен в Мурманском, Беломорском и Карельском геоблоках. Зеленокаменный комплекс представлен в зеленокаменных поясах Карелии. Серые гнейсы Кольского полуострова в различных породных ассоциациях входят в состав гранулитового и амфиболитового комплексов. Серогнейсовые ассоциации в составе гранулитовых комплексов Кольско-Норвежского мегаблока, по данным П.М. Горяинова [5], являются более древними образованиями по сравнению с серыми гнейсами Беломорского и Мурманского блоков, сложенных преимущественно амфиболитовыми гранито-гнейсовыми комплексами.

Выделенные в северо-восточной части Балтийского щита серые гнейсы гранодиорит-тоналит-плагиогранитной формации также относятся к двум разновозрастным комплексам — гранулитовому и амфиболитовому [3]. В породах более древней субформации гранодиорит-порфиры-пироксеновых диоритов, представленной пироксенсодержащими кварцевыми диоритами, эндербитами и пироксенсодержащими гнейсами, широко развиты гранулитовые минеральные ассоциации. Породы поздней гранодиорит-плагиогранитной субформации характеризуются только минеральными ассоциациями амфиболитовой фации.

В Карельском геоблоке к амфиболитовому структурно-вещественному комплексу относятся олигоклазовые гранито-гнейсы с пластовыми включениями кристаллосланцев и амфиболитов. По мнению ряда исследователей [11, 15], эти образования слагают фундамент зеленокаменных поясов. Именно в составе амфиболитового комплекса и выделяются типичные по всем своим особенностям серогнейсовые ассоциации [2].

Гранулитовый комплекс в Карельской гранито-зеленокаменной области имеет весьма ограниченное распространение и образует небольшие глыбы (Вокнаволоцкая и др.), окруженные метаморфическими и гранитоидными образованиями амфиболитового комплекса. По данным Л.П. Свириденко [14], метаморфическая часть гранулитового комплекса состоит из двупироксен-амфиболовых кристаллических сланцев и гнейсов, гиперстен-биотитовых плагиогнейсов с единичными прослоями гранат-силлиманитовых и гранат-биотитовых

гнейсов. В результате процессов диафтореза в условиях амфиболитовой фации и последующей гранитизации по породам гранулитового комплекса образуются биотитовые плагиогнейсы и плагиогранито-гнейсы. На основании геологических наблюдений Л.П.Свириденко пришла к выводу о более древнем возрасте гранулитового комплекса Карелии по сравнению с амфиболитовым.

Приведенные данные по Балтийскому щиту позволяют считать большую часть серогнейсовых ассоциаций амфиболитового комплекса не самой древней, поскольку ей предшествовало образование породных ассоциаций гранулитового комплекса.

Таким образом, можно утверждать, что по геологическим данным древнейшими на щитах СССР являются гранулитовые суперкрупные образования и нет более древних серых гнейсов.

На Канадском щите в пределах гранитно-зеленокаменной области Сьюпприор среди нижнедокембрийских образований выделяются три структурно-вещественных комплекса: гранулитовый, амфиболитовый и зеленокаменный. Наибольшим распространением пользуются гранито-гнейсы с минеральными ассоциациями амфиболитовой фации, слагающие гнейсовые пояса (субпровинции), а также гранито-гнейсовые блоки между частными зеленокаменными структурами в пределах зеленокаменных поясов. Гнейсово-гранитоидный комплекс с гранулитовыми минеральными ассоциациями имеет относительно неширокое распространение и образует три разновеликих блока, из которых наиболее крупный занимает северо-восточную часть провинции между Гудзоновым заливом и зал. Унгава и занимает огромную площадь - 300 000 км². Довольно крупный (~30 000 км²) гранулитовый блок (пояс Пикуитоней) северо-восточного простирания располагается в северо-западной части провинции Сьюпприор на границе с провинцией Черчилл (бассейн р. Нельсон). Сравнительно небольшой полосовидный выход гранулитов - около 2000 км² (гнейсовый пояс Капускейсинг) известен западнее зеленокаменного пояса Абитибя. Все выходы гранулитового комплекса характеризуются положительными магнитными аномалиями.

Возрастные соотношения структурно-вещественных комплексов Канады изучены еще недостаточно, что приводит к значительной нестройности концепций, нередко взаимно исключаящих друг друга. Вместе с тем в последние годы многие канадские геологи приходят к выводу, что зеленокаменные пояса имеют гранито-гнейсовый фундамент, слагающий гнейсовые пояса (субпровинции). В основе этих выводов находится ряд важных косвенных данных, а также прямые факты налегания зеленокаменного комплекса на гранитоидный фундамент (район Стип-Рока, зеленокаменный пояс Кросс-Лейк). Таким образом, сейчас явно намечается возврат к представлениям, впервые высказанным почти сто лет назад А. Лоусоном. Этот исследователь разделил стратифицированные геологические образования в районе Рейни-Лейк на ранние - кучичингского и более поздние - киватинского типов. В состав первых входят гнейсы, кристаллосланцы, амфиболиты и гранитоиды как с амфиболитовыми, так и с гранулитовыми минеральными ассоциациями. Породы обоих типов,

согласно новым данным, содержат sillы тоналитов и гранодиоритов, радиометрический возраст которых находится в пределах 2700–2600 млн. лет [21].

Типичные серые гнейсы имеются в составе амфиболитового комплекса гнейсовых поясов, где они чередуются с кристаллосланцами и амфиболитами; минеральный состав их довольно прост, %: 50–60 андезина, 20–25 кварца и 20–25 биотита. Помимо этих гнейсов („ортogneйсов“ в понимании канадских геологов) в состав фундамента зеленокаменных поясов входят гранодиориты, кварцевые диориты, сиениты, монзониты.

Гранулитовый пояс Пикунитоней состоит преимущественно из гиперстенсодержащих плагиогнейсов и кристаллосланцев (часто с гранатом и роговой обманкой) и ассоциирующих с ними эндербитов, которые в юго-восточной части пояса диафторированы с образованием амфиболитовых минеральных ассоциаций. В состав гранулитового комплекса Капускейсинг входят роговообманково-пироксен-гранатовые кристаллосланцы и гнейсы, которые слагают серию небольших блоков, образующих узкую (10–20 км) и протяженную (200 км) зону северо-восточного простираения. Промежутки между гранулитовыми блоками сложены мигматизированными биотитовыми и биотит-гранатовыми гнейсами, часть которых, по-видимому, является диафторитами по гранулитам.

Система хаотически расположенных гранулитовых блоков северо-восточной части провинции Сьюпприор сложена четко полосчатыми биотит-гиперстеновыми (часто с роговой обманкой и гранатом) гнейсами с характерным зеленоватым плагиоклазом и голубоватым кварцем. Полосчатость обусловлена неравномерным распределением в породе биотита.

Проблема возрастного положения гранулитового комплекса Канадского щита не имеет однозначного решения. Некоторые геологи считают, что гранулитовые блоки представляют собой структуры типа зеленокаменных поясов, погруженные на уровень гранулитовой фации метаморфизма. Надежные радиологические датировки отсутствуют, однако структурно-геологические данные свидетельствуют в пользу большей древности гранулитовых комплексов не только по сравнению с зеленокаменными, но и с амфиболитовыми.

Область развития гранулитовых блоков в северо-восточной части провинции Сьюпприор на юге, в бассейне Большой реки, по неясной границе контактирует с гранитно-зеленокаменной областью. На структурной схеме К.Г. Стоквелла [20] простираения слоистости, сланцеватости, гнейсовидности и магнитных аномалий в северной части области развития гранулитового комплекса имеют субмеридиональные направления, иногда отклоняющиеся к северо-западу. На юге, вблизи контакта с зеленокаменными и гнейсовыми поясами, эти простираения претерпевают субширотную переориентировку, согласную с генеральным субширотным простираением зеленокаменных и гнейсовых поясов. Это, на наш взгляд, убедительно свидетельствует в пользу того, что гранулитовый комплекс занимает самое низкое стратиграфическое положение.

Интересные наблюдения над структурными соотношениями гранулитового комплекса Пикунитоней с гранитно-зеленокаменным комплексом приведены в работе И.Ф. Эрмановича и У.Л. Девисона [18]. На геологической схеме этих авторов отчетливо видно, что северо-восточные структуры гранулитов пересекаются широтными структурами зеленокаменного пояса Кросс-Лейк вместе с соподчиненными им структурами гранодиорит-тоналитового фундамента. Эти наблюдения вместе с данными об этапности метаморфизма позволили указанным исследователям подтвердить высказанное ранее мнение С.К. Белла о том, что древнейшими породами в этой части провинции Сьюпприор являются гранулиты.

В нижнем докембрии Индийского щита также отчетливо выделяются три комплекса: гранулитовый, амфиболитовый и зеленокаменный. Породы, отвечающие серым гнейсам, развиты главным образом в пределах Дарварской гранитно-зеленокаменной области и входят в состав пестрой группы образований, которая известна в литературе под названием гнейсов Пенинсьюла, характеризующихся минеральными ассоциациями амфиболитовой фации. Многими геологами они рассматриваются в качестве наиболее древних сиалических образований Индийского щита, однако, как будет показано ниже, это далеко не бесспорно.

Гранулитовый комплекс развит южнее Дарварской гранитно-зеленокаменной области и слагает почти всю южную часть Индийского полуострова. Сочленение гранитно-зеленокаменной области с гранулитовым массивом не имеет четких линейных контуров, а образует зону, в пределах которой среди гнейсов Пенинсьюла встречаются отдельные глыбы гранулитов. В составе последних принимают участие две породные ассоциации: 1) роговообманково-гиперстенновые и двупироксеновые кристаллосланцы и гнейсы, иногда с кордиеритом (в виде прослоев среди них находятся гранатовые кварциты и гранат-магнетит-пироксеновые кристаллосланцы), 2) гранат-биотитовые и гранат-амфиболовые гнейсы и кристаллосланцы, роговообманково-диопсидовые кристаллосланцы с прослоями кордиерит-силлиманитовых сланцев, силлиманитовых и гранатовых кварцитов, иногда кальцифиров и диопсидовых пород. В этих породных ассоциациях легко распознаются некоторые типичные для монофациальных гранулитовых комплексов суперкрупные формации: гиперстенсодержащих гнейсов и кристаллосланцев (серии бидалоти и кодамитская), биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов (бандитская серия).

В крайней юго-западной части штата Карнатака имеются два довольно крупных выхода пород гранулитового комплекса, известных под наименованием саргурских сланцев и пояса Меркара [24]. Саргурские „сланцы“ образуют выход в виде полосы шириной до 15 км, постепенно сужающейся по направлению к северу и югу и, наконец, „растворяющейся“ в гранито-гнейсах. В ее пределах распространены разнообразные высокоглиноземистые (силлиманитовые и гранатовые) гнейсы, нередко с графитом, мраморы и кальцифиров, пироксеновые и роговообманковые гнейсы, гранатовые кварциты. Среди кристаллосланцев, слагающих Мерканский пояс, существенную роль играют

кианитовые разности, однако по общему составу пород и другим признакам они мало отличаются от саргурских. Последние, в свою очередь, очень похожи на развитую в Восточных Гатах кондалитовую формацию, с которой они параллелизуются и по возрасту. В последние годы было установлено, что кондалитовая формация вместе с чарнокитами широко распространена к югу от Майсора, слагая почти всю южную часть полуострова [13].

Амфиболитовый комплекс представлен гнейсами Пенинсьюла, имеющими наиболее широкое распространение в пределах Дарварской гранитно-зеленокаменной области. В этот комплекс входит несколько типов пород, различающихся составом, текстурными особенностями и способом образования. Главную роль среди них играют серые полосчатые гнейсы, гранито-гнейсы и граниты.

Особый интерес представляют полосчатые гнейсы. Они состоят из типичного для мигматитов чередования полос разной окраски и состава, мощностью от нескольких до 30 см и более. Светлые полосы имеют кварц-полевошпатовый состав, темные состоят из тонкозернистых роговообманково-биотитовых гнейсов, роговообманковых кристаллосланцев и амфиболитов. Иногда светлые полосы представлены несколько более крупнозернистыми прослоями биотитовых, эпидотовых и роговообманковых гранитоидов. В других случаях отдельные глыбы, линзы и „пятнистые“ обособления роговообманковых кристаллосланцев и амфиболитов как бы сцементированы породой кварц-полевошпатового состава и образуют типичные глыбовые мигматиты.

Наряду с полосчатыми гнейсами к числу наиболее распространенных пород принадлежат гранито-гнейсы. Они отличаются мелкозернистым сложением и сильно изменчивыми соотношениями породообразующих минералов. Среди них нередко отмечаются лейкократовые аляскитовые разности, но чаще гранито-гнейсы обогащены темно-коричневым биотитом. Некоторые разновидности содержат в значительных количествах гранат, в других, обычно высокоглиноземистых, часто находятся силлиманит и рутил.

Широкое развитие в субстрате полосчатых гнейсов и гранито-гнейсов, роговообманково-биотитовых и роговообманковых гнейсов, кристаллосланцев и амфиболитов позволяет видеть в комплексе гнейсов Пенинсьюла аналог суперкрупных и ультраметаморфических формаций станового комплекса Алдано-Витимского щита, а также тикичского и аульского комплексов Украинского щита. Можно довольно уверенно утверждать, что полосчатые гнейсы, гранито-гнейсы и большая часть чарнокитов (и эндербитов) возникли в процессе ультраметаморфизма и гранитизации более древних осадочно-вулканогенных пород, происходившем до образования дарварских отложений. Такое заключение подтверждается определениями радиометрического возраста этих пород: как полученными ранее для гнейсов Хоннали - 3.2 млрд. лет [19], так и недавно опубликованными - 2.9-3.0 млрд. лет [23].

Если более древний возраст гранулитового и амфиболитового комплексов по сравнению с зеленокаменным можно считать доказан-

ным, то возрастные соотношения первых двух изучены недостаточно. Радиологические данные для решения этого вопроса отсутствуют, а прямые геологические соотношения не наблюдались. Однако состав формаций свидетельствует о наибольшей древности гранулитового комплекса. Самостоятельность этого комплекса вытекает из несводимости входящих в его состав суперкрустальных формаций ни к формациям амфиболитового комплекса, ни, тем более, к формациям зеленокаменного комплекса, что отчетливо было показано Р.М. Шеклтоном [17]. В то же время в формационном отношении гранулитовый комплекс Южной Индии обладает всеми чертами сходства с гранулитовыми комплексами Алдано-Витимского и Украинского щитов, где устанавливается более низкое стратиграфическое положение их по сравнению с амфиболитовыми комплексами, аналогичными таковому Индийского щита. Более древний возраст гранулитового комплекса устанавливается на юге Дарварской гранитно-зеленокаменной области, в зоне ее сочленения с гранулитовым массивом. Здесь породы гранулитовых глыб, расположенных среди гранито-гнейсов и гнейсов амфиболитового комплекса, подвержены диафторезу, изофациальному метаморфизму амфиболитового комплекса.

Рассмотрение некоторых геологических особенностей так называемых серых гнейсов и их соотношений с другими образованиями гранулитовых и амфиболитовых комплексов нижнего докембрия позволяет прийти к таким основным выводам.

1. Широко распространенный в современной литературе термин серые гнейсы достаточно неопределенен, поскольку разные исследователи применяют его к таким разнохарактерным образованиям, как суперкрустальные, ультраметаморфические и интрузивные формации.

2. Возрастной интервал образования серых гнейсов очень велик и охватывает практически весь ранний докембрий, однако резко преобладающее их количество образовалось в архее, особенно позднем (эозое), ограничиваясь верхней возрастной границей в 2600 ± 100 млн. лет.

3. Большая часть серогнейсовых породных ассоциаций входит в состав амфиболитовых структурно-вещественных комплексов, которые по геологическим наблюдениям являются более молодыми, чем гранулитовые. Вместе с тем некоторые формации гранулитовых комплексов по ряду признаков также могут быть отнесены к серым гнейсам. Особый генетический тип представляют собой серогнейсовые ассоциации, образовавшиеся в результате амфиболитового диафтореза и гранитизации гранулитовых комплексов.

4. Рассмотренные выше данные по Украинскому, Балтийскому, Алдано-Витимскому, Канадскому и Индийскому щитам приводят к выводу, что в становлении первичной континентальной коры первостепенное значение имеют процессы метаморфизма и ультраметаморфизма осадочных и осадочно-вулканогенных толщ, в результате чего и была образована значительная, если не большая, часть серых гнейсов.

1. Богатиков О.А., Богданова С.В., Марков М.С. „Серые гнейсы“ и проблема направленности в развитии континентальной земной коры. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 4, с. 8–22.
2. Геология и петрология архейского гранитно–зеленокаменного комплекса Центральной Карелии. Л.: Наука, 1978. 264 с.
3. Гранитоидные формации докембрия северо–восточной части Балтийского щита / И.Д. Батиева, И.В. Бельков, В.Р. Ветрин и др. Л.: Наука, 1978. 264 с.
4. Доброхотов М.Н., Шербак Н.П. Стратиграфическая схема докембрийских образований Украинского щита. – В кн.: Стратиграфия архея и нижнего протерозоя СССР. Л.: Наука, 1979, с. 64–72.
5. Древнейшие гранитоиды СССР. Комплекс серых гнейсов. Л.: Наука, 1981. 152 с.
6. Кирилюк В.П. Стратиграфия докембрия западной части Украинского щита (на формационной основе). Статья 1. Стратиграфические комплексы докембрия и формации раннего архея. – Геол. журн., 1982, т. 42, вып. 3, с. 88–103.
7. Колперсон К.Д., Джессо К., Бриджуотер Д. Геологическая эволюция архейского гнейсового комплекса: Восточный Лабрадор. – В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 245–263.
8. Нижний докембрий западной части Украинского щита / Е.М. Лазько, В.П. Кирилюк, А.А. Сиворонов, Г.М. Яценко. Львов: Вища школа, 1975, 240 с.
9. Эозойский комплекс СССР / Е.М. Лазько, В.П. Кирилюк, В.И. Лашманов и др. – Тр. МГК, XXV сессия. Докл. сов. геологов. Стратиграфия и седиментология. Геология докембрия. М.: Наука, 1976, с. 218–229.
10. Лазько Е.М., Сиворонов А.А., Бобров А.Б. Проблема тоналитового слоя в гранитно–зеленокаменных областях. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, № 9, с. 5–15.
11. Лобач–Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Байкова В.С. Эпохи и типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита. Л.: Наука 1974. 208 с.
12. Лысак А.М., Пашенко В.Г. Собитовая* формация западной части Украинского щита (объем и внутреннее строение). – Вестн. Львов. ун–та. Сер. геол., 1981, вып. 7, с. 92–104.
13. Накви С. М. Физико–химические условия в течение архея по результатам изучения геохимии Дарварских образований. – В кн.: Ранняя история Земли. М., Мир, 1980, с. 295–304.
14. Свириденко Л.П. Метаморфизм и гранитообразование в раннем докембрии Западной Карелии. Л.: Наука, 1974. 155 с.
15. Стенарь М.М. Архей. – В кн.: Проблемы геологии докембрия Карело–Кольского региона. Петрозаводск, 1976, с. 13–20.

16. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита / Н.Г.Судовиков, В.А.Глебовицкий, Г.М.Другова и др. Л.: Наука, 1965. 290 с.
17. Шеклтон Р.М. Выступы архейской коры разной глубины в Индии и Африке. - В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с.323-327.
18. Эрманович И.Ф., Девисон У.Л. Гранулиты Пиквитоней и северо-западная часть провинции озера Верхнего на Канадском щите. - В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с.337-355.
19. G r o w f o r d A.R. Reconnaissance Rb-Sr dating of the Precambrian rocks of southern India. - J. Geol. Soc. Ind., 1969, vol.10, p.117-166.
20. G e o l o g y of the Canadian Shield. Introduction. - In: Stockwell C.H. Geology and Economic Minerals of Canada. Ottawa, 1970, p.44-54.
21. G o l d i c h S.S., P e t e r m a n Z.E. Geology and geochemistry of the Rainy Lake area. - Precambrian Res., 1980, vol.11, p.307-327.
22. F u r t h e r rubidium-stronzium age determinations of the very early Precambrian rocks of the Godthaab district, West Greenland/ S.Moorbath, R.K.O'Nions, R.J.Pankhurst et al. - Nature Phys. Sci., 1972, vol.240, p.78-82.
23. N a g v i S.M., D i v a k a r a R a o V., H a r i N a r a i n. The primitive crust: evidence from the Indian Shield. - Precambrian Res., 1978, vol.6, p.323-345.
24. R a m a R a o B. A handbook of the geology of Mysore state Southern India. Bangalore, 1962, 264 p.

К.О.Кратц, Н.И.Московченко,
В.М.Шемякин, Л.А.Прияткина,
Н.Н.Красников, А.П.Семенов

СЕРЫЕ ГНЕЙСЫ АЛДАНСКОГО МАССИВА И ЕГО ОБРАМЛЕНИЯ

(геологическое положение, ассоциации, петрогенезис)

Проблема серых гнейсов как древнейших геологических образований Земли является многогранной. Исследование ее с точки зрения геологии и петрогенезиса по-прежнему представляет большой интерес. За последнее время появились данные о значительной неоднородности в составе и строении комплекса серых гнейсов фундамента древних платформ и кристаллических щитов. Эта неоднородность может быть связана как с различными физико-химиче-

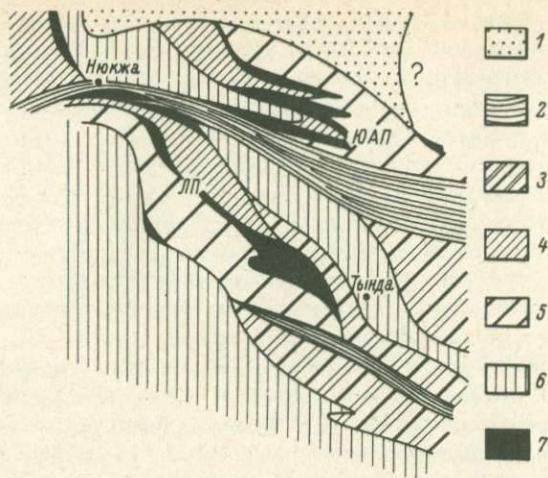


Рис. 1. Схема тектонического районирования южной части Алданского массива и его обрамления.

1 – мезозойский платформенный чехол; 2 – терригенно-вулканогенные толщи становой и желтулакской серий; 3–5 – древнейшие подвижные области (3 – вулканогенные толщи бимодальной лептинит-амфиболитовой формации, 4 – парагнейсовые комплексы, 5 – зеленокаменные прогибы с базит-гипербазит-ортокварцитовой формацией); 6 – комплекс серых гнейсов основания, локально перекрытый протоплатформенным кварцито-гнейсовым чехлом; 7 – области развития поясового гранулитового метаморфизма умеренного и повышенного давления; ЮАП – Южно-Алданский пояс; ЛП – Ларбинский пояс.

скими условиями формирования древнейшей сиалической коры, так и с усложнениями, вызванными длительной эволюцией раннедокембрийских подвижных областей.

Анализ эндогенных режимов при формировании древнейших структурно-вещественных комплексов показывает, что начиная с раннего докембрия отчетливо намечается дифференциация геоструктур в отношении геотермических градиентов [1]. Выделяется по крайней мере два типа древнейших подвижных энсиалических областей, которые отличаются формационными характеристиками пород инфра- и супра-крупного уровня, режимами глубинного петрогенезиса, а также направленностью эндогенной эволюции геоструктур.

Первый тип геоструктур характеризуется преимущественным развитием терригенных супракомплексов. В течение полициклического развития таких областей здесь господствуют высоко- или умеренно-градиентные эндогенные режимы со свойственным им гранитоидным магматизмом. Этот тип геоструктур был отнесен к областям с сиалической направленностью развития.

Эволюция геоструктур второго типа связана с многократным проявлением плутонизма, в ходе которого проявляется устойчивая тенденция к базификации основания, формируются разновозрастные вулканогенные комплексы и обычно реализуются низкоградиентные геотермические режимы. Такие структуры были отнесены к областям с фемической направленностью развития.

Первое сопоставление двух выделенных типов подвижных областей выявило заметные различия в составе комплекса основания [1]. В фундаменте областей с сиалической направленностью развития преобладают породы тоналит-гранодиоритового состава, тогда как в основании геоструктур с фемической направленностью преимущественно развиты породы диоритового состава, отклоняющиеся в сторону анортозитоподобных образований.

Исследование древнейших комплексов Алданского массива и обрамляющих его Становой и Олекминской складчатых систем выявило широкое развитие пород плагиогранит-гнейсовой серии. По своему положению в шкале последовательности геологических событий, природным ассоциациям и составу эти породы расчленяются на несколько разновозрастных групп. Под названием серые гнейсы объединяются древнейшие образования, сплагающие основание названных выше геоблоков земной коры. Особенности вещественного состава и строения фундамента Олекминской складчатой системы и центральной части Алданского массива рассматриваются Г.М. Друговой с соавторами (см. статью в настоящем сборнике). В данной работе обсуждаются вопросы геологии и петрогенезиса серых гнейсов Становой складчатой системы и южной части Алданского массива.

На схеме тектонического расчленения рассматриваемой территории (рис. 1) принципиально новым и отличным от традиционных представлений является выделение различных по своему вещественному составу и развитию комплексов пород, связанных с дистантным периодом эволюции. На юго-западе региона авторами выделяется стабильная область. Среди супракrustальных пород нижнего стратиграфического уровня здесь преобладают кислые гнейсы и кварциты, свидетельствующие об относительно спокойных протоплатформенных режимах. Большой объем составляют серые тоналит-гранодиоритового состава гнейсы, представляющие собой инфракомплекс. Ранние преобразования их обусловлены анатексисом и дифференциацией вещества гнейсов. Появляется полосчатость, выраженная, с одной стороны, лейкократовыми плагиогранитами, а с другой - прослоями более меланократовых гнейсов. Эта полосчатость подвергается складчатым деформациям с рассланцеванием пород и затем сечется дайками основных пород трех возрастных генераций. Они разделены процессами метаморфизма, гранитообразования, складчатости и бластомилонитизации, знаменуя каждый раз начало нового эндогенного цикла развития. Первая генерация даек сечет раннюю полосчатость и сланцеватость серых гнейсов, подвергается неоднократным процессам метаморфизма, мигматизации и деформаций, разделенным периодом стабилизации и внедрением даек второй генерации. Региональная гранитизация и сквозное рассланцевание пород завершается формированием даек амфиболитов третьей генерации и гранитов, кор-

релируемых с гранитоидами раннего цикла эндогенного развития пород станового комплекса [4]. Интрузивная природа двух ранних генераций даек выступает часто неотчетливо, а весь плутоно-метаморфический инфракомплекс воспринимается в целом как переслаивание кислых гнейсов и амфиболитов, свойственное супракрустальным ошам верхних структурных уровней, а также смежных структурных зон с иным типом тектонического развития.

Первая природная ассоциация серых гнейсов рассматриваемого региона представляет, таким образом, инфракомплекс областей, которые на протяжении ранних этапов эндогенной эволюции, несмотря на интенсивный основной дайковый магматизм, оставались относительно стабильной геоструктурой с сиалической направленностью развития. В более позднее время произошла мобилизация этой области с формированием обширных вулканогенных прогибов, в том числе станового периода развития.

В существенно иной тектонической обстановке формируется ассоциация серых гнейсов, свойственных основанию древних мобильных поясов. Одному из них соответствует линейная зона сочленения Алданского массива и Становой складчатой системы (рис. 1). В пределах этой неоднородно развивающейся геоструктуры выделяются вулканогенные прогибы и прилегающие к ним со стороны стабильных областей структурно-тектонические зоны с парагнейсовыми комплексами. По типу своего строения и эволюции вулканогенные прогибы характеризуются фемической направленностью развития с присущей таким структурам латеральной и возрастной гетерогенностью, выраженной спецификой комплексов и режимами глубинного петрогенезиса, завершающимися гранулитовым метаморфизмом повышенного давления [3]. Наиболее интенсивное проявление такого метаморфизма сопряжено со становлением пород габбро-анортозитовой формации и контролируется границами структурных зон с контрастным тектоническим режимом. Вдоль границ со стабильными блоками гранулитовый метаморфизм накладывается на парагнейсовые комплексы, а также на дайки основных пород второй генерации в инфракомплексе, соответствуя тем самым второму циклу эндогенного развития Становой складчатой системы.

Вулканогенные прогибы трассируются выходами относительно слабометаморфизованных комплексов, в частности породами чульманского и холодниканского комплексов [4] и, возможно, также унгринского комплекса [5]. Они характеризуются латеральной изменчивостью, которая проявляется в смене вещественно-формационного состава толщ и зональностью в распределении режимов метаморфизма. Внутренняя зона Холодникано-Чульманского прогиба сложена несколькими ассоциациями плутонических пород, сформированных на протяжении трех циклов эндогенной активности. Сколько-нибудь значительные фрагменты пород фундамента здесь отсутствуют. Однако среди вулканитов встречены породы, которые, скорее всего, отражают состав инфраструктуры. К ним относятся плагиогнейсы диоритового состава и плагиоклазиты с повышенным содержанием глинозема и кальция. Они встречаются совместно с будинами, от-

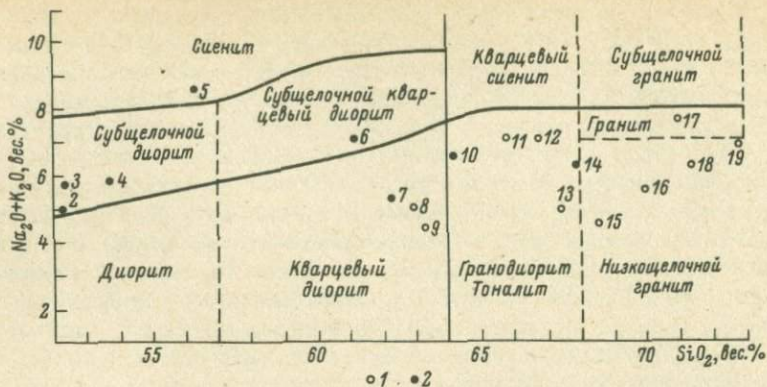


Рис. 2. Положение точек составов серых гнейсов на классификационной диаграмме [Классификация и номенклатура..., 1981 г.]. Серые гнейсы областей с 1 – сиалической и 2 – фемической направленностью развития. Номера точек соответствуют таковым в табл. 1.

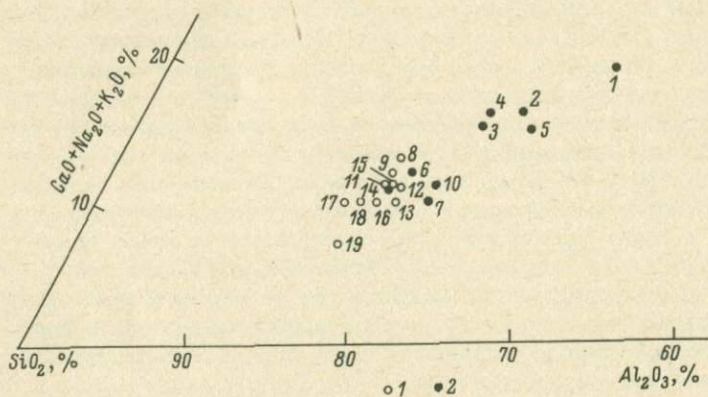


Рис. 3. Диаграмма $SiO_2-Al_2O_3-(CaO+Na_2O+K_2O)$ для серых гнейсов. Условные обозначения см. на рис. 2.

вещающими по составу высокомагнезиальным, переходным к перидотитовым коматиитам. Это ассоциация пород наблюдается в виде небольших будин среди полосчатых вулканогенных толщ, представленных коматиит-базальтовой и андезит-базальтовой формациями. Роль известково-щелочного плутонизма возрастает по мере эволюции прогиба. Периферия вулканогенных прогибов сложена породами базит-гипербазит-ортокварцитової формации, свойственной слабоомобильным структурам шельфового типа [6]. Эта формация слагает краевые части Холодникано-Чульманского прогиба при переходе к

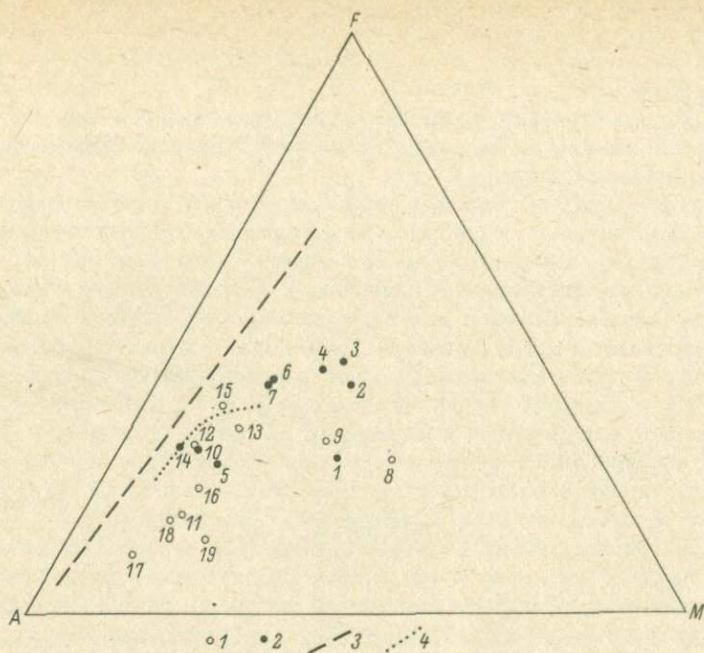


Рис. 4. Диаграмма AFM для серых гнейсов.

1, 2 – см. на рис. 2; 3 – тренд изменения составов тоналитов Амитсок; 4 – то же, для бедных калием гнейсов Амитсок.

стабильным областям с сиалической направленностью развития, где развиты парагнейсовые супракрустальные толщи зверевской, частично иенгрской серий. Инфракомплекс в зонах такого перехода представлен блоками серых гнейсов с древней автономной ориентировкой структурных элементов, обусловленных процессами анатексиса и мигматизации. Эти блоки распространены как в пределах парагнейсовых толщ, так и среди пород базит-гипербазит-ортокварцитовой формации. В обоих случаях в серых гнейсах встречаются тела основных пород коматиит-базальтовой формации.

Базит-гипербазит-ортокварцитовая формация сменяется по латерали контрастной бимодальной серией пород, которая представлена чередованием основных (амфиболиты) и кислых (лептиниты) вулканитов. Не исключено, что лептинит-амфиболитовая формация отделена от базит-гипербазит-ортокварцитовой структурно-метаморфическим несогласием и отражает условия возросшей тектонической активности мобильного пояса. В зонах, сложенных породами бимодальной формации, широко развиты плагиогнейсы, входящие в состав супракомплекса. Большую группу составляют также плагиогранито-гнейсы, связанные с процессами станового времени и выделяемые в качестве раннестановых гранитоидов. Визуально все эти

гранитоиды не отличаются от серых гнейсов основания. Это создает большие трудности при расчленении пород плагиогранитной серии, которое на данном этапе исследований проводится исключительно по геолого-структурным данным.

Рассмотрим кратко некоторые петрохимические особенности состава серых гнейсов выделенных геоструктурных зон. Обращает на себя внимание следующее.

Во-первых, серые гнейсы дают очень широкий спектр пород по кремнекислотности — от диоритов до ультракислых гранитов (см. таблицу, рис. 2). Во-вторых, по содержанию глинозема они образуют составы как нормального ряда, так и высокоглиноземистые, причем последние характерны для ряда диорит-гранодиорит (тоналит) и не встречаются среди гранитов (рис. 3). В-третьих, по абсолютному содержанию суммарных щелочей различия между средними (диориты) и кислыми (граниты) членами ряда не наблюдаются. При этом только для диоритов и кварцевых диоритов отмечаются субщелочные ассоциации. В-четвертых, все без исключения серые гнейсы обладают типичной натровой специализацией — отношение $K_2O:Na_2O$ колеблется от 0.03 до 0.69, в среднем составляя 0.29.

На диаграммах *AFM* и *NKC* (рис. 4 и 5) отражены составы серых гнейсов основания в областях с сиалической и фемической направленностью развития. Для сравнения здесь же нанесены составы нормальных и бедных калием гнейсов (тоналитов) Амисок по данным Р. Ламберта и Дж. Холланда [2].

Серые гнейсы областей с сиалической направленностью развития в целом близки к гнейсам Амисок, отличаясь от них более высокой магнезиальностью, пониженной калиевостью и несколько повышенной кальциевостью. Гнейсы же основания фемических областей по сравнению с амисокскими тоналитами значительно более кальциевые и имеют пониженную щелочность (главным образом за счет калия). Кроме того, они формируют составы резко пониженной кремнекислотности, с высоким содержанием глинозема и железо-магнезиальных составляющих, которые близки к анортозитоподобным образованиям. На диаграмме *AFM* (рис. 4) также отчетливо можно видеть, что тренд изменения составов серых гнейсов фемического типа идет в направлении более железистых составов, а в сиалических областях — в сторону более магнезиальных составов.

Особенности петрохимии и различия в составе серых гнейсов имеют петрогенетическое значение в свете экспериментов по водному плавлению перидотитов [3], при которых была получена обширная область фракционирования кварцнормативных высокоглиноземистых расплавов и выявлены некоторые тенденции их изменения в зависимости от T, p , мольной доли воды (X_{H_2O}), фугитивности H_2 и т.д. Преимущество этой модели состоят в том, что она объясняет не только специфику состава древнейших гнейсов, но также и их устойчивую природную ассоциацию с гипербазитами.

Плавление перидотитов в условиях $X_{H_2O} < 1$ приводит к генерации андезитовых расплавов в широком интервале T и p . С повышением X_{H_2O} отмечается существенное возрастание кремнекислотности расплавов. Оно тем значительнее, чем выше скорость

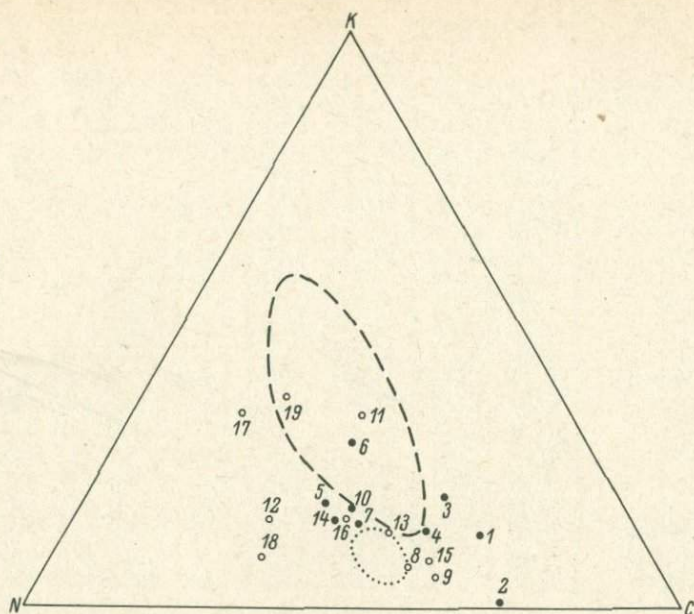


Рис. 5. Диаграмма *NKC* для серых гнейсов.
Условные обозначения см. на рис. 4.

изменения T с глубиной, т.е. геотермический градиент. Генерируемые расплавы отличаются при этом высокой глиноземистостью и кальциевостью, приближаясь по составу к плагиоклазитам. Некоторые из таких экспериментальных составов максимально приближаются к реально исследованным древнейшим образованиям фемических областей (см. таблицу, анализы 1, 2, 4, 5). Серые гнейсы, относящиеся к основанию сиалических областей, отличаются, как уже указывалось, более высокой кремнекислотностью, низкой глиноземистостью и повышенной магниезальностью. Соответствующие тенденции изменения указанных параметров можно ожидать в связи с незначительными вариациями T , p и фугитивности кислорода. Так, с возрастанием температуры происходит заметное снижение глиноземистости, часто сопровождаемое увеличением кремнекислотности расплава. Эта тенденция наиболее отчетливо проявлена при пониженных давлениях, поскольку амфибол, управляющий фракционированием расплавов, с повышением температуры обогащается чермакитовым компонентом, а с повышением давления — паргаситом. Заметное снижение глиноземистости и кальциевости следует ожидать при $p > 20$ кбар с появлением в области гиперсолидуса граната. Однако повышение температуры, как и рост давления ведут к увеличению магниезальности, в то время как природные составы отличаются крайне низким отношением $Mg/(Mg+Fe)$. Наиболее эффективно магниезальность определяется изменением фугитивности водорода. Ее

№ п.п.	Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
1	М-157	47.18	0.10	23.37	1.03	3.24	0.09	5.01	10.24
2	М-155	52.24	1.20	19.99	2.10	3.10	0.04	3.63	10.07
3	М-143д	52.26	0.81	16.71	2.13	6.41	0.12	5.07	6.92
4	М-225	53.68	0.65	18.12	3.35	4.32	0.09	3.92	6.98
5	М-211б	56.30	0.58	22.03	0.62	3.38	0.05	2.36	5.01
6	М-241 а	61.08	0.64	15.58	2.42	4.61	0.10	2.82	3.77
7	К-365-1	63.24	0.42	17.77	0.60	4.46	0.07	2.03	3.99
8	Ш-3727	62.98	0.26	15.39	1.58	3.82	0.07	3.32	6.08
9	Ш-3727п	63.28	0.31	15.19	2.68	3.51	0.12	3.44	6.46
10	М-240	64.12	0.35	18.54	1.27	1.87	0.03	1.24	4.44
11	Ш-4052-24	65.82	0.50	15.29	2.79	1.84	0.07	1.53	3.73
12	П-314-1	66.74	0.50	17.08	0.81	2.66	0.04	1.35	2.81
13	М-211	67.44	0.35	16.95	-	3.10	0.04	1.52	4.61
14	М-241	67.88	0.30	16.01	0.79	2.02	0.03	0.83	3.88
15	К-82-2	68.56	0.54	15.74	1.54	1.78	0.04	1.03	5.98
16	М-21д	69.96	0.30	16.01	0.13	1.80	сл	1.34	3.82
17	Ш-3986-9	70.95	0.23	14.68	1.00	1.07	0.03	1.01	1.55
18	Ш-3973-2	71.39	0.15	15.37	0.52	1.49	0.03	1.22	2.89
19	Ш-3970-2	72.85	0.17	12.88	0.93	1.43	0.05	2.12	1.96

Примечания: а) пробы с индексом М - из коллекции Н.И. коллекции Л.А.Прияткиной, с индексом К - из коллекции Н.Н.Красникова (12, 15), остальные - в лаборатории Севзапгеологии; в) F - общая же Алданский массив: 1-3, 5, 7, 13, 15, 16 - бассейн р.Иенгры; 4, 6, 10 сейн р.Хани; 12 - р.Олекма, ур.Курульта; Становая складчатая система

снижение даже при высоких температурах существенно увеличивает глиноземистость расплава. Одновременно должно иметь место повышение кремнекислотности, так как содержание кремнезема в сосуществующем амфиболе с ростом фугитивности кислорода заметно снижается.

Если предположить идентичность исходного плавящегося вещества, то особенности состава древнейших гранитоидов основания в областях с сиалической и фемической направленностью развития можно связать с различиями их петрогенезиса. Наиболее кислые тоналитовые составы могли возникать при повышенном градиенте T и достаточно высоких значениях f_{O_2} и X_{H_2O} . Менее кислые расплавы, обогащенные глиноземом, кальцием и магнием, по-видимому, соответствуют областям с более низкоградиентными температурными режимами и пониженными значениями f_{O_2} и X_{H_2O} .

Таким образом, основание раннедокембрийских геоструктур Алданского массива и его обрамления представлено комплексом пород плагиогранитной серии, гетерогенным по своему составу, природным ассоциациям и петрогенезису. Уже на ранних стадиях геологи-

Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	Ппп	Сумма	F	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	Al ³
							FeO	Na ₂ O	
3.86	2.20	0.14	0.02	3.42	99.90	31.9	0.29	0.36	-78
3.72	0.19	0.12	0.36	2.88	99.64	43.4	0.60	0.03	-92
3.31	2.40	0.32	0.25	3.29	100.00	36.8	0.30	0.46	-74
4.20	1.60	0.18	0.10	2.44	99.63	51.3	0.70	0.24	-60
6.08	2.51	0.16	0.49	0.92	100.49	48.2	0.17	0.26	+7
3.92	3.12	0.16	0.14	1.71	100.07	57.3	0.47	0.50	-17
3.94	1.38	0.16	0.07	2.10	100.23	58.3	0.13	0.22	+51
4.24	0.78	0.08	0.04	1.10	99.68	46.9	0.37	0.12	-61
3.80	0.63	-	0.12	0.75	100.19	49.1	0.69	0.11	-69
4.62	1.88	0.10	0.10	1.39	99.95	57.5	0.62	0.26	+19
3.44	3.61	-	0.19	1.58	100.38	61.6	1.35	0.69	-22
5.44	1.57	0.14	0.17	0.92	100.23	58.7	0.27	0.19	+26
3.68	1.29	0.10	0.02	0.90	100.0	53.1	0	0.22	+23
4.55	1.64	0.10	0.13	1.52	99.68	64.4	0.36	0.22	-4
3.66	0.85	0.18	0.11	0.36	100.37	62.9	0.76	0.31	+18
3.98	1.50	0.10	0.08	1.04	100.06	45.0	0.08	0.23	+20
4.52	3.16	-	0.13	0.94	99.33	52.8	0.87	0.46	+19
5.34	0.85	-	0.17	0.69	100.09	48.3	0.33	0.10	+7
3.66	3.22	-	0.12	0.70	100.05	37.6	0.60	0.58	-3

ковченко, с индексом Ш - из коллекции В.М.Шемакина, с индексом Л - из б) анализы выполнены Е.Н.Тугуновой (1-8, 10, 13, 14, 16), В.Ф.Гусевой
 стость, Al³ - глиноземистость [по Кутюлину В.А., 1964 г.].
 - бассейн р.Прав. Чульман; Олекминская складчатая система: 8-9 - бас-
 11 - р.Гиллой; 17-19 - бассейн р.Тынды.

ческого развития формирование этого комплекса имело место при дифференцированных геотермических режимах, специфика которых наследовалась в ходе последующей тектонической эволюции подвижных областей.

Л и т е р а т у р а

1. Кратц К.О., Московченко Н.И., Хильтова В.Я. Низкоградиентные эндогенные режимы в докембрии: место и время в геоструктурах и петрогенетическая специфика. - В кн.: Тезисы Всесоюзного петрографического совещания. Л., 1981, с.34-35.
2. Ламберт Р., Холланд Дж. Геохимия гнейсов Амитсок. Предварительные наблюдения. - В кн.: Ранняя история Земли. М., 1980, с.201-212.
3. Майсен Б., Бетчер А. Плавление водосодержащей мантии. М., 1979. 122 с.
4. Московченко Н.И., Красников Н.Н., Семенов А.П. Эндогенная эволюция структурно-вещественных

- комплексов зоны сочленения алданид и становид. — В кн.: Метаморфизм докембрия в районе Байкало-Амурской магистрали. Л.: Наука, 1983, с.97-127.
5. С а л о п Л.И. Геологическое развитие Земли в докембрии. Л., 1982. 343 с.
6. С а т т о н Д.ж. Тектонические соотношения в архее. — В кн.: Ранняя история Земли. М., 1980, с.108-114.

Г.М. Д р у г о в а, С.А. Б у ш м и н, Г.Б. М о т у з а,
А.Л. Х а р и т о н о в

СЕРЫЕ ГНЕЙСЫ ОЛЕКМИНСКОЙ ЗОНЫ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Комплекс „серых гнейсов“, пользующийся развитием в областях раннего докембрия и состоящий преимущественно из кварц-полевошпатовых пород тоналит-трондьемитового состава, широко распространен в Олекминской зоне Восточной Сибири.

Геологическое строение Олекминской структурной зоны определяется субмеридионально ориентированным залеганием гнейсов, гранито-гнейсов и кристаллических сланцев архейского возраста, относящихся к олекминской и курультинской сериям. Среди этих пород с тектоническими контактами заключены также вытянутые в соответствии с господствующими структурами полосы супракrustальных так называемых троговых комплексов, а в южной части зоны располагается изометричный по очертаниям протерозойский удоканский комплекс. На западе Олекминская зона граничит с Байкальской горной страной, на востоке по Амгинскому разлому контактирует с верхнеалданской свитой Алданского массива. В районе разлома выделяются разновозрастные троговые комплексы — субганский, амедичинский, ярогинский [4]. Возраст троговых комплексов в пределах Олекминской зоны точно не установлен, однако предварительные радиологические определения и геологические соотношения позволяют говорить об их разновозрастности. Полученные в последнее время сведения дают возможность выделять по крайней мере два архейских цикла развития Олекминской зоны, выразившиеся в формировании курультинской и олекминской (и борсалинской) серий и сопровождающих их магматических образований [1].

Комплекс серых гнейсов в южной части Олекминской зоны в пределах олекминской серии (к северу от р.Хани), представленный образованиями амфиболитовой фации метаморфизма, не является однородным. В него входят: а) тоналитовые гнейсы, б) плагиогранито-гнейсы и плагиомигматиты и в) перемещенные гранитоиды натрового ряда.

Мелкозернистые тоналитовые гнейсы, наиболее распространенные в этом районе, почти всегда в том или ином количестве содержат прослой и линзы меланократовых сланцев амфиболового или био-

тит-амфиболового состава и представляют собой бимодальную вулканическую серию. Часть пород основного состава могла быть дайками или силлами, затем метаморфизованными совместно с кислыми породами. Подобные бимодальные комплексы среди древнейших образований известны в Гренландии и других местах Северо-Атлантического кратона [5], в Африке (Трансваальский и Родезийский кратоны [6]), где слагают часть фундамента докембрийских зеленочаменных поясов.

Возможная принадлежность мелкозернистых тоналитовых гнейсов Олекминской зоны к супракрустальным образованиям поддерживается находками маломощных прослоев кварцитов и кварцито-гнейсов в бассейне р. Эвенкит, которые чередовались с кварц-полевошпатовыми гнейсами, местами с элементами ритмичной слоистости. Однородный состав группы тоналитовых гнейсов, сохраняющийся на значительные расстояния, говорит, скорее, в пользу их эффузивного, нежели осадочного происхождения.

Плагιοгранито-гнейсы и плагιοмигматиты - гранитоидные породы, степень неоднородности которых определяется степенью мигматизации ранее однородной группы. Местами они сохраняют характер магматических пород, местами же превращаются в полосчатые мигматиты, обязанные своим образованием ранней стадии мигматизации олекминской серии.

Гранитоиды натрового ряда (третья группа пород комплекса серых гнейсов) представляют собой ультраметаморфогенные гранитоиды, синтетектонические, автохтонные или перемещенные, образовавшиеся в том числе, возможно, и за счет первых двух групп.

Все три группы пород комплекса серых гнейсов встречаются совместно и по структурным признакам относятся к наиболее ранним образованиям Олекминской зоны.

По химическому составу серые гнейсы олекминской серии (см. таблицу) сходны с аналогичными породами древних комплексов других регионов (например, с льюисскими серыми гнейсами [8]). Это сходство касается и содержания и соотношения малых элементов (Rb , Str и др.). Первоначальное содержание K_2O в олекминских гнейсах было, по-видимому, очень низким. А значительные колебания в K_2O связаны с процессом повторной мигматизации, сопровождавшейся привнесением калия. Второй этап ультраметаморфизма в Олекминской зоне проявлен повсеместно, но на разных участках в разной степени. Бассейн рек Эвенкит и Ат-Бастах, откуда отобрана главная масса образцов серых гнейсов, затронут этим процессом в меньшей степени, чем южные и юго-восточные районы Олекминской зоны.

На диаграмме $CaO-Na_2O-K_2O$ мелкозернистые гнейсы и плагιοмигматиты попадают в поле составов тоналитов-кварцевых диоритов-граувак (рис. 1). Отклонение отдельных точек в сторону вершины K_2O отражает процесс микроклинизации, о котором говорилось выше. На эту же диаграмму нанесены составы ремобилизованных натровых гранитоидов; точки, им соответствующие, хорошо

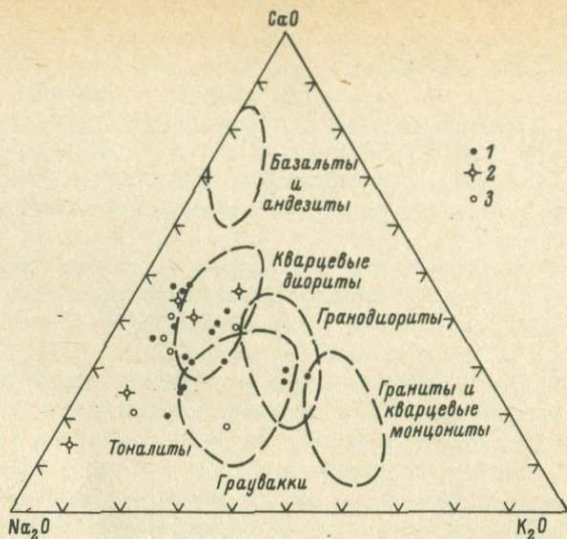


Рис. 1. Диаграмма $CaO-Na_2O-K_2O$. К. Конди [7] с точками составов олекминских плагигнейсов (1), ремобилизованных натровых гранитоидов (2) и гранитов, секущих олондинский комплекс (3).

совпадают с первой группой серых гнейсов. На этой диаграмме представлена еще одна группа гранитоидов (№ 3, рис. 1) – это гранодиориты, секущие олондинский комплекс. Как показали предыдущие исследования и новые данные по геологии и абсолютному возрасту, олондинский комплекс, залегающий в линейной структуре среди плагимигматитов олекминской серии, представляет собой зеленокаменный пояс и является наиболее древним среди „троговых“ комплексов Олекминской зоны. Сходный состав гранитоидов, секущих вулканиты и осадочные породы олондинской серии, с тоналитовыми гнейсами олекминской серии позволяет предполагать их происхождение за счет ремобилизации серых гнейсов р. Олекмы, которая послужила основанием при заложении олондинского пояса.

Соотношение TiO_2 и SiO_2 было использовано Дж. Тарни [5] для выяснения происхождения серых гнейсов Северо-Атлантического кратона. Дж. Тарни показал, что серые гнейсы по этим параметрам никак не соответствуют осадочным породам, но сходны с известково-щелочной серией изверженных пород. Нанесенные на подобную диаграмму серые гнейсы олекминской серии (рис. 2) показывают соотношение TiO_2-SiO_2 , сходное с известково-щелочной магматической серией. Отдельные отклонения точек в верхнюю часть диаграммы вполне закономерны, поскольку комплексы серых гнейсов всегда содержат пропластки осадочных пород в том или ином количестве, вполне допустимые в однородном разрезе лав.

Все серые гнейсы олекминской серии имеют высокую концентрацию Sr и относительно низкое в связи с этим отношение Ca/Sr

Химический состав мелкозернистых тоналитовых гнейсов и плаггиомигматитов западной части Алданского щита
 Аналитики: химическая лаборатория ИГГД - В.Ф.Гусева, С.С.Кокоплева, Е.Н.Турунова; центральная лаборатория
 Севзапгеологии (Н.Д.Фелькин). Определения малых элементов - И.Н.Крылова

Компонент	Олекминская серия										
	Б96/1	Б96/2	Б96/3	Б96/4	Б96/5	090	11206	025а	Б159/6	Б158/14	Б185/1
SiO ₂	62.84	59.40	67.50	69.90	63.34	64.58	68.70	66.78	65.84	68.16	67.30
TiO ₂	1.08	0.95	0.77	0.45	1.06	0.89	0.52	0.40	0.49	0.38	0.49
Al ₂ O ₃	16.32	19.08	15.28	13.99	16.35	15.85	15.76	16.20	16.38	17.06	16.35
Fe ₂ O ₃	1.77	1.29	0.72	0.86	1.52	0.80	0.46	0.89	1.92	0.53	1.60
FeO	2.91	2.63	2.06	3.20	3.05	4.33	2.59	2.63	2.20	2.20	1.78
MnO	0.05	0.05	<0.02	0.06	0.05	0.06	Следы	0.03	0.06	0.05	0.06
MgO	2.41	1.68	1.37	1.76	2.12	1.90	0.93	1.67	2.16	1.35	1.43
CaO	4.53	3.40	2.95	2.49	4.53	3.65	4.67	5.09	2.25	3.83	2.93
Na ₂ O	4.13	4.54	3.53	3.70	4.24	4.11	4.62	4.73	5.20	4.27	4.74
K ₂ O	1.91	4.63	3.78	1.90	2.04	1.92	0.54	1.09	1.61	1.23	1.51
P ₂ O ₅	0.53	-	0.46	0.13	0.36	0.29	-	0.17	0.12	0.12	0.13
SrO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
S	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O ¹⁰⁵	0.10	0.14	0.22	0.22	0.10	0.04	0.10	-	0.06	0.24	0.08
П.п.п.	1.18	1.27	1.01	1.32	0.94	1.06	0.73	0.61	1.29	0.83	1.10
Σ	99.76	99.66	99.67	99.98	99.70	99.48	99.62	100.29	99.58	100.25	99.50
Rb	50	130	114	109	53	60	6	26	53	53	46
Sr	809	901	767	480	746	590	316	725	441	338	532
Y	-	-	-	-	-	15	11	14	14	6	12
Zr	-	-	-	-	-	258	225	159	149	252	148
Pb	-	-	-	-	-	13	<5	9	10	15	8
Rb/Sr	0.062	0.144	0.149	0.227	0.071	0.102	0.019	0.036	0.120	0.157	0.086

Компонент	Верхнеалданская серия												Среднее (n = 12)
	122	0315в	0315д	0315е	0337в	03466	03606	0361в	0362	0362в	03626	122/5	
SiO ₂	71.90	62.64	67.12	67.80	64.92	64.58	72.01	64.48	70.00	67.70	67.38	64.75	67.11
TiO ₂	0.32	1.44	0.17	0.28	0.69	0.62	0.34	1.02	0.52	0.61	0.76	0.32	0.59
Al ₂ O ₃	13.60	14.39	18.05	16.05	14.99	14.49	12.40	13.35	12.63	14.02	12.93	12.95	14.15
Fe ₂ O ₃	1.32	3.91	0.76	2.13	0.76	0.70	0.74	0.61	1.17	1.58	0.59	1.12	1.28
FeO	1.49	4.37	0.92	1.68	4.86	5.06	2.64	6.73	4.52	4.41	5.89	4.61	3.93
MnO	< 0.01	0.12	< 0.01	0.06	0.13	0.11	0.09	0.15	0.09	0.07	0.10	0.14	0.09
MgO	1.13	2.65	0.57	0.98	3.26	3.43	2.10	4.07	3.18	2.59	3.33	6.83	2.84
CaO	3.07	3.96	2.36	2.98	5.16	4.31	3.88	4.39	2.65	2.43	3.37	2.98	3.46
Na ₂ O	4.56	4.00	6.06	4.80	3.24	3.80	2.94	2.40	3.66	3.38	2.24	3.67	3.73
K ₂ O	1.21	1.54	2.45	2.21	0.73	1.20	0.92	1.25	1.06	1.20	1.09	1.58	1.37
P ₂ O ₅	0.10	0.48	0.05	0.07	0.08	0.19	0.03	-	0.03	0.13	0.17	0.06	0.10
SrO	-	0.03	-	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	-
S	-	0.03	-	0.05	0.10	0.17	0.18	0.14	0.29	0.19	0.08	0.02	-
H ₂ O ¹⁰⁵	0.08	-	0.24	-	-	-	-	-	-	-	-	< 0.20	-
П.п.п.	0.61	0.49	0.72	0.39	0.66	0.58	0.43	0.27	0.78	0.53	1.27	0.97	-
Σ	99.39	100.02	99.47	99.49	99.54	99.19	99.64	100.48	100.48	98.78	99.18	100.02	-
Rb	36	-	48	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sr	303	-	420	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Y	12	-	5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zr	130	-	124	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pb	23	-	19	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Rb/Sr	0.119	-	0.114	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Примечание. Олекминская серия: Б96/1, Б96/2, Б96/3, Б96/4, Б96/5, 090 - биотитовые плагиогнейсы с небольшой примесью микроклина, р.Эвенкит; 1120 б - биотитовый плагиогранито-гнейс, р.Олондо; 025а - плагиомагматит по биотитовому плагиогнейсу, с примесью микроклина, р.Олондо; Б159/6, Б158/14 - биотитовый плагиогнейс, р.Эвенкит; Б185/1 - биотитовый плагиогнейс, р.Ат-Бастах; С187/3 - биотитовый плагиогранито-гнейс, р.Ат-Бастах; М192/3 - биотит-амфиболовый плагиогранито-гнейс, р.Ат-Бастах; Б220/5 - биотитовый плагиогранито-гнейс, р.Ат-Бастах. Курьютинская серия: 0122 - амфибол-биотитовый плагиогнейс, р.Юс-Кюель; 0126 - биотитовый плагиогнейс, р.Джелу; 0128б - лейкократовый плагиогранито-гнейс, р.Джелу; 0125а - гиперстен-амфибол-биотитовый плагиогнейс, р.Джелу; 0129а - биотитовый плагиогнейс, р.Джелу; 1274 - гиперстеновый плагиогнейс, р.Олекма; 779 - гиперстен-биотитовый плагиогнейс, р.Олекма. Верхнеалданская серия: 122 - пироксен-амфибол-биотитовый плагиогнейс, р.Алдан; 0315в, 0315д, 0315е, 0337в - гиперстенсодержащий биотитовый плагиогнейс, р.Алдан; 0346б, 0360б, 0361в, 0362, 0362в, 0362б, 122/5 - гиперстен-биотитовые плагиогнейсы, р.Алдан.

(рис. 3). Высокая концентрация стронция вообще характерна для древнейших гранитоидов, а коровое гранитообразование, как показано в работе [2], ведет к обеднению возникающих гранитоидов стронцием. На диаграмме Rb и Sr (рис. 4) олекминские серые гнейсы образуют достаточно большое поле. При высоком содержании стронция концентрация рубидия достаточно сильно колеблется. Пересчет на нормативный состав анализированных образцов показал, что увеличение содержания рубидия прямо связано с процентом нормативного калиевого полевого шпата. То есть рубидий (или во всяком случае часть его) имеет вторичный характер и привнесен в гнейсы в период позднего калиевого метасоматоза.

Определение возраста олекминских серых гнейсов, несколько затронутых калиевым метасоматозом (методом термоионной эмиссии свинца по циркону, выполненное А.П. Чухониным и В.Г. Заславским) дало следующие результаты, млн. лет: обр. 1120б - 2630 ± 70 и Б96/2 - 2610 ± 50 , а для ремобилизованных плагиогранитов: обр. М192/3 - 2780 ± 25 и обр. С187/3 - 2778 ± 10 . Если принять во внимание, что такого порядка цифры возраста наиболее распространены в Олекминской зоне и относятся в том числе и к железистым породам борсалинской серии, которая либо входит в верхнюю часть разреза олекминской серии, либо лежит выше нее, то возраст ~ 2600 млн. лет для серых гнейсов следует считать заниженным. Это подтверждается более древним возрастом (~ 2900 млн. лет) цирконов из метаэффузивов олондинского комплекса, который залегает на тоналитовых гнейсах олекминской серии [3].

Таким образом, комплекс олекминских серых гнейсов сформирован не одновременно, однако наиболее распространенные группы пород, его составляющих (мелкозернистые тоналитовые гнейсы и пла-

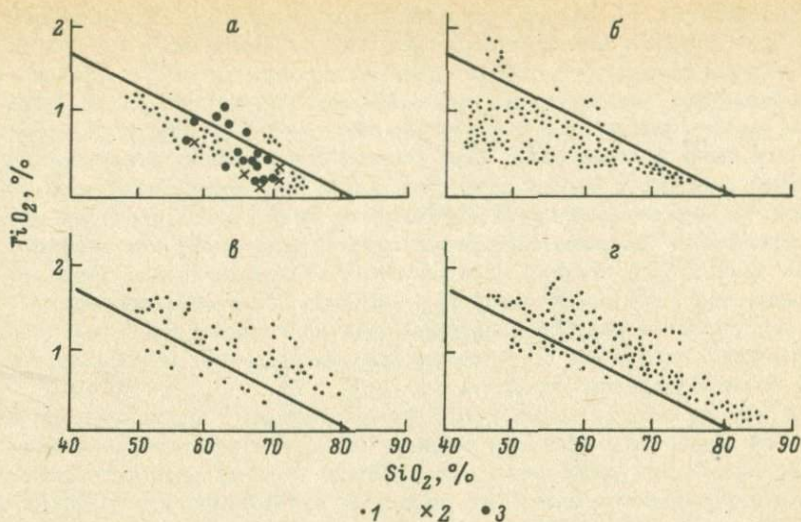


Рис. 2. Диаграмма TiO_2-SiO_2 Дж.Тарни [5] для архейских гнейсов Шотландии (а), верхнедокембрийских известково-щелочных изверженных пород (б), архейских метаосадочных пород (в) и верхнедокембрийских осадочных пород (г).
 1 - породы Шотландии, Гренландии, Северной Америки и Австралии;
 2 - ремобилизованные плагиограниты олекминского комплекса; 3 - плагиогнейсы олекминской серии.

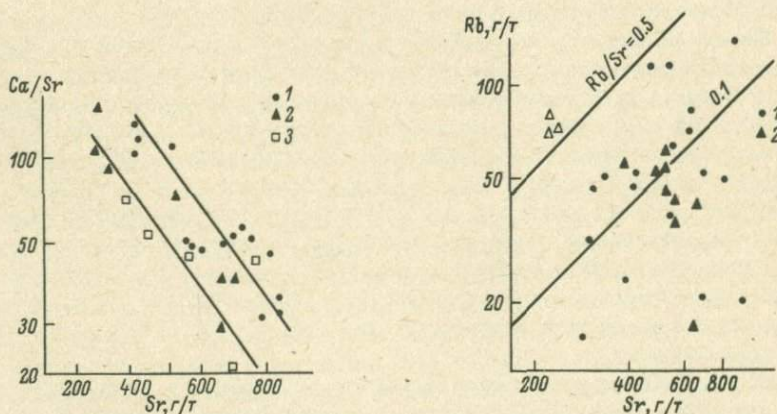


Рис. 3. Диаграмма $Sr-Ca/Sr$ с точками пород олекминского комплекса серых гнейсов (1), тоналитами Барбертона (2) и гнейсами Лабрадора и Западной Гренландии (3).

Рис. 4. Диаграмма $Rb-Sr$ с точками олекминского комплекса серых гнейсов (1) и тоналитов и гранитов Барбертона (2).

гномигматиты), в областях распространения пород олекминской серии представляют собой наиболее древние образования, а их состав и геохимия сходны с составом древнейших серых гнейсов других регионов. Все перечисленные признаки заставляют считать олекминские серые гнейсы наиболее ранними образованиями среди олекминской серии и не исключают возможности отнесения их к фундаменту олекминской серии (или к переработанным или ремобилизованным участкам фундамента среди олекминских гнейсов). В процессе метаморфизма и ультраметаморфизма олекминской серии эти породы были значительно структурно и частично метасоматически переработаны, при этом ранее однородные породы (тоналиты, граувакки или эффузивы) в ряде случаев приобрели полосчатые текстуры, а в дальнейшем послужили материалом при формировании ремобилизованных более однородных гранитоидов.

К югу от р. Хани развита метаморфизованная в условиях гранулитовой фации курультинская серия с характерной для нее ассоциацией эндербитов, чарнокитов, анортозитов. В полях распространения пород курультинской серии, на р. Олекме и в бассейнах рек Юс-Кюель, Джелу, также встречены породы, относящиеся к комплексу серых гнейсов. Как и в области развития олекминской серии, среди них встречаются мелкозернистые гнейсы и мигматиты. В соответствии с условиями метаморфизма в отличие от олекминских серых гнейсов здесь цветные минералы представлены гиперстеном, высокотемпературным коричневым амфиболом и богатым титаном биотитом. Только на участках, испытавших наложенный метаморфизм, пироксены замещаются зеленой роговой обманкой и по минеральному составу курультинские серые гнейсы не отличаются от олекминских. Мелкозернистые гнейсы здесь находятся в субстрате древних мигматитов или встречаются в виде ксенолитов в чарнокитах.

Состав гнейсов в общем сходен с составом аналогичной группы пород среди олекминской серии, хотя и существуют некоторые отличия. С натровыми гранитоидами олекминского комплекса серых гнейсов по геологическому положению сходна группа эндербитов — ранние автохтонные и слабо перемешанные гранитоиды. На диаграмме $\text{CaO} - \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$ (рис. 5) точки составов серых гнейсов и эндербитов также попадают в область кварцевых диоритов, гранодиоритов. Отклонение точек к вершине K_2O имеет ту же причину, что и для олекминских гнейсов, поскольку наложенный метаморфизм амфиболитовой фации в курультинской серии сопровождался ультраметаморфизмом, второй этап которого отличался активным калиевым метасоматозом.

Аналогичный комплекс серых гнейсов встречен и в западной части Алданского массива. В бассейне р. Алдан развиты породы верхнеалданской свиты, метаморфизованные с гранулитовой фации. Здесь на р. Алдан, ниже р. Чуги, между Грековским порогом и руч. Сакжой, расположено ядро древней антиформы, в котором обнажается толща, которую можно отнести к основанию верхнеалданской свиты. Она представлена сильно гранитизированными породами — гиперстенсодержащими плагиогранито-гнейсами, чарнокитоидами с многочислен-

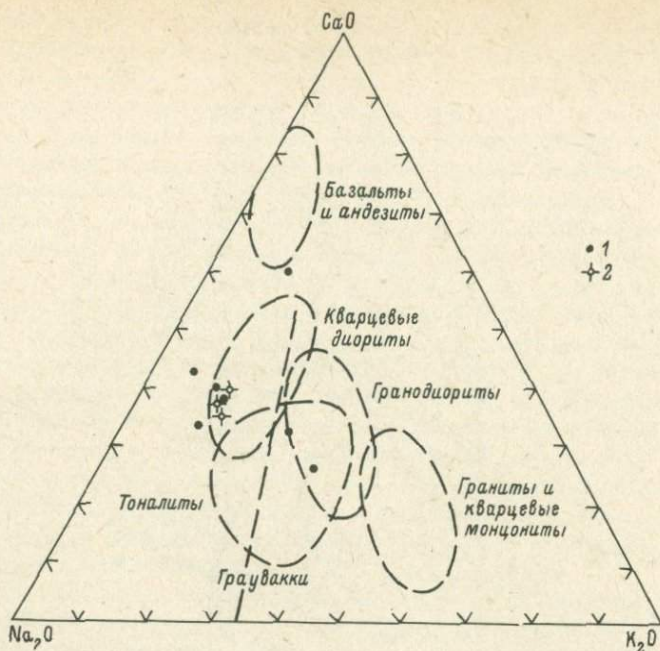


Рис. 5. Диаграмма $\text{CaO} - \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$ с точками составов тоналитовых гнейсов из блоков куруптинской серии (1) и эндербитами (2). (Анализы авторов).

ными скиалитами, линзами, полосами кристаллических сланцев основного состава и мелкозернистых биотитовых и пироксен-биотитовых гнейсов, которые выступают в этой нижней толще как наиболее древние образования. Эта толща сечется серым крупнозернистым, иногда пегматоидным гиперстеновым гранитом, который образует ветвящиеся жилы с постепенным переходом в гранито-гнейс. Такие гранитоиды постоянно окружают наиболее крупные скиалиты сланцев и гнейсов. Древнейшие мелкозернистые гнейсы по составу представляют собой пироксен-биотитовые плагиогнейсы. Количество калиевого полевого шпата незначительно. Они постоянно ассоциируют с меланократовыми кристаллическими сланцами, хотя количественно сланцы находятся в подчиненном положении. Средний состав мелкозернистых гнейсов и гранито-гнейсов (см. таблицу) Алданского массива весьма близок к составу серых гнейсов куруптинской и олекминской серий, хотя и имеются некоторые отличия от олекминских серых гнейсов (по Al_2O_3 , MgO , FeO и Na_2O).^{*} На диаграмме

^{*} Значимость расхождений в содержании указанных окислов между группой олекминских и алданских серых гнейсов проверялась с помощью критерия Стьюдента.

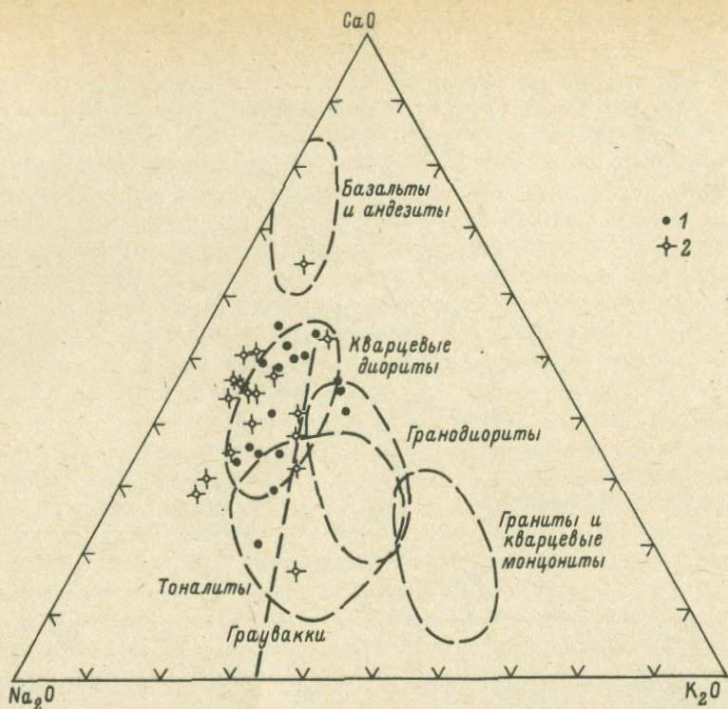


Рис. 6. Диаграмма $\text{CaO}-\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$ с точками составов комплекса серых гнейсов, западной части Алданского массива тоналитовых гнейсов (1) и гранитоидов (2). (Добавлены анализы из работы Л.М. Реутова [4]).

$\text{CaO}-\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$ (рис. 6) точки верхнеалданских серых гнейсов попадают в поле кварцевых диоритов-тоналитов (граувакк) с отдельными отклонениями в гранодиоритовое поле. Обращает на себя внимание положение точек плагиогранитоидов на этой диаграмме (эндербитов и гиперстеновых плагиогранито-гнейсов). В эту группу попадают как автохтонные, так и перемещенные гранитоиды, занимая широкую полосу. Такой разброс точек объясняется присутствием среди них различных последовательных генераций гранитоидов и влиянием позднего этапа ультраметаморфизма верхнеалданской свиты, с которым связаны калиевый метасоматоз и формирование чарнокитов. Серые гнейсы, залегающие среди курупьтинской и верхнеалданской серий, отличаются от олекминских повышенным содержанием магния и железа и пониженным - глинозема и натрия, в связи с чем олекминские гнейсы имеют более высокое содержание нормативных полевых шпатов и более низкое - цветных минералов.

Несмотря на указанные различия, сходное геологическое положение серых гнейсов во всех трех районах, одинаковый литологичес-

кий состав (древняя бимодальная серия, плагиомигматиты и более поздние ремобилизованные натровые гранитоиды), общий тоналит-кварцево-диоритовый состав, сходный с составом древнейших гнейсов в других районах, позволяют сделать выводы об их общем генезисе. Во всех районах комплекс серых гнейсов выступает как наиболее раннее образование, несмотря на свою неоднородность, и может представлять собой основание или содержать участки переработанного фундамента той серии, в пределах которой залегает. Во всех случаях породы комплекса серых гнейсов участвуют в складчатости и метаморфизме совместно с супракрустальными сериями.

По мнению Г.М. Друговой, в Олекминской структурной зоне курультинская серия является более древней, чем олекминская, и фиксирует самостоятельный цикл развития. Комплекс серых гнейсов (если он действительно является общим древним фундаментом) в пределах олекминской серии должен был испытать изменения и преобразования сначала в течение „курультинского“, а затем во время „олекминского“ циклов развития. Возможно, именно это обстоятельство привело к некоторой разнице в составе комплексов серых гнейсов, из которых олекминские находятся на данном эрозионном срезе — в амфиболитовой фации.

В последнее время неоднократно высказываются мнения о возможной зональности древнего метаморфизма в западной части Алданского щита. Если предположить возможность метаморфической зональности для курультинской серии в Олекминской зоне (от амфиболитовой до гранулитовой фации), тогда серые гнейсы к северу от р. Хани могут трактоваться как остатки переработанного фундамента, метаморфизованные первоначально в амфиболитовой фации и никогда не испытавшие гранулитового метаморфизма. Тогда этот комплекс был бы ближе всего к исходному веществу, составлявшему основание Олекминской складчатой зоны. К сожалению, пока что не имеется надежных доказательств существования метаморфической зональности в Олекминской зоне.

Таким образом, комплекс серых гнейсов, составляющий фундамент супракрустальных серий в западной части Алданского щита, неоднороден и представлен мелкозернистыми тоналитовыми гнейсами, мигматитами, гранито-гнейсами с линзами и полосками пород основного состава, перемещенными гранитоидами. Основу комплекса составляет бимодальная вулканическая серия, изливавшаяся на древнюю сиалическую кору тоналитового состава.

Комплекс серых гнейсов в Олекминской гранитно-зеленокаменной области служит основанием архейских зеленокаменных поясов и составляет значительную часть олекминской серии.

Тектоническая активность Олекминской структурной зоны, неоднократные процессы складчатости, метаморфизма и кислого магматизма облегчили выведение на данный эрозионный уровень участков древней тоналитовой коры уже в течение олекминского цикла развития. Можно предполагать, что неоднородные по составу и строению тоналитовые гнейсы олдонсинской свиты включают именно такие переработанные дальнейшими процессами участки.

1. Бушмин С.А., Другова Г.М., Харитонов А.Л. Метаморфизм Олекминской складчатой зоны (Восточная Сибирь). - В кн.: Метаморфизм докембрия в районе Байкало-Амурской магистрали. Л.; Наука, 1983, с.8-34.
2. Геология и петрология архейского гранитно-зеленокаменного комплекса Центральной Карелии. Л.: Наука, 1978, 264 с.
3. Структурно-метаморфическое развитие олондского комплекса (Восточная Сибирь)/ Г.М. Другова, А.Л. Харитонов, С.А. Бушмин и др. - В кн.: Метаморфизм докембрия в районе Байкало-Амурской магистрали. Л.: Наука, 1983, с.49-65.
4. Реутов Л.М. Докембрий Центрального Алдана. Новосибирск; Наука, 1981. 185 с.
5. Тарни Дж. Геохимия архейских высокометаморфизованных гнейсов. Вывод о происхождении и эволюции докембрийской земной коры. - В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с.407-420.
6. Barker F., Peterman Z.E., Bimodal tholeiitic-dacitic magmatism and early Precambrian crust. - Precambrian Res., 1971, vol.9, p.1-12.
7. Condie K.C. Geochemistry of Early Precambrian graywackes from Wyoming. - Geochim. et Cosmochim. Acta, 1967, vol.31, p.2135-2149.
8. Sherraton J.W., Skinner A.C., Tarney J. The geochemistry of the Scourian of Scotland and related rocks of Greenland/ Ed. R.Q. Park, J. Tarney. Univ. Keele, 1973, p.13-30.

В.П.Ковач, В.И.Кицул, П.А.Ваганов

РЕДКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ПЛАГИОГНЕЙСАХ
И МЕТАБАЗАЛЬТАХ ОЛЕКМИНСКОЙ СЕРИИ,
АЛДАНСКИЙ ШИТ

До настоящего времени практически отсутствовали данные по геохимии рассеянных элементов древнейших гранитоидов Алданского шита. В связи с этим на кафедре ядерной геофизики ЛГУ было предпринято изучение характера распределения микроэлементов в плагиогнейсах и ассоциирующих с ними metabазальтах олекминской серии запада Алданского шита.

Определение содержаний редкоземельных элементов (РЗЭ), гафния, тантала, тория, урана и других элементов проводилось методом инструментального нейтронно-активационного анализа (ИНАА). Особенностью применяемой в ЛГУ методики ИНАА является, во-первых, облучение образцов в высокоинтенсивных потоках нейтронов (с плот-

ностью порядка 10^{14} нейтрон·см⁻²·с⁻¹) и, во-вторых, использование при измерениях комплекса из двух полупроводниковых детекторов с высокой разрешающей способностью по энергии. В качестве эталона использовался стандартный образец базальта BCR-1. Проверка правильности и точности анализа проводилась по стандартному образцу андезита AGV-1. Относительная погрешность измерений составляет в среднем $\pm 5-15\%$. Полученные данные, а также химические составы исследованных образцов* представлены в табл. 1-4.

По данным В.Л. Дука и В.И. Кицула с сотрудниками, большая часть изучавшихся нами образцов (№ 1-6 в табл. 1) принадлежит к древним биотитовым, биотит-амфиболовым гранодиорито-гнейсам олекминского инфракрустального комплекса, метаморфизованного в амфиболитовой фации. Часть образцов с заметной сохранностью магматических структур (№ 7-8 в табл. 1) относится к более молодым образованиям. В отдельных случаях (обр. Б-2370) эти породы залегают в виде резко секущих даек и жилообразных тел с гнейсовидностью, параллельной границам. Ранее они были описаны Р.Ф. Черкасовым [6] как „интрузивные гнейсы“. Одна группа исследованных образцов находится за пределами площади картосоставления и в дальнейшем будет нами рассматриваться только при обсуждении результатов факторного анализа.

Основные породы олекминской серии представлены согласными с вмещающими гнейсами, часто будинированными телами различной мощности (до десятков метров) кристаллических сланцев, амфиболитов и дайками метадиабазов. По петрохимическим и петрографическим данным рассматриваемые нами плагиогнейсы отнесены к породам тоналит-трондьемитового состава высокоглиноземистого типа [8, 9]. Для них характерны, с одной стороны, тоналит-трондьемитовый тренд (рис. 1, поле А)** и, с другой — известково-щелочной тип дифференциации, а также совпадение в целом с обобщенным контуром составов „серых гнейсов“ различных регионов мира (рис. 2) [1]. Основные породы относятся к толеитовой серии. Отчетливо проявлена бимодальность рассматриваемых образований.

В геохимическом плане тоналит-трондьемитовые гнейсы р.Олекмы характеризуются сильно фракционированным распределением РЗЭ (рис. 3) с обогащением легкими лантаноидами, повышенными содержаниями стронция, элементов группы железа, низкими концентрациями урана (табл. 2). Это позволяет сделать заключение о сопоставимости олекминского инфракрустального комплекса с бимодальными комплексами серых гнейсов других архейских регионов [2, 8, 9, 11]. В то же время устанавливается отличие плагиогнейсов олекминской

* Анализы выполнены в лаборатории Института геологии ЯФ СО АН СССР рентгеноспектральным методом (аналитик Л.А. Егорова).

** При построении этой и АFM-диаграммы использовались все имеющиеся в ИГ ЯФ СОАН СССР анализы главных элементов. Породы гранодиоритового состава по К.К. Конди [9] нами не исследованы.

Т а б л и ц а 1. Результаты нейтронно-активационного анализа образцов плагинейсов олекминской серии, $10^{-4}\%$

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Ce	25.79	31.69	20.82	13.80	37.21	53.03	76.57	355.02	104.90	42
Nd	11.04	19.12	12.03	7.90	17.08	16.86	31.04	92.37	34.56	15
Sm	2.34	3.35	1.35	1.97	2.90	2.18	5.48	8.98	4.50	2,9
Eu	0.52	1.12	0.21	0.62	0.74	0.79	1.72	2.08	1.41	0.82
Tb	0.26	0.54	0.19	0.21	0.34	0.31	0.48	0.51	0.76	-
Yb	0.43	2.01	0.52	0.52	0.51	0.33	0.52	0.62	1.58	0.82
Cs	1.00	0.50	1.57	0.30	1.30	2.22	1.62	1.21	5.90	-
Sr	380	220	500	530	520	420	580	510	530	460
Ba	448	124	459	341	179	239	685	2320	596	400
Th	4.53	2.19	3.20	1.11	3.46	5.90	7.06	40.95	14.68	7
U	3.90	0.87	0.44	0.86	1.67	0.73	0.94	1.30	3.58	-
Hf	3.56	3.52	2.72	2.49	3.75	3.68	3.76	12.43	4.84	-
Ta	0.14	0.60	0.34	0.52	0.77	0.10	0.78	0.50	1.11	-
Sc	2.5	14.6	2.8	3.6	1.7	3.6	9.6	4.6	4.2	5
Ni	22	93	35	14	15	11	53	16	12	13
Co	1.8	17.1	2.2	3.5	4.1	5.0	9.8	6.2	8.0	5

Примечание. 1-6 - плагинейсы инфракристалльного комплекса (1 - обр. Б-2353, 2 - обр. Б-2372, 3 - обр. Б-2373, 4 - обр. Б-2397, 5 - обр. Б-2397/1, 6 - обр. Б-2397/2); 7-9 - молодые тоналиты (7 - обр. Б-2370, 8 - обр. Т-3287/2, 9 - обр. Т-5080); 10 - средний состав архейских высокоглиноземистых гнейсов по К.К. Конди [9].

Определения стронция проводились методом спектрального количественного анализа в ИГ ЯФ СОАН СССР (аналитик З.Г. Домбровская).

Т а б л и ц а 2. Химический состав плагиогнейсов олекминской серии, %

Окисел	1	2	3	4	5	6	7	10
SiO ₂	72.16	63.13	71.58	67.97	68.97	70.38	68.01	69.4
TiO ₂	0.14	0.70	0.20	0.17	0.26	0.23	0.80	0.35
Al ₂ O ₃	15.07	16.66	15.11	17.29	16.54	15.58	16.39	15.8
FeO*	1.92	4.51	2.22	2.10	2.48	2.48	3.80	2.85
MnO	0.01	0.09	0.02	0.01	0.01	0.01	0.05	0.04
MgO	0.10	1.99	0.62	0.41	0.60	0.72	1.37	1.14
CaO	1.66	7.53	2.88	3.77	3.16	2.85	2.45	3.37
Na ₂ O	5.45	4.17	5.29	6.63	6.38	5.47	5.07	4.68
K ₂ O	2.20	0.56	1.73	1.14	1.11	1.16	1.70	1.58
P ₂ O ₅	0.01	0.13	0.04	0.06	0.08	0.07	0.16	0.11
П.п.п.	1.91	0.26	0.12	0.12	0.12	0.53	0.10	-

Примечание. 1-10 - см. в табл. 1.

Т а б л и ц а 3. Химический состав основных пород олекминской серии, %

Окисел	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	48.97	49.34	49.14	50.02	50.04	49.18	49.67	48.79
TiO ₂	0.74	0.83	2.04	2.45	1.06	2.14	1.15	1.64
Al ₂ O ₃	14.61	13.70	12.87	13.32	14.10	13.18	13.51	17.24
FeO	11.65	12.10	14.91	11.96	12.23	15.49	13.67	12.20
MnO	0.20	0.18	0.25	0.23	0.19	0.24	0.26	0.17
MgO	7.67	7.80	5.37	6.37	6.84	4.75	6.90	4.36
CaO	9.60	11.90	9.30	9.59	10.76	9.60	9.96	9.78
Na ₂ O	2.66	1.43	2.13	3.12	2.00	2.27	3.11	2.88
K ₂ O	1.21	0.69	1.18	0.58	0.33	1.30	0.47	1.09
P ₂ O ₅	0.05	0.06	0.18	0.13	0.08	0.30	0.06	0.19
П.п.п.	1.83	1.12	1.53	1.33	1.51	1.17	0.89	1.45

Примечание. 1, 3 и 4 - биотит-амфиболовые кристаллические сланцы (1 - обр. Б-2376/1, 3 - обр. Б-2386/7, 4 - обр. Б-2392); 2, 6 и 8 - амфиболиты (2 - обр. Б-2372/1, 6 - обр. В-358/1, 8 - обр. В-5625); 5 - метадиабаз (обр. Б-2446/3); 7 - гранат-двупироксен-роговообманковый кристаллосланец (обр. В-384а).

Т а б л и ц а 4. Результаты нейтронно-активационного анализа образцов основных пород олекминской серии, $10^{-4}\%$

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8
Ce	7.16	4.96	24.94	37.30	15.28	55.60	9.82	23.48
Sm	1.90	1.93	4.78	7.05	3.29	5.44	2.72	4.87
Eu	0.67	0.94	1.72	1.50	1.00	1.81	0.87	1.57
Tb	0.42	0.38	0.90	0.80	0.46	0.99	0.42	0.70
Yb	2.29	1.90	4.47	3.14	2.02	4.03	2.05	2.49
Cs	1.26	0.26	0.28	0.12	0.10	0.79	0.47	1.04
Rb	-	-	-	-	5	39	4	11
Sr	310	170	210	320	115	220	140	410
Ba	200	110	200	190	78	320	100	190
Th	0.26	0.11	2.30	2.66	0.79	4.76	0.40	0.73
U	0.22	0.06	0.22	0.91	0.53	1.41	0.40	0.14
Hf	1.48	1.06	3.35	2.88	1.29	4.65	1.78	2.87
Ta	0.15	0.18	0.58	1.72	0.23	0.77	0.16	0.41
Sc	41	33	40	133	103	86	108	69
Ni	143	161	109	104	541	84	363	206
Co	39	44	36	28	37	36	44	34

П р и м е ч а н и е. 1 - 8 - см. в табл.3.

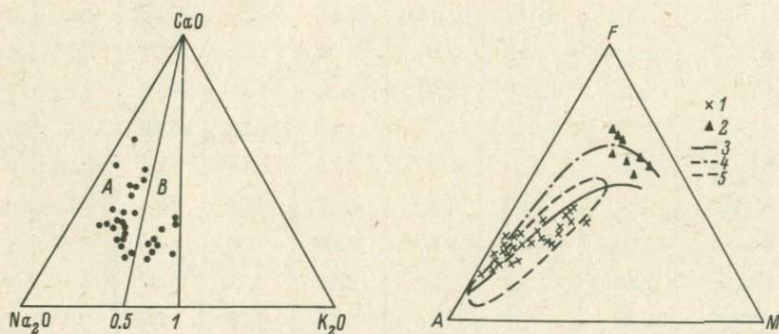


Рис. 1. Диаграмма $CaO-Na_2O-K_2O$ для плагиогнейсов олекминской серии (по К.К. Конди [9]).

А - породы тоналит-трондjemитового состава; В - гранодиориты.

Рис. 2. AFM -диаграмма для пород олекминской серии.

1 - плагиогнейсы; 2 - основные породы; 3 - известково-щелочной тренд; 4 - толеитовый тренд; 5 - обобщенный контур составов комплексов серых гнейсов различных регионов мира.

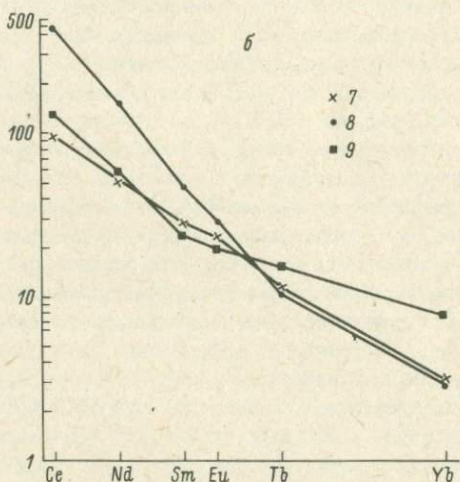
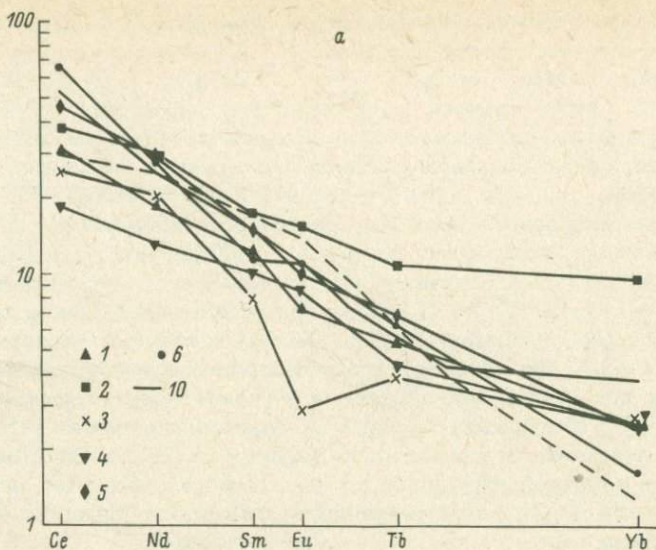


Рис. 3. Нормированное к хондритам распределение редкоземельных элементов в плагиogneйсах.
 а - инфракристалльный комплекс; б - молодые тоналиты; 1-10 - см. в табл. 1. Штриховая линия - рассчитанное модельное распределение.

серии от эндербитов верхнеалданской свиты (см. статью С.Б. Лобач-Жученко и других в настоящем сборнике).

Проведенный нами расчет петрологической модели допускает предположение об образовании (изверженного предшественника) древних тоналитов путем 5-6%-ного плавления водосодержащей мантии состава гранатового лерцолита (рис. 3, а, например, № 6 - обр. Б-2397/2).

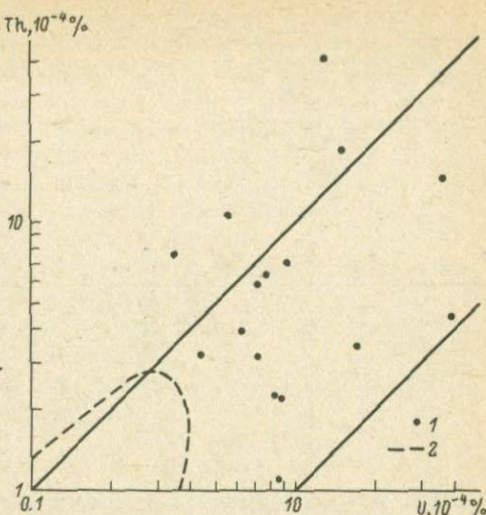
Для расчета мольного распределения использовалось уравнение равновесного частичного плавления [10]. Значения коэффициентов разделения минерал-жидкость взяты по Д. Арту [7]. Составы жидкостей и релита приняты в соответствии с работой [4]. По-видимому, тоналиты претерпели также и различной степени дифференциацию расплава с фракционированием пироксена и, возможно, таких акцессорных фаз, как апатит. Альтернативной моделью может быть плавление кварцевого эклогита состава толеита-1 (ТН-1) [8, 9].

По данным, показанным на рис. 3, а (№ 2 - обр. Б-2372, № 3 - обр. Б-2373), устанавливается гетерогенность самого инфракрустального комплекса. Обр. Б-2372 характеризуется менее фракционированным распределением редких земель с пологим распределением тяжелых РЗЭ, что сближает его с эндербитами верхнеалданской свиты и архейскими фельзическими вулканическими породами типа FII по [9]. Возможной моделью их образования может быть частичное плавление безгранатового амфиболита. Обр. Б-2373 отличается значительной отрицательной аномалией европия, что может быть связано с фракционированием плагиоклаза в близповерхностных условиях или с процессами выветривания.

Плагиогнейсы олекминской серии обогащены торием и ураном относительно гнейсов Амитсок и льюисских пироксеновых гранулитов [3], а также части эндербитов Центрального Алдана (П.И. Пивень, личное сообщение) и Тыркянского блока (В.П. Ковач, неопубликованные данные) (рис. 4). В то же время содержания U и Th в тоналит-трондьемитовых гнейсах р. Олекмы сопоставимы с таковыми для некоторых эндербитов Алданского щита и в целом ниже соответствующих кларков для различных гранитоидов [5]. В большинстве случаев анализировавшиеся породы обеднены U по сравнению с K, что является типичным для архейских образований [3]. Анализ результатов факторного и корреляционного анализа указывает на возможное преимущественное накопление урана в биотите (рис. 5) (связь U-Os, коэффициент корреляции $r = 0.52$), тогда как торий, вероятно, накапливается в апатите, цирконе и калиевом полево шпате [связь тория с легкими РЗЭ ($r = 0.9$) и в меньшей степени с Zr, Hf, K ($r = 0.5 \div 0.6$)]. Имеющиеся в настоящее время гипотезы не могут удовлетворительно объяснить полученные данные. Этот вопрос требует специального детального изучения.

Геохимические отличия тоналит-трондьемитовых гнейсов комплекса основания от более молодых пород сходного состава выражаются главным образом в повышенных содержаниях редкоземельных элементов в молодых тоналитах (рис. 3, б). Последние, вероятно, могли быть образованы при ремобилизации пород инфракрустального комплекса. Расчет моделей в этом случае нами не производился. Однако, как показано для льюисских гнейсов амфиболитовой фации метаморфизма, их плавление сопровождается общим ростом содержания РЗЭ с сохранением в целом формы их распределения. Правда, соответствующая петрологическая модель требует в этом случае появления отрицательной европиевой аномалии, но противоречие с нашими данными может быть устранено подбором соответ-

Рис. 4. Торий и уран в плагиогнейсах р.Олекмы (1), гнейсах Амитсок и льюисских пироксеновых гранулитах (2).



ствующих коэффициентов разделения для европия и допущением незначительного фракционирования клинопироксена, железо-титановых окислов и других акцессорных фаз.

Наиболее четко различия между породами обеих групп проявляются на диаграмме Q-модификации факторного анализа (рис. 6). При реше-

нии данной задачи использовались данные по всем группам исследованных пород. Породы интразуального комплекса (поле I) имеют отрицательные значения обоих факторов, тогда как молодые тоналиты (поле III) характеризуются положительными значениями первого и различными по знаку значениями второго факторов. Плагиогнейсы комплекса основания обеднены относительно молодых тоналитов легкими РЗЭ, Tn, Zr, Hf, Ba, Cs и U (рис.5).

Часть образцов, находящихся за рамкой закартированной площади, условно выделена в поле II. Сюда же попадает и обр.Б-2372, переходный по составу между кварцевым диоритом и тоналитом. Гнейсы этой группы отличаются повышенными содержаниями Ni, Co, Sc и Yb, менее фракционированным распределением редких земель. Их соотношение с другими породами олекминской серии требует дальнейшего изучения.

Основные породы, ассоциирующие с плагиогнейсами, по характеру распределения РЗЭ (рис.7) и содержанию двуокси титана можно разделить на три группы. К первой группе относятся метабазальты с низкими содержаниями TiO_2 , характеризующиеся пологим распределением РЗЭ с концентрациями, приблизительно в 10 раз превышающими хондритовые, и некоторым обеднением легкими лантаноидами (№ 1, 2 на рис.7). Они близки к толеиту-1 и, вероятно, могли быть образованы в результате 10-20%-ного плавления верхнемантийного плагиоклазового перидотита, уже обедненного в отношении легких РЗЭ. Во вторую группу попадают метадиабаз (№ 5 на рис.7) и обр.В-384а (№ 7 на рис.7) с содержанием двуокси титана около 1%. Для них характерно пологое распределение тяжелых РЗЭ и обогащение легкими РЗЭ, что сближает их с третьей группой, куда попали четыре других анализировавшихся образца. Последние характеризуются еще большим фракционированием редких земель и содержанием TiO_2 более 2%. Эти две группы толеитов, по-видимому,

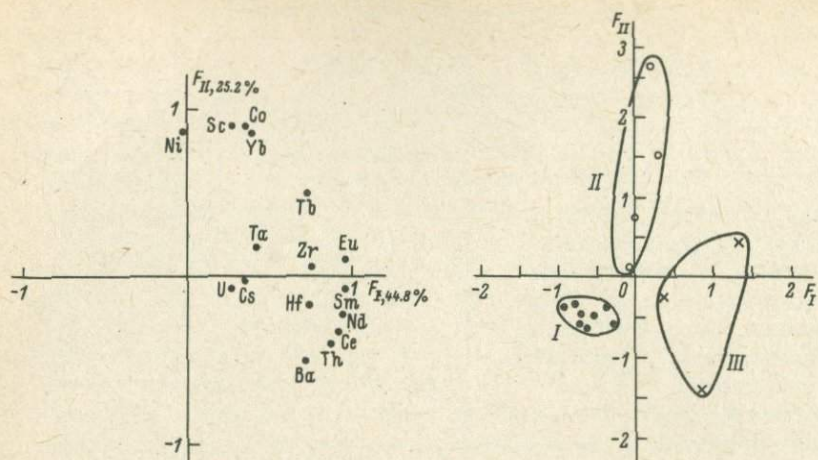


Рис. 5. R-модификация факторного анализа данных, полученных в настоящей работе (F_I и F_{II} - значения первых двух факторов).

Рис. 6. Q-модификация факторного анализа.

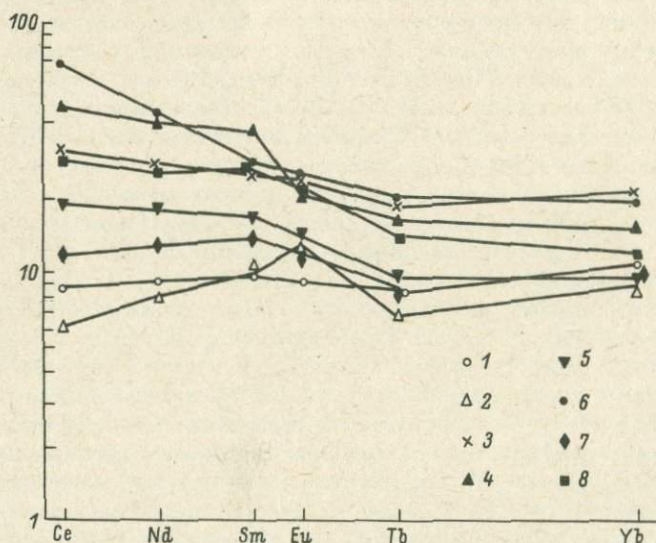


Рис. 7. Нормированное к хондритам распределение редкоземельных элементов в основных породах олекминской серии. Номера у точек соответствуют образцам, представленным в табл. 4.

претерпели также и фракционную кристаллизацию, что может свидетельствовать о сравнительно более мощной коре в период их формирования. Альтернативной гипотезой может быть 45-55%-ное плавление эклогита [9].

Рассмотренные выше геологические и геохимические данные позволяют сделать следующие выводы:

- олекминский тоналит-трондjemитовый комплекс основания по своим особенностям сопоставим с архейскими бимодальными комплексами серых гнейсов других регионов мира;
- предполагается более раннее становление кислых пород бимодальной ассоциации;
- породы комплекса (метабазальты и древние тоналиты), вероятно, имеют мантийное происхождение;
- формирование гнейсов тоналит-трондjemитового состава является сложным многоэтапным процессом.

Л и т е р а т у р а

1. Б о г д а н о в а С.В. Серые гнейсы в фундаменте Русской плиты. - В кн.: Древнейшие гранитоиды СССР (комплекс серых гнейсов). Л.: Наука, 1981, с.96-107.
2. К р а т ц К.О., Л о б а ч - Ж у ч е н к о С.Б. Что такое серые гнейсы? Догадки и проблемы. - В кн.: Древнейшие гранитоиды СССР (комплекс серых гнейсов). Л.: Наука, 1981, с.5-13.
3. Л а м б е р т Р.С., Д ж., Ч е м б е р л е н В.Е., Х о л л а н д Дж. Г. Геохимия архейских пород. - В кн.: Ранняя история Земли / Под ред. К.О. Кратца. М.: Мир, 1980, с. 380-391.
4. М а й с е н Б., Б е т т ч е р А. Плавление водосодержащей мантии / Под ред. В.А. Жарикова. М.: Мир, 1979. 125 с.
5. М е л и к с е т я н Б.М. Ассоциации акцессорных минералов в различных петролого-геохимических типах гранитоидов Мало-го Кавказа. - В кн.: Акцессорные минералы магматических и метаморфических пород. М.: Наука, 1982, с.52-66.
6. Ч е р к а с о в Р.Ф. Интрузивные гнейсы Олекмы. - В кн.: Магматические комплексы Дальнего Востока и их рудоносность. Тез. докл. Хабаровск, 1981, ч.2, с.6-7.
7. A r t h J.G. Behavior of the trace elements during magmatic processes. A summary of theoretical models and their applications. - J. Res. U.S, Geol. Surv., 1976, vol.4, p.41-47.
8. B a r c e r F., A r t h J.G. Generation of trondjemite-tonalite liquids and Archean bimodal trondjemites-basalt suites. - Geology, 1976, vol.4, p.596-600.
9. C o n d i e K.C. Archean grenstone belts. Amsterdam etc.: Elsevier, 1981. 434 p.
10. M i n s t e r J.F., A l l e g r e C.J. Systematic use of trace elements in igneous processes. Pt III.

Inverse problem of batch partial melting in volcanic suites, - Contrib. Miner. Petrol., 1978, vol. 68, p. 37-52.

11. Weaver B.L., Tarney J. Lewisian gneiss geochemistry and Archean crustal development models. - Earth Planet. Sci. Lett., 1981, vol. 55, p. 171-180.

А.И. Русин, А.А. Краснобаев

ДРЕВНЕЙШАЯ КОРА И ПРОБЛЕМА СЕРЫХ ГНЕЙСОВ НА УРАЛЕ

Одним из сложных и наименее разработанных вопросов геологии докембрия является реконструкция состава и условий формирования исходной палеоконтинентальной коры в складчатых поясах фанерозоя. Ограниченность развития древних блоков и значительная удаленность их друг от друга, а часто и небольшие размеры позволяют лишь фрагментарно восстанавливать отдельные этапы ранней истории и коррелировать их с типовыми комплексами щитов. Любые построения такого плана должны учитывать современные достижения в изучении кристаллического фундамента платформ. Естественно, что открытие «серых гнейсов» и обсуждение связанных с ними проблем требует переосмысления имеющихся материалов и по древнейшим образованиям палеозойских геосинклиналей, рассмотрения возможностей обнаружения в них признаков существования сиалической протокры.

На Урале глыбы раннедокембрийского возраста установлены на всем его протяжении как в собственно эвгеосинклинальной области, так и в ее западном обрамлении, представленном рифейско-палеозойскими рифтогенно-депрессийными образованиями. Появлению их в современной структуре предшествовал длительный период (более 1 млрд. лет) разрыва Европейско-Азиатской континентальной плиты и расхождения ее частей, обнаживших симатическое основание эвгеосинклинали. Эндогенное утонение плиты при разрыве сопровождалось пластическим течением материала в нижних горизонтах коры и хрупкими деформациями в верхних, что обусловило механизм обособления и латерального перемещения глыб кристаллического фундамента вплоть до включения их в формации океанического дна в качестве «микроконтинентов» [4, 5]. Последующее неполное схождение континентальных блоков, палеообразование и орогенез вызвали включение жестких глыб в современные структуры и приспособление их контуров к субмеридиональным уральским направлениям.

В большинстве древних глыб Урала отчетливо картируются ранние структуры, формирование которых связано с дорифейскими этапами деформаций. Минеральные ассоциации их свидетельствуют о высокотемпературном уровне метаморфизма, соответствующем гранулитовой (Тараташская) и амфиболитовой (Мугуджарская, Харбей-

ская), иногда с реликтами гранулитовой (Салдинская, Селянkinская глыбы) фации [10, 12, 18]. Это преимущественно мигматитовые комплексы с ареальным проявлением ультраметаморфических процессов [17]. Допускается присутствие зональных и слабометаморфизованных дорифейских комплексов [5], но критерии их выделения из состава рифейско-палеозойских образований не разработаны. Это обстоятельство ограничивает возможность полной реконструкции раннедокембрийской континентальной коры в зоне Урала, так как исключает из рассмотрения такие категории, как зеленокаменные пояса и слабометаморфизованные супракрустальные комплексы подвижных зон, характерные для кристаллического фундамента платформ.

Сложены раннедокембрийские глыбы кристаллическими сланцами, различными типами амфиболитов, гнейсов и лептинитов, преобладающими или переслаивающимися, с подчиненным развитием слюдяных глиноземистых сланцев и кварцитов, иногда железистых. Стратиграфические разрезы их не сопоставляются. Однако особенности строения отдельных блоков, радиологические данные, характер общей последовательности проявления эндогенных процессов и их корреляция с типовыми комплексами щитов позволяют определять относительное положение древних глыб в сводном геолого-радиологическом разрезе [6, 9].

В основании докембрийского разреза зоны Урала достаточно отчетливо выделяются архейские гранулит-чарнокитовый (тараташский) и амфиболит-мигматитовый (мугоджарский) уровни, аналогичные кольскому и беломорскому комплексам Балтийского щита, для которых по современным представлениям характерно присутствие серых гнейсов. Более высокие уровни устанавливаются менее определено из-за нивелирующего влияния эндогенной активности, соответствующей по времени [10] селецкому и позднекарельскому периодам тектогенеза Балтийского щита. Практически во всем разрезе, за исключением существенно базитовых блоков, присутствуют тоналит-трондьемитовые гнейсы, по многим петрохимическим характеристикам сходные с древнейшими гранитоидами типовых комплексов. Однако отсутствие систематических данных по малым элементам, наиболее ярко подчеркивающим специфичность состава первичнокоровых сиалических образований [1-3, 8, 11, 15, 19 и др.], часто не позволяет определенно говорить о причинах сходства и природе тоналит-трондьемитовых гнейсов ряда блоков. В сводном разрезе, вероятно, надмугоджарский уровень, представленный Селянkinской глыбой в Ильменских горах, может ограничивать сверху число объектов, в которых возможны поиски признаков серых гнейсов. Наши данные по изотопным отношениям стронция в биотитовых плагиогнейсах собственно селянkinского комплекса (0.729 ± 0.010 млрд. лет), метаморфизованного в амфиболитовой фации (1.85 млрд. лет) с реликтовыми парагенезисами гранулитов (2.32 млрд. лет), свидетельствуют о высокой степени зрелости палеоконтинентальной коры в раннем протерозое. Имеющиеся в настоящее время материалы по архейским образованиям Урала по-

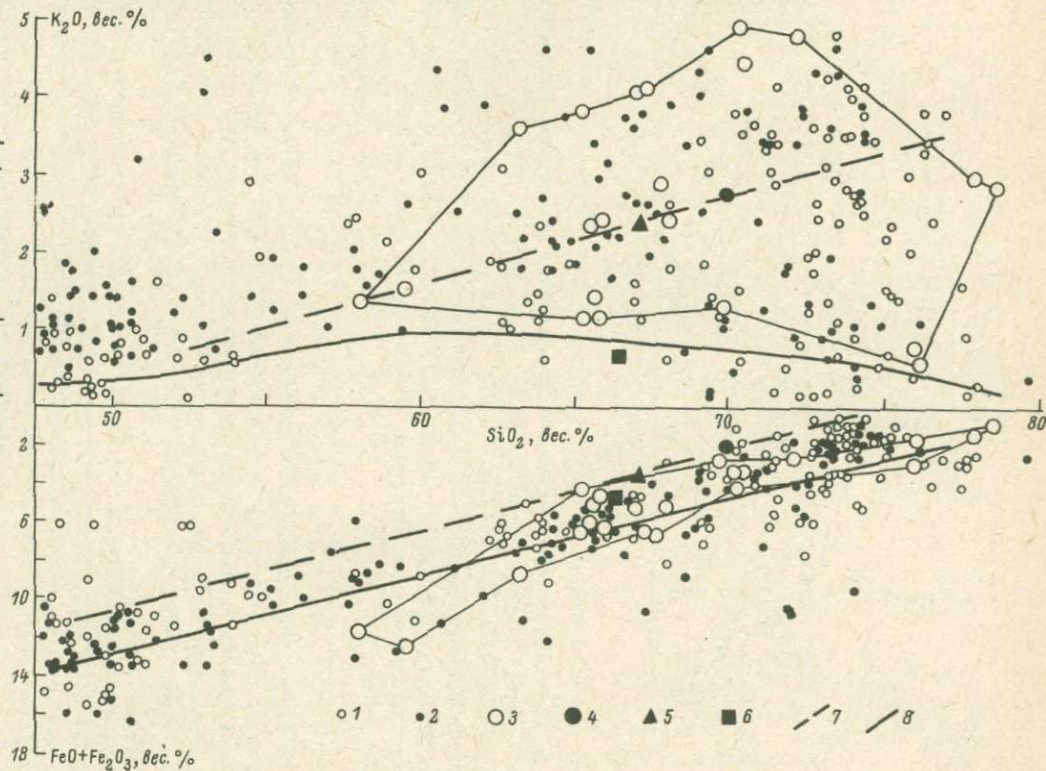
зволяют предполагать возможность обнаружения если не собственно серых гнейсов, то признаков древнейшего первичнокорового материала в Мугоджарской и Тараташской глыбах. В этих глыбах в неодинаковых геологических обстановках присутствуют породы различной кремнекислотности, сопоставимые по основным петрохимическим характеристикам с малокалиевыми и калиевыми сериями гнейсов Амитсок [11] и других типовых комплексов древнейших гранитоидов (рис. 1, 2).

В Мугоджарской глыбе, крупнейшей на Урале, гнейсы тоналит-гранодиоритового состава образуют отдельные массивы (Каиндинский и др.) либо переслаиваются с амфиболитами (улыталдыкская, чилисайская, тулепсайская толщи) и лептинитовыми гнейсами (шагырская, шаникенская толщи). Последние наиболее широко развиты в Южных Мугоджарах и не характерны для других древних глыб Урала. Породы Мугоджарской глыбы однородно метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации и в различной степени плагиомигматизированы, а местами затронуты процессами региональной фельдшпатизации [17]. К максимумам проявления ультраметаморфических процессов приурочены массивы малокалиевых гнейсов тоналит-гранодиоритового и плагиогранитного состава. Преобладают в них породы повышенной кремнекислотности, но отдельные массивы (например, Каиндинский) сложены порфиоровидными гнейсами тоналит-адамеллитового состава (табл. 1), содержат включения амфиболитов и по химизму близки гнейсам Уйвак II [7] и очковым гнейсам Амитсок [11]. В отмеченных выше толщах южноугоджарской серии наблюдается нормальное переслаивание тоналит-гранодиоритовых гнейсов с амфиболитами и лептинитами. Отдельные горизонты хорошо прослеживаются по простиранию, а мощности их составляют от первых десятков до нескольких сотен метров. В отдельных случаях отмечается будинаж амфиболитов, но секущие взаимоотношения между различными типами пород, за исключением высококалиевых лептинитов, не встречались.

Петрографически малокалиевые тоналит-гранодиоритовые гнейсы представляют собой кварц-плагиоклазовые средне-, крупнозернистые породы с биотитом и роговой обманкой. Характерно присутствие магнетита, что отмечается и по высокой магнитной восприимчивости пород (до $1100 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС), иногда на порядок и больше превышающей магнитную восприимчивость вмещающих лептинитовых гнейсов и амфиболитов. Повышены в них и содержания элементов группы железа. По химическому составу (табл. 1) типичные малокалиевые тоналит-гранодиоритовые гнейсы Мугоджарской глыбы сходны с древнейшими комплексами серых гнейсов [7, 11]. Для них характерны повышенные содержания глинозема, окиси кальция и суммарного железа. Отличия заключаются в несколько меньших абсолютных содержаниях окиси натрия и более высоких – окиси магния. Вместе с тем выделение таких типичных разновидностей можно провести лишь с достаточной условностью. В целом же тоналит-плагиогранитоидные гнейсы мугоджарского комплекса характеризуются значительными колебаниями в содержаниях большинства

Рис. 1. Соотношение кремнезема с калием и железом в раннедокембрийских глыбах Урала.

1 - амфиболиты, гнейсы и гранитоидные породы Муголжарской глыбы; 2 - кристаллические сланцы, гнейсы и гранитоидные породы Тараташской глыбы; 3 - серые гнейсы Амитсок [11]; 4 - средний состав гнейсов Уйвак 1 [7]; 5 - средний состав олигоклазовых гранитов Койкарской глыбы [15]; 6 - эндробит Канентъяврского массива [3]; 7-8 - усредненные вариационные линии гранитоидных серий андезитового (7) и толеитового (8) рядов [3].



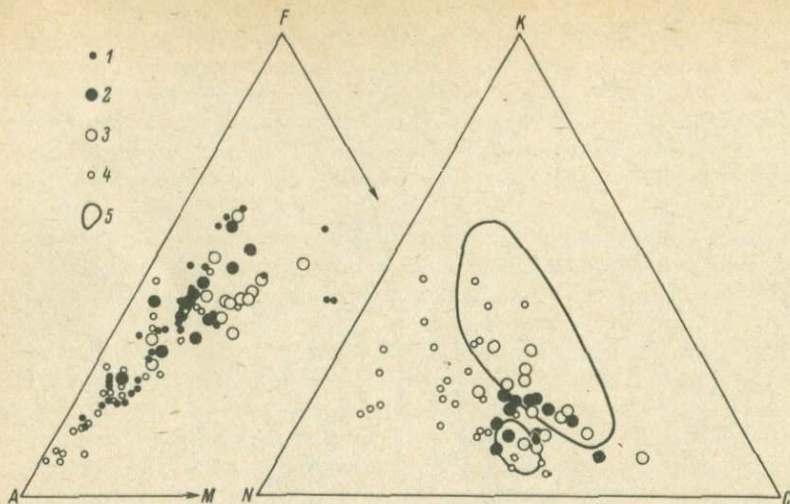


Рис. 2. Составы серых гнейсов и гранитоидов в координатах: щелочи - $FeO - MgO$ (AFM) $Na_2O - K_2O - CaO$ (NKC).
 1 - гнейсы Амитсок [11] и Уйвак [7]; 2 - диоритовые и тоналит-плагиогранитоидные гнейсы Тараташской глыбы; 3 - тоналит-гранодиоритовые гнейсы Мугоджарской глыбы; 4 - палеозойские тоналит-плагиогранитовые массивы Мугодjar; 5 - обобщенные контуры гнейсов Амитсок [11].

окислов. На петрохимических диаграммах (рис. 1, 2) их составы занимают обширные поля и не указывают дискретной приуроченности к какой-либо из вариационных серий. Отчетливо выражается лишь бимодальность мугоджарского комплекса в целом и вероятная связь тоналит-гранодиоритовых гнейсов с малокалиевыми базитами (амфиболитами).

Сложность выделения в комплексах серых гнейсов древнейших первичнокоровых гранитоидов, одновременность их формирования и затухеванность ранних взаимоотношений архейскими эндогенными процессами отмечалась неоднократно [1, 3, 7 и др.]. Нет пока однозначных данных и по Мугоджарам, но присутствие в мугоджарском комплексе древнейшего сиалического первичнокорового материала представляется вероятным, как и обнаружение его при дальнейших исследованиях. Минералогическое изучение цирконов из порфиридных тоналит-гранодиоритовых гнейсов Каиндинского массива (2.03 млрд. лет) указывает на присутствие в них реликтовых ядер цирконов «догранулитового облика», по которым можно ожидать получения значительно более древнего возраста.

В Тараташской глыбе, относительно небольшой по размерам, но с наиболее детально изученной петрологически и геохронологически последовательностью метаморфических событий [13, 14], гнейсы тоналит-гранодиоритового состава развиты ограниченно. Шире пред-

Т а б л и ц а 1. Химический состав тоналит-гранодиоритовых гнейсов Мугоджарской глыбы

Окисел	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	67.96	69.84	69.31	67.23	69.30	63.85	63.86	64.02	62.86	62.43	59.81	63.98	64.22	68.15	69.89	66.96
TiO ₂	0.72	0.37	0.41	0.72	0.33	1.04	0.64	0.65	0.75	0.79	0.80	0.38	0.71	0.39	0.34	0.45
Al ₂ O ₃	13.86	15.18	15.39	15.95	15.14	15.25	16.74	16.72	15.33	16.79	14.92	14.83	13.90	16.32	15.46	16.46
Fe ₂ O ₃	2.41	2.61	1.63	2.22	1.02	2.69	3.71	1.70	1.84	0.46	1.77	1.21	1.32	3.60	0.43	1.33
FeO	2.73	1.22	2.01	2.43	2.19	4.03	2.01	4.20	4.79	6.38	9.40	5.26	7.80	-	1.78	2.21
MnO	0.11	0.03	0.07	0.08	0.10	0.09	0.06	0.10	0.09	0.17	0.18	0.12	0.19	0.03	0.03	0.05
MgO	2.36	0.79	2.36	2.30	1.24	3.20	2.37	3.39	3.25	3.34	2.00	1.92	1.84	1.00	0.78	1.35
CaO	2.32	3.50	3.14	4.24	3.66	3.53	4.88	5.36	3.82	2.76	4.75	4.99	2.62	3.98	2.44	3.05
Na ₂ O	3.20	3.33	2.71	2.54	3.35	3.30	4.10	1.75	3.06	3.18	3.02	4.64	3.56	4.45	5.10	4.50
K ₂ O	2.60	2.65	1.40	1.13	3.05	2.30	1.10	0.60	1.04	1.93	1.76	1.25	1.75	2.07	2.68	2.05
P ₂ O ₅	0.25	0.20	0.18	0.07	0.12	0.29	0.27	0.13	-	-	0.17	0.13	0.21	0.20	0.12	-
H ₂ O	0.05	0.06	-	-	0.10	0.15	0.04	-	-	-	-	-	-	-	-	0.08
П.п.п.	1.15	0.55	1.24	0.90	0.80	0.91	0.64	1.84	2.23	1.11	1.03	0.57	1.26	-	0.56	1.42
Σ	99.72	100.38	99.85	99.81	100.40	100.63	100.42	100.46	99.06	99.34	99.61	99.28	99.38			
F _{общ}	54.0	72.0	45.8	52.1	58.1	53.3	56.1	48.8	52.9	53.3	75.4	64.9	73.1	62.2	62.0	58.5
d _v	-	2.58	2.64	2.68	2.52	-	-	2.78	-	-	-	-	-	-	-	-
m, 10 ⁻⁶ ед. СГС	-	600	1100	660	650	-	-	620	-	-	-	-	-	-	-	-

П р и м е ч а н и е. 1-5 - Кандинский массив: 1-4 (пр. 05623, 7-1, P-1-1, P-23-4) - биотит-амфиболовые гранодиорито- и амамплито-гнейсы, 5 (пр. P-23-5) - мигматизирующий материал; 6-10 (пр. 430а, 431а, P-30-2, P7-9, P116) - тоналитовые гнейсы между речья Канды и Карасая; 11-13 (пр. P297-1, P295-1, P298-1) - тоналитовые гнейсы верховьев р. Улытапдык; 14 - средний состав серых гнейсов Западной Гренландии [19]; 15 - средний состав гнейсов Уйвак I [7]; 16 - средний состав олигоклазовых гранитов Койкарской глыбы [15].

ставлены диорито-гнейсы, слагающие существенную часть разреза шигирской толщи. Тоналит-гранодиоритовые и диоритовые гнейсы ассоциируют с двупироксеновыми кристаллическими сланцами и глиноземистыми гнейсами. Реже встречаются ультрамафические породы и горизонты магнетитовых кварцитов. Комплекс метаморфизован в условиях гранулитовой фации умеренных давлений с наложенным местами высокотемпературным диафторезом амфиболитовой фации. Неоднократно проявленные ультраметаморфические процессы обусловили значительную насыщенность глыбы мобилизованным гранитоидным материалом. Выделяются различные типы гранитоидов, но в аспекте проблемы серых гнейсов могут быть интересны плагиогранитоиды гранулитовой фации метаморфизма. Средне- и мелкозернистые гнейсовидные гиперстеновые гранитоиды (эндербиты) образуют согласные тела мощностью до 100-200 м среди слабомигматизированных двупироксеновых кристаллических сланцев [14], характеризуются низким содержанием кремнезема (63-67%), высоким — окиси титана и глинозема и преобладанием натрия над калием. Пластообразную форму тел мощностью от первых метров до 100 м имеют и диорито-гнейсы. По мнению В.И. Ленных и др. [14], диорито-гнейсы являются наиболее ранними магматическими образованиями, аналогичными гиперстеновым диоритам Кольского полуострова, частично преобразованными процессами эндербитизации и фельдшпатизации. Пластовые тела диорито-гнейсов и эндербитов, переслаивающиеся с глиноземистыми плагиогнейсами и двупироксеновыми кристаллическими сланцами, в зонах диафтореза амфиболитовой фации интенсивно мигматизируются и прорываются жильными телами гранитоидов.

По химическому составу (табл. 2) наиболее ранние мадокалиевые гранитоиды Тараташской глыбы обладают рядом особенностей, отличающих их от мугоджарских. Для них характерны более низкие содержания окиси магния, но повышенная железистость, сопоставимая с общей железистостью калиевой серии гнейсов Амитсок [11] и Уйвак II [7]. Присутствие же в Тараташской глыбе кварцитов сближает их с комплексом Исуа [16]. В целом же повышенная калиевость гранитоидов средней кремнекислотности и базитов тараташского комплекса (рис. 1) может быть связана с его привносом, как это предполагается для Канентъяврского массива [3]; эндербиты которого по содержанию остальных окислов близки к тараташским.

Наиболее интересная информация содержится в цирконах Тараташской глыбы, испытавших гранулитовый метаморфизм умеренных давлений с возрастом 2,6 млрд. лет. В телах диорито-гнейсов, наименее измененных процессами диафтореза, выявлена догранулитовая разновидность цирконов (I). В чистом виде, т.е. без признаков перекристаллизации и обрастания, цирконы I почти не встречаются. Они обычно образуют сростки с разновидностью II, появление которой вызвано гранулитовым метаморфизмом. Для цирконов I характерны серый с различными оттенками цвет, поликристаллическое строение, пониженное двупреломление и „пятнистое“ погасание, замутненность. Все

Т а б л и ц а 2. Химический состав диоритовых, тоналит-гранодиоритовых гнейсов и гранитоидов Тараташской глыбы

Оксид	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	52.92	56.22	58.30	64.40	66.09	64.84	69.84	64.98	66.00
TiO ₂	2.10	1.33	1.70	0.62	0.33	0.90	0.29	0.58	0.36
Al ₂ O ₃	17.73	15.95	14.60	16.30	15.73	14.85	16.01	14.80	16.60
Fe ₂ O ₃	2.56	2.96	0.70	0.91	0.59	3.31	1.59	2.14	1.58
FeO	6.97	7.00	7.95	4.84	4.96	3.30	1.44	4.56	3.60
MnO	0.11	0.14	0.07	0.03	0.05	0.09	0.04	0.06	0.06
MgO	2.87	3.51	2.62	1.54	1.42	1.62	1.01	2.22	1.36
CaO	7.73	5.65	5.83	4.07	4.14	3.38	3.66	4.31	4.09
Na ₂ O	4.00	3.37	4.56	4.82	3.63	3.72	4.03	3.34	4.05
K ₂ O	1.04	1.74	1.56	1.75	1.90	2.11	1.18	1.78	2.20
P ₂ O ₅	0.50	0.35	0.25	0.13	-	-	-	0.25	0.06
П.п.п.	0.80	1.18	0.95	0.64	0.54	1.17	1.31	0.34	-
Σ	99.33	99.40	99.09	100.05	99.36	99.29	100.40	99.36	99.96
F _{общ.}	64.5	60.6	64.4	67.5	69.0	68.8	61.5	62.3	67.3

П р и м е ч а н и е. 1-3 (пр. 217-205, 243-11, 256-9а) - гиперстеновые диорито-гнейсы; 4-5 (пр. 3268а, Р249-3) - гиперстен-биотитовые плагиогнейсы; 6 (пр. Р246-11) - биотит-гранатовый плагиогнейс; 7 (пр. Р246-3) - мигматизирующий материал двупироксеновых кристаллических сланцев; 8 (пр. 184-805) - роговообманковый плагиогранитоид; 9 (пр. 4050) - гиперстеновый плагиогранитоид. Анализы 1-4 и 8, 9 - из коллекции В.И.Ленных и др. [14].

эти признаки указывают на первичное (генетическое) несовершенство этой разновидности. Некоторые из цирконов I сохранили признаки идиоморфизма, что дает основание считать их магматическими образованиями. Гранулитовая разновидность циркона II имеет высокое двупреомление, малиновую окраску, однородна и прозрачна. Проявлена она или в виде разбитых радиальными трещинками оболочек, развитых вокруг цирконов I, или как самостоятельные однородные зерна с признаками грануломорфного роста. Структурные особенности цирконов I и II хорошо заметны на срезе кристаллов.

Микронзондовые исследования кристаллов цирконов, в которых разновидности I и II образуют ядро и оболочку, показали, что разновидность I и по оптическим свойствам, и по составу резко отличается от оболочки. Ядра таких цирконов обогащены ураном, торием, свинцом, иттрием, фосфором и в меньшей мере гафнием. Наблюдается отчетливая корреляция этих элементов, свидетельствующая о высокой сохранности первичного распределения. Заметная же корреляция свинца с ураном и торием допускает и геохронологическую замкнутость, т.е. возможность получения датировок, близких к возрасту образования пород. Полученные термоизохронным методом по цирконам I датировки около 2.9 млрд. лет интерпретируются как минимальный возраст формирования диорито-гнейсов. На Урале цирконы, подобные догранулитовым тараташским, были встречены в тоналит-гранодиоритовых гнейсах Мугоджарской глыбы, т.е. в породах, не испытавших гранулитового метаморфизма. Малое количество материала не дало возможности их надежно датировать, но поставило вопрос о необходимости сопоставления цирконов I, геохимические особенности которых указывают на генетическое родство с кислым субстратом, с цирконами типовых комплексов серых гнейсов, по которым получены наиболее древние значения возраста (3.6-3.8 млрд. лет). Однако достаточно полные характеристики цирконов древнейших первичнокоровых сиалических образований нам неизвестны.

Таким образом, имеющиеся материалы по раннедокембрийским глыбам Урала не согласуются с представлениями о гипербазит-базитовом составе древнейшей коры и позволяют предполагать возможность обнаружения при дальнейших исследованиях более отчетливых признаков протокорового тоналит-гранодиоритового материала, отождествляемого с комплексом серых гнейсов, и получения наиболее достоверных его радиологических датировок.

Л и т е р а т у р а

1. Богатиков О.А., Богданова С.В., Марков М.С. „Серые гнейсы“ архея и магматизм ранних стадий становления континентальной земной коры. - В кн.: Докембрий. Докл. сов. геологов XXVI сессии МГК. М.: Наука, 1980, с.17-24.
2. Богданова С.В. Серые гнейсы в фундаменте Русской плиты. - В кн.: Древнейшие гранитоиды СССР (комплекс серых гнейсов). Л.: Наука, 1981, с.96-107.

3. Виноградов А.Н., Виноградова Г.В. О геохимическом типе первичнокоровых гранитов. - в Кн.: Древнейшие гранитоиды СССР (комплекс серых гнейсов). Л.: Наука, 1981, с.49-57.
4. Иванов С.Н. Зона утонения при разрыве плит и ее значение для понимания структуры и истории складчатых поясов. - В кн.: Тектоника. Докл. сов. геологов XXVI сессии МГК. М.: Наука, 1980, с.45-52.
5. Иванов С.Н., Краснобаев А.А., Русин А.И. Срединные массивы уральского подвижного пояса. - В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. Тез. докл. Алма-Ата, 1981, с.57-59.
6. Иванов С.Н., Краснобаев А.А., Русин А.И. Докембрий Урала. - В кн.: Докембрий в фанерозойских складчатых поясах. Л.: Наука, 1982, с.81-94.
7. Коллерсон К.Д., Джессо К., Бриджотер Д. Геологическая эволюция архейского гнейсового комплекса: Восточный Лабрадор. - В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с.245-263.
8. Кравцова Е.И., Митрофанов Ф.П. Ассоциации ортогнейсо-гранитоидов Амитсок, Юйвак и Хеброн. - В кн.: Магматические формации раннего докембрия территории СССР. М.: Недра, 1980, кн. 1, с.65-68.
9. Краснобаев А.А., Русин А.И. Схематический геолого-радиологический разрез докембрия Урала. - Ежегодник ИГиГ УНЦ АН СССР 1978 г. Свердловск, 1979, с.7-9.
10. Краснобаев А.А., Сумин Л.В. Гетерогенность цирконов и проблемы цирконовой геохронологии полиметаморфических комплексов докембрия Урала. - В кн.: Петрология литосферы и рудоносность. Тез. докл. Л.: 1981, с.200-201.
11. Ламберт Р.Ст. Дж., Холланд Дж. Г. Геохимия гнейсов Амитсок. - В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с.201-212.
12. Ленных В.И. Метаморфические комплексы западного склона Урала. - В кн.: Доордовикская история Урала. Свердловск, 1980, с.3-40.
13. Ленных В.И., Краснобаев А.А. Абсолютный возраст метаморфических пород. - В кн.: Петрология и железорудные месторождения тараташского комплекса. Свердловск, 1978, с.69-76.
14. Ленных В.И., Панков Ю.Д., Петров В.И. Петрология и метаморфизм мигматитового комплекса. - В кн.: Петрология и железорудные месторождения тараташского комплекса. Свердловск, 1978, с.3-45.
15. Лобач-Жученко С.Б. Древнейшие олигоклазовые гранитоиды - фундамент супракрустальных пород нижнего комплекса. - В кн.: Геология и петрология архейского гранитно-зеленокаменного комплекса Центральной Карелии. Л.: Наука, 1978, с.33-42.

16. М а й е р с Дж.С. Раннедокембрийский гнейсовый комплекс Гренландии. — В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с.176–188.
17. Р у с и н А.И. Мигматиты метаморфических комплексов Урала. — В кн.: Метаморфизм горных пород Урала. Свердловск, 1979, с.62–100.
18. Р у с и н А.И. Дорифейские метаморфические комплексы восточного склона Урала. — В кн.: Доордовикская история Урала. Свердловск, 1980, с.41–59.
19. Т а р н и Дж. Геохимия архейских высокометаморфизованных гнейсов. Вывод о происхождении и эволюции докембрийской земной коры. — В кн.: Ранняя история Земли. М., Мир, 1980, с.407–420.

И.Д.Б а т и е в а, И.В.Б е л ь к о в

ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ДРЕВНЕЙШИХ КОМПЛЕКСОВ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Древнейшие породы Кольского полуострова нами были выделены в качестве первичнокоровой вулканоплутонической ассоциации, которая образована плутоническим рядом диорит-тоналит-плагиогранитного состава и вулканитами базальт-андезит-дацитового состава, преобразованными в различные гнейсы [2, 4]. В современном эрозионном срезе эти образования распространены в пределах Мурманского, Центральнокольского, Терского, Нотозерского и Беломорского блоков и слагают фундамент, на котором иногда с конгломератами в основании залегают осадочно-вулканогенные толщи архея. Гальки конгломератов имеют состав тоналитов, плагиогранитов и ранних вулканитов. В настоящее время конгломераты с галькой плагиогранитов и тоналитов выявлены на Кейвах, в районе Поросозера-Вороньей, на р.Титовке, Воче-ламбине, в районе Рязановых луд на северном берегу Кандалакшского залива, к югу от Сальных тундр, на р. ЧапOME [1, 5, 7, 12].

Древнейшим породам Кольского полуострова свойственна самостоятельная тектоническая структура с характерной брахиформностью и преимущественно близким к меридиональному простираем осей складок и гнейсовидности [2, 9, 10]. Вблизи зон контактов с архейскими и протерозойскими вулканогенно-осадочными комплексами наблюдается наложенное приспособление структурного плана пород фундамента к более молодым тектоническим формам северо-западного простираем. В породах фундамента эта перестройка часто сопровождается разгнейсованием, грануляцией кварца, отчасти плагиоклаза, наложенными метасоматическими изменениями, в частности калишпатизацией. Реже удается наблюдать взаимоотношения, когда уже в незначительном удалении породы фундамента и перекрывающие их осадочно-вулканогенные толщи архея и протерозоя имеют

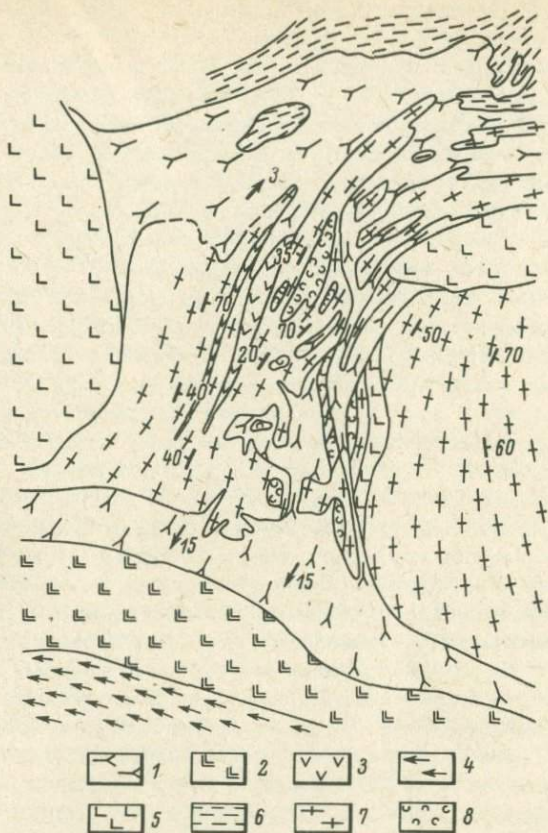


Рис. 1. Схематическая геологическая карта района к северу от Панских тундр. Составила И.Д. Батиева.

Нижний протерозой: 1 - щелочные граниты; 2 - перидотит-габбронориты; 3 - диабазы; 4 - имандра-варзугская серия; верхний архей: 5 - габбро-анортозиты; 6 - кейвская серия - AR_2 ; нижний архей: 7 - плагиограниты; 8 - метавулканы.

различный структурный план. Один из примеров подобных взаимоотношений нами наблюдался в районе севернее Панских тундр, где породы фундамента несогласно перекрываются породами кейвской серии верхнего архея и имандра-варзугской серии нижнего протерозоя (рис. 1). По зоне контакта пород фундамента с породами кейвской серии внедрились щелочные граниты, в которых ксенолиты вмещающих пород переориентированы и создают картину видимого согласия.

Вследствие неоднократного метаморфизма, гранитизации, наложенных деформаций первичная природа пород фундамента часто устанавливается с трудом и на ограниченных участках. В пределах Мурманского глубоко эродированного блока преимущественно развиты породы плутонической ассоциации - биотитовые и биотит-амфиболовые квар-

цевые диориты, тоналиты и плагиограниты, в составе цветных минералов иногда содержащие гиперстен.

В Центральнокольском антиклинории известны как плутонические, так и вулканические ассоциации. В Нотозерском, Терском и Беломорском блоках, по-видимому, преобладают вулканогенные фации, хотя этот вопрос дискуссионен, так как комплексы ранне- и позднеархейского возраста с трудом поддаются корреляции.

В последние годы нами установлены на Кольском полуострове многочисленные примеры тесной пространственной ассоциации древнейших интрузивных и эффузивных пород [2, 3].

Впервые относительно слабо измененные вулканы первичнокоровой формации нами были детально изучены в районе центральной части Кольского полуострова, к северу от Панских тундр. Здесь среди мелкозернистых микроклинизированных плагиогранитов были встречены отдельные разобщенные останцы вулканогенных пород с реликтами эффузивных текстур и структур (рис. 1). Вулканы среди плагиогранитов образуют линзообразные тела размером от сотен метров до нескольких десятков километров по протяженности и нескольких километров вкрест простирания. Эффузивные и интрузивные породы в целом имеют согласное залегание. В то же время контакты интрузивных и эффузивных пород отчетливые с ксенолитами эффузивов в плагиогранитах и апофизами плагиогранитов в эффузивы.

На этом участке были прослежены все последовательные стадии преобразования эффузивов в биотит-амфиболовые гнейсы. Метаэффузивы — породы полностью раскристаллизованные, но сохраняют признаки эффузивных структур. Среди них преобладают кварцевые метапорфириты и гранодиорит-порфиры с массивной, реже гнейсовидной структурой. Вкрапленники представлены плагиоклазом и кварцем. В кварцевых порфирах количество вкрапленников составляет не более нескольких процентов, в гранодиорит-порфирах — десятки процентов. Основная ткань пород более мелкозернистая, полностью перекристаллизована, с типичными гранобластовыми структурами. Вкрапленники плагиоклаза имеют темную окраску благодаря наличию в них многочисленных мельчайших включений. В метаэффузивах отмечаются более меланократовые включения близкого минерального состава.

При перекристаллизации и метасоматозе в зонах разгнейсования эффузивы, как правило, преобразованы в меланократовые и мезократовые порфиробластические гнейсы, среди которых, так же как и в неразгнейсованных метаэффузивах, присутствуют более меланократовые включения с более высоким содержанием биотита и амфибола. В породах, претерпевших огнейсование и перекристаллизацию, отчетливо прослеживается реликтовый плагиоклаз, раскисленный по периферии, и отмечается более позднее выделение микроклина в виде идиобласт и гломеробластовых скоплений.

Плагиограниты этого района, в которых заключены метаэффузивы, также представлены малоглубинной фацией — они мелкозернисты, с реликтами порфировидных вкрапленников плагиоклаза. Плагиограниты, как и метаэффузивы, испытали наложенную микроклинизацию с развитием порфиробласт микроклина.

Площади распространения метаэффузивов и малоглубинных фаций гранитоидов, по-видимому, находятся в прямой зависимости от уровня эрозионного среза. Интрузивные фации пород первичнокоровых гранитоидов, обнаженные в наиболее приподнятых блоках, представлены кварцевыми диоритами, тоналитами, плагиогранитами. В настоящее время не решенным до конца вопросом является определение объема вулканогенной фации в пределах ассоциации первичнокоровых пород. Совершенно очевидно, что все, что лежит выше конгломератов с галькой немикроклинизированных плагиогранитов и тоналитов, должно относиться к более молодым архейским супракрустальным вулканогенно-осадочным комплексам. С этой точки зрения северо-западная часть Кольского полуострова и особенно Беломорье требуют пристального внимания к выяснению детальных соотношений вулканоплутонической ассоциации пород фундамента с породами кольской и беломорской серий.

Недостаточно выяснен вопрос и о соотношении базит-гипербазитов с породами фундамента. Наличие включений основных пород в плагиогранитах-тоналитах позволило ряду исследователей высказать предположение о первичном базальтовом характере коры Земли и ее последующей гранитизации.

Наши данные свидетельствуют, что часть более основных пород среди тоналитов-плагиогранитов относится к вулканитам этого же вулканогенно-плутонического комплекса: обычно это мелкозернистые амфиболиты, амфиболовые гнейсы андезит-базальтового, андезитового состава. Протяженные же тела основного и ультраосновного состава с признаками интрузивных пород, по всей вероятности, являются реликтами подводящих каналов более молодых интрузий и вулканогенных комплексов архея и протерозоя. В результате наложенных тектонических движений они часто будинированы (рис. 2), что может создать ложное представление о их геологической позиции и относительном возрасте.

Изучение химизма пород фундамента свидетельствует, что породы вулканогенного комплекса преимущественно относятся к слабопересыщенным SiO_2 породам. Плутонические породы этой ассоциации характеризуются пересыщенностью SiO_2 , но имеют пониженное количество нормативного кварца за счет повышенного содержания плагиоклаза, пониженное содержание железа и повышенное — магния, преобладание двухвалентного железа в сумме закисного и окисного (см. статью В.Р. Ветрина в настоящем сборнике). Все породы относятся к натровому ряду нормальной щелочности и располагаются на

диаграмме $SiO_2 - \frac{Na+K}{Al} - \frac{Na}{Na+K}$ в едином эволюционном ряду (рис. 3). По соотношению суммы щелочей и кремнезема породы данной ассоциации образуют типичный ряд дифференциации магматической серии (рис. 4). В поле магматических пород они попадают и на диаграмме А.Н. Виноградова [6] — рис. 5. При этом вулканогенные породы располагаются преимущественно в полях дифференциатов базальтоидных магм толеитовой серии, плутонические попадают в поля андезитового и сиалического ряда.



Рис. 2. Взаимоотношения основных пород с пегматитами и плагиогранитами. Западный борт выемки дороги у прол. Широкая Салма. 1 - пегматиты; 2 - основные породы; 3 - плагиограниты.

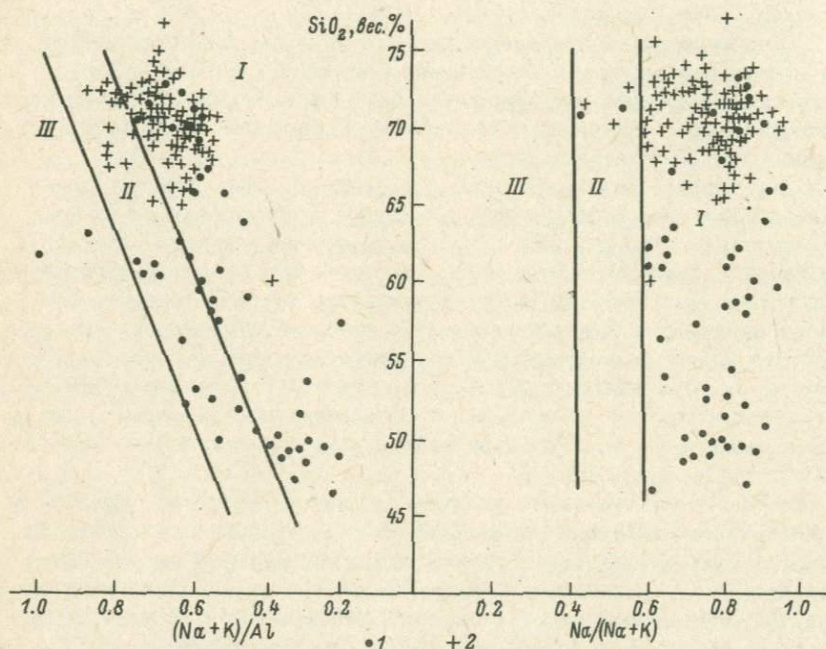


Рис. 3. Диаграмма химического состава пород вулканоплутонической ассоциации нижнего архея в координатах $SiO_2 - \frac{Na+K}{Al} - \frac{Na}{Na+K}$.

1 - вулканогенные породы; 2 - гранитоиды. Поля в левой части рисунка: I - породы нормальной щелочности; II - субщелочные породы; III - щелочные породы; в правой части рисунка: I - породы натрового ряда; II - породы калинатрового ряда; III - породы калиевого ряда.

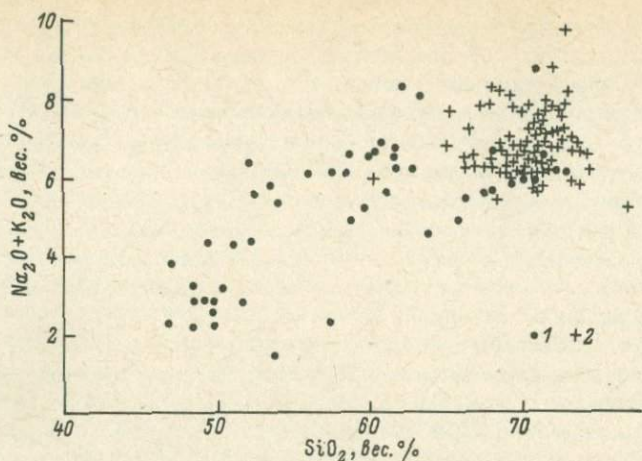


Рис. 4. Диаграмма химического состава пород вулканоплутонической ассоциации нижнего архея в координатах $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$. 1 - вулканогенные породы; 2 - гранитоиды.

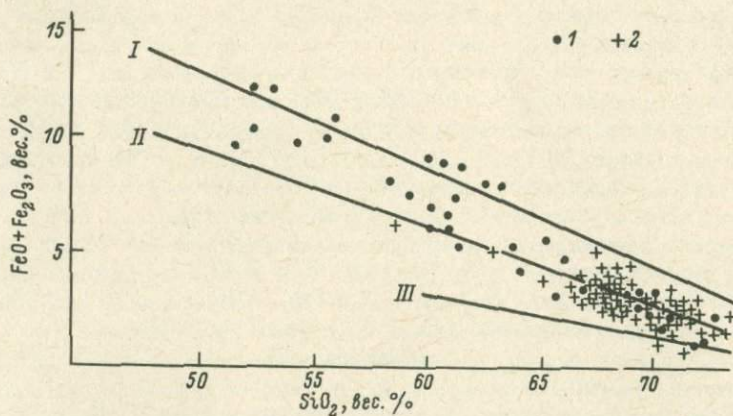


Рис. 5. Диаграмма химического состава пород вулканоплутонической ассоциации нижнего архея в координатах $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) - \text{SiO}_2$. 1 - вулканогенные породы; 2 - гранитоиды. Поля дифференциатов: I - толеитового, II - андезитового известково-щелочного и III - силикатического рядов. Даны по А.Н. Виноградову [6].

Характерным на Кольском полуострове для пород древнейшего фундамента является отсутствие в их составе типичных в архее и протерозое глубокодифференцированных осадков (конгломератов, песчаников; кварцитов, известняков и др.). Преобладающую роль в формировании первичной коры имела магматическая деятельность с преимущественным развитием средних и кислых пород натровой серии.

Обращаясь к рассмотрению имеющихся в литературе данных о составе древнейших образований на континентах, мы видим, что в основании разреза нижнего докембрия других регионов также повсеместно развиты гнейсо-плагиогранитные и гранулито-чарнокитовые серии [13]. Они представляют собой огнейсованные вулканоплутонические ассоциации, в которых вулканические излияния андезитов, андезито-дацитов, кварцевых порфиритов интродуцированы тоналитами и плагиогранитами. На большинстве крупномасштабных геологических карт территории развития этих древнейших пород показаны в виде обширных однородных гранито-гнейсовых „плутонов” или гранитоидных куполов.

Временной интервал формирования первичных гранитоидных комплексов еще недостаточно ясен. Наиболее древние рубидий-стронциевые (изохронные) датировки гнейсовых комплексов Гренландии дают оценки возраста 3700–3750 млн. лет [17] и близки данным, полученным Lu–Hf – методом (3650 млн. лет) [18]. Для гранито-гнейсов Свазиленда (Африка) Rb–Sr-методом определен возраст 3555 ± 111 млн. лет [14], а гнейсов раннего архея блока Йилгарн (Западная Австралия) – 3348 ± 48 (Rb–Sr-методом) и 3510 и 3630 млн. лет (Sm–Nd-методом) – [15]. Возраст 3800 млн. лет для гранито-гнейсов установлен [16] Rb–Sr изохронным методом в юго-западной части Миннесоты (США) и др.). В большинстве же случаев определения радиологического возраста имеют более низкие значения вследствие наложенных поздних преобразований, как и на Кольском полуострове, где наиболее высокая цифра радиологического возраста пород фундамента, определенная изохронным U–Pb-методом, составляет $3130 \pm 100(250)$ млн. лет [8]. В то же время наличие галек плагиогранитоидов в базальных конгломератах вулканогенно-осадочных комплексов древнейших зеленокаменных поясов, испытавших метаморфизм на рубеже 3000–2800 млн. лет (Свазиленд, Алдан, Кольский полуостров, Канада), однозначно определяет верхний возрастной рубеж этих первичнокоровых образований как более древний, чем время диастрофизма на рубеже 2800 млн. лет.

Рассматривая вопрос о генезисе первичнокоровых образований, следует учитывать три присущие им важные особенности: а) наличие непрерывного ряда взаимопереходов от диоритов до плагиогранитов и тесная ассоциация этого ряда интрузивных пород с аналогичным по химизму рядом вулканитов базальт-андезит-дацитового состава; б) сравнительно низкое значение первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Для кольских гранитоидов оно колеблется от 0.702 до 0.708. Наиболее низкое значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – 0.702 было получено для эндербитов Канентъяврского массива. Для тоналитов и плагиогранитов Мурманского блока – 0.7058–0.7076, для метавулканиитов – 0.7084–0.7091; в) геохимическое родство первичнокоровых пород Кольского полуострова с древнейшими породами других регионов (см. статью В.Р. Ветрина в настоящем сборнике). Геологические и петрографические данные позволяют предполагать образование древнейших пород за счет дифференциации и переработки базальт-

андезит-дацитовых селективных выплавок, поступавших к поверхности из первичной протокры [11].

К поверхности перемешались наиболее легкоплавкие андезитовые и андезит-дацитовые расплавы, за счет которых накапливались толщи пирокластического, туфового и лавового материала. При достижении определенной мощности вулканогенного слоя и при его высокой нагретости внедрение новых порций андезит-дацитовых расплавов обусловило образование полнокристаллических интрузивных комплексов тоналит-плагиогранитного ряда, частично возникших и за счет повторного плавления вулканитов.

Повсеместная распространенность и однотипность первичнокоровых комплексов в кристаллическом фундаменте континентов свидетельствует о том, что в раннем докембрии в истории континентальной земной коры проявился специфический геодинамический режим, не повторившийся на последующих этапах геологической истории Земли. Характерными для этого этапа формирования первичной сиалической коры были повышенная ее разогретость, отсутствие жидкофазной воды на поверхности Земли, что препятствовало формированию типичных химически дифференцированных осадочных пород [13].

Л и т е р а т у р а

1. Б а т и е в а И.Д., Б е л ь к о в И.В. Базальные конгломераты кейвской осадочно-метаморфической серии в районе Западных Кейв. - Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, 1958, № 4, с. 48-53.
2. Б а т и е в а И.Д., Б е л ь к о в И.В. Гранитоидные формации Кольского полуострова. - В кн.: Очерки по петрологии, минералогии и металлогении гранитоидов Кольского полуострова. Л.: Наука, 1968, с. 5-144.
3. Б е л ь к о в И.В. факторы и особенности литогенеза в раннем докембрии. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, с. 203-208.
4. Б е л ь к о в И.В., Б а т и е в а И.Д. Вулкано-плутонические комплексы первичной континентальной коры Балтийского щита. - В кн.: Древнейшие гранитоиды Балтийского щита. Апатиты, Кольск. фил. АН СССР, 1979, с. 5-18.
5. Б о г д а н о в а М.Н., Е ф и м о в М.М. Конгломераты Колвицкой структурно-фациальной зоны. - В кн.: Геология и геохимия метаморфических комплексов Кольского полуострова. Апатиты, Кольск. фил. АН СССР, 1975, с. 65-69.
6. В и н о г р а д о в А.Н. Петрохимические особенности и условия генерации гранитных магм вулканических ассоциаций. - В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Апатиты, Кольск. фил. АН СССР, 1971, с. 144-151.
7. Г а р и ф у л и н Л.Л. Конгломераты серии колмозеро-воронья. - В кн.: Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1971, с. 42-52.

8. Гранитоиды древнее 2800 млн. лет на Кольском полуострове / Ю.Д.Пушкарев, Г.И.Рюнгенен, Г.И.Шестаков, Л.К.Шуркина. - В кн.: Древнейшие гранитоиды восточной части Балтийского щита. Апатиты, Кольск. фил. АН СССР, 1979, с.18-43.
9. Иванов А.М. Материалы к геологии северо-восточной части Кольского полуострова. - В кн.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 7-28.
10. Полканов А.А. Геолого-петрографический очерк северо-западной части Кольского полуострова. М.; Л., 1935, ч.1. 546с.
11. Рябчиков И.Д., Богатиков О.А., Бабенский А.Д. Физико-химические проблемы происхождения щелочноземельных магм. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 8, с.5-18.
12. Сидоренко А.В., Лунева О.И. Значение конгломератов для познания истории докембрия. - Сов. геология, 1967, № 6, с.26-47.
13. Эволюция докембрийского кислого магматизма на ранних этапах становления континентальной коры / И.В.Бельков, И.Д.Батиева, В.Р.Ветрин и др. - В кн.: Петрология. Докл. сов. геологов XXVI сессии МГК. М.: Наука, 1980, с.92-104.
14. R b - S r a g e and source of the bimodal suite of the ancient gneiss complex, Swaziland/ J.M.Barthon, D.R.Hunter, M.P.Jackson, A.C.Wilson. - Nature, 1980, vol.183, N 5749, p. 756-758.
15. E a r l y archaean gneisses from the Yilgarn Block, Western Australia/ J.R. de Laeter, J.R. Fletcher, K.J.P.Rosman et al. - Nature, 1981, vol.292, N 5821, p.322-324.
16. G o l d i c h S.S., H e d g e C.E. 3800 myr granitic gneiss in south-western Minnesota. - Nature, 1974, vol.252, N 5483, p. 467-468.
17. F u r t h e r rubidium-strontium age determinations on the very Early Precambrian rocks of the Godthaab district, West Greenland/ S.Moorbath, R.K.O'Nions, R.J.Pankhurst et al. - Nature. Phys. Sci., 1972, vol.240, N 100, p.78-82.
18. P e t t i n g i l l H.S., P a t c h e t t P.J. Lu-Hf total-rock age for the Amitsoq gneisses, West Greenland. - Earth Planet. Sci. Lett., 1981, vol.55, N 1, p.150-156.

ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ
ДРЕВНЕЙШИХ ГРАНИТОИДОВ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

К древнейшим породам северо-восточной части Балтийского щита относятся плагиограниты, тоналиты и более основные породы, а также пространственно ассоциирующие с ними эффузивные образования, преобразованные в гнейсы кислого и среднего состава. Они выделяются в архейскую формацию гранодиоритов-тоналитов-плагиогранитов нуклеарного этапа развития [4].

Отнесение рассматриваемых гранитоидов к фундаменту супракристалльных образований произведено на основании следующих данных. В ряде случаев для них установлено северо-восточное или меридиональное залегание в отличие от северо-западного простирания пород, образованных в позднем архее. Этим гранитоидам присущ брахиформный, купольный рисунок образуемых ими структур, группирующихся в "стада" или "рои", что в целом характерно для образований нуклеарного этапа развития земной коры [12]. Размер отдельных структур варьирует в широких пределах - от первых сотен метров до 1,0-1,5 и до десятков километров в диаметре. Помимо отмеченных структурных особенностей установлено соответствие составов плагиогранитов из галек базальных конгломератов составу гранитоидов, залегающих в основании конгломератовых толщ и являвшихся источником обломочного материала при формировании супракристалльных толщ кольско-беломорского комплекса.

В то же время интерпретация плагиогранитоидов в качестве древнейшего фундамента региона вызывает определенные затруднения. В частности, изотопный возраст этих образований, в том числе эффузивов и гипертеновых разновидностей плагиогранитов, определенный как по породе в целом, так и по цирконам, составляет 2750 млн. лет [15], что отвечает времени метаморфизма кольских и беломорских гнейсов. Такой же возраст, соответствующий периоду тектоно-магматической активности позднеархейского времени, имеют геологически более поздние плагиомикроклиновые граниты, что может свидетельствовать о процессе интенсивной переработки древнейших плагиогранитоидов на рубеже 2700-2800 млн. лет.

Другим важным аргументом, выдвигаемым в пользу более молодого возраста плагиогранитоидов, является многократно наблюдавшееся воздействие плагиогранитов на гнейсы кольско-беломорского комплекса. Объяснение этих фактов может быть найдено исходя из представления о принадлежности плагиогранитов и гнейсов (эффузивных аналогов гранитоидов) к единой вулканоплутонической ассоциации [14], а части гранитоидов - к позднеархейской формации анатектит-гранитов подвижных зон.

Следует отметить, что выяснение взаимоотношений древнейших гранитоидов с метаморфическими толщами в других регионах также не всегда приводит к однозначным выводам. В частности, для гнейсов Амйтсок (Западная Гренландия) наряду с фактами, казалось бы,

бесспорного воздействия их на первично осадочно-вулканогенные породы серии Исуа, имеющие в своем составе железистые кварциты с возрастом 3760 ± 70 млн. лет [10], приводятся данные о более молодом возрасте пород этой серии [2]. Активные контакты гнейсов Амитсок с метаморфическими породами объясняют в этом случае ремобилизацией гнейсов при метаморфизме осадочно-вулканогенной толщи.

Не менее важной проблемой является изучение возрастных и генетических соотношений гиперстеновых и биотитовых (амфибол-биотитовых) разновидностей первичнокоровых гранитоидов, как правило пространственно разобобщенных. Впервые выделение гиперстеносодержащих пород в комплекс гиперстеновых диоритов центральной части Кольского полуострова, более ранних по отношению к биотитовым плагиигранитоидам, было сделано А.А. Полкановым [13]. Другими исследователями предполагается первичность гиперстеносодержащих ассоциаций, принимаемых за эталон первичнокоровых гранитов, по которым на рубеже 2.8 ± 0.2 млрд. лет при региональном повышении калиевости образуются биотитовые плагииграниты [7] или признается вторичный характер гиперстена в результате преобразования гидроксилсодержащих темноцветных минералов олигоклазовых гранитов в процессе гранулитового метаморфизма.

По-видимому, формирование эндербитовых и чарнокитовых парагенезисов в древнейших гранитоидах может происходить двумя путями: в процессе кристаллизации расплава при повышенной температуре в глубинных частях земной коры, а также в результате преобразования биотит- и амфиболсодержащих ассоциаций плагиигранитов при позднеархейском гранулитовом метаморфизме. В первом случае образующаяся вертикальная зональность состава гранитоидов определяет более высокое положение биотитовых плагиигранитов по отношению к гиперстеновым гранитоидам. В отличие от первичной вертикальной зональности вторичная метаморфическая зональность позднеархейского возраста может быть как вертикальной, так и латеральной, расположенной вкrest простираения как гнейсов кольско-беломорского комплекса, так и древнейших гранитоидов. Зависимость их парагенезисов от условий позднеархейского регионального метаморфизма подчеркивается изофациальностью гиперстеновых гранитов с наиболее высокотемпературными метаморфическими комплексами гранулитовой фации, тогда как олигоклазовые граниты ассоциируют исключительно с супракрустальными комплексами амфиболитовой фации.

В связи с конвергентным характером гиперстеновых гранитоидов несомненный интерес представляет сравнение составов наиболее распространенных в пределах Кольского полуострова (см. таблицу) и большинства регионов мира биотитовых и амфибол-биотитовых плагиигранитоидов с целью выявления их региональных особенностей и сопоставления с имеющимися петро- и геохимическими типами плагиигранитов.

Характерной особенностью древнейших гранитоидов является контекстичность их составов при высоком общем давлении, что уста-

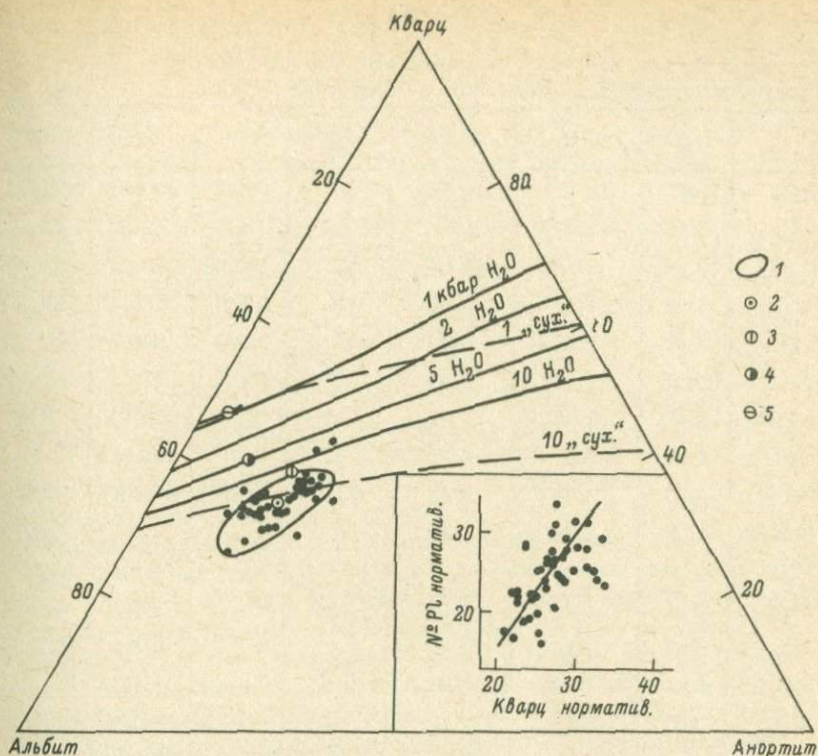


Рис. 1. Диаграмма кварц-альбит-анортит, по данным [22, 24].

1 - область распространения составов древнейших гранитоидов Кольского полуострова; 2-5 - средние составы кварц-плагиоклазовых графических сростаний из пегматитов различных типов по [16]: 2 - слюдоносные, 3 - редкоземельные, 4 - редкометальные, 5 - хрусталеносные. Во врезке - зависимость между количеством нормативного кварца и составом плагиоклаза в плагиогранитоидах Кольского полуострова.

навливается двумя независимыми путями: 1) по наличию прямой пропорциональной зависимости между содержанием нормативного кварца и составом плагиоклаза в реальных парагенезисах, что, по данным [22, 24], может служить признаком котектичности составов в системах кварц-альбит-анортит и кварц-альбит-анортит-вода (рис. 1); 2) по совпадению состава плагиогранитоидов с составом кварц-плагиоклазовой графики в слюдоносных пегматитах, кристаллизовавшихся в условиях повышенного давления флюидной фазы (рис. 1) величина которого оценивается в 5-6 кбар или $T = 600 \pm 650^\circ \text{C}$ [16].

В настоящее время выделяется три главных геолого-геохимических типа магматических плагиогранитов - толеитового, андезитового и корово-анатектического рядов, отличающихся по геотектониче-

Химический состав, вес. %, и элементы-примеси, 10⁻⁴ %, в древнейших гранитоидах Кольского полуострова

Компонент	1(6)	2(16)	3(45)	Компонент	1(6)	2(16)	3(45)
SiO ₂	61.47	66.42	70.45	Sr	700(1)	530(8)	609(15)
TiO ₂	0.75	0.49	0.31	B	7(1)	6(8)	5(14)
Al ₂ O ₃	17.48	16.18	15.18	Co	18(2)	<10(8)	<10(16)
Fe ₂ O ₃	1.93	1.54	0.97	Ni	57(2)	52(11)	40(18)
FeO	3.37	2.34	1.80	V	72(1)	62(9)	49(17)
MnO	0.06	0.09	0.05	Cr	100(1)	71(9)	40(19)
MgO	2.48	1.35	0.81	Cu	25(2)	<5(9)	5(18)
CaO	5.56	3.91	3.15	La	-	13.2(1)	14.5(1)
Na ₂ O	4.50	4.84	4.93	Ce	-	26.1(1)	27.7(1)
K ₂ O	1.28	1.49	1.42	Pr	-	3.6(1)	5.6(1)
H ₂ O ⁻	0.10	0.10	0.10	Nd	-	14.1(1)	15.3(1)
H ₂ O ⁺	0.31	0.10	0.08	Sm	-	2.7(1)	5.6(1)
П.п.п.	0.67	0.72	0.57	Eu	-	0.3(1)	} 3.4(1)
P ₂ O ₅	0.14	0.12	0.08	Gd	-	1.8(1)	
CO ₂	0.07	0.13	0.10	Tb	-	0.3(1)	0.5(1)
F	-	316(7)	315(13)	Dy	-	3.2(1)	-
Li	15(4)	21(12)	22(21)	Ho	-	1.1(1)	-
Rb	35(4)	43(12)	36(21)	Er	-	2.6(1)	-
Cs	<10(4)	<10(12)	<10(21)	Tm	-	1.8(1)	-
U	-	<3(5)	<3(14)	Yb	-	3.1(1)	-
Th	-	<3(5)	4(14)	Lu	-	0.4(1)	-
Nb	-	8(8)	8(14)	Y	-	10.0(1)	10.6(1)
Ba	410(1)	535(8)	501(15)				

Примечание. В скобках количество проб. Li, Rb, Cs определялись методом пламенной фотометрии, U, Th - перлюво-люминесцентным методом, Y, ΣCe-Lu - хроматографическим методом, остальные элементы-примеси - количественным спектральным анализом (аналитики В.В. Ильичева, С.П. Атаманова, Н.Н. Колесников, М.А. Лялина, Н.А. Елина, А.И. Дубровская).

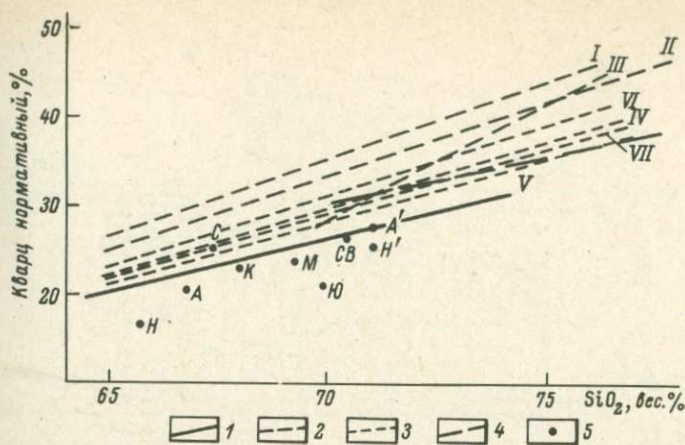


Рис. 2. Соотношение содержаний SiO_2 и нормативного кварца в плагиогранитных сериях.

1 - Кольский полуостров; 2 - производные толеитовые серии: I - Майнская интрузия [1]; II, III - офиолитовые комплексы Орегона и Троодоса [21]; 3 - производные андезитовой серии - габбро-гранитные комплексы: IV - Восточный Саян, V - Тува, VI - Горный Алтай, VII - Кузнецкий Алатау [1]; 4 - корово-анатектические плагиограниты в гнейсах амфиболитовой фации [8]; 5 - древнейшие гранитоиды мира: A и A' - гнейсы Амитсок, Западная Гренландия, соответственно тоналитового и трондьемитового состава; H и H' - гнейсы Нук, Западная Гренландия, тоналитового и трондьемитового состава [23]; K - Карелия; C - Сьюпириор; Ю - Ювак; M - Мортон; CB - Свазиленд [5, 11].

ской обстановке образования и генезису, что в значительной степени определяет состав образующихся расплавов. Геохимическая характеристика плагиогранитов толеитового и андезитового рядов, выделенных на основании изучения фанерозойских комплексов, приведена у Л.В. Гаусона [18]. Корово-анатектические плагиограниты из лейкосомы мигматитов по гнейсам кольско-беломорского комплекса охарактеризованы по данным И.Д. Батиевой и др. [8].

Отличительной чертой древнейших гранитоидов по сравнению со стандартными типами плагиогранитов является пониженное количество нормативного кварца (рис. 2) за счет повышенного содержания плагиоклаза, что отчетливо проявлено в их обогащенности натрием и алюминием. Являясь в целом лейкократовыми породами, древнейшие гранитоиды содержат пониженное количество железа с преобладанием двухвалентного железа в сумме закисного и окисного. Низкое содержание железа при повышенном количестве магния определяет относительно низкую железистость пород ($F = 50 \div 65$), соответствующую, так же как и величина коэффициента окисления железа ($F_0 = 30 \div 40$), промежуточному положению между андезитовым и

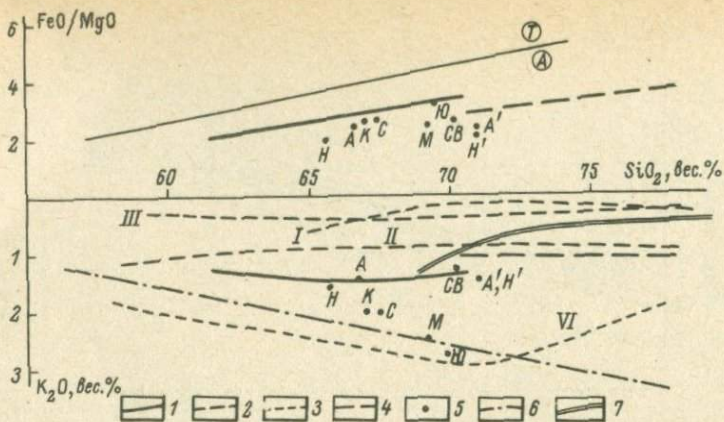


Рис. 3. Соотношение FeO/MgO , K_2O и SiO_2 в плагиогранитоидах. Верхняя линия разграничивает площади производных толеитовых (Т) и андезитовых (А) расплавов [9]. 1-5 - см. рис. 2; 6 - содержание K_2O в известково-щелочных породах [20]; 7 - составы галек из базальных конгломератов Кольского полуострова и Карелии.

корово-анатектическим типами плагиогранитов (рис. 3). Аналогичное положение занимают рассматриваемые плагиогранитоиды и на диаграмме $\Sigma\text{Fe} - \text{SiO}_2$ [7].

Одной из важных характеристик состава, несущей в себе информацию о принадлежности к тому или иному типу магм, является содержание калия в породах. Содержание K_2O в древнейших гранитоидах Кольского полуострова составляет 1.4-1.5% на уровне 64-70% SiO_2 , уменьшаясь в более кислых и более основных разновидностях (рис. 3), что соответствует промежуточному положению вариационной линии этого элемента между уровнями содержания калия в плагиогранитоидах толеитового и андезитового рядов. Для собственно плагиогранитов содержание K_2O близко соответствует уровню содержания калия в корово-анатектических плагиогранитах Кольского полуострова. Следует отметить, что содержание калия в плагиогранитоидах из галек древнейших конгломератов Кольского полуострова соответствует содержанию этого элемента в неизмененных породах из массивов, являющихся источником сноса для галечного материала. Более низкие содержания калия в плагиогранитоидах из галек (0.5-1.0%), так же как и значительно более высокие - до 3-4%, в значительной степени обусловлены наложением более поздних процессов окварцевания и микроклинизации.

Изучение распределения элементов примесей в древнейших гранитоидах Кольского полуострова позволяет выявить некоторые специфические черты состава, в частности их обогащенность никелем, хромом и стронцием. По содержанию Li и Rb древнейшие гранитоиды Кольского полуострова близки к корово-анатектическим

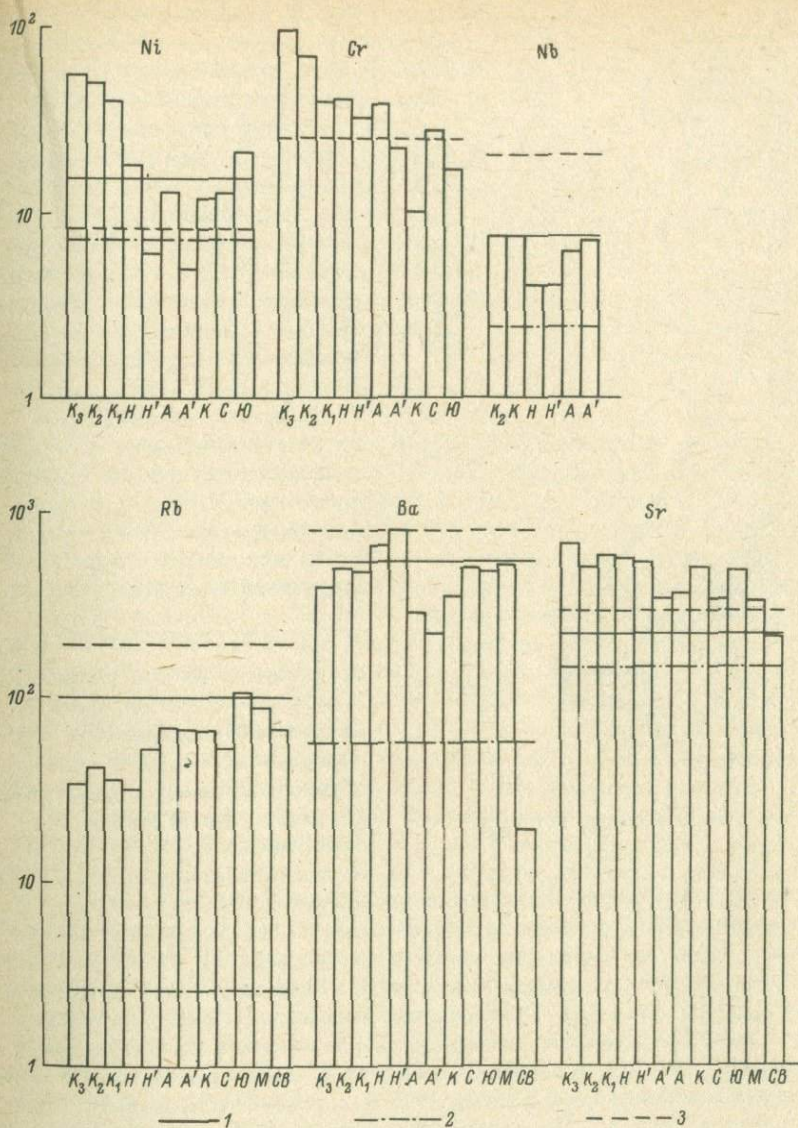
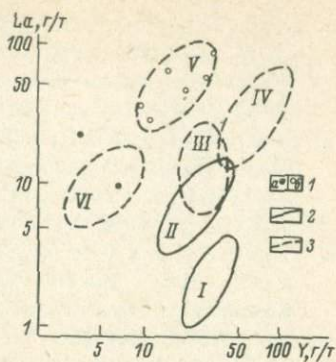


Рис. 4. Содержание редких элементов в древнейших гранитоидах. На оси абсцисс K₁, K₂, K₃ - соответственно плагиограниты, тоналиты, кварцевые диориты Кольского полуострова (см. таблицу), остальные буквенные обозначения см. на рис. 2. 1, 2 - содержание редких элементов в плагиогранитах андезитового и толеитового рядов [18]; 3 - кларки для кислых пород [6].

Рис. 6. Содержание Y и La в породах. 1 - плаггиогранитоиды Кольского полуострова: а - тоналиты и плаггиограниты, б - микроклинизированные тоналиты и плаггиограниты, по [3]; 2-3 - поля составов пород [19]: 2 - океанические толеиты (I) и андезиты островных дуг (II), 3 - гранитоиды Урала [малоглубинные диорит-тоналит-гранодиоритовые (II') и габбро-гранитные (IY) серии, V - "водные" плутонические калинатровые граниты, VI - "водные" плутонические плаггиограниты].



сорным элементам выявило их значительное сходство с аналогичными породами других регионов Земли, образованных в интервале времени 2.7-2.8 (Карелия, гнейсы Нук, Гренландия) и 3.6-3.8 млрд. лет (Ювак, Амитсок, Мортон), и существенное отличие от плаггиогранитов фанерозоя. По элементам-примесям среди древнейших плаггиогранитоидов наиболее существенно различие в содержании стронция, составляющее >500 г/т в породах первой группы и 300-500 г/т в плаггиогранитоидах более раннего времени образования. Близость состава древнейших гранитоидов по главным компонентам для всех регионов Земли независимо от их возраста обусловлена, как представляется, идентичностью механизма генерации родоначальных расплава, эволюционное изменение которых во времени определялось накоплением стронция в производных более позднего времени.

По комплексу признаков тип исходной магмы установлен как эвандезитовый со значительной долей участия процессов коровой переработки. "Коровость" составов плаггиогранитоидов определяется относительно низкими значениями отношения FeO/MgO , общим пониженным содержанием железа в породах, особенностями распределения рубидия, лантана и иттрия. Отмеченные черты "коровости" гранитоидов, как представляется, были первичными и обусловлены процессами образования магматического расплава, родоначального для древнейших гранитоидов, в значительной степени за счет переплавления пород первичной сиалической коры с последующей дифференциацией образующегося магматического расплава в условиях повышенного давления флюидной фазы.

Л и т е р а т у р а

1. А б р а м о в и ч И.И., Г р у з а В.В. фациально-формационный анализ магматических комплексов. Л.: Недра, 1972. 240 с.
2. А л о р т Я. Древние супракрупные породы с возрастом свыше 3760 млн. лет и ассоциирующиеся с ними полосчатые железистые кварциты, район Исуа, центральная часть западной Гренландии. - В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1978, с. 188-200.

3. Б е л ь к о в И.В., Е л и н а Н.А. Редкоземельные элементы в древнейших гранитоидах Кольского полуострова. – В кн.: Древнейшие гранитоиды Балтийского щита. Апатиты, Кольск. фил. АН СССР, 1979, с.116–123.
4. Б а т и е в а И.Д., Б е л ь к о в И.В. Гранитоидные формации Кольского полуострова. – В кн.: Очерки по петрологии, минералогии и металлогении гранитов Кольского полуострова. Л.: Наука, 1968, с.5–143.
5. Б о г а т и к о в О.А., Б о г д а н о в а С.В., М а р к о в М.С. „Серые гнейсы“ и проблема направленности в развитии континентальной земной коры. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, с.8–22.
6. В и н о г р а д о в А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. – Геохимия, 1962, № 7, с.555–571.
7. В и н о г р а д о в А.Н., В и н о г р а д о в а Г.В. Эндербиты Канентъявского массива и проблема петрохимического типа первичнокоровых гранитов. – В кн.: Древнейшие гранитоиды Балтийского щита. Апатиты, Кольск. фил. АН СССР, 1979, с.91–111.
8. Г р а н и т о и д н ы е формации докембрия восточной части Балтийского щита / И.Д. Батиева, И.В. Бельков, В.Р. Ветрин и др. Л.: Наука, 1978. 264 с.
9. Д о б р е ц о в Н.Л. Глобальные петрологические процессы. М.: Недра, 1981. 236 с.
10. К а з а н с к и й В.И. Архейские супракрустальные пояса и их рудоносность. – Геология руд. м-ний, 1981, № 6, с.3–18.
11. К р ы л о в И.Н., Л о б а ч – Ж у ч е н к о С.Б. Геохимия гранитоидов сунского комплекса Центральной Карелии. – В кн.: Древнейшие гранитоиды СССР (комплекс серых гнейсов). Л.: Наука, 1981, с.67–81.
12. П а в л о в с к и й Е.В. Ранние стадии развития земной коры. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, с.23–39.
13. П о л к а н о в А.А. Геолого-петрографический очерк северо-западной части Кольского полуострова. Л.; М.: Изд-во АН СССР, 1935, с.564.
14. П р о б л е м ы геологии докембрия Карело-Кольского региона. Петрозаводск. Карельск. фил. АН СССР, 1976, с.72.
15. Г р а н и т о и д ы древнее 2800 млн. лет на Кольском полуострове / Ю.Д. Пушкарев, Г.И. Шестаков, Г.И. Рюнгенен, Л.К. Шуркина. – В кн.: Древнейшие гранитоиды восточной части Балтийского щита. Апатиты, Кольск. фил. АН СССР, 1979, с.18–43.
16. Р о д и о н о в Г.Г., Б у ш е в А.Г., К а л у г и н Е.Н. Типоморфизм эвтектических минеральных ассоциаций пегматитов разных формаций. – В кн.: Новые данные о типоморфизме минералов. М.: Наука, 1980, с.187–195.
17. С т а в р о в О.Д. Геохимия лития, рубидия, цезия в магматическом процессе. М.: Недра, 1978. 214 с.

18. Гаусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.
19. Холоднов В.В., Вавуленко С.Ю., Старков В.Д. РЗЭ в апатитах и породах - индикаторы происхождения и эволюции гранитоидных серий Войкаро-Сыньинского синклиория. - В кн.: Ежегодник-1980. Свердловск, ИГГ УНЦ АН СССР, 1981, с.82-86.
20. Cordie K.C. Archean magmatism and crustal thickening. - Geol. Soc. Amer. Bul., 1973, vol. 84, N 9, p. 2981-2991.
21. Dixon S., Rutherford M.L. Plagiogranites as late-stage immiscible liquids in ophiolite and mid-ocean ridge suites: an experimental study. - Earth Planet. Sci. Lett., 1979, vol. 45, N 1, p.45-60.
22. Luth W.C. The system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - SiO_2 , and KAlSi_3O_8 - SiO_2 to 20 kb and relationship between H_2O content, $^2\rho_{\text{H}_2\text{O}}$ and ρ_{total} in granitic magmas. - Amer. J. Sci., 1969, A267, Schairer Vol., p.325-341.
23. McGreggor V.R. Archean gray gneisses and the origin of the continental crust: evidence from the Godthob region, West Greenland. - In: Barker F. (ed.). Trondhjemites, Dacites and Related Rocks. Elsevier, 1979, p. 169-204.
24. Stevart D.B. Four-phase curve in the system $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ - SiO_2 - H_2O between 1 and 10 kilobars. - Schweizer. miner., petrogr. Mitt., 1967, Bd 47, N. 1, p. 35-60.

К.Х. Авакян, С.В. Богданова,
Л.Ф. Добржинецкая, И.К. Кацура,
Б.Г. Лутц, М.С. Марков

СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ЧАРНОКИТОИДОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Породы чарнокитовой серии давно известны на Кольском полуострове под названием комплекса гиперстеновых диоритов. Впервые они упоминаются в работах А. Миддендорфа [10], Ш. Рабо [11], М.П. Мельникова [6]. Наиболее полная сводка о „гиперстеновых диоритах“ содержится в трудах А.А. Полканова [8, 9], который включил в состав этого комплекса широкий спектр пород: перидотиты, пироксениты, габбро, габбро-нориты, гиперстенсодержащие кварцевые диориты, андезиты, пегматиты, аплиты, силекситы, монзониты, мангериты и их метаморфические производные, представленные различными гнейсами и амфиболитами. После работ А.П. Полканова исследователи неоднократно возвращались к вопросу о структурном положении, генезисе и соотношениях „гиперстеновых диоритов“ с окружающими их породами архея. К настоящему времени оформились три основные точки зрения.

1. „Комплекс гиперстеновых диоритов“ (породы чарнокитовой серии) представляет собой древний фундамент для пород архейской кольской серии [1-3].

2. „Комплекс гиперстеновых диоритов“ является интрузивным, внедрившимся в породы архейской кольской серии на заключительной стадии гранулитового метаморфизма [4, 5].

3. Чарнокит-эндербитовый комплекс представляет собой продукты эндербитизации пород основного состава [7].

Основные поля развития пород чарнокитовой серии располагаются в Центральной части Кольского полуострова и в пределах Мурманского блока, надвинутого на Центрально-Кольскую зону. Наши исследования были сосредоточены в районе хребтов Веже-тундра и Афанасий-тундра и в районе озер Мурдозеро-Пулозеро в Центрально-Кольской зоне. Результаты картирования и предварительные петрографические исследования позволили прийти к выводу, что комплекс пород чарнокитовой серии образует единую комагматическую расплавленную серию (от ультраосновных до кислых пород), метаморфизованную в условиях гранулитовой фации и залегающую сейчас в виде повторно деформированных пластин среди пород архейской кольской серии (рис. 1).

Кольская серия в районе работ представлена в основном толщей высокоглиноземистых гнейсов и сланцев: биотит-гиперстен-кордиерит-гранатовыми плагиогнейсами, шпинельсодержащими силлиманит-кордиерит-гранатовыми и силлиманит-кордиерит-биотит-гранатовыми гнейсами, силлиманит-биотит-гранатовыми, силлиманит-биотитовыми гнейсами, биотитовыми плагиогнейсами, гранат-амфибол-двупироксеновыми основными сланцами. В резко подчиненных количествах встречаются амфиболиты, гранатовые амфиболиты и двупироксен-магнетит-кварцевые элизиты. Породы кольской серии метаморфизованы в условиях гранулитовой фации и несут следы незначительных преобразований в условиях амфиболитовой фации.

Комплекс пород чарнокитовой серии, не затронутый процессами гранитизации, мигматизации и диафтореза амфиболитовой фации в наиболее чистом виде сосредоточен в пределах хр. Веже-тундра (рис. 2). Здесь он представлен мезократовыми биотит-гиперстеновыми чарнокито-эндербитами, составляющими 60-70% всего объема, меланократовыми биотит-амфибол-двупироксеновыми эндербитами и чарнокито-эндербитами, составляющими 20-30% объема, и лейкократовыми крупнозернистыми чарнокито-эндербитами (5-10%). В резко подчиненных количествах развиты метагаббро-нориты и метавебстериты, часто почти нацело превращенные в горнблендиты, залегающие в виде редких линз среди поля чарнокитоидов.

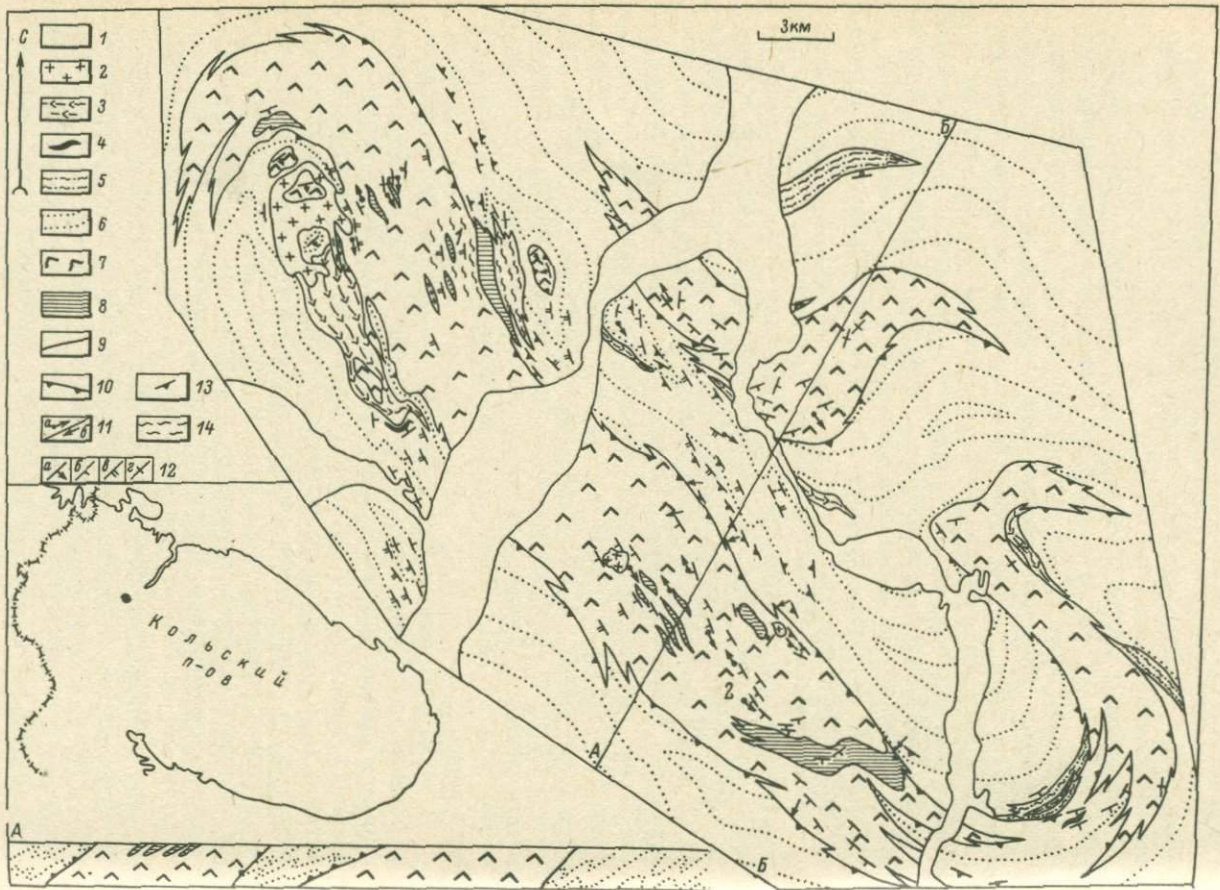
В целом рассматриваемый комплекс пород характеризуется чередованием грубо- и тонкорасслоенных полос различной зернистости и окраски. Эта полосчатость довольно выдержана по простиранию и хорошо прослеживается в пределах отдельных обнажений. Но площадное картирование ее затруднено из-за развития здесь изоклиальной складчатости и наличия необнаженных участков.

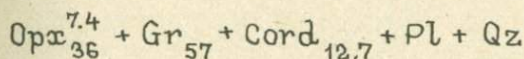
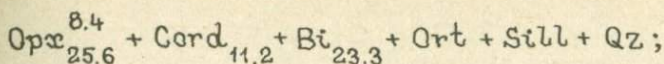
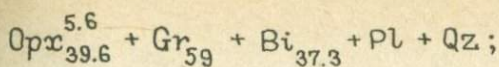
Пачка собственно биотит-амфибол-двупироксеновых эндербитов и чарнокито-эндербитов картируется в южной части хр. Веже-тундра в виде отдельного пласта северо-западного простирания, испытывающего плавный поворот в зоне приближения к контакту, и в виде отдельных выклинивающихся полос в центральной части хребта. Здесь биотит-амфибол-двупироксеновые эндербиты находятся в переслаивании с биотит-гиперстеновыми чарнокито-эндербитами и их объемное содержание составляет 60-80%.

Минеральный состав и соотношения между этими типами пород указывает на то, что этот комплекс образовался при гранулитовом метаморфизме расслоенного магматического тела, состоящего из чередующихся слоев вебстеритов, габбро-норитов, кварцевых диоритов, тоналитов и трондjemитов. Об этом также свидетельствуют реликты типично магматических текстур, сохранность большеугловых границ минеральных фаз. Метаморфическая полосчатость, выраженная в чередовании биотит-гиперстеновых чарнокито-эндербитов с биотит-амфибол-двупироксеновыми эндербитами и чарнокито-эндербитами, по-видимому, в грубом приближении наследует общий стиль магматогенной расслоенности.

Диафторические явления выражены в замещении гиперстена и клинопироксена высокотитанистым биотитом, буро-коричневым амфиболом и магнетитом; при этом образуются биотит-кварцевые и биотит-магнетитовые симплектитовые сростания. В зонах контакта комплекс пород чарнокитовой серии подвержен сильной структурной переработке, сопровождающейся формированием высокотемпературных (на уровне гранулитовой фации метаморфизма) бластомилонитов: появляется высокомагнезиальный гранат, высокотитанистый биотит и многочисленные гранат-кварц-плаггиоклазовые жилы. Породы чарнокитовой серии приобретают облик биотитовых гнейсов, содержащих в переменных количествах гранат, амфибол и становятся почти не отличимыми от аналогичных по минеральному составу пород кольской серии.

В зонах интенсивной чарнокитизации, которая широко проявлена на хр. Афанасий-тундра (рис. 3), породы чарнокитовой серии представлены высокоглиноземистыми лейкократовыми биотит-гиперстеновыми и гиперстен-биотитовыми чарнокитами и чарнокито-эндербитами; мезократовыми шпинельсодержащими гранат-гиперстен-кордиеритовыми, силлиманитсодержащими биотит-бронзит-кордиеритовыми и шпинель-силлиманитсодержащими биотит-бронзит-кордиеритовыми чарнокитами и лейкократовыми гиперстен-гранат-биотитовыми чарнокито-эндербитами. По сравнению с эндербитами и чарнокито-эндербитами хр. Веже-тундра чарнокиты хр. Афанасий-тундра сильно обеднены окислами кальция и натрия и в то же время обогащены окислами магния и калия. В зависимости от количества привнесенного калия содержание ортоклаза варьирует от 0 до 30%. Микронзондовые анализы минералов показали, что P-T-условия формирования чарнокитов хр. Афанасий-тундра близки к сутамской фации глубинности ($p \geq 7$ кбар и $T \approx 800$ °C). Об этом свидетельствуют составы минералов в парагенезисах:





(цифра внизу соответствует общей железистости минерала, а сверху — содержанию Al_2O_3 , вес. %).

Нетрудно заметить, что процессы гранитизации и бластомилонитизации, сопровождающиеся высокотемпературными преобразованиями чарнокит-эндербитовых пород, приводят к конвергенции текстурно-вещественных признаков, сближая по облику и составу породы комплекса гиперстеновых диоритов с породами кольской серии.

Процессы гранитизации знаменуются выделением жил и гнезд различной конфигурации, обособлений плагио- и плагиомикроклиновых гранитов, несколькими поколениями кварцевых жил. Довольно

Рис. 1. Структурно-геологическая карта района хребтов Афанасий-тундра, Веже-тундра, озер Мурдозеро, Пулозеро. На врезке — местонахождение района работ.

1 — четвертичные отложения; 2 — плагиомикроклиновые граниты; 3–6 — кристаллические породы архейской кольской серии: 3 — гранатовые амфиболиты, 4 — зулизиты (ортопироксен-магнетит-кварцевые породы), 5 — гранат-биотитовые, биотитовые гнейсы, 6 — шпильсодержащие гранат-силлиманит-биотитовые и силлиманит-биотитовые гнейсы, кордиерит-гранат-силлиманит-биотитовые и гранат-клинопироксен-гиперстен-биотитовые гнейсы; 7–8 — комплекс архейских чарнокитоидов: 7 — биотит-гиперстеновые чарнокито-эндербиты с подчиненным развитием биотит-амфибол-двупироксеновых эндербитов, местами чарнокитизированные, 8 — биотит-амфибол-двупироксеновые эндербиты и чарнокито-эндербиты с подчиненным развитием биотит-гиперстеновых чарнокито-эндербитов; 9–13 — структурные элементы; 9 — геологические границы, 10 — повторно деформированные надвиговые границы, 11 — ориентировка шарниров мелких изоклинальных складок и параллельной им минеральной линейности (а) и агрегатной линейности, развитой в зонах тектонических контактов (б) с углами погружения $5-45^\circ$, 12 — ориентировка метаморфической полосчатости и кристаллизационной сланцеватости с углами падения $5-20$ (а), $20-50$ (б), $50-85^\circ$ (в) или вертикальным положением (г), 13 — ориентировка зон бластомилонитов гранулитовой фации, углы падения от 30 до 70° ; 14 — области интенсивной чарнокитизации. В нижнем левом углу карты — разрез, составленный по линии А Б. На карте цифрами 1 и 2 обозначено местонахождение детальных участков: 1 — участок хр. Афанасий-тундра, 2 — участок хр. Веже-тундра.

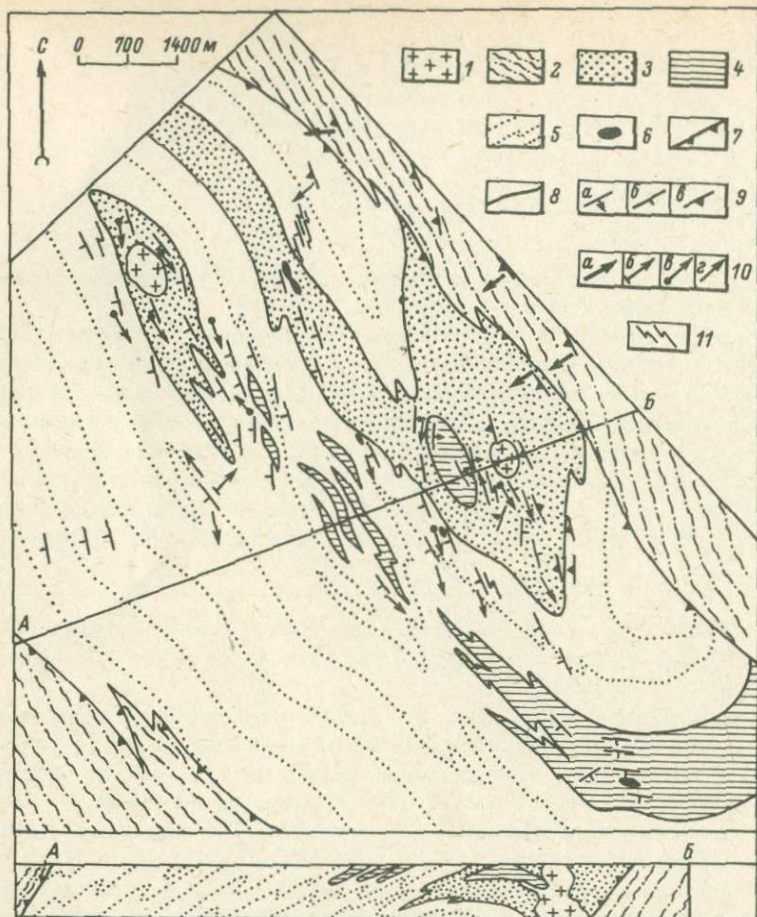


Рис. 2. Структурно-геологическая карта Веже-тундры и разрез по линии АБ.

1 - докембрийские плагиомикроклиновые граниты; 2 - высокоглиноземистые гнейсы архейской кольской серии; 3-6 - комплекс архейских чарнокитоидов: 3 - крупно-среднезернистые биотит-гиперстеновые чарнокито-эндербиты (60%) с прослоями биотит-амфибол-двупироксеновых эндербитов (40%), 4 - биотит-амфибол-двупироксеновые эндербиты с резко подчиненным развитием биотит-гиперстеновых чарнокито-эндербитов, 5 - крупно-среднезернистые биотит-гиперстеновые чарнокито-эндербиты (80%) с подчиненными прослоями биотит-амфибол-двупироксеновых эндербитов (20%), 6 - метавебстериты, метагаббро-нориты; 7-11 - структурные элементы: 7 - границы синметаморфических надвигов, 8 - геологические границы, 9 - ориентировка плоскостных элементов - метаморфической полосчатости и сланцеватости, выраженной в ориентировке минералов гранулитовой фации, с углами падения 5-20° (а) и 20-60° (б), сланцеватости зон бластомилонитов (в) с углами падения 30-60°, 10 - по-

крупное тело гранитов с многочисленными жилами и апофизами закартировано на северо-западном окончании хр. Афанасий-тундра. Гранитизация протекала синхронно со складчатостью, на что указывает двойственное положение гранитоидных тел: параллельно осевым плоскостям складок и одновременно с вовлечением этого материала в зоны замков складок.

Структурное развитие пород чарнокитовой серии было сложным и неоднородным. В районе хр. Веже-тундра, где сохранились следы первично-магматических структур, а метаморфическая полосчатость в грубом приближении наследует магматогенную расслоенность, развиты наиболее древние складчатые формы. Они представлены пакетами изоклинальных или близких к ним (с $УК = 20\pm 30^\circ$) складками мезо- и микромасштаба с преобладающим правосторонним рисунком мелких асимметричных форм. Шарниры складок субгоризонтальны на всем протяжении единой полосы выхода чарнокитоидов. Параллельно шарнирам складок развита линейность, выраженная в ориентировке кварца, амфибола и биотита. Линейность имеет повсеместное развитие, но, так же как и складки, концентрируется в основном в центральной части хр. Веже-тундра. Крупных складок, которые могли бы быть аналогом мелких изоклинальных складок, не установлено. Трудно сказать, является ли это недостатком обнаженности или результатом слабой контрастности комплекса для картовочных целей, либо крупные структуры F_1 не возникали вообще.

Складки F_1 деформируют метаморфическую полосчатость, и вдоль их осевых плоскостей развивается уплощенность, выраженная в ориентировке кварцевых агрегатов, нередко в этих же направлениях происходит образование целых серий линзовидных обособлений кварц-гиперстен-плагиоклазового состава. Наблюдения вкрест простирания расслоенности чарнокитоидов позволяют прийти к выводу, что существует деформационная дискретность: чередование полос, насыщенных ранними складками, и полос довольно однородных в отношении этого процесса. Наличие редких бескорневых складок наряду с этим признаком является косвенным свидетельством возможного шарьирования в обстановке высокой пластичности материала. Расположение кварц-гиперстен-плагиоклазового материала по осевым плоскостям складок указывает на условия гранулитового метаморфизма, синхронного этому процессу.

В зоне контакта с копьской серией, как со стороны чарнокитоидов, так и в ней самой, развиты мощные blastomylonites, которые

продолжение подписи к рис. 2.

гружение линейности зон blastomylonites под углами $40-60^\circ$ (а), шарниров мелких изоклинальных складок первой генерации под углами $5-10^\circ$ (б), минеральной линейности, выраженной в ориентировке агрегатов кварца, биотита и амфибола (в), шарниров изоклинальных складок второй генерации (г) под углами $5-15^\circ$, 11 - рисунок мелких асимметричных складок второй генерации.

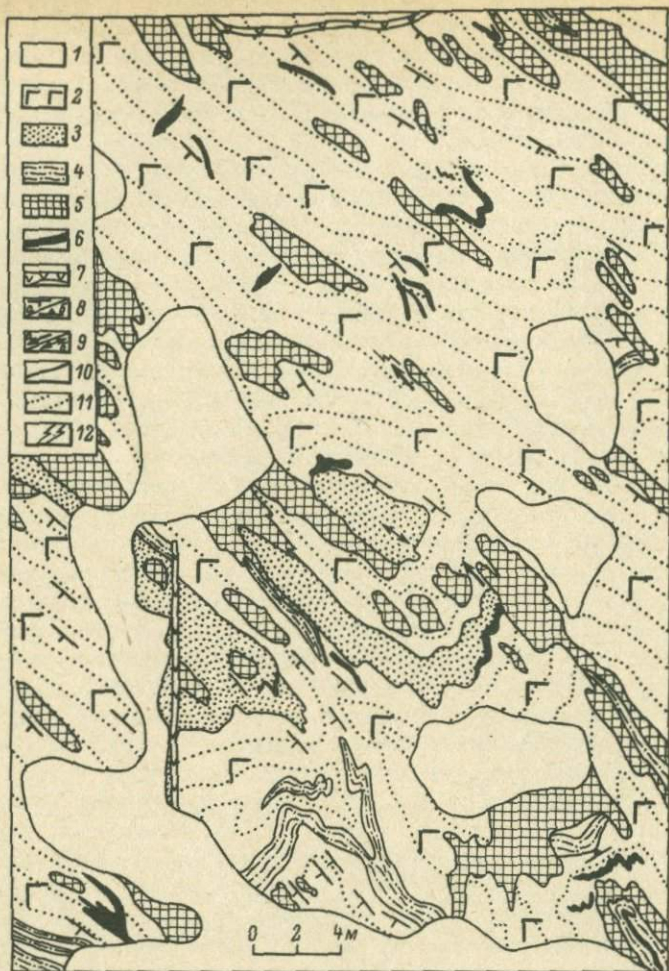


Рис. 3. Геологическая карта детального участка района хр. Афанасий-
туяра.

1 - почвенный покров; 2-5 - комплекс архейских чарнокитоидов: 2 - гиперстен-биотитовые чарнокиты и чарнокито-эндербиты с переменным содержанием граната, 3 - силлиманит-кордиерит-гиперстен-биотитовые чарнокиты, 4 - силлиманит-гиперстен-биотитовые чарнокиты с редким содержанием кордиерита, 5 - плагиограниты, плагиогранито-гнейсы; 6 - кварцевые жилы; 7 - неметаморфизованные диабазы фанерозоя; 8-12 - структурные элементы; 8 - ориентировка кристаллизационной сланцеватости с углами падения $80-80^\circ$ (а) и $5-10^\circ$ (б), 9 - направление погружения шарниров мелких асимметричных складок под углами $10-25^\circ$ (а) и $0-5^\circ$ (б), 10 - геологические границы, 11 - структурные линии, 12 - рисунок асимметричных складок.

полностью стирают первоначальный структурно-текстурный облик породы. Эти blastsмилониты формировались также в условиях гранулитовой фации, о чем свидетельствует состав высокомагнезильного ($F = 57\div 60\%$) синкинематического граната. Здесь же в плоскостях blastsмилонитовой сланцеватости формируется линейность, характеризующаяся устойчивым юго-западным падением под углом 50° . Структурный анализ показал, что шарниры ранних складок в чарнокитоидах, линейность blastsмилонитовых зон находятся в едином структурном парагенезисе и отражают процессы сдвигового течения в условиях гранулитовой фации. Совокупность этих данных позволяет рассматривать контакты кольской серии с чарнокитоидами как надвиговые. Формирование S-образных подворотов метаморфической полосчатости в зоне контакта чарнокитоидов позволяет предположить смену направления течения материала в плоскости надвига, контролируруемую левосторонним пластическим сдвигом. Об этом свидетельствует также и сигмоидальная форма тел пироксенитов, заключенных в чарнокитоидной матрице. Выделение кварцгиперстен-плагноклазового материала на контакте тела пироксенита, вращающегося при сдвиге, также указывает на гранулитовый режим метаморфизма, сопровождающий этот процесс. Такая совокупность структурно-метаморфических данных позволяет нам интерпретировать эту гамму разнонаправленных и различных по морфологическим проявлениям структур как результат единого процесса, связанного с надвигообразованием. Сдвиговые деформации синхронны с образованием надвигов и осуществлялись в едином поле напряжения. Свидетельством возникновения чешуй служит также наличие тектонических линз пород кольской серии среди поля чарнокитоидов.

Все указанные структуры являются, по-видимому, свидетельством самого древнего саамского (архейского) тектогенеза на Балтийском щите.

В более позднее время эти ранние архейские структуры и связанные с ними плоскостные и линейные элементы были переориентированы в течение нескольких более поздних этапов складкообразования в условиях амфиболитовой фации. Наиболее ярко проявленная северо-западная складчатость с круто- и пологоориентированными шарнирами создала сложный структурный ансамбль, в результате чего контуры пластин чарнокитоидов приобрели сигмоидальную форму. Усложнилась также и внутренняя структура кольской серии. Сравнивая эти структуры с поздней повсеместно проявленной в эпоху амфиболитового метаморфизма складчатостью внутри разреза пород кольской серии [5], можно полагать, что возраст последней раннепротерозойский.

Выводы. 1. В составе нижнего саамского структурного этажа Центрально-Кольской зоны принимают участие чарнокитоиды, образовавшиеся в результате гранулитового метаморфизма по породам единой расслоенной магматической серии. Эта серия представлена ультрабазитами (метавебстеритами), габбро-норитами (биотит-амфибол-двупироксеновыми эндербитами и чарнокито-эндербитами), гиперстенсодержащими кварцевыми диоритами, тоналитами и трон-

дъемитами (биотит-гиперстеновыми чарнокитами и чарнокито-эндербитами).

2. Формирование расслоенного магматогенного комплекса происходило, по-видимому, в условиях, близких к гранулитовой фации. Его эндербитизация и чарнокитизация осуществлялись также в условиях гранулитового метаморфизма, охватывающего не только расслоенный комплекс, но и вмещающие породы кольской серии. На основании этого мы считаем чарнокитоиды одними из древнейших пород центральной части Кольского полуострова.

3. Сложная изоклиальная складчатость и образование чешуй чарнокитоидов среди пород кольской серии протекали в условиях гранулитовой фации, так как бластомилониты приконтактных зон, связанные с этим процессом, формируются в тех же $p-T$ -условиях.

4. Возрастные соотношения „комплекса гиперстеновых диоритов“ и пород кольской серии в настоящее время не могут быть установлены и нуждаются в дальнейшем изучении.

Л и т е р а т у р а

1. Бондаренко Л.П., Дагелайский В.Б. Геология и метаморфизм пород архея Центральной части Кольского полуострова. Л.: Наука, 1968. 168 с.
2. Виноградов А.Н., Виноградова Г.В. О геохимическом типе первичнокоровых гранитов. - В кн.: Древнейшие гранитоиды СССР (комплекс серых гнейсов). Л.: Наука, 1981, с. 49-57.
3. Гранитоидные формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита/ И.Д. Батиева, И. В. Бельков, В.Р. Ветрия и др. Л.: Наука, 1978. 263 с.
4. Добержинская Л.Ф., Байкова В.С. Структурно-геологические соотношения гиперстеновых диоритов и глиноземистых гнейсов кольской серии архея района Веже-гундра-Мурдозера (Кольский полуостров). - Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1975, т. L, № 1, с. 95-102.
5. Добержинская Л.Ф. Структурно-метаморфическая эволюция кольской серии (Балтийский щит). М.: Наука, 1978. 147 с.
6. Мельников М.П. Материалы по геологии Кольского полуострова. - Зап. Минер. о-ва, 1893, т. XXX, с. 149-151.
7. Минц М.В., Собоотович Э.В., Цюонь О.В. Свинцово-изохронное датирование горных пород Мурманского блока и его обрамления (Кольский полуостров). - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, № 10, с. 5-17.
8. Полканов А.А. Геолого-петрологический очерк северо-западной части Кольского полуострова, М.: Изд-во АН СССР, 1935, ч. 1, 564 с.
9. Полканов А.А. Геолого-петрологический очерк северо-западной части Кольского полуострова, М.: Изд-во АН СССР, 1937, ч. 2, 318 с.

10. M i d d e n d o r f f A. T h. Bericht über einen Abstecher Innere Lappland während der Sommer-Expedition im Jahre 1840. - Beitr. zur Kenntnis des Russischen Reiches, 1845, Bd. XI, S.38-45.
11. R a b o t C h. Explorations dans la Laponie Russe on presque île Kola 1884-1885. - Bul. Soc. geogr. Paris, 1889, vol. X, N 3, p.112-115.

С.Н.С у с л о в а

ХАРАКТЕРИСТИКА ТОЛЩИ СЕРЫХ ГНЕЙСОВ РАЙОНА р. ВУВА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

В строении древней земной коры континентального типа существенная роль принадлежит гнейсам и гранито-гнейсам, состав которых изменяется от гранодиоритов до плагиогранитов.

Толщи гнейсов, которые можно рассматривать как составные части древней земной коры, широко развиты в северо-западной части Кольского полуострова. Они распространены вдоль побережья Баренцева моря, развиты в Аллареченском районе, вдоль р. Лотты, обрамляют гранулитовый комплекс Лапландии. Они входят в состав кольско-беломорского комплекса нижнего архея, слагают фундамент верхнеархейских супракрустальных образований. Для познания геологических процессов на ранних этапах истории развития Земли важное значение имеет восстановление первичной природы гнейсов. Эти породы претерпели высокую степень метаморфизма амфиболитовой и гранулитовой стадии, неоднократные процессы мигматизации, что в значительной степени затрудняет их исследование. С целью выяснения строения и первичной природы „серых гнейсов“ было проведено изучение толщ амфиболсодержащих и биотитовых гнейсов и гранито-гнейсов, обрамляющих гранулиты Лапландии в районе Малых и Больших Сальных тундр. На большинстве геологических карт они относятся к керетьской толще беломорского комплекса. Наиболее хорошо данная толща обнажена к югу от Малых Сальных тундр в районе р. Вува. Толща подразделяется на две подтолщи. Нижняя подтолща представлена амфибол-биотитовыми гнейсо-гранодиоритами, а также интенсивно гранитизированными и мигматизированными эпидот-биотитовыми гнейсами, плагиомикроклиновыми гнейсо-гранитами и их мигматитами. Наиболее широко среди них развиты послойные мигматиты, переходящие местами в теньевые. Вверх по разрезу степень гранитизации уменьшается и развитие приобретают плагиоклазовые гнейсы. Граница с верхней подтолщей постепенная.

Верхняя подтолща сложена преимущественно мелкозернистыми четкополосчатыми эпидот-амфиболовыми, эпидот-биотитовыми и биотитовыми гнейсами с пластами и прослойками гранатовых амфиболитов. В районе Больших Сальных тундр на границе с гранулитом-

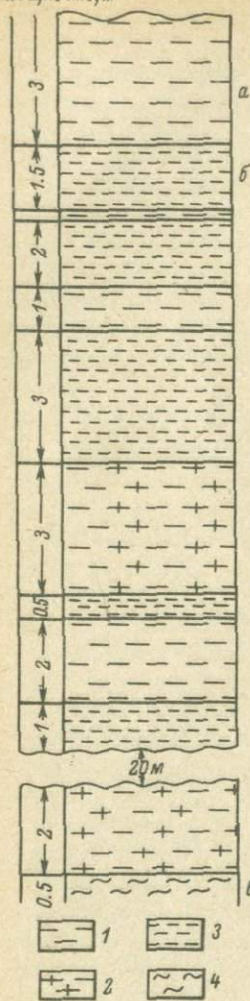


Рис. 1. Полосчатость в толще гнейсов (к югу от Малых Сальных тундр).

1 - мезократовые среднезернистые амфибол-биотитовые гнейсы; 2 - мигматизированные разновидности гнейсов; 3 - меланократовые мелкозернистые амфибол-биотитовые гнейсы; 4 - амфиболиты.

вым комплексом залегает пачка тонко- и мелкозернистых гранат-диопсид-амфибол-плагноклазовых, гранат-биотитовых, амфибол-плагноклазовых гнейсов и гранатовых амфиболитов, отдельные пласты в которых обогащены гранатом; содержание последнего достигает 35%. Мелкая полосчатость в гнейсах (часто пинзовидная) обусловлена чередованием полос преимущественно гранат-диопсидового и амфиболового состава. Четкой границы между толщей гнейсов, обрамляющей гранулитовый комплекс, и нижней толщей последнего в районе Больших Сальных тундр не установлено. В данной зоне интенсивно проявлены тектонические процессы.

Изучение гнейсов к югу от Малых Сальных тундр показало, что они неоднородны. Среди гнейсов встречаются прослои, пласты гранатовых амфиболитов, меланократовых гранат-амфиболовых гнейсов, мощность которых колеблется от 1-2 см до 18-20 м. Некоторые пласты гранатовых амфиболитов имеют четкую полосчатость, обусловленную чередованием слоев с различным содержанием граната и различной размерностью зерен последнего. Отдельные полосы амфиболитов отличаются содержанием рудного минерала, сфена, амфибола. Встречаются прослойки, существенно обогащенные гранатом. Текстурные особенности таких амфиболитов позволяют отнести их к парапородам. Крупные пласты амфиболитов (ортопороды) с довольно однородным сложением прослеживаются по простиранию на многие километры. В толще амфибол-биотит-плагноклазовых гнейсов наблюдается чередование пластов мощностью до нескольких метров, сложенных мелано-, мезо- и лейкократовыми разновидностями последних (рис. 1). Наряду с грубой полосчатостью в гнейсах в отдельных пластах наблюдается полосчатость (слоистость) более тонкая. Пластами гнейсы мигматизированы. Степень мигматизации возрастает вниз по разрезу, количество же пластов амфиболитов - вверх по разрезу. В верхней части разреза между пластом полосчатого гранатового амфиболита и гнейсами залегает линзовидное тело (мощностью 4 м) крупно-

амфиболитов позволяют отнести их к парапородам. Крупные пласты амфиболитов (ортопороды) с довольно однородным сложением прослеживаются по простиранию на многие километры. В толще амфибол-биотит-плагноклазовых гнейсов наблюдается чередование пластов мощностью до нескольких метров, сложенных мелано-, мезо- и лейкократовыми разновидностями последних (рис. 1). Наряду с грубой полосчатостью в гнейсах в отдельных пластах наблюдается полосчатость (слоистость) более тонкая. Пластами гнейсы мигматизированы. Степень мигматизации возрастает вниз по разрезу, количество же пластов амфиболитов - вверх по разрезу. В верхней части разреза между пластом полосчатого гранатового амфиболита и гнейсами залегает линзовидное тело (мощностью 4 м) крупно-

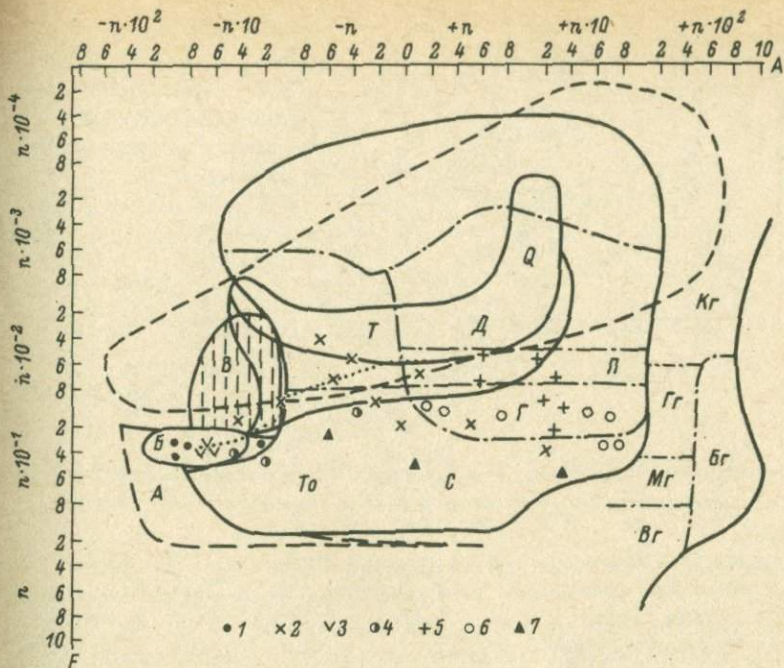


Рис. 2. Диаграмма А.А.Предовского для пород керетской толщи и гранулитового комплекса Лапландии. Керетская толща, р.Вува: 1 - ортоамфиболиты; 2 - гнейсы. Гранулитовый комплекс Лапландии: 3 - ортоамфиболиты и основные кристаллические сланцы; 4 - кварцсодержащие пироксеновые кристаллические сланцы; 5 - силлиманит-гранат-биотитовые гнейсы, гнейсы с кордиеритом; 6 - гранат-биотитовые гнейсы; 7 - неоднородные кристаллические сланцы. Поля: Б - базиты; А - ультрабазиты; В - сиениты; Т - диориты, дациты; Д - граниты и эффузивные аналоги; Т_о - туффиты с основным и ультраосновным материалом; С - смешанные продукты глубокого выветривания основных и ультраосновных пород; Q - кварциты, аркозы; П - полимикты; Г - граувакки; Кг - каолиновые глины; Гг - гидрослюдистые глины; Мг - монтмориллонитовые глины; Вг - вермикулитовые глины; Бг - бокситовые глины.

зернистого гранат-тремолит-актинолитового сланца, развившегося по ультраосновной породе. На контакте с ним гнейсы сплюснуты, мигматизированы. Изучение текстурных особенностей гнейсов показало, что полосчатость в этих породах имеет два типа: первичная, связанная с первоначальным различием состава в разных слоях, и вторичная, обусловленная процессами метаморфизма и метасоматоза. В ряде случаев процессы мигматизации затушевывают первичную неоднородность пород, процессы же метаморфической



Рис. 3. Диаграмма А. Симонена для толщ гнейсов р. Вува и гранулитового комплекса Лапландии. Керетьская толща, р. Вува: 1 - амфиболиты; 2 - гнейсы. Гранулитовый комплекс: 3 - парасланцы; 4 - ортосланцы.

дифференциации, напротив, подчеркивают ее. Геологическое изучение гнейсов позволяет предположить для них первично вулканогенную природу.

С целью выяснения генезиса гнейсов использовались различные петрохимические диаграммы (А.А. Предовского, А. Симонена, А.Н. Нелова, Де ля Роша и др.). Петро- и геохимическое изучение гнейсов показало большое сходство их в ряде случаев с магматическими породами среднего (андезитового, андезит-дацитового) состава. Небольшое количество гнейсов по своим петрохимическим параметрам тяготеет к парапородам (рис. 2, 3). Амфиболиты также по своим петрохимическим критериям соответствуют ортопородам. Единичные анализы гранатовых амфиболитов могут быть отнесены к парапородам. На диаграмме А. Симонена (рис. 3) они попадают в поле либо карбонатных, либо глинистых пород. Для сравнения на диаграммы нанесены анализы пород гранулитового комплекса Лапландии. Помимо петрохимических диаграмм для различия пара- и ортогнейсов было использовано уравнение дискриминантной функции, рассчитанное Д. Шоу [3]. В результате проделанной работы было выяснено, что парагнейсы, соответствующие по химизму туфам среднего состава, граувакковым и туфогенным породам (рис. 2), слагают отдельные пласты и приурочены к верхней части разреза.

По химическому составу ортогнейсы, как отмечалось, относятся к андезито-дацитам (рис. 4). Содержание SiO_2 (табл. 1, 2) в них колеблется от 54 до 65% (редко до 68%). Все разновидности гнейсов имеют натровый состав: отношение K_2O/Na_2O колеблется от 0.18 до 0.5, типично преобладание FeO над Fe_2O_3 . По содержанию глинозема выделяются две разновидности ортогнейсов (табл. 1, 2): одна характеризуется содержанием глинозема 17-18%, другая - 13-15.5% (при преобладании 15%). Ортогнейсы первой разновидности по сравнению со средним химическим составом андезитов и андезито-дацитов [2] обеднены железом, ортогнейсы второй разновидности обеднены щелочами, обогащены кальцием (до 9%), железом (> 6%). Они относятся к известково-щелочной серии.

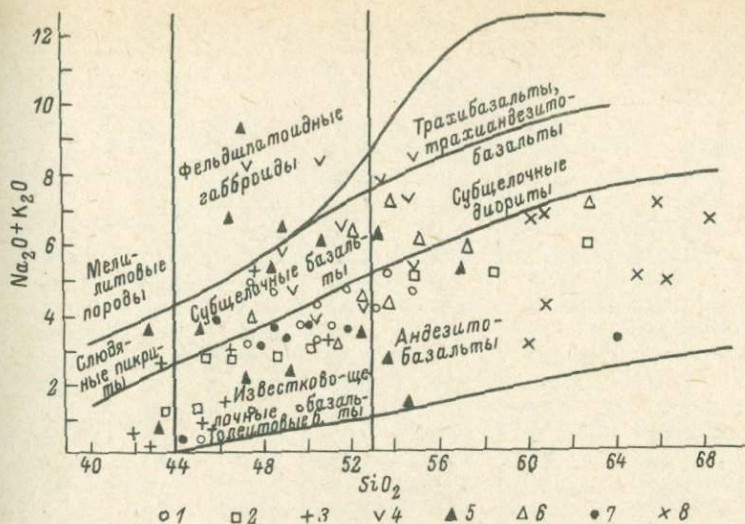


Рис. 4. Классификационная диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ для вулканитов Кольского полуострова.

Метавулканиты: 1 – хетоламбинская толща; 2 – каскамская свита. Печенгский комплекс: 3 – коматиит–толеитового, 4 – трахиандезит–базальтового ряда. Имандра–варзугский комплекс: 5 – коматиит–толеитового, 6 – андезит–базальтового ряда. Керетьская толща: 7 – амфиболиты, 8 – гнейсы.

Следует отметить, что ортоамфиболиты также характеризуются четкой натриевой специализацией и преобладанием FeO над Fe_2O_3 . На диаграмме $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ (рис. 4) точки анализов амфиболитов попадают в поле известково–щелочных базальтов. В крупных пластах амфиболитов наблюдается развитие процессов кристаллизационной дифференциации. В подошве пласта (обр. 864г, табл. 1) развиты более меланократовые разновидности, обогащенные железом (до 13%), магнием (8%) и кальцием (при содержании SiO_2 46%), в кровле возрастает содержание SiO_2 (до 52%), уменьшается содержание магния (6.5%), суммарного железа (10%) (обр. 864а, табл. 1). Гранат–тремолит–актинолитовые сланцы (обр. 864д) по химическому составу отвечают ультраосновным породам (коматиитам?). Они характеризуются низким содержанием Al_2O_3 – 6% и высоким – MgO – 26%, отношение $\text{CaO} / \text{Al}_2\text{O}_3 = 0.87$. По сравнению с амфиболитами (табл. 2) они обогащены Ni и Cr содержат меньше V .

Геохимическое изучение показало, что в амфиболитах малые элементы соответствуют средним содержаниям их в основных породах, несколько повышено в них содержание Cu и Zn . По петрохимическим данным они наиболее близки к амфиболитам хетоламбинской толщи.

Т а б л и ц а 1. Химические анализы керетьской толщи района р. Вува

№№ пл	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O
1	51.87	1.48	14.23	1.27	9.2	0.16	6.44	9.64	2.86
2	46.00	1.30	13.95	3.47	10.04	0.17	7.90	10.64	2.46
3	48.86	1.00	14.88	2.43	10.04	0.18	7.33	10.41	2.70
4	44.45	0.87	6.05	3.34	7.35	0.18	26.28	5.28	0.27
5	45.87	3.25	13.12	5.23	12.08	0.27	3.58	8.90	2.40
6	49.28	0.99	11.10	3.37	9.91	0.21	10.77	8.50	1.11
7	50.06	0.91	13.79	1.36	8.55	0.19	10.63	9.74	2.38
8	48.10	1.92	13.80	3.71	9.32	0.12	6.66	9.08	2.55
9	60.94	0.65	17.36	2.42	2.62	0.06	2.24	5.33	4.30
10	60.30	0.54	17.70	2.18	2.33	0.07	2.23	5.32	4.65
11	66.08	0.83	16.80	1.21	2.19	0.04	1.56	4.22	5.12
12	65.30	0.50	17.82	1.96	2.40	0.06	1.32	4.76	5.00
13	61.15	0.62	15.62	1.58	4.95	0.13	3.53	5.96	2.65
14	60.51	0.51	15.47	3.84	2.62	0.11	2.88	10.46	2.40
15	58.25	0.55	15.67	1.85	5.09	0.10	3.02	7.59	3.10
16	68.35	0.46	15.36	0.99	1.99	0.03	1.25	3.84	4.95
17	53.35	2.60	12.23	4.52	8.52	0.10	5.21	8.51	2.21
18	57.03	0.83	15.83	6.91	4.08	0.16	4.03	3.94	2.70
19	55.21	1.66	14.62	6.74	2.98	0.09	4.53	8.32	2.91
20	53.03	2.48	13.80	3.15	8.98	0.10	5.61	8.52	2.92
21	68.44	0.58	13.12	1.39	4.27	0.05	2.87	3.56	2.83
22	67.83	0.75	14.23	1.58	4.38	0.07	2.16	3.53	3.07
23	65.52	1.14	13.96	2.41	4.23	0.08	2.72	4.52	2.49

П р и м е ч а н и е. Амфиболиты (1-8): 1 - обр. 864а - мелкозернистый зернистый гранатовый амфиболит, там же, 3 - обр. 864г - плоской мелкозернистого товый сланец, там же, 5 - обр. 871в - рассланцованный амфиболит, к югу от сов), там же, 7 - обр. 872 - метагаббро, линза в толще гнейсов, к югу от Малых к востоку от Больших Сальных тундр. Гнейсы (9-23): 9 - обр. 871а - мезократовый мелкозернистый гнейс, там же, 11 - обр. 871г - лейкократовый амфибол-биотитовый мезократовый эпидот-амфибол-биотитовый гнейс, в 1 км к югу от обн. 871, 14 - пых Сальных тундр, 15 - обр. 941г - амфибол-эпидотовый гнейс со скаполитом, восточный склон Больших Сальных тундр, 17 - обр. 312/7 - меланократовый козернистый амфиболовый гнейс, там же, 19 - обр. 312/4 - тонкозернистый амфибол обр. 864е - эпидот-биотитовый гнейс, лейкократовый, к югу от Малых Сальных обр. 941а - мелкозернистый биотитовый гнейс, там же.

В ортогнейсах по сравнению с андезитами и андезито-дашитами наблюдается пониженное содержание V, содержание Cr, Ni, Zr, Ba соответствует кларковому, породы обогащены Sr, Sn, на порядок выше кларкового содержания Sc, Mo. Разновидности гнейсов с пониженным содержанием Al₂O₃ (табл. 2) обогащены Sn, количество которого соответствует кларковому содержанию олова в гранитах, достигая в отдельных образцах 0.03%, содержат меньше Sr, больше Zn, гнейсы с повышенным содержанием глинозема отличаются низким содержанием Cu.

K ₂ O	H ₂ O	П.п.п.	P ₂ O ₅	Σ	Ni	Co	Cu	Cr ₂ O ₃	V ₂ O ₃
0.45	0.09	1.40	0.19	99.28	0.022	0.014	-	Следы	
0.40	Следы	3.01	0.15	99.70	0.027	0.010	0.027	0.034	0.047
0.29	0.08	Следы	0.10	98.41	0.025	0.008	0.023	0.014	0.050
0.08	-	5.61	0.07	100.07	0.150	0.013	0.009	0.040	0.027
1.42	0.24	1.98	0.86	98.75	0.016	0.004	0.030	0.001	0.060
2.16	Следы	2.05	0.09	99.54	0.046	0.007	0.005	0.050	-
0.63	-	1.82	-	100.40	0.040	0.008	0.014	0.104	0.035
0.87	0.26	1.67	0.70	99.90	0.028	0.009	0.019	0.030	0.052
1.94	1.96	1.15	0.20	101.21	0.010	0.004	0.001	0.002	0.026
1.69	-	0.88	0.21	88.75	0.010	0.006	0.001	0.001	0.028
1.33	0.20	0.36	0.23	100.49	0.009	0.009	-	Следы	
0.67	-	0.54	0.07	100.50	0.009	0.002	0.003	0.004	0.085
1.43	-	1.08	0.16	98.96	0.012	0.004	0.056	0.010	0.020
0.44	0.14	0.79	0.10	100.36	0.017	0.005	0.002	0.012	0.044
1.44	0.10	1.40	0.17	98.41	0.012	0.007	0.001	0.019	0.040
1.07	-	0.94	0.24	99.47	-	-	-	-	-
1.1	-	0.94	0.48	100.10	-	-	-	-	-
3.44	0.1	1.15	0.07	100.39	0.015	0.006	0.013	0.040	-
1.89	-	0.77	0.45	100.17	-	-	-	-	-
0.95	-	0.06	0.68	101.28	-	-	-	-	-
2.08	-	0.40	0.15	100.21	-	-	-	-	-
2.20	0.22	1.22	0.14	101.38	0.014	0.012	-	-	Следы
1.80	0.10	0.82	0.17	101.31	0.012	0.010	-	0.012	-

гранатовый амфиболит, к югу от Малых Сальных тундр, 2 - обр. 864в - средне-амфиболита, там же, 4 - обр. 864д - крупнозернистый гранат-тремолит-актинолит-Малых Сальных тундр, 6 - обр. 871д - амфиболовый сланец (скиалит среди гней-Сальных тундр, 8 - обр. 312/14 - прослой тонкозернистого амфиболита в гнейсах, амфибол-эпидот-биотитовый гнейс, к югу от Малых Сальных тундр, 10 - обр. 871б - гнейс, там же, 12 - обр. 871и - лейкократовый гнейс, там же, 13 - обр. 873 - обр. 841в - тонкозернистый эпидот-амфиболовый гнейс, юго-восточный отрог Ма-там же, 16 - обр. 312/5 - лейкократовый биотитовый мелкозернистый гнейс, мелкозернистый амфиболовый гнейс, там же, 18 - обр. 312 - мезократовый тон-ловый гнейс, там же, 20 - обр. 312/12 - амфиболовый гнейс, там же, 21 - тундр, 22 - обр. 864ж - мигматизированный биотитовый гнейс, там же, 23 -

Таким образом, изучение гнейсов керетьской толщи позволило предположить, что значительная часть их образовалась за счет метаморфизма вулканогенных толщ среднего состава. В верхней части разреза возрастает роль вулканитов основного состава (пласты однородных амфиболитов). В строении толщи (верхняя часть разреза) принимают участие также паралорды (первично туфогенные и хемогенные породы), к которым относятся пласты линзовидно-полосчатых гранатовых амфиболитов и тесно ассоциирующие с ними разновидности гнейсов (туфы, туффиты). По своим геохимическим дан-

Т а б л и ц а 2. Средний химический состав разновидностей гнейсов и амфиболитов района р. Вува (по данным химического и количественного спектрального анализа), г/т

Компонент	Амфиболиты		Гнейсы	
	Обн. 864	Обн. 871	Обн. 941	Обн. 312
SiO ₂	48.91	63.15	59.38	56.6
TiO ₂	1.26	0.63	0.53	1.86
Al ₂ O ₃	14.25	17.42	15.57	13.79
Fe ₂ O ₃	2.39	1.94	2.84	3.07
FeO	9.76	2.38	3.85	6.61
MnO	0.17	0.06	0.11	0.08
MgO	7.21	1.83	2.91	5.37
CaO	10.23	4.90	9.02	7.14
Na ₂ O	2.60	4.76	2.75	3.24
K ₂ O	0.38	1.40	0.94	1.01
n	3	4	2	3
Ba	170	1400	470	440
Pb	15	19	25	24
Cr	83	17	29	37
Ni	145	23	37	83
Ca	40	26	24	32
Sr	380	2120	1030	470
Zn	270	160	500	250
Cu	640	22	560	320
Ga	38	49	42	57
V	268	96	84	109
Sc	32	12	17	19
Zr	243	251	198	189
Sn	-	-	15	26
n	3	5	4	15

ным ортогнейсы имеют сходство с гранитоидами тоналит-плагиогранитного ряда, изученными И.Д.Батиевой, И.В.Бельковым [1], В.Р.Ветриным, которые, по-видимому, формировались в более позднюю стадию крупного геотектонического этапа.

Л и т е р а т у р а

1. Б а т и е в а И.Д., Б е л ь к о в И.В. Гранитоидные формации Кольского полуострова. - В кн.: Очерки по петрологии, минералогии и металлогении гранитов Кольского полуострова. Л., 1968, с.5-144.
2. С о л о в ь е в С.П. Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. Л.: Наука, 1970. 311 с.
3. Н ö r m a n n P., R a i t h M., R a a s e P. The granulite complex of Finnish Lapland: petrology and metamorphic conditions in the Ivalojoeki - Inarijärvi area. - Geol. Surv. Finland, 1980, N 308. 95 p.

В.П.Ч е к у л а е в, В.С.Б а й к о в а

ГРАНУЛИТОВЫЕ АССОЦИАЦИИ СЕРЫХ ГНЕЙСОВ ЗАПАДНОЙ КАРЕЛИИ

Одной из наиболее характерных и хорошо изученных структур Балтийского щита, сложенных преимущественно архейскими образованиями, является Карельская гранит-зеленокаменная область. В то же время существует целый ряд нерешенных вопросов, касающихся прежде всего строения гранито-гнейсовых ареалов, исходно представлявших собой фундамент архейских зеленокаменных поясов [3].

В связи с этим повышенный интерес представляют комплексы пород, образованных в условиях гранулитовой фации, имеющих весьма ограниченное распространение в пределах области и рассматриваемых большинством исследователей [5, 8] в качестве основания архейских (лопийских) супракрустальных пород Карельской гранит-зеленокаменной области. Одним из районов развития гранулитов является район оз.Тулос в Западной Карелии. Проводившая здесь специальные исследования Л.П.Свириденко [8] пришла к выводу, что гранулиты слагают куполовидные структуры среди более молодых мигматитов и гранитов лопия. Вместе с тем существуют представления об интрузивном происхождении эндербитов оз.Тулос [9], а также о молодом возрасте гранулитового метаморфизма, проявленного в породах фундамента [6].

Проведенные нами детальные исследования позволили по-новому подойти как к геологическому строению данного района, так и к положению гранулитов в эволюции земной коры гранит-зеленокаменной области в целом.

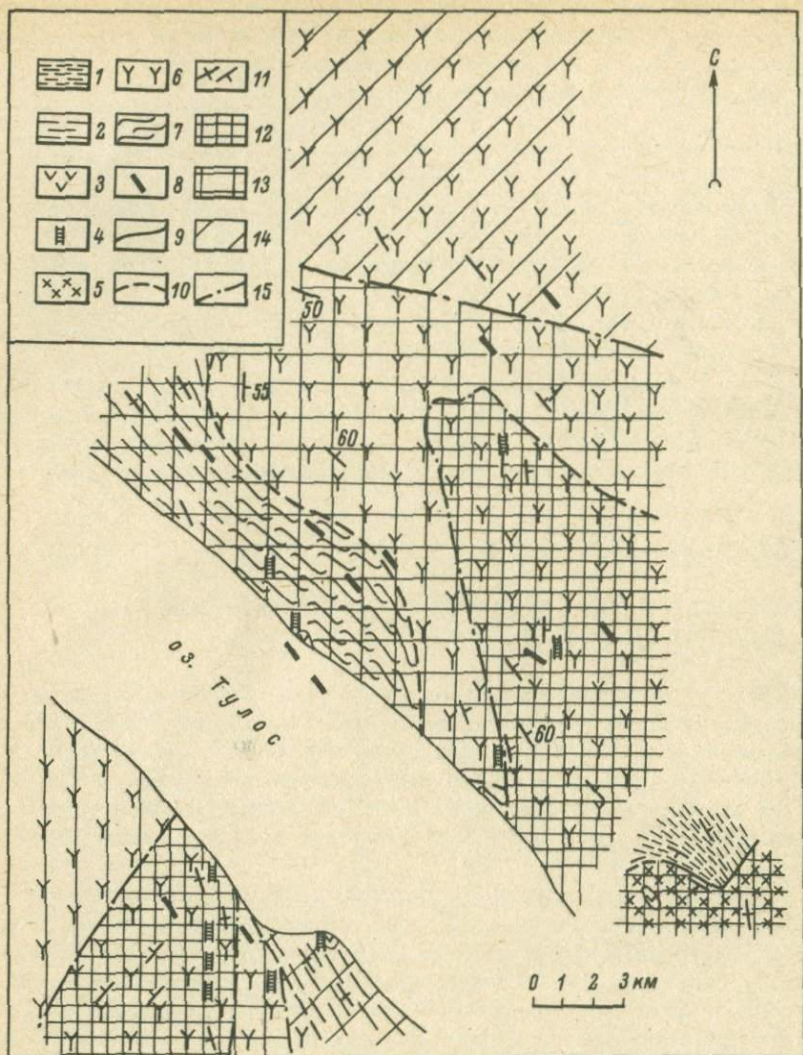


Рис. 1. Схема геологического строения района оз.Тулоос.

1 - метаосадочные породы; 2 - преимущественно метавулканыты и мигматиты по ним; 3 - метавулканыты основного состава; 4 - ранние дайки основных пород; 5 - интрузивные кварцевые диориты; 6 - комплекс неоднородных плагиогранитов-кварцевых диоритов; 7 - мигматиты плагиомикроклиновых гранитов; 8 - дайки габбро-диабазов; геологические границы: 9 - прослеженные, 10 - предполагаемые; 11 - гнейсовидность и сланцеватость; зоны метаморфизма: 12 - гранулитовой фации, 13 - переходной высокотемпературной амфиболитовой фации, 14 - амфиболитовой-эпидот-амфиболитовой фации; 15 - границы зон метаморфизма.

Основные черты геологического строения района оз. Тулос (рис. 1) определяются преобладающим развитием гранитоидов различного состава, генезиса и возраста, что делает его очень сходным с обширной гранито-гнейсовой областью, расположенной к юго-востоку [2]. Устанавливаемые супракрустальные породы имеют ограниченное распространение и присутствуют в виде небольших реликтовых участков и ксенолитов среди гранитоидов или слагают субстрат мигматитов, т.е. являются наиболее древними образованиями района. Среди них устанавливаются подушечные метабазалты с прослоями базальтовых коматитов на севере района и сходные породы на юго-западном берегу оз. Тулос. Метаморфизованные осадочные породы представлены различными слюдяными сланцами и развиты на севере района, а также к востоку от оз. Тулос, где они метаморфизованы в условиях гранулитовой фации и слагают поле площадью не менее 1,5 км². Гнейсы и сланцы предположительно вулканогенно-осадочного происхождения слагают и субстрат мигматитов, развитых по берегам оз. Тулос.

Гранитоиды, имеющие преобладающее развитие в данном районе, разнообразны по характеру проявления и составу. В связи с интенсивным и неоднократным проявлением процессов метаморфизма, ультраметаморфизма и деформаций последовательность отдельных групп гранитоидов не всегда устанавливается однозначно. Еще более затрудняет корреляцию гранитоидов интенсивный калиевый метасоматоз, имевший место на заключительных этапах развития и наложенный на все породы района.

Наиболее ранними среди гранитоидов являются плагиограниты жильного материала послонных мигматитов, а также полосчатые или стратифицированные гранитоиды, которые слагают основную часть района, в том числе в местах проявления гранулитового метаморфизма. Они характеризуются полосчатостью, обусловленной чередованием полос различного состава (от лейкократового гранита до кварцевого диорита) мощностью от нескольких сантиметров до 4 м. Параллельно этой полосчатости располагаются тела основных пород или зоны, обогащенные кристаллическими сланцами и мигматитами. Отмеченные особенности стратифицированных гранитоидов, а также наличие в них в большом количестве обломочного циркона позволяют рассматривать эти породы как продукт перекристаллизации в условиях ультраметаморфизма вулканогенно-осадочных пород. Полосчатые гранитоиды вкrest простираются и по простираению часто переходят в довольно однородные тоналиты.

Особую группу пород представляют собой порфиробластические кварцевые диориты, слагающие тело площадью не менее 5 км² в юго-восточной части района. Кварцевые диориты имеют неровный секущий контакт с толщей метаморфизованных и мигматизированных супракрустальных пород, содержат их ксенолиты и образуют апофизы во вмещающие породы, имеющие вид линз-будин. Для кварцевых диоритов, так же как и для других пород этого участка, характерны минеральные ассоциации гранулитовой фации. В них присутствуют порфиробласты плагиоклаза, часто замещенного ортоклазом, дости-

гающие в длину 5–6 см, количество которых увеличивается в сторону контакта. Отмеченные особенности и постоянство состава на всей площади развития позволяют рассматривать кварцевые диориты в качестве интрузивных образований. Главной геохимической особенностью этих пород является высокое ($700\text{--}800 \text{ млн}^{-1}$) содержание стронция. Такое содержание стронция в пределах Карельской гранит-зеленокаменной области наблюдалось лишь в древнейших тоналитах и в интрузивном комплексе кварцевых диоритов-габбро-диоритов, разделяющем крупные циклы в развитии зеленокаменных поясов [3]. Близкими по времени образования к порфиробластическим кварцевым диоритам являются ранние дайки метагаббро, которые располагаются в основном параллельно полосчатости пород и редко под острым углом к ней и также характеризуются высоким ($350\text{--}750 \text{ млн}^{-1}$) содержанием стронция.

Все отмеченные породы секутся жильными телами плагиогранитов, а также еще более поздними жилами пегматоидных плагиогранитов и зонами перекристаллизации, которые секут все породы и все структуры в данном районе, за исключением самых молодых селепских (протерозойских) тектонических зон северо-западного простирания, контролируемых дайковым комплексом габбро-диабазов.

Все породы данного района, кроме протерозойских габбро-диабазов, в различной степени подверглись калиевому метасоматозу, выразившемуся в образовании ортоклаза в ассоциациях гранулитовой фации и микроклина в более низкотемпературных. Ортоклаз и микроклин ведут себя одинаково, замещая плагиоклаз и биотит и появляются во всех разновидностях пород от субстрата мигматитов до пегматоидных гранитов и зон перекристаллизации. При этом наблюдаются постепенные переходы от плагиоклазовых пород до пород, на 50% сложенных калиевым полевым шпатом. В результате калиевого метасоматоза пород среднего и основного состава часто образуются своеобразные сиенитоподобные породы, состоящие из темноцветных минералов и калиевого полевого шпата с содержанием K_2O до 7%.

Важное значение для установления последовательности геологических событий имел анализ деформаций (см. таблицу). Наиболее ранними плоскостными элементами в пределах данного района явились мигматитовая полосчатость и параллельные ей сланцеватость и осевые плоскости мелких изоклинальных складок (D_1 и D_2). Первоначальная ориентировка этих структур была близка к горизонтальной, что подтверждается пологим залеганием шарниров крупных ранних складок F_3 , которые устанавливаются лишь на отдельных участках (рис. 2). Осевые плоскости этих складок имеют северо-западное, близкое к субширотному простирание и крутое падение на юго-запад. В эти складки деформированы мигматиты, стратифицированные гранитоиды и тела габбро-амфиболитов. Признаки структур данного этапа отмечаются и в интрузивных кварцевых диоритах.

Следующий этап деформаций (D_4) выразился в образовании крупных складок северо-восточного простирания, изгибающих более ранние структуры, или секущих зон мелкой складчатости. Наиболее чет-

Корреляция деформаций и процессов в районе оз.Тулос

Этап деформации	Характер деформаций	Комплексы и группы пород	Процессы
Д ₈	Зоны бластомилонитизации, гнейсовидность S ₈ СВ 305-315°	Дайки габбро-диабазов Жилы пегматитов (?)	Диафторез эпидот-амфиболитовой-амфиболитовой фации
Д ₇	Пологие складки F ₇ с ОП СВ 60-80°		
Д ₆	Гнейсовидность S ₆ по зонам С 0°, возможно до СВ 30°	Жилы пегматитов Зоны перекристаллизации	Зональный метаморфизм Калиевый метасоматоз
Д ₅	Гнейсовидность S ₅ СЗ 340-350°, сильно сжатые складки F ₅ с вертикальными ОП		
Д ₄	Складки F ₄ (крупные) и зоны мелких складок с ОП СВ 40°, редко по зонам гнейсовидность S ₄	Жилы плагиогранитов	
Д ₃	Складки F ₃ пологие до сжатых с ОП СЗ 300-315° и горизонтальными шарнирами	Интрузия кварцевых диоритов Дайки основных пород	
Д ₂	Изоклиальные мелкие складки F ₂		
Д ₁	Мигматитовая полосчатость и сланцеватость S ₁	Комплекс плагиогранитов-кварцевых диоритов Супракристалльные породы	Метаморфизм и мигматизация



Рис. 2. Схема обн. 414. Зона перекристаллизации, секущая ядро складки F_3 . 1 - диопсид-амфиболовый кристаллический сланец; 2 - биотитовый плагиогранит; 3 - гиперстенный плагиогранит с ортоклазом зоны перекристаллизации; 4 - двупироксен-биотитовый гнейсо-гранит из зоны вторичного расланцевания D_4 ; 5 - ориентировка осевых плоскостей открытых складок F_7 .

севернее оз. Тулос, где проявлены более низкотемпературные ассоциации.

Структуры следующего этапа (D_5) имеют северо-западное простирание (340°) и занимают секущее положение по отношению к северо-восточным (рис. 3). Наложенный характер этих структур подтверждается также вариациями в погружении шарниров складок данного направления. Деформации этого этапа имеют региональное распространение независимо от минеральных ассоциаций в породах.

Все последующие этапы деформаций имели локальное развитие и практически не изменили ранее сформированного структурного плана. Структурные преобразования завершились северо-западными ($305-315^\circ$) зонами бластомилонитизации, относимыми к селецкому этапу развития. В этом же направлении ориентированы расколы, контролируемые дайками габбро-диабазов.

Главной особенностью данного района является присутствие пород, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации. В результате проведенных исследований установлено, что гранулитовые ассоциации, развитые на площади около 150 км^2 , отражают часть единой метаморфической зональности от эпидот-амфиболитовой до гранулитовой фации. Зональность фиксируется как составом некоторых минералов, так и сменой отдельных минеральных фаз. При прогрессивном увеличении степени метаморфизма происходит увеличение титанистости биотита, сине-зеленая роговая обманка переходит в бурую, появляются сначала моноклиновый, а затем и ромбический пироксен, микроклин сменяется ортоклазом. При этом зона гранулитовой фации сменяется переходной зоной высокотемпературной амфиболитовой фации, характеризующейся присутствием бурой роговой обманки и моноклинного пироксена.

Выделенные метаморфические зоны (рис. 1) имеют расплывчатые границы, картирование которых затруднено последующими диафто-

ко эти складки устанавливаются на участках развития ассоциаций гранулитовой фации, в частности к юго-западу от оз. Тулос (рис. 3), но документируются также и значительно

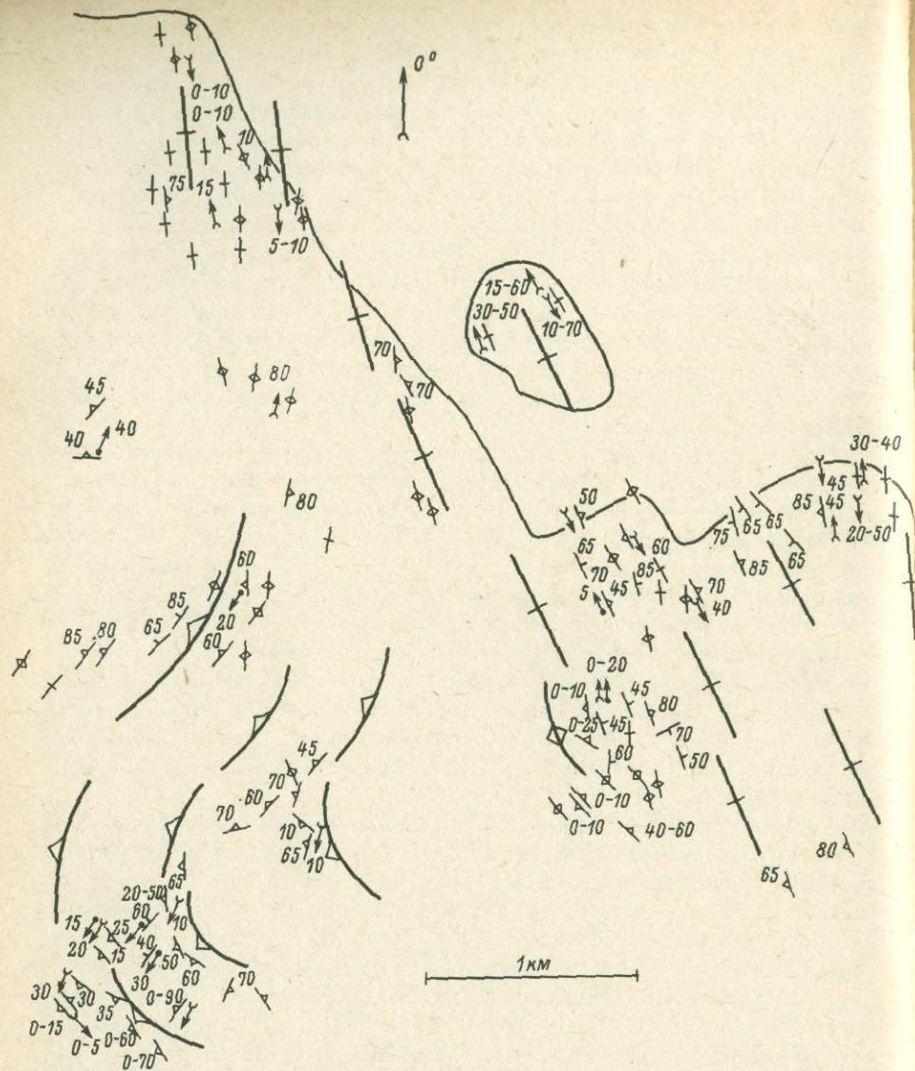
рическими преобразованиями. Тем не менее зональный характер метаморфизма устанавливается четко, причем границы фациальных зон секут границы между различными геологическими комплексами, т.е. наблюдаемая зональность наложена на все геологические образования района, за исключением молодых даек габбро-диабазов. Соответственно минеральные ассоциации гранулитовой фации устанавливаются во всех группах пород: в субстрате и жильном материале мигматитов, в стратифицированных гранитоидах, в ранних дайках основных пород, в интрузивных кварцевых диоритах, в пегматоидных гранитах и зонах перекристаллизации, во всех породах, содержащих калиевый полевой шпат. Аналогичным образом не устанавливается связи зонального метаморфизма с каким-либо этапом деформации. Все структуры, кроме относимых к селецким, в пределах зоны гранулитовой фации представлены соответствующими ей минеральными ассоциациями.

Таким образом, либо гранулитовый, а значит и зональный, метаморфизм сопровождал всю доселецкую историю развития района, либо, что более вероятно, носил наложенный импульсный характер в статических условиях. Это подтверждается, во-первых, его локальным проявлением и, во-вторых, четко фиксируемым прогрессивным характером. Прогрессивный характер метаморфизма устанавливается не только по наличию региональной метаморфической зональности, но и по зональности в пределах отдельных обнажений, когда на расстоянии 1 м наблюдается переход существенно роговообманковых ассоциаций, характерных для промежуточной зоны, в роговообманково-диопсидовые и далее в гиперстен-биотитовые. Прогрессивная зональность устанавливается и в гранатах по данным микрозондовых определений (рис. 4).

Изучение составов минералов с использованием геотермометров и геобарометров указывает на высокоградиентный характер метаморфизма, устанавливаемый для всех выделенных зон. Этот вывод подтверждается высокой железистостью сосуществующих граната ($f_{\text{общ}} = 83 \div 86\%$) и гиперстена ($f_{\text{общ}} = 53\%$) и отсутствием гранат-клинопироксенового и гранат-двуспироксенового парагенезисов. Палеотемпературы, определенные для выделенных зон, составляют соответственно 700–760 (до 900), 700 и 600 °С [7]. Сравнение изученных пород с гранулитовыми комплексами других регионов показало, что по условиям формирования они близки к гранулитам ладожского типа.

Диафторические преобразования в условиях эпидот-амфиболитовой фации, четко фиксируемые лишь в зоне гранулитов, оторваны во времени от зонального метаморфизма внедрением поздних даек габбро-диабазов, относимых к протерозою, и отражают селецкий этап развития.

Особенностью диафторитов является частое отсутствие их связи с определенными структурами, в результате чего границы диафторитов часто идут поперек сланцеватости и полосчатости пород при полной сохранности их ориентировки. Наиболее характерным при этом является преобразование ортоклаза в микроклин в зоне грану-



питовой фации, устанавливаемое рентгеновским анализом и непосредственными наблюдениями в шлифах. Появление среди исходно серых гранулитов пятен и зон розовых плаггиомикроклиновых гранитоидов, а фактически лишь диафоритов, послужило основанием для выделения рядом исследователей крупного селецкого этапа гранитообразования.

Диафорические преобразования происходили в условиях, пограничных между андалузит-силлиманитовой и дистен-силлиманитовой фациальными сериями ($T \approx 650^\circ\text{C}$, $p \approx 5.5$ кбар) [4].

Таким образом, проведенные в районе оз. Тулос исследования позволили сделать следующие выводы.

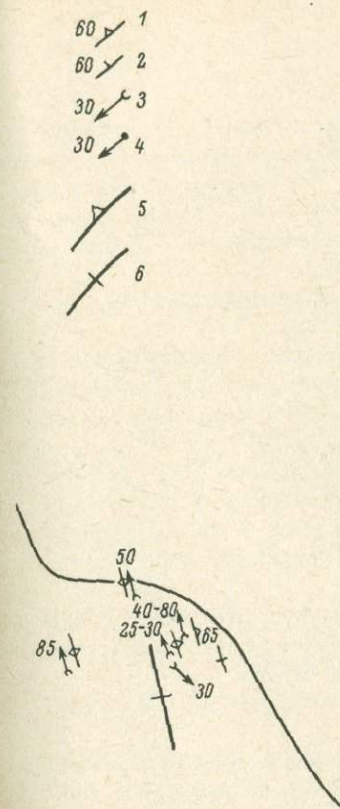


Рис. 4. Характер изменения состава граната (Mg, ф.е.) при метаморфизме.

Гранаты: I - из пород гранулитовой фации, II - из породы, диафорированной в условиях амфиболитовой-эпидот-амфиболитовой фации, III - новообразованный, возникший при диафорезе. Части зерен: 1 - центральная, 2 - краевая.

Рис. 3. Структурная схема юго-западного берега оз. Тулос. Залегание: 1 - попосчатости, 2 - гнейсовидности (сланцеватости), 3 - шарниров складок, 4 - линейности; 5 - обобщенное направление структур D_1-D_3 , деформированных в складку F_4 ; 6 - обобщенное направление структур D_5 .

1. Исходно район был сложен супракrustальными, преимущественно вулканогенно-осадочными породами среднего и кислого состава. При этом, вероятно, в строении района участвовали метабазаальты лопья.

2. Супракrustальные породы были существенно преобразованы при процессах ультраметаморфизма и калиевого метасоматоза.

3. Структурные и петрологические данные не позволяют выделить комплекс, который бесспорно мог бы рассматриваться в качестве основания лопья.

4. Гранулитовый метаморфизм не может служить признаком более древнего возраста пород, так как он является частью метаморфической зональности и скорее всего носил наложенный локальный и импульсный характер. Это подтверждается и определениями возрас-

та цирконов из гранулитов, выполненными Е.В. Бибиковой и др. и равными 2770–2790 млн. лет [1], а также предварительными данными, полученными О.А. Левченковым для цирконов из интрузии кварцевых диоритов, – 2685 млн. лет.

Л и т е р а т у р а

1. О возрасте эндебритов и ультраметаморфических гранитов Восточно-Финляндского антиклинорного поднятия (Западная Карелия) по данным Rb-U-Th метода/ Е.В. Бибикова, Т.В. Грачева, В.М. Шемякин, И.К. Шулешко. – В кн.: Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород. М., 1976. с.136–139.
2. Геология и петрология гранито-гнейсовой области Юго-Западной Карелии. Л.: Наука, 1969. 223 с.
3. Геология и петрология архейского гранито-зеленокаменного комплекса Центральной Карелии. Л.: Наука, 1978. 264 с.
4. Глебовицкий В.А. Минеральные фации как критерии оценки p - T параметров метаморфизма. – В кн.: Термо- и барометрия метаморфических пород. Л.: Наука, 1977, с.5–39.
5. Корсакова М.А. Комплекс гранулитов и чернокитов Восточно-Финляндской антиклинарной зоны. – В кн.: Геология и полезные ископаемые докембрия Карельской АССР, тез. докл. Петрозаводск, 1969, с.47–48.
6. Лазарев Ю.И. О периодизации геологических событий и процессов докембрия. – В кн.: Земная кора восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1978, с.28–36.
7. Перчук Л.Л. Равновесия породообразующих минералов. М., 1970. 392 с.
8. Свириденко Л.П. Метаморфизм и гранитообразование в раннем докембрии Западной Карелии. Л.: Наука, 1974, 156 с.
9. Шемякин В.М. Чарнокитоиды раннего докембрия. Л.: Наука, 1976. 179 с.

В.Е. Руденко, Ю.Л. Руденко

ГНЕЙСЫ БАЗАЛЬНЫХ ТОЛЩ АРХЕЙСКИХ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПРОГИБОВ КАРЕЛИИ

Под термином гнейс авторами понимаются продукты метаморфической перекристаллизации пород пара- и орторяда, состоящие преимущественно из полевых шпатов и кварца с незначительным содержанием цветных минералов. Гранито-гнейсы – образования, по составу идентичные гнейсам, но сформированные при участии метасоматических процессов или мигматизации. Между гранито-гнейсами и гнейсами имеются определенные структурно-текстурные различия, позволяющие в общем случае отличать одну группу пород от другой.

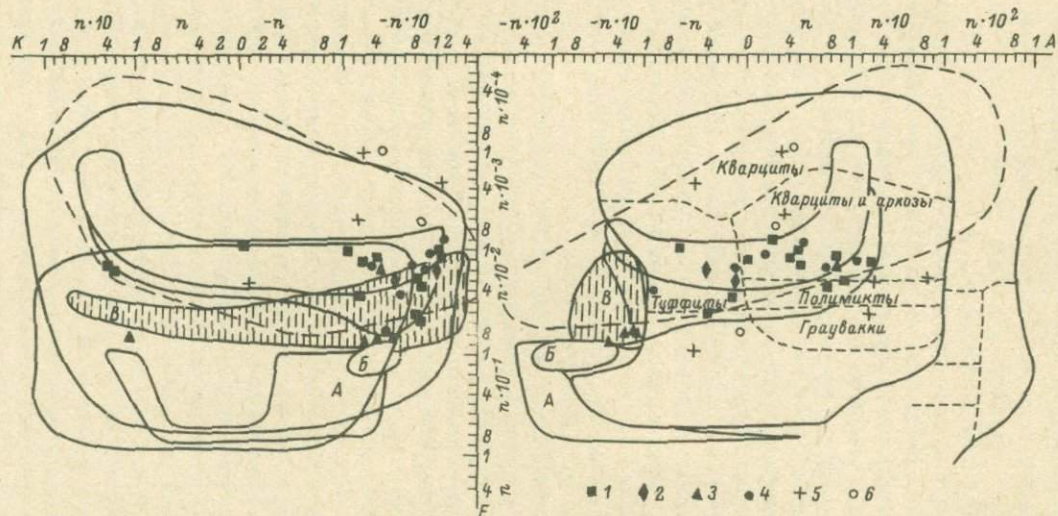


Рис. 1. Положение фигуративных точек гранито-гнейсов фундамента и останцов парагнейсов в пределах блоков фундамента на диаграмме $AKF [A = Al_2O_3 - (CaO + K_2O + Na_2O); K = K_2O - Na_2O; F = (FeO + Fe_2O_3 + MgO) / SiO_2]$

Гранито-гнейсы фундамента: 1 - Бергаул; 2 - Совд-озеро, 3 - Хаутоварская структура; 4 - Костомукша.
Парагнейсы: 5 - Бергаул; 6 - Костомукша.

В основу предлагаемого сообщения положены материалы, собранные авторами в разные годы в пределах и за пределами архейских зеленокаменных прогибов Карелии в районах Костомукши, Совдозера, Бергаула и Хаутовара. Эти материалы имеют отношение к проблеме серых гнейсов в том аспекте, что они указывают на наличие в изученных районах двух разновозрастных групп архейских гнейсов. Ранние гнейсы являются компонентом субстрата, по которому в результате гранитизации сформировались гранито-гнейсы фундамента зеленокаменных прогибов. Другая группа гнейсов представляет собой метаморфизованную кору выветривания фундамента, частично переотложенную и являющуюся базальной толщей архейских зеленокаменных прогибов. Об этом стратиграфическом уровне имеются более подробные сведения.

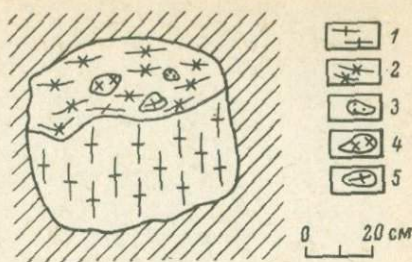
Породы комплекса древнейших гранито-гнейсов, составляющие наибольшую часть площади Карельского мегаблока, довольно разнообразны по структурно-текстурным признакам и петрохимическим особенностям. Среди них нередко наблюдаются послойные мигматиты, в составе которых участвуют мигматизированные и гранитизированные амфиболиты, а местами (например, северо-западнее Костомукшского месторождения) сохранились реликтовые участки слабо микроклинизированных неяснополосчатых биотит-амфиболовых гнейсов с содержанием темноцветных минералов до 15% от общего объема пород. Эти факты указывают на то, что хотя бы частично гранито-гнейсовые комплексы сформировались в результате метаморфизма и ультраметаморфизма образований стратифицированного типа, однако генетическая природа этой стратификации может быть иной, чем у более молодых отложений.

Однородный метаморфизм амфиболитовой фации (никаких реликтов гранулитовой фации в изученных гранито-гнейсовых областях нами не обнаружено) и неоднократные проявления гранитизации в значительной мере затрудняют реставрацию исходного субстрата гранито-гнейсов. Очевидно, что при столь интенсивном палингено-метасоматическом преобразовании пород неправомерно делать выводы об их первичногенетической природе с помощью петрохимических диаграмм. Тем не менее следует заметить, что петрохимические данные свидетельствуют о больших вариациях состава образований комплекса гранито-гнейсов, среди которых встречаются все разновидности, по фемичности и глиноземистости эквивалентные постепенным переходам от базитов до кварцитов. За редким исключением эти породы отличаются незначительным содержанием калия относительно натрия (рис. 1).

Отсутствие слабометаморфизованных пород фундамента свидетельствует либо о глубокой эрозии древнейших образований Карельского мегаблока в предлопийскую эпоху, либо о том, что процессы ультраметаморфизма в раннем архее развивались близ земной поверхности. Если верна последняя точка зрения, то следует предполагать, что и раннеархейское экзогенное породообразование осуществлялось в уникальных условиях, когда, по-видимому, еще не существовало жесткой литосферы.

Рис. 2. Фрагмент контакта парагнейсов с гранито-гнейсами фундамента.

1 - гранито-гнейсы фундамента; 2 - парагнейсы; 3 - обломки мелкозернистых плагиогранитов; 4 - обломки среднезернистых гранитоидов; 5 - обломки плагиоклазовых гранито-гнейсов (вертикальная поверхность обнажения).



В пределах площадей, на которых развиты гранито-гнейсы, выделяются сравнительно слабометаморфизованные отложения с текстурно-структурными, минералогическими и петрохимическими особенностями, присущими гнейсам. На наличие этих образований впервые обратил внимание Л.Я. Харитонов [6]. Он охарактеризовал их как своеобразные нептунические дайки в порфиробластических гранитоидах фундамента бергаульской серии. Впоследствии аналогичные гнейсовые комплексы были выявлены на других участках: в обрамлении Хаутоварской структуры, в районе Совд-озера, среди гранито-гнейсов западнее Костомукшского рудного поля. Зачастую эти породы имеют иной структурный план в отличие от окружающих гранито-гнейсов, а местами залегают на них с резким угловым несогласием (рис. 2). Нередко они в незначительной степени гранитизированы (чаще - только микроклинизированы) и в этих случаях могут быть ошибочно приняты за образования фундамента.

При реконструкции пород архейских зеленокаменных прогибов и изучении их разрезов в Центральной и Западной Карелии было установлено, что аналогичные гнейсовые толщи распространены по периферии этих структур, имеют единый структурный план с другими лопийскими отложениями и по существу являются базальными образованиями лопия. Для них характерна тонкая горизонтальная слоистость (толщина слоев 1-20 мм), которая проявляется в различии гранулометрического и минералогического состава слоев, что подчеркивается цветом породы. Иногда в гнейсах сохраняются мелкие текстуры, напоминающие разнонаправленную косую слоистость.

Таким образом, базальные отложения зеленокаменных прогибов нередко содержат признаки, свидетельствующие об их осадочном происхождении. В химическом отношении (рис. 3) они представляют собой сравнительно слабо дифференцированные образования, возникшие, вероятно, в результате разрушения гранитоидов, сиенитов и базитов. Все же среди них немало разновидностей, петрохимические параметры которых характерны только для осадочных отложений (правда, до глини дифференциация доходит редко). Наибольшими вариациями химизма отличаются парагнейсы Баргаула.

Изменения минералогического состава базальной толщи находят в тесной зависимости от первичных литологических особенностей

и степени регионального метаморфизма отдельных разновидностей пород. В отличие от однородно метаморфизованных образований комплекса гранито-гнейсов фундамента в отложениях зеленокаменных прогибов картируется латеральная метаморфическая зональность.

Один из дискуссионных вопросов геологии архея — вопрос о наличии в базальных образованиях лопия пород типа полимиктовых конгломератов. Грубообломочные отложения этой генетической разновидности были описаны в ряде районов Карелии [1, 2, 5 и др.]. Однако существуют сомнения в правильности указанных сведений. Считается, что за базальные грубообломочные образования приняты либо тектонические брекчии, либо метаморфизованные вулканогенные пирокластические породы, либо сариолийские конгломераты [4, 3].

Действительно, при диагностике генетической природы интенсивно метаморфизованных древнейших грубообломочных пород возникают большие затруднения. Для окончательных выводов здесь, по-видимому, следует учитывать всю совокупность признаков: положение обломочных образований в разрезе толщи, формы слагаемых ими геологических тел, состав обломочных фрагментов, состав цемента, его метаморфизм, наличие слоистых текстур. Так же как обнаружение обломочных фрагментов в породе само по себе недостаточно для ее интерпретации в качестве конгломерата, так и отдельные факты тектонического воздействия на породу или ее локального метасоматического преобразования не могут быть использованы для опровержения подобной генетической интерпретации.

В наименее измененном виде образования типа конгломерато-брекчий обнаружены в районе бывшего рудника Бергаул. Лишь в редких случаях здесь микроклинизирована их цементирующая масса. В составе обломочных фрагментов наблюдаются различные по размерам плохо сортированные остроугольные и угловато-окатанные плагиогранито-гнейсы, метавулканы основного и среднего состава, кварциты. Вверх по разрезу сортировка материала улучшается и отмечаются прослойки с галькой более высокой степени окатанности. Особенно следует обратить внимание на тот факт, что в обломочных фрагментах конгломерато-брекчий полностью отсутствует микроклин, и это резко отличает их от окружающих порфиробластических гранито-гнейсов фундамента. По-видимому, микроклинизация в широких масштабах проявилась лишь в конце архейской эпохи.

В химическом составе обломочных фрагментов и цемента конгломерато-брекчий имеются большие различия (рис. 3, а). Среди обломков конгломерато-брекчий Бергаула наблюдаются разновидности, соответствующие сиенитам, основным метавулканитам, гранитоидам и кварцитам. В цементе значительное место занимают граувакки и аркозы. Цементирующая масса конгломератов Совд-озера отличается высокой фемичностью, а их обломки в петрохимическом отношении соответствуют гранитоидам, метабазитам и кварцитам.

Скорее всего, механизм формирования полимиктовых конгломератов в архее отличался от современного. Слабая окатанность обломочных фрагментов, их причудливые или остроугольные глыбовые

формы, по-видимому, свидетельствуют о том, что в формировании этих отложений наряду с выветриванием значительную роль играли тектонические факторы (без горообразования и переноса обломочного материала на большие расстояния). Однако генетическая сущность рассматриваемых образований, по-видимому, та же, что и более молодых конгломератов, так как они фиксируют перерыв, выветривание и тектоническое дробление фундамента перед заложением зеленокаменных прогибов.

К юго-западу от Костомукшского рудного поля, на берегу зал. Камалахти, были обнаружены специфические обломочные образования, с резким угловым несогласием перекрывающие гранито-гнейсы фундамента. Они обнажаются в виде горизонтально залегающих останков, слагающих вершины небольших горок, основания которых сложены крутопадающими ($70-90^{\circ}$) послойно мигматизированными гранито-гнейсами. Перекрывающие образования представлены альбит-эпидот-серицитовыми сланцами с кварцем и карбонатом. В них иногда отмечается слабо проявленная горизонтальная слоистость, следы размыва и незначительные по мощности отложения типа метаосадочных брекчий (рис. 4). По петрохимическим особенностям они образуют непрерывный ряд в различной степени измененных пород от гранито-гнейсов фундамента до каолинитовых и гидрослюдистых глин (рис. 3, а). В непосредственной близости от этих специфических отложений наблюдаются выходы горизонтальнослоистых парагнейсов, залегающих в основании Костомукшского прогиба.

Обобщая приведенные данные, следует обратить внимание на сложность геологической и генетической интерпретации гнейсовых комплексов в областях развития гранито-гнейсов. В связи с этим перечислим главные признаки отличия гнейсов — реликтов древнейшего субстрата от более молодых однотипных образований, являющихся базальными для зеленокаменных прогибов Карелии.

1. Более молодые гнейсовые комплексы нередко имеют иной общий структурный план относительно окружающих их гранито-гнейсов, вмещающих согласно залегающие тела гнейсов — реликтов субстрата.

2. Образования фундамента зеленокаменных прогибов претерпели однородный метаморфизм в условиях амфиболитовой фации, а перекрывающие их гнейсы, как правило, изменены в меньшей степени, причем для них характерна латеральная метаморфическая зональность.

3. Древнейшие гнейсы не имеют четких литологических признаков, за исключением неясной полосчатости, в то время как в более молодых гнейсовых комплексах наблюдается горизонтальная слоистость и в их составе участвуют грубообломочные образования типа конгломерато-брекчий.

Л и т е р а т у р а

1. Г л у б о к о м е т а м о р ф и з о в а н н ы е к о н г л о м е р а т ы В о с т о ч н о й К а р е л и и / Ю.Б.Богданов, А.С.Воинов, А.П.Казак, В.З.Негруца. — Литология и полез. ископаемые, 1968, № 2, с.99-100.

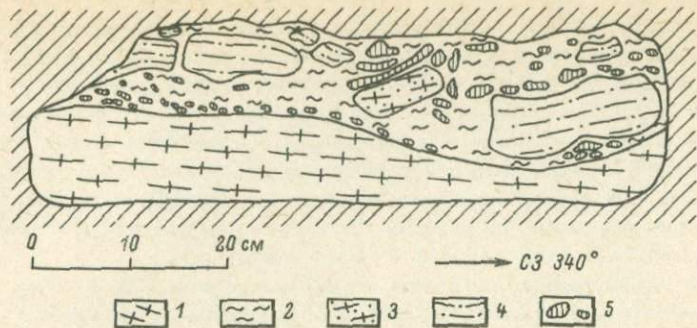


Рис. 4. Брекчия размыва на контакте коры выветривания и гранито-гнейсов фундамента (горизонтальная поверхность обнажения).

1 - гранито-гнейсы фундамента; 2 - цементирующая масса брекчии размыва (состав: кварц-эпидот-серицит); 3 - обломки измененных гранито-гнейсов; 4 - обломки кварц-эпидот-серицитовых сланцев с реликтами слоистых текстур; 5 - обломки эпидотсодержащих существенно серицитовых сланцев.

2. Вулканогенные железисто-кремнистые формации Карелии/ В.М.Чернов, К.А.Инина, В.Я.Горьковец, М.Б.Раевская. Петрозаводск: Карелия, 1970. 285 с.
3. Гильрова М.А. Стратиграфия и структура докембрия Карелии и Кольского полуострова. Л.: Изд-во ЛГУ, 1972. 218 с.
4. Робонен В.И. Об объеме и строении нижнего протерозоя Карелии. - В кн.: Проблемы геологии нижнего протерозоя Карелии. Петрозаводск. Карелия, 1974, с.145-156.
5. Руденко В.Е. Некоторые вопросы геологии и условия образования нижнепротерозойских толщ бергаульской серии (Южная Карелия). - Вестн.ЛГУ. Сер.геол. и геогр., 1968, № 6, с.56-68.
6. Харитонов Л.Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М.: Недра, 1966. 360 с.

В.В.Шипцов, Н.И.Скорнякова

СЕРЫЕ ГНЕЙСЫ РАЙОНА оз.ОНДОЗЕРА (ЦЕНТРАЛЬНАЯ КАРЕЛИЯ) КАК ОДИН ИЗ КОМПОНЕНТОВ РАННЕАРХЕЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Кажущаяся неопределенность термина серые гнейсы явилась предметом многосторонней пространной критики, в результате которой очертился осязаемый прогресс по изучению первично-коровых образований. Выделенный комплекс серых гнейсов как продукт раннеархейского периода развития земной коры в результате исследований (геологических, структурно-метаморфических, петрологических

и т.д.) перестает быть абстрактным, приобретая реальные существующие специфические признаки древнейших образований.

В пределах восточной части Балтийского щита рядом исследователей [1, 2, 7] отмечалась сиалическая кора и установлено несколько районов распространения древнего комплекса серых гнейсов. Как правило, первоначальный субстрат древнейших пород сохранил реликтами в областях развития архейских гранит-мигматитов, что в значительной мере затрудняет распознавание важных с геологических и петрологических позиций образований.

Наше исследование подобных комплексов проведено в одном из таких районов Центральной Карелии - оз. Ондозеро. В тектоническом отношении этот район принадлежит к Ондозерскому блоку III порядка, который является составным элементом Западно-Карельского блок-антиклинория Карельского геоблока [4], что имеет теоретическую аргументацию, если исходить из делимости литосферы по субвертикальным и субгоризонтальным границам раздела [3]. Здесь на современном эрозионном срезе вследствие благоприятных тектонических движений выходят на поверхность или находятся близко от нее древнейшие гранитоиды. Для исследуемого района характерен тот факт, что на схемах разделяющих трансформант слабоинтенсивные попожительные аномалии силы тяжести мозаичной морфологии без выраженной линейности обычно связаны с наиболее древними диоритоналит-плагиигранитами, что также находится в согласии с концепцией А.Е. Рингвуда [6] о химической расслоенности и гетерогенности коры. Использование гравиметрических данных позволяет обнаруживать древнейшие образования и экстраполировать участки их развития.

По времени формирования рассматриваемые серогнейсовые комплексы района Ондозеро предшествуют древним зеленокаменным поясам лопийского периода заложения. Зеленокаменные породы района по сравнению с древнейшими гранитоидами менее дислоцированы и слабее метаморфизованы. За счет глубокой эрозии обнажения этих пород сохранены в нижних своих частях и слагают относительно небольшую площадь. Они представлены диопсидсодержащими амфиболитами (базальтовыми толеитами), петрохимически сопоставимыми с метадиабазами районов оз. Остер и рек Суна-Семчь [1], и актинолит-тремолитовыми сланцами (высокомagneзиальными базитами), сопоставимыми в свою очередь с базальтовыми коматитами Палой Ламбы [1]. При геологических исследованиях выявлены, а на схематической геологической карте (рис. 1) показаны на уровне современного эрозионного среза реликты гнейсо-гранитов долопия, в которых отмечены в виде реститовых останцов или ксенолитов наиболее древние породы - диориты. Многократность наложенных эндогенных процессов повлекла за собой глубокое преобразование первичных диоритов. По нашим представлениям, диориты являются субстратом, по которому образуются тоналиты и плагииграниты комплекса серых гнейсов. Этот комплекс формировался до проявления первой мигматизации. В целом последовательность геологических событий, определенная по геологическим соотношениям, стилю и многократ-

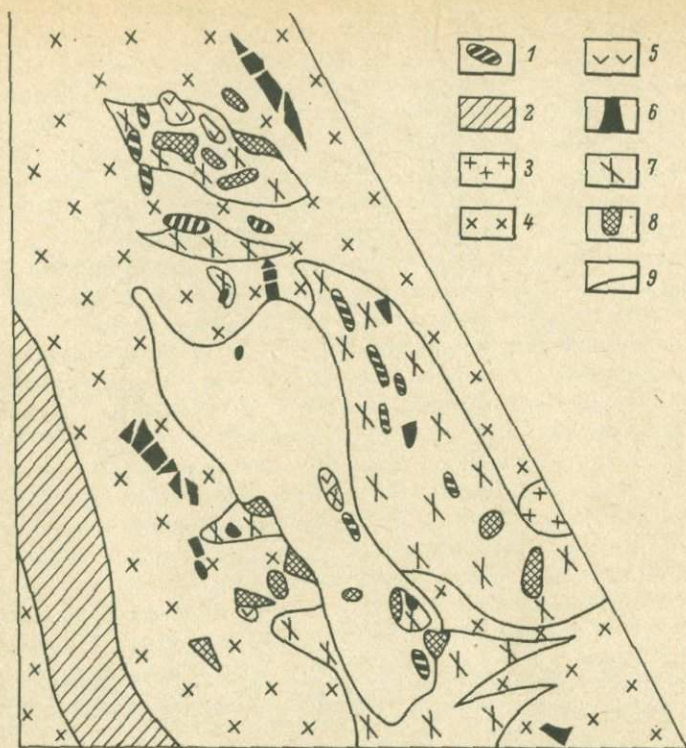


Рис. 1. Схема геологического строения района оз. Ондозеро. Составлена Н.И. Скорняковой, В.В. Шипцовым, В.В. Южановой. Нижний протерозой: 1 - дайки габбро-диабазов; 2 - осадочно-вулканогенный комплекс. Архей: 3 - плагиомикроклиновые граниты; 4 - граниты нормального ряда и связанные с ними мигматиты; 5 - диориты (комплекс габбро-диоритов); 6 - зеленокаменные породы (толеиты и высокомагнезиальные базиты); 7 - анатектит-граниты; 8 - комплекс серых гнейсов (диорит-тоналит-плагиограниты); 9 - граница раздела типов пород.

ности деформаций, по метаморфическим, ультраметаморфическим и метасоматическим преобразованиям, геохимической специализации, а также по петрофизическим параметрам - намагниченности, плотности, предлагается в следующем схематическом виде (от более древних к молодым): формирование комплекса серых гнейсов, включающего широкий спектр пород - диорит-тоналит-плагиогранит (рис. 2, табл. 1). Этот комплекс на ранней стадии развития затронут мигматизацией. Уместно указать, что к серым гнейсам на этом этапе становления могут быть отнесены и вулканиты кислого ряда, находящиеся в ассоциации с вулканитами базальт-андезитового состава.

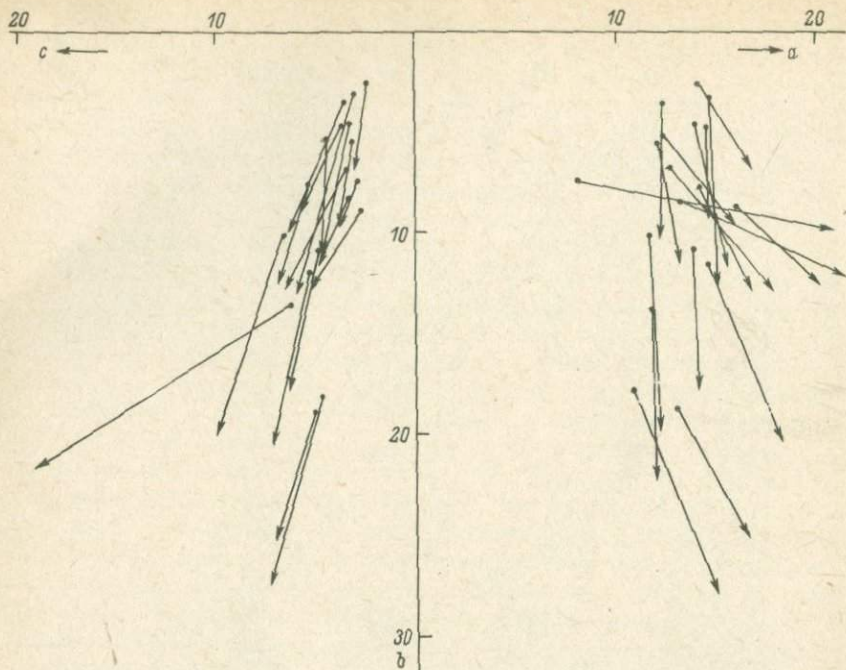


Рис. 2. Диаграмма химического состава пород (по А.Н.Заваришкому) с нанесенными виртуальными точками проанализированных пород комплекса серых гнейсов района Ондозеро.

Последние в отличие от лопийских зеленокаменных пород участвуют в долопийских фазах складчатости и подвергаются мигматизации, т.е. образуются не позднее чем в саамский период. В мире имеются вулканиты, например Барбертонская вулканическая серия, с возрастом 3.510 ± 60 млрд. лет [9]. В саамское время сформировались плагиограниты, видимо, анатектического происхождения, существенно повлияв на комплекс серых гнейсов. Заложение зеленокаменных поясов происходило в лопии, фундаментом для них послужили вышеупомянутые типы пород. Соотношения между теми и другими наблюдались только тектонические. Зеленокаменные породы лопия предшествовали внедрению габбро-диоритового комплекса, формированию гранитов нормального ряда (елмозерский тип) и плагиомикроклиновых гранитов с голубым или серым кварцем. В лопийский период проявился новый этап мигматизации. Последний импульс магматизма отмечен внедрением дайковой серии габбро-диабазов ятулийского или постятулийского возраста.

На петрохимических диаграммах виртуальные точки древнейших гранитоидных пород (рис.2) характеризуются широким диапазоном колебаний составов - от олигоклазового гранита до диорита. По классификации и номенклатуре магматических горных пород [5]

группа диоритов (первая составляющая комплекса серых гнейсов) относится к роговообманково-биотитовым субшелочным диоритам (или монодиоритам) и кварцевым диоритам, а группа гранитов (вторая составляющая серогнейсового комплекса) — к тоналитам и плагиогранитам. Минералогическая характеристика пород древнейшего комплекса дана в табл. 2. Структура диоритов бластодиоритовая, порфиroidная, гипидиоморфнозернистая. Текстура массивная, такситовая, гнейсовидная, по зернистости — средне-, крупнозернистая. По отношению щелочей диориты натриевые, коэффициенту глиноземистости — в основном весьма высокоглиноземистые. Структура тоналит-плагиогранитов равномернозернистая, порфиroidная, текстура гнейсовидная, полосчатая. По зернистости — мелко-, среднезернистые. По содержанию щелочей эта группа пород представляет собой нормальный ряд и относится к калиево-натриевой серии, близко стоящей к натриевой серии, по коэффициенту глиноземистости это высокоглиноземистые и весьма высокоглиноземистые породы. Общий объем пород серогнейсового комплекса, выходящего на дневную поверхность, ничтожно мал (рис. 1) по сравнению с нахождением более молодых гранитоидов и полимикматитов.

Вопрос о генетической природе серых гнейсов района Ондозеро остается проблематичным. Авторы придерживаются концепции А.Е. Рингвуда [6] о происхождении диоритов за счет химической дифференциации мантийного вещества. Такой модели не противоречат геохимические и геофизические данные. Образованные биотит и амфибол могут быть продуктами мантийной магмы [8], ввиду того что „сухость“ этих магм является относительной. Кислые магмы могут происходить за счет плавления диоритов. По такой схеме тоналит-плагиограниты во времени оторваны от формирования диоритов, но в петрологическом аспекте являются единым комплексом, который нами определен под наименованием комплекса серых гнейсов. Тоналит-плагиограниты — компонент серых гнейсов. С одной стороны, мы можем судить о них как о магматических изверженных образованиях, в которых мозаично сохранены ксенолиты диоритов; с другой стороны, как выше говорилось, существуют породы, близкие по составу к этой группе изверженных пород, находящиеся в ассоциации с ранними вулканитами базальт-андезитового состава и характеризующиеся текстурными признаками эффузивного происхождения. Наличие тех и других пород в различных участках района указывает на тот факт, что породы серогнейсового комплекса гетерогенны по возрасту.

Метаморфизм играл огромную роль на всех этапах истории развития серогнейсового комплекса. Древнейшие гранитоиды района метаморфизованы неоднократно. Метаморфизм не превышал условий амфиболитовой фации в саамское и лопийское время. Характер метаморфизма менялся во времени от изохимического к аллохимическому. Такая степень метаморфизма является благоприятным фактором для сохранения реликтов древнейших пород в отличие от областей с ареальным проявлением гранулитового метаморфизма, где не сохраняются черты первичной природы и их соотношения.

Т а б л и ц а 1. Химический состав пород комплекса серых гнейсов

№ пп	Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
1	СК 665-2	53.18	1.10	17.09	3.11	5.99	0.13	3.68
2	СК 638-13	56.60	0.75	17.60	3.07	4.30	0.12	3.44
3	Ш 1813	57.56	0.47	15.71	2.12	3.47	0.06	5.39
4	СК 602-3	59.82	0.91	16.95	2.87	4.17	0.11	2.27
5	Ш 1755-2	60.10	0.71	18.65	2.54	3.11	0.05	1.17
6	СК 619	59.02	0.78	19.01	1.68	2.63	0.06	3.17
7	СК 666	62.42	0.46	18.01	2.74	2.39	0.05	1.27
8	Ш1810-7	60.92	0.46	18.03	1.77	3.07	0.04	2.39
9	Ш1816-1	66.26	0.33	18.36	1.77	1.46	0.03	1.08
10	Ш1816-7	67.88	0.33	16.54	1.96	1.29	0.03	1.38
11	Ю 1271	66.60	0.44	17.26	2.32	1.14	0.08	0.78
12	Ш1818-4a	68.26	0.39	16.02	2.01	1.40	0.05	1.00
13	СК 599-3	71.10	0.20	15.83	0.94	0.86	0.03	0.60
14	СК 632-1	69.02	0.37	15.76	0.84	1.94	0.06	1.06
15	Ш 1792	71.52	0.31	14.99	1.53	1.32	0.02	0.80
16	СК 665	70.58	0.31	14.47	2.20	1.44	0.03	1.00
17	СК 585	69.64	0.24	15.96	0.86	0.93	0.04	1.06

П р и м е ч а н и е. 1-3 - монцодиорит; 4-6 - кварцевый монцодиорит;

$$= \frac{Al_2O_3}{(Fe_2O_3 + FeO + MgO)} \cdot \text{Анализы выполнены в химической группе}$$

на, Р.Ф. Сарафанова, З.Я. Барменкова; определения Na, K, Rb выполнены Sr выполнены в группе спектрального анализа, аналитик Г.Д. Елишина.

Т а б л и ц а 2. Количественно-минералогический состав пород комплекса серых гнейсов района оз. Ондозеро

Порода	Плагиоклаз		Амфибол
Диорит (монцодиорит), кварцевый диорит	№ 35-40 - от 40 до 70%; № 25-30 - от 5 до 10%; альбит № 0-10 - до 10%		c Ng = 18÷22° - до 25%; c Ng = 7÷12° - до 5%
Тоналит, плагиогранит	№ 25-27 - от 40 до 50%; альбит № 0-10 - до 10%		Ед. зерна
Биотит	Кварц	Вторичные	Акцессорные
Коричневатый - до 10; зеленый - до 5%	Не более 10%	Микроклин, хлорит, эпидот, карбонаты - до 5%	Циркон, сфен, апатит, пирротин, пирит - менее 1%
Коричнево-зеленый - до 15%; бледно-зеленый - от 1 до 5%	От 10 до 35%	Микроклин, мусковит, эпидот - до 5%	Циркон, сфен, лейкофен, апатит, ильменит, мартит, магнетит - менее 1%

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	(H ₂ O)	П.п.п.	Σ	Rb	Sr	$\frac{Na_2O}{K_2O}$	al'
7.07	4.66	1.87	0.35	0.14	1.17	99.54	55	-	2.5	1.34
4.76	2.71	4.06	0.36	0.14	1.75	99.66	147	588	0.7	1.63
7.00	4.48	1.41	0.04	0.15	2.16	100.02	38	310	3.2	1.43
3.79	5.03	2.13	0.38	0.18	0.88	99.49	119	-	8.4	1.82
3.36	5.87	3.19	0.32	0.16	0.98	100.21	156	675	1.8	2.73
6.30	6.00	1.11	0.10	0.13	0.75	100.74	36	453	5.4	2.54
5.04	5.62	1.16	0.12	0.11	0.61	100.00	31	-	4.8	2.81
6.44	4.60	1.09	0.16	0.18	0.55	99.70	46	422	4.2	2.49
2.80	4.94	1.97	0.06	0.21	1.07	100.34	56	588	2.5	4.26
2.80	4.66	2.15	0.11	0.18	0.94	100.25	58	546	2.2	3.57
2.94	5.29	2.27	0.14	0.18	0.81	100.25	-	-	2.3	4.07
4.20	5.27	0.88	0.15	0.13	0.38	100.14	24	-	6.0	3.63
2.59	5.63	1.55	0.07	0.07	0.61	100.08	49	-	3.6	6.60
3.01	5.59	1.63	0.11	0.12	0.57	100.08	80	310	3.4	4.10
3.08	4.90	1.19	0.07	0.11	0.46	100.30	78	546	4.1	4.11
3.08	4.66	1.59	0.08	0.08	0.71	100.23	48	336	2.9	3.12
2.73	5.76	1.56	0.09	0.05	1.31	100.23	-	-	3.7	5.6

7-8 - кварцевый диорит; 9-12 - тоналит, 13-17 - плагиогранит. al' =

Института геологии Карельского филиала АН СССР, аналитики Т.М. Браги-аналитиками Л.Н. Мокеевой, А.И. Сельшевой, Н.В. Питкя. Определения

Из всего вышесказанного можно сделать вывод, что материалы по геологии и петрологии района Ондозеро согласуются с геофизическими данными о наличии в пределах центральных частей Ондозерского блока „диоритового“ слоя земной коры, выходящего в единичных точках на дневную поверхность. Диориты выделяются среди древнейшего комплекса гранитоидов и представляют собой хороший объект для геохронологических исследований. Тоналит-плагиограниты в этом смысле являются менее благоприятным объектом, хотя вместе с диоритами и объединены в единый комплекс серых гнейсов.

Л и т е р а т у р а

1. Геология и петрология архейского гранитно-зеленокаменного комплекса центральной Карелии / С.Б. Лобач-Жученко, Н.А. Арестова, И.Н. Крылов и др. Л.: Наука, 1978. 264 с.
2. Гранитоидные формации докембрия северо-восточной части Балтийского щита / И.Д. Батиева, И.В. Бельков, В.Р. Ветрин и др. Л.: Наука, 1978, с.11-28, 205-208.

3. Д е д е е в В.А., Ш у с т о в а Л.Е. Геоблоки Европейской части СССР. Сыктывкар, 1976. 50 с.
4. З е м н я я к о р а Карелии /А.С.Гришин, М.И.Голод, А.И.Богачев, М.М.Стенарь. Препринт докл. Петрозаводск, 1982. 50 с.
5. К л а с с и ф и к а ц и я и номенклатура магматических горных пород /Е.Д.Андреева, О.А.Богатиков, М.Б.Бородаевская и др. М.: Недра, 1981. 160 с.
6. Ф и н г в у д А.Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.
7. С в и р и д е н к о Л.П. Гранитообразование и проблемы формирования докембрийской земной коры. Л.: Наука, 1980. 216 с.
8. С о б о л е в В.С. Строение верхней мантии и способы образования магмы. М.: Наука, 1973. 34 с.
9. S m - N d d a t i n g of Onverwacht Group volcanics Southern Africa / P.J.Hamilton, N.H.Evensen, R.K.O'Nions et al. - Nature, 1979, vol.279, p.298-300.

С.А. С е р г е е в, Л.В. С у м и н

РАДИОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ОСОБЕННОСТИ ЦИРКОНОВ ТОНАЛИТОВ СУНСКОЙ ГЛЫБЫ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ КАРЕЛИЯ)

Ранее [1, 4] было установлено, что древнейшие тоналиты Карелии характеризуются весьма низкими концентрациями урана. Такие концентрации могут быть первичными либо возникать при выносе урана во вторичных наложенных процессах. Решению этого вопроса способствует изучение распределения урана по минералам в тоналитах.

Определение содержания урана для слабо измененных низкотемпературными метаморфическими процессами тоналитов Сунской глыбы (район среднего течения руч. Дея-Оя) выполнено люминесцентным методом. Поминеральное распределение урана установлено с помощью метода осколкордиографии [2], что позволило учесть неоднородное строение минералов, наличие включений других минеральных фаз.

Тоналиты данного района характеризуются низкими - $(0,3 \div 0,7) \cdot 10^{-4} \%$ - концентрациями урана (табл. 1).

Изучение распределения урана подтвердило ранее полученные данные [4] о том, что главные породообразующие минералы тоналитов: плагиоклаз, кварц и биотит - содержат не более 4% всего

Т а б л и ц а 1. Содержание урана в тоналитах руч. Дея-Оя, $10^{-4}\%$

Номер пробы	Содержание урана	Номер пробы	Содержание урана
210/2	0.3	228	0.3
210/3	0.5	2004а	0.4
220б	0.7	2006д	0.4
220и	0.6	2006и	0.4
220п	0.4	2006к	0.4
222а	0.3		
222в	0.6	Среднее	0.4

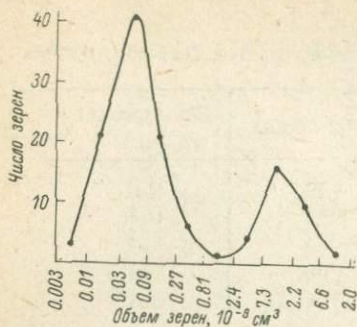
Т а б л и ц а 2. Поминеральный баланс распределения урана в слабо измененных тоналитах руч. Дея-Оя (среднее по 12 пробам)

Минералы тоналитов	Содержание минерала в породе, об. %	Содержание урана в минерале, $10^{-4}\%$	Доля урана, содержащегося в минерале, % от валового
Плагиоклаз	51.5	0.017	2.2
Кварц	37.8	0.009	0.85
Биотит	5.7	0.028	0.4
Апатит	0.2	10.5	5.25
Циркон	0.03	680	51.0
Ортит	0.09	47	10.6
Лейкоксен, сфен	0.02	36.5	1.8
Гидроокислы железа	0.06	33.3	5.0
Эпидот	2.6	3.5	22.75
Хлорит	2.0	0.03	0.15

урана породы, в то время как аксессуарные циркон, ортит и апатит — не менее 65%. Около 30% урана содержится во вторичных минералах — эпидоте, гидроокислах железа, лейкоксене и сфене (табл. 2).

Процессы наложенного низкотемпературного диафореза зелено-сланцевой фации для тоналитов повсеместно сопровождаются миграцией урана и локализацией его во вновь возникающих минеральных фазах, среди которых особенно заметная роль принадлежит соединениям железа, активно сорбирующим уран. Содержание урана в таких диафоритах в среднем повышается вдвое, составляя $(1.4 \pm 1.6) \cdot 10^{-4}\%$.

В связи с определением возраста рассматриваемых тоналитов по аксессуарному циркону изучены типоморфные особенности этого минерала. С целью получения возможно более объективных данных для выделения циркона был применен метод последовательного центрифугирования измельченных навесок пород в тяжелых жидкостях раз-



Распределение по размерам цирконов, выделенных из тоналитов руч. Дея-Оя.

личной плотности, без предварительного отмучивания. Этим способом оказаось возможным выделить почти весь аксессуарный циркон.

Среди полученных кристаллов циркона преобладают две группы, отличающиеся по крупности в среднем на порядок ($\bar{l}_{\text{ср}} = 120$ и 20 мкм). Промежуточные фракции имеют существенно меньшее распространение (см. рисунок).

Радиографические исследования показали принципиальные различия и в средних содержаниях урана для этих групп: 910 г/т в мелких и 70 г/т в крупных кристаллах.

Более мелкие кристаллы циркона ($\bar{l} \leq 80$ мкм) однородны по морфологии, окраске и внутреннему строению. Окраска минерала бледно-розовая или желтоватая, зерна прозрачны, изредка слегка замутнены. Кристаллы имеют копьевидный призматический габитус, грани призм и дипирамид хорошо образованы, ребра часто сглажены. Коэффициент удлинения $4-5$. Поверхности граней гладкие и блестящие, без признаков коррозии. Зональность и ядра не наблюдаются. В отдельных кристаллах имеется поперечная трещиноватость. Цирконы данной группы обычно свободны от включений, однако в единичных случаях присутствуют мельчайшие ($\bar{l} = 0.5 \div 1$ мкм) прозрачные вроски апатита и, возможно, газовые включения. Для многих кристаллов отмечается слабая поверхностная пигментизация железистыми соединениями. Распределение урана в объеме зерен равномерное, небольшое повышение концентрации урана наблюдается для ожеженных участков.

Вторую группу зерен циркона составляют хорошо образованные, крупные ($\bar{l} = 80 \div 170$ мкм), умеренно удлиненные призматические кристаллы гиацинового типа. Коэффициент удлинения $1.8-2.8$. Цирконы, как правило, замутненные или полупрозрачные, единичные зерна слабопрозрачные. Окраска минерала желто-бурая, темно-розовая. Грани призм и особенно дипирамид нередко неровные, ребра заметно искривлены и сглажены. Практически во всех цирконах этого типа наблюдается внутренняя зональность, выраженная вариациями окраски и распределением включений. Это несомненно отражает сложную историю формирования зерен: неоднократное проявление процессов растворения и регенерации. Распределение урана по радиографическим данным подчеркивает неоднородность внутреннего строения этих цирконов. Для них характерно чередование различных по ширине зон с большим диапазоном концентраций урана. Ядерные участки отличаются наименьшим содержанием урана и равномерным его распределением. Все кристаллы этой группы содержат многочисленные включения апатита, а также мелких недиагностируемых минеральных фаз,

Т а б л и ц а 3. Результаты измерения свинец-свинцовых изотопных возрастов цирконов из тоналитов в пробах 220 и 2005 (руч. Дея-Оя)

Фракция цирконов	Возрастные датировки, млрд. лет						
Крупные многозональные без видимых ядер $\bar{L} = 170 \div 150$ мкм	-	2.9	<u>2.85</u>	<u>2.75</u>	<u>2.6</u>	2.4	2.16
Крупные многозональные с ядрами, $\bar{L} = 120 \div 80$ мкм	3.15	2.9	<u>2.82</u>	<u>2.75</u>	<u>2.6</u>	2.3	2.16
Мелкие удлиненно призматические без ядер, $\bar{L} \leq 80$ мкм	-	<u>2.9</u>	<u>2.85</u>	<u>2.7</u>	2.6	-	-

богатых ураном, приуроченных к границам внутренних зон. Следует отметить отсутствие четко выраженных ядер в наиболее крупных кристаллах этой группы при сохранении тонкого многозонального строения. В более мелких зернах ядра отчетливые, выделяются большей чистотой и однородностью по сравнению с фазой образования. Практически все зерна в той или иной степени ожелезнены и трещиноваты.

Цирконы обеих групп разделены на несколько фракций по размерам и внутреннему строению. Получены результаты измерения изотопных возрастов этих фракций термоизохронным свинец-свинцовым методом [3], которые в обобщенном виде представлены в табл. 3. Подчеркнуты основные значения возрастов (по совпадающим изохронам). Остальные цифры соответствуют возрасту, полученному по отдельным изохронам (табл. 3).

Результаты измерения можно интерпретировать как свидетельство полихронности формирования кристаллов акцессорного циркона в рассматриваемых породах. Крупные, отчетливо зональные выделения этого минерала несомненно содержат фазу, относящуюся к наиболее ранней генерации циркона данных пород с возрастом около 3.2 млрд. лет, они же продолжали формироваться в ходе всех последующих процессов, стимулировавших дальнейший рост кристаллов. Большое количество кристаллов принадлежит к генерации, зарождение и рост которой происходили в интервале 2.9-2.6 млрд. лет назад. Часть кристаллов этой генерации (крупные кристаллы без ядер) также заканчивала свое формирование в процессах, протекавших 2.16 млрд. лет назад, но часть кристаллов этого зарождения не подвергалась наиболее поздним процессам регенерации (мелкие кристаллы без ядер). Можно отметить, что процессы зарождения и дорастания кристаллов в период 3.2-2.9 млрд. лет происходи-

ли в среде, относительно бедной ураном, дальнейшие процессы роста в интервале 2.9-2.6 млрд. лет происходили с нарастанием концентрации урана в среде минералообразования; период 2.6-2.16 млрд. лет характеризовался, по-видимому, перераспределением урана в породе, выносом этого элемента и переотложением его во вновь образующихся вторичных минеральных фазах. При интерпретации полученного термоизохронным свинец-свинцовым методом спектра возрастов необходимо иметь в виду, что некоторые цифры могут соответствовать локальным процессам перекристаллизации ослабленных участков циркона с образованием новых микрофаз этого минерала, включенных в основной кристалл. Такие вторичные микрокристаллы по предварительным данным имеют размеры не более 1 мкм и не всегда фиксируются при оптических и радиографических исследованиях цирконов.

Л и т е р а т у р а

1. Геология и петрология архейского гранитно-зеленокаменного комплекса Центральной Карелии. Л., 1978, 261 с.
2. Комаров А.Н., Шуклюков Ю.А., Сквородкин Н.В. Исследование содержания и распределения урана в некоторых горных породах и минералах методом нейтронной активации с регистрацией треков осколков деления. - Геохимия, 1987, № 7, с. 763-775.
3. Сумин Л.В., Малышев В.И. Термоизохронный метод определения свинец-свинцового возраста. - Геохимия, 1983, № 5, с. 703-716.
4. Сергеев С.А. Уран в гранитоидах сунского комплекса. - В кн.: Древнейшие гранитоиды СССР (комплекс серых гнейсов). Л.: Наука, 1981, с. 82-89.

Е.М. Крестин

ПРИРОДНЫЕ АССОЦИАЦИИ РАННЕАРХЕЙСКИХ СУПЕРКРУСТАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ КУРСКО- ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА, ИХ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Раннеархейские плагиогнейсы и продукты их переработки в пределах массива слагают обширные площади, занимая основную территорию региона. Среди них установлены метаморфические и ультраметагенные образования как гранулитовой, так и амфиболитовой фаций.

Образования гранулитовой формации относятся к наиболее древней брянской серии, слагающей территорию Калужско-Брянского блока [2, 3].

Серия сложена в основном гранат-биотитовыми, часто с пироксенами, плагиогнейсами. Они представляют собой мелко-среднезернистые породы гнейсовой, чередующейся с массивной, текстуры. Состоят они из плагиоклаза № 35-52 (25-40%), биотита (мероксен, $F = 36 \pm 41$; 10-40%), граната (5-25%), кварца (5-20%), часто пироксенов (гиперстен, диопсид; 5-15%) и аксессуарных циркона, магнетита, апатита. Структура пород гранолепидобластовая, реже гетеробластовая и гранобластовая. Характерно, что биотит представлен высокотитанистой разновидностью (табл. 1), типичной для гранулитовой фации.

Среди толщи этих гнейсов часто отмечаются пачки пироксен-биотитовых и гранат-биотит-пироксеновых плагиогнейсов, кристаллических сланцев и гранулитов, иногда прослой силлиманитсодержащих кристаллических сланцев.

Пироксен-биотитовые и биотит-пироксеновые кристаллосланцы, плагиогнейсы и плагиогранулиты - мелко-среднезернистые, серые, массивные, редко с признаками гнейсовой текстуры.

Породы однородны по составу и строению. Сложены они плагиоклазом № 40-51 (25-50%), гиперстеном и (или) диопсидом (25-50%), кварцем (5-20%), биотитом (3-20%) и аксессуарными сфеном, апатитом, цирконом и магнетитом. Структура пород гранобластовая, гетеробластовая и нематобластовая.

Силлиманитсодержащие гнейсы отличаются постоянным присутствием силлиманита (до 10%) и лепидобластовой и фибробластовой структурами.

По химическому составу пироксеновые и биотит-пироксеновые кристаллосланцы отвечают базальтам с повышенной глиноземистостью, а гранат-амфибол (пироксен)-биотитовые гнейсы близки к дацитам, несколько отличаясь повышенными содержаниями железа и магния и пониженной щелочностью (табл. 2, № 1, 2).

Следует подчеркнуть, что свежие породы сохраняются редко. Участками они эндербитизированы и чарнокитизированы, до образования эндербит-чарнокитового комплекса. При этом калиевый полевой шпат представлен ортоклазом $Ab_{14.7} An_{6.5} Or_{78.8}$ ($\Delta p = 0$). Обычно же породы в различной степени полимикматизированы и нередко подвергались регрессивному метаморфизму. В результате этих процессов пироксен замещается роговой обманкой, в плагиоклазе понижается % An до № 30-40, биотит становится более железистым и менее титанистым (табл. 1).

Породы рассматриваемой серии, судя по данным ГСЗ [1, 4] и анализу региональных физических полей [5], представляют собой выход на современную поверхность гранулит-базитового слоя земной коры. Это подтверждается также результатами измерения их плотности, которая колеблется от 2820 до 2950 (в среднем 2880) $кг/м^3$, что отвечает плотности пород „базальтового“ слоя земной коры.

Мощность серии, судя по геофизическим данным, составляет 5-8 км.

Т а б л и ц а 1. Химические составы биотитов

Компо- нент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	36.96	39.98	36.30	37.58	36.52	38.26
TiO ₂	4.30	4.22	1.99	1.74	1.94	1.38
Al ₂ O ₃	15.22	16.67	17.74	16.27	16.71	19.34
Fe ₂ O ₃	2.67	1.44	3.47	4.02	5.01	4.52
FeO	13.96	12.97	14.49	13.57	16.97	13.47
MnO	Следы	0.07	Следы	0.26	0.29	0.09
MgO	13.23	13.98	12.85	12.67	9.52	8.86
CaO	0.94	0.54	0.88	0.79	0.53	0.98
Na ₂ O	0.20	0.20	0.16	0.46	0.34	0.90
K ₂ O	10.35	9.26	9.90	8.44	8.44	8.50
H ₂ O ⁺	2.82	1.03	2.50	4.12	3.93	3.73
Σ	100.65	100.36	100.28	99.92	100.12	100.03
F	40.97	36.28	43.47	43.22	55.86	52.62
F ₀	14.67	9.10	17.71	21.06	21.00	23.19
α	20.32	21.25	22.95	21.30	22.28	25.64
Si:Al	2.06	2.03	1.74	1.96	1.85	1.68

П р и м е ч а н и е. Гранулитовая формация: 1, 2 – гранат-пироксен-биотитовые гнейсы; 3 – гранат-роговообманково-биотитовый гнейс. Плагиогнейсовая формация: 4 – биотит-эпидот-роговообманковый гнейс; 5 – эпидот-биотитовый гнейс; 6 – гранат-биотитовый гнейс (по данным В.Д.Полищука).

Реликты пород гранулитовой фации метаморфизма иногда отмечаются также в центральной части КМА (Курско-Бесединский блок) [3]. Они представлены мелкозернистыми, массивными, однородными двупироксеновыми кристаллическими сланцами и гранулитами. Состоят они из плагиоклаза № 45-52, гиперстена ($F = 61 \div 62$), диопсида ($F = 45 \div 47$), пироп-альмандина и кварца (до 5%). Обычно эти породы регрессивно метаморфизованы и превращены в роговообманковые кристаллические сланцы – серые и темно-серые, массивные, однородные, мезократовые. Содержание темноцветных составляет 20-30%. Роговая обманка слагает мелкие изометричные кристаллы, иногда с реликтами пироксенов. По ней развиваются биотит и эпидот. По химическому составу кристаллические сланцы отвечают базальтам с очень низкой щелочностью (табл. 2, № 4).

Т а б л и ц а 2. Средние химические составы пород

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	49.44	65.76	48.27	50.81	50.10	57.15	65.90	71.70	72.97
TiO ₂	1.20	0.58	1.24	1.40	1.39	1.12	0.58	0.23	0.16
Al ₂ O ₃	18.33	13.88	13.72	14.92	16.61	16.81	15.72	14.85	14.33
Fe ₂ O ₃	3.44	1.07	1.92	2.04	1.58	2.33	1.49	0.53	0.58
FeO	9.40	5.25	10.03	11.81	7.66	5.27	3.09	1.82	0.90
MnO	0.13	0.08	0.15	0.19	0.13	0.10	0.05	0.03	0.01
MgO	5.44	3.23	8.27	6.22	5.56	2.97	1.80	0.77	0.43
CaO	8.46	3.64	10.76	9.15	8.78	7.02	4.62	2.63	3.10
Na ₂ O	3.05	2.97	2.26	1.07	4.14	4.37	4.55	5.26	5.90
K ₂ O	0.42	2.44	0.82	0.49	2.04	1.68	1.36	1.43	0.85
P ₂ O ₅	0.25	0.18	0.09	0.23	0.40	0.26	0.15	0.05	0.07
Σ FeO	12.50	6.21	11.76	13.65	9.08	7.37	4.43	2.30	1.42
$\frac{Fe_2O_3}{FeO}$	0.37	0.20	0.19	0.17	0.21	0.44	0.48	0.29	0.64
$\frac{Na_2O}{K_2O}$	7.21	1.22	2.76	2.18	2.03	2.60	3.34	3.68	6.94
n	2	4	7	3	1	8	20	15	4

П р и м е ч а н и е. Гранулитовая формация: 1 - биотит-пироксеновые кристаллосланцы; 2 - гранат-роговообманково (пироксен)-биотитовые плагиогнейсы. Плагиогнейсовая формация: 3 - роговообманковые амфиболиты; 4 - роговообманковые кристаллосланцы; 5 - биотит-эпидот-роговообманковый кристаллосланец (реликт); 6 - биотит-эпидот-роговообманковые плагиогнейсы. Мигматит-тоналит-плагиогранитная формация: 7 - „тоналиты“; 8 - плагиомигматит-граниты; 9 - плагиоаплиты.

Породы амфиболитовой фации метаморфизма относятся к обоянской серии, слагающей основную часть территории КВКМ и являющейся основанием, на котором формировались все более молодые образования, в том числе и позднеархейские зеленокаменные пояса.

Наиболее типичными породами являются биотит-эпидот-роговообманковые плагиогнейсы. Это мелко-среднезернистые породы, серого и зеленовато-серого цвета, с массивной и гнейсовой текстурами. Они состоят из плагиоклаза № 30-45 (30-40%), обыкновенной роговой обманки ($F = 60 \div 62$; 15-45%), кварца (20-30%), биотита (мероксен, $F = 45 \div 50$, см. табл. 1; 5-25%), эпидота (3-10%) и аксессуарных сфена, циркона и апатита. Структура пород нематогранобластовая и гетерогранобластовая. Биотит в этих породах является наложенным и совместно с эпидотом замещает роговую обманку. Химические составы этих плагиогнейсов в среднем отвечают андезитам (табл. 2, № 6). Но эти образования не являются древнейшими (первичными).

Среди них в единичных случаях установлены небольшие реликты мощностью от 5-7 см до 1 м (обычно 10-30 см), сложенные биотит-эпидот-роговообманковыми мелко-тонкозернистыми темно-серыми кристаллическими сланцами, однородными, массивными, без какой-либо гнейсовидности. Породы меланократовые, с содержанием темноцветных до 50-60%. Количество таких реликтов иногда достигает 5-7%. По химическому составу они близки базальтам, отличаясь только повышенным содержанием щелочей и пониженным - железа (табл. 2, № 5). Вероятно, эти породы наиболее близки к первичным породам (субстрату), за счет которых сформировались все остальные гнейсы.

Кроме того, среди биотит-роговообманковых плагиогнейсов повсеместно отмечаются ксенолиты (реликты?) роговообманковых ортоамфиболитов. Мощность их обычно составляет 0.5-1 м, в единичных случаях до 10-15 м. Это темно-зеленые, до черных, мелко-среднезернистые, массивные породы, сложенные таблитчатыми кристаллами обыкновенной роговой обманки ($F = 30 \div 35$; 70-80%) и плагиоклазом № 30-50. Аксессуарные - магнетит, сфен, апатит. Структура пород гранобластовая и нематобластовая. По химическому составу (табл. 2, № 3) они относятся к толеитовым базальтам. Обычно амфиболиты интенсивно полимикматизированы. Роговая обманка при этом замещается биотитом (мероксен; $F = 50$) и эпидотом, а плагиоклаз раскисляется до олигоклаза.

В верхней части разреза обоянской серии обычно широко развиты эпидот-биотитовые и биотитовые плагиогнейсы и гранито-гнейсы, представляющие собой мелко-среднезернистые породы серого цвета, обычно с хорошо выраженной гнейсовой текстурой, реже массивные. Состоят они из плагиоклаза № 12-25, редко до № 30 (40-50%), кварца (25-30%), биотита (мероксен; $F = 53 \div 65$, см. табл. 1; 10-35%), нередко эпидота (до 5%), иногда мусковита (до 5%) и микроклина. Аксессуарные минералы представлены апатитом, цирконом и магнетитом. Структура пород лепидогранобластовая, гранобластовая и blastoclástica. Следует подчеркнуть, что микроклин и мусковит являются наложенными и замещают первичные минералы.

По данным ГСЗ [1, 7] и результатам количественной интерпретации гравимагнитных данных в пределах наименее эродированного Данковского блока мощность обоянской серии достигает 7 км, а в Торопец-Саратовской зоне - 15 км.

Необходимо отметить, что в течение последующего длительного развития региона породы подвергались неоднократным изменениям.

Для всех пород очень характерна сплошная переработка процессами регионального кремний-щелочного метасоматоза и метаморфической дифференциации. В результате они часто превращены в различные мигматиты и гранитоиды раннеархейской мигматит-тоналит-плагиогранитной и (или) раннепротерозойской мигматит-гранитной формаций. Особенно интенсивно эти процессы проявлены в блоках архейд, слагающих систему КМА.

Раннеархейские мигматит-тоналит-плагиограниты не образуют обособленных массивов, а развиты повсеместно как продукт переработки гнейсов обоянской серии (до 70-75% объема).

При этом наблюдаются все переходы от плагиогнейсов через плагиомигматизированные гнейсы до плагиомигматитов („тоналитов“) и плагиомигматит-гранитов. Вначале вышеописанные плагиогнейсы переходят в довольно гомогенные плагиомигматизированные рогово-обманково-эпидот-биотитовые гнейсы с относительно равномерным пятнистым распределением темноцветных. При этом у биотитов возрастает железистость (от 43 до 56), роговая обманка замещается биотитом и эпидотом, а плагиоклаз раскисляется от № 30-45 до № 20-30. Затем эти породы переходят в темновые плагиомигматиты („тоналиты“), представляющие собой породы, состоящие из участков вышеописанных гомогенных гнейсов и цементирующей их плагиогранит-гранодиоритовой или плагиогранитной массы. Нередко в них отмечаются порфирыобласти плагиоклаза размером от 3-4 до 12 мм. И далее эти породы сменяются плагиомигматит-гранитами с редкими „тенями“ биотита. Иногда среди плагиогранитоидов отмечаются маломощные жилы автохтонных или слабо перемещенных плагиоанатектитов (плагиоаплитов) мощностью 5-10, редко до 30 см. В ряде случаев эти плагиоанатектиты имеют пегматоидный облик.

Плагиомигматиты („тоналиты“) и плагиомигматит-граниты - серые и темно-серые среднезернистые породы с отчетливой гнейсовидной текстурой. Основными породообразующими минералами являются плагиоклаз № 20-30 в „тоналитах“ и № 15-25 у в плагиогранитах (50-60%), кварц (25-45%) и биотит (5-25%). Характерно полное отсутствие калиевых полевых шпатов. Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом, цирконом, магнетитом, редко пиритом и ортитом. Структура пород гранобластовая, в наиболее однородных плагиомигматит-гранитах - аллотриоморфнозернистая, иногда гипидиоморфнозернистая.

По петрохимическим параметрам породы относятся к типичным плагиогранитоидам. Как и по петрографическим данным, наблюдаются все постепенные переходы от гнейсов к плагиомигматит-гранитам. В ряду плагиогнейсы-„тоналиты“-плагиомигматит-граниты устойчиво растут содержания кремния и натрия, величина отношения $Na_2O:K_2O$

и степень окисленности железа и резко падают содержания всех остальных элементов, кроме калия, содержание которого в общем довольно стабильно (табл. 2, № 6-8). По сравнению с остальными гранитоидами региона раннеархейские плагиогранитоиды характеризуются максимальными содержаниями натрия и кальция и минимальными — калия и кремния; они отличаются повышенными содержаниями никеля, кобальта, титана, ванадия, хрома. Возраст плагиомигматитов с реликтами амфиболитов, определенный K-Ar-методом, составляет 2980 млн. лет [6].

Все приведенные данные показывают, что породы мигматит-тоналит-плагиогранитной формации образовались в результате совокупного действия процессов регионального кремний-натриевого метасоматоза, метаморфической дифференциации, сопровождавшихся частичным анатексисом.

Таким образом, материал по раннеархейским образованиям KBKM позволяет сделать следующие основные выводы:

1) в пределах гранулитовых блоков древнейшими породами являются пироксеновые кристаллические сланцы, образовавшиеся за счет пород базитового состава;

2) в блоках с амфиболитовой фацией метаморфизма древнейшими являются ортоамфиболиты (метабазальты), слагающие ксенолиты среди биотит-роговообманковых кристаллических сланцев и плагиогнейсов;

3) „тоналиты” и плагиомигматит-граниты являются наиболее молодыми из раннеархейских образований, так как развиваются за счет ранее отмеченных пород.

Аналогичные возрастные соотношения роговообманковых кристаллосланцев и плагиогнейсов и пород мигматит-тоналит-плагиогранитной формации типичны для всех регионов мира. Это подтверждается и геохронологическими исследованиями. Так, для Родезийского кратона установлено, что гнейсы Машаба имеют возраст 3580 ± 200 млн. лет, а тоналиты Машаба — 2970 ± 30 млн. лет [9]. Для Трансваальского кратона (район Пигс-Пик) показано, что гнейсы имеют возраст 3341 ± 53 млн. лет, плагиомигматизированные гнейсы — 3138 ± 6 млн. лет, а гомогенные плагиограниты — 3050 ± 35 млн. лет [8].

Анализ наших данных и материалов по различным регионам мира показывает, что в так называемую формацию серых гнейсов различные исследователи включают по меньшей мере 5 формаций: пироксеновых гранулитов и эндербит-чарнокитовую в блоках с метаморфизмом гранулитовой фации, толеит-базальтовую, плагиогнейсовую и мигматит-тоналит-плагиогранитную в блоках с метаморфизмом амфиболитовой фации. Кроме этих раннеархейских формаций нередко сюда же относят и типичные интрузивные породы позднеархейской гранодиорит-плагиогранитной формации, секущие зеленокаменные пояса. На это указывает тот факт, что для пород, относимых к „серым гнейсам”, рядом исследователей приводятся геохронологические датировки 2.6-2.8 млрд. лет, т.е. возраст плагиогранитоидов, син- и посткинematических по отношению к зеленокаменным поясам.

Дальнейшие исследования по проблеме древнейших пород следует сконцентрировать на детальном всестороннем изучении петрографии, петрохимии и природы реликтов, сохранившихся среди различных „гранито-гнейсов“, „тоналитов“ и плагиомигматит-гранитов, ибо только на этом пути могут быть получены наиболее интересные результаты.

Л и т е р а т у р а

1. Г л у б и н н о е геологическое строение северо-восточного склона Воронежского массива и Пачелмского прогиба (по материалам ГСЗ) / Г.Б.Голионко, Н.С.Ефимкин, В.Е.Зиньковский, Е.М.Крестин. - Геотектоника, 1973, № 2, с. 35-40.
2. К р е с т и н Е.М. Докембрий КМА и основные закономерности его развития. - Изв. вузов. Геология и разведка, 1980, № 2, с. 3-23.
3. К р е с т и н Е.М., Б е р д н и к о в М.Д. Связь и эволюция тектоники, магматизма, метаморфизма и рудообразования в докембрии Курско-Воронежского кристаллического массива. - В кн.: Геология, петрология и корреляция кристаллических комплексов европейской части СССР. Л.: Недра, 1982, с. 202-213.
4. С о л л о г у б В.Б. О структуре земной коры юго-восточной Европы. - Геофиз. сб., 1967, вып. 19, с. 13-29.
5. Т а р к о в А.П. Глубинное строение Воронежского массива по геофизическим данным. М.: Недра, 1974. 164 с.
6. Т у г а р и н о в А.И., В о й т к е в и ч Г.В. Докембрийская геохронология материков. М.: Недра, 1970. 431 с.
7. Г л у б и н н о е строение земной коры и верхней мантии Воронежской антеклизы / С.С.Чамо, Н.С.Ефимкин, Т.Г.Борисова и др. - Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол. 1971, т. XVI, вып. 5, с. 45-53.
8. D a v i e s R.D., A l l s o p p H.L. Strontium isotope evidence relating to the evolution of the lower Precambrian crust in Swaziland. - *Geology*, 1976, N 4, p. 553-556.
9. H a w k e s w o r t h C.J., B i c k l e M.J. Rhodesian Rb-Sr geochronology from 3.6-2.0 b.y., a brief review. - *Annu. Rep. Res. Inst. Afr. Geol., Univ. Leeds*, 1977, p. 22-27.

В.И. О р с а

ТИПЫ ТОНАЛИТ-ПЛАГИОГРАНИТНЫХ АССОЦИАЦИЙ СРЕДНЕПРИДНЕПРОВСКОГО МЕГАБЛОКА УКРАИНСКОГО ЩИТА

Особенности геологического строения Среднеприднепровского мегаблока Украинского щита дают основания для уверенного отнесения его к гранитно-зеленокаменным областям - характерным элементам

фундамента большинства древних платформ. Результаты радиогеохронологического изучения [8, 9] широко развитых в его пределах постскладчатых гранитов, лишенных признаков поздней переработки, свидетельствуют о том, что этот мегаблок был стабилизирован уже в позднем архее (2700–2800 млн. лет назад) и в дальнейшем геологическом развитии шита принимал участие в виде достаточно жесткого сооружения, в пределах которого эндогенные процессы более позднего времени проявились весьма ограниченно.

Таким образом, Среднеприднепровский мегаблок как относительно хорошо сохранившийся сегмент эпиархейского кратона представляет собой достаточно благоприятный объект для решения различных вопросов, связанных с проблемой формирования континентальной коры на ранних этапах геологического развития нашей планеты. В частности, широкая распространенность в районе плагиогнейсов и различных типов гнейсовидных плагиогранитов создает перспективу получения петрогенетической информации, касающейся, возможно, и тех древних проблематичных образований, которые в литературе сейчас нередко именуется „серыми гнейсами архея“ [2].

Несмотря на довольно длительное изучение, многие важные вопросы геологического строения и развития Среднеприднепровского мегаблока продолжают оставаться дискуссионными. Как и для гранитно-зеленокаменных областей других щитов, характеризующихся принципиально сходным геологическим строением, одним из наиболее сложных и спорных для описываемого района является вопрос о возрастных и генетических соотношениях интенсивно метаморфизованных и мигматизированных амфиболито-гнейсовых толщ и тесно с ними связанных разнообразных плагиогранитоидов с относительно слабо метаморфизованными зеленокаменными образованиями конкско-верховцевской серии, локализованными в синклинозных структурах. Решить однозначно этот вопрос на основании наблюдаемых геологических соотношений удается только для определенной группы интрузивных плагиогранитоидов, главной петрографической разновидностью среди которых являются биотитовые тоналиты. О постконкско-верховцевском возрасте этих гранитоидов свидетельствуют их четкие активные контакты с метабазами конкской свиты конкско-верховцевской серии. По данным радиогеохронологического изучения [12] они относятся к архейским образованиям (2900–3000 млн. лет) и связаны с одним из этапов конкско-верховцевского тектогенеза. Вполне определенная геологическая позиция и состав гранитоидов указанного типа позволяют выделить их в самостоятельный комплекс [1].

Что же касается огромных масс гнейсовидно-полосчатых плагиоклазовых гранитоидов (гранито-гнейсов), слагающих межсинклинозные блоковые (купольно-блоковые?) структуры, то их соотношения с зеленокаменным комплексом прямыми наблюдениями установить не удастся. Интенсивная тектоно-плутоническая переработка зон контактов между указанными образованиями настолько сильно вуальрует сам контакт, что о его характере можно говорить только предположительно. Именно по этой причине мнения исследователей

по обсуждаемому вопросу часто расходятся. Согласно одной точке зрения, гнейсы и гранито-гнейсы считаются стратиграфически эквивалентными породам конкско-верховцевской серии в зоне ультраметаморфизма, согласно другой — эти образования признаются составной частью доконкско-верховцевского фундамента. Первая точка зрения обосновывается также близостью радиологических датировок, полученных по породам гранито-гнейсового комплекса и метавулканитам конкско-верховцевской серии.

Объективный анализ имеющегося материала и результаты выполненных исследований дают нам основание отдать предпочтение все же тому варианту решения затронутого вопроса, при котором основная масса образований гранито-гнейсового комплекса рассматривается в качестве продуктов регенерации доконкско-верховцевского сиалического основания. Пока еще остается неясным, была ли сопряжена эта регенерация с заложением зеленокаменных поясов или тектоно-плутоническая активизация проявилась раньше этого периода. Во всяком случае, судя по радиологическим данным, эти события во времени были сближены и, по всей вероятности, определились одной причиной.

О принадлежности гранито-гнейсового комплекса и зеленокаменных образований конкско-верховцевской серии к продуктам различных циклов развития района, разобщенных этапом проявления хрупких деформаций, говорит прежде всего существование и широкое распространение в Среднем Приднепровье даек основного и кислого составов, деформированных в конкско-верховцевскую эпоху и „заключенных“ гранитоидным материалом. Об этом же говорят разительные отличия в степени метаморфизма и характере метаморфических процессов, охвативших эти комплексы, а также более сложный, т.е. включающий больше этапов складчатых деформаций, характер структурной эволюции гранито-гнейсового комплекса по сравнению с зеленокаменным. Отсутствие зон с промежуточным состоянием между указанными комплексами делает весьма маловероятным предположение об образовании гранито-гнейсового комплекса за счет глубокого преобразования пород конкско-верховцевской серии в структурно благоприятных условиях. Особенности состава и структурного положения конкско-верховцевской серии также говорят скорее о ее принадлежности к „вторичным“ или „верхним“ зеленокаменным комплексам [3], сформировавшимся на гранитизированном более древнем фундаменте.

Гранитоиды днепропетровского комплекса в подавляющей массе затронуты эндогенными процессами верхнеархейского времени, в результате проявления которых в них произошли изменения минерального состава и структуры. Приходится предполагать, что именно с этим обстоятельством связаны различные затруднения, возникающие при определении их возраста и генетической природы. В петрографическом отношении гранитоиды описываемого комплекса представляют собой сложную совокупность пород, характерной особенностью которых является существенно плагиоклазовый состав и гнейсовидно-полосчатый облик. Перечисленные ниже основные типы гранитоидов

днепропетровского комплекса, выделенные по геолого-генетическим признакам, далеко не исчерпывают их многообразия, но все же дают возможность представить реальную обобщенную картину, отражающую структуру этого комплекса.

В пределах большинства антиклинорных блоков Среднеприднепровского мегаблока, представляющих собой выступы (диапиры?) переработанного фундамента, имеются небольшие по площади поля развития несомненно ультраметагенных образований с хорошо распознаваемым суперкрупным субстратом. Благодаря проявлению в зонах такого типа лишь „вялой“ мигматизации почти всегда удается установить принадлежность пород субстрата к той или иной группе метаморфических образований. Гранитоиды в таких зонах представлены обычно жильным лейкократовым мобилизатом анатектического характера, по составу и структуре отвечающим аплито-пегматоидному плагииграниту.

Гораздо более широким развитием пользуются гранитоиды также существенно плагноклазового состава, ультраметагенное происхождение которых по суперкрупным толщам не столь очевидно, но все же представляется наиболее вероятным. Процесс трансформации субстрата здесь зашел настолько далеко, что о его природе можно говорить только предположительно, так как палеосомы мигматитов ни в отношении минерального, ни в отношении валового химического состава обычно не отражает исходных метаморфических пород. В пользу предположения о развитии гранитоидов данного типа по суперкрупным образованиям свидетельствует их в целом неоднородное полосчатое сложение, которое легче всего объяснить первичной дифференцированностью субстрата, обусловленной слоистым строением исходных толщ. Об этом же говорит и неоднородный петрографический состав тех включений, которые изредка встречаются в гранитоидах и которые, судя по всему, все же представляют собой реликтовые фрагменты субстрата. Структурно-вещественные вариации ультраметагенных гранитоидов данного типа гораздо шире, чем в гранитоидах предыдущего, хотя их существенно плагноклазовый состав полностью сохраняется. Преобладающими разновидностями пород являются тоналито-гнейсы и плагиигранито-гнейсы.

Фрагменты субстрата ультраметагенных гранитоидов представлены в основном амфиболитами (нормальными, реже диопсид- или гранат-содержащими) и гнейсами (биотитовыми, реже роговообманково-биотитовыми и гранат-биотитовыми). Среди амфиболсодержащих гнейсов широким развитием пользуются меланократовые разновидности повышенной основности, по составу приближающиеся к амфиболитам. Вопрос о генетической природе перечисленных пород относится к числу дискуссионных. Разрабатываются представления, согласно которым в неметаморфизованном виде гнейсо-амфиболитовые толщи района представляли собой мощную „глинисто-мергелистую осадочную серию“ [5, с. 56]. Между тем имеются также данные, свидетельствующие скорее в пользу туфогенно-вулканогенного происхождения этих толщ. О принадлежности по крайней мере значительной части пород, слагающих эти толщи, к изверженным образова-

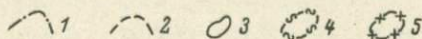
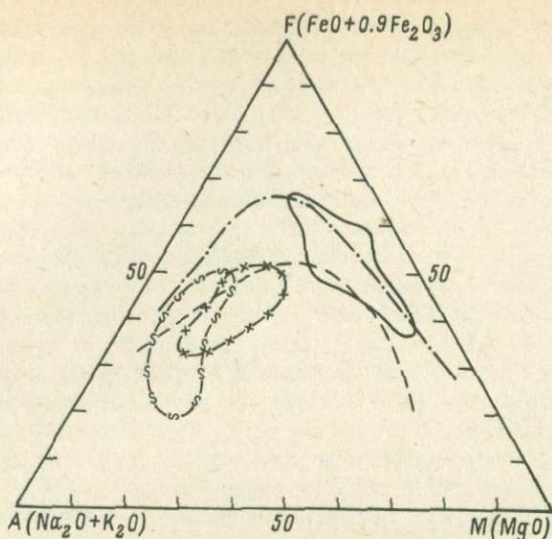


Диаграмма *AFM* для пород субстрата днепропетровского комплекса.

1 - тренд дифференциации толеитовой серии (по Макдональду и Казуре); 2 - линия раздела щелочных и толеитовых базальтов; 3 - поле амфиболитов; 4 - поле кристаллосланцев; 5 - поле гнейсов.

ям говорят их петрохимические особенности (положение на тетраэдрах Ниггли, диаграмме А. Симонена и др.), а также геохимические данные (обогащенность амфиболитов и кристаллосланцев элементами группы железа, характер соотношения $Ni-Co$, $Ti-Cr$ и др.). Показательно, что на диаграмме *AFM* (см. рисунок) амфиболиты из этих толщ в количестве около 100 анализов расположились вдоль толеитового тренда, демонстрируя толеитовый путь дифференциации исходного расплава. По всем параметрам состав амфиболитов соответствует толеитовым базальтам, оливиновым толеитам и частично высокомагнезиальным вулканитам типа пикритов. Что же касается гнейсов характеризуемых толщ, то их состав, как правило, отвечает образованиям андезит-дацитовой серии. Наличие в них в некоторых случаях кластогенного материала свидетельствует, по всей вероятности, о туфогенной природе этих толщ, обогащенных местами пирокластикой. В то же время вполне допустимо присутствие здесь и седиментогенного компонента, представленного незрелыми слабо дифференцированными осадками.

Кроме гранитоидов, чей ультраметагенный характер не вызывает сомнения или является наиболее вероятным, в составе днепропетровского комплекса выделяются гранитоиды, совокупность данных о гео-

логическом положении и структурно-вещественных особенностях которых дают основание считать их магматогенными образованиями, по крайней мере часть из которых обладает явными признаками аллохтонности. Эти породы настолько огнейсованы и в той или иной мере мигматизированы, что обычно при картировании принимаются за мигматиты и гранито-гнейсы. По этой причине на геологических картах указанные образования, как правило, не обособлены и сейчас трудно говорить об истинных масштабах их развития. В связи с наложенными структурными преобразованиями геологическая позиция этих гранитоидов определяется с трудом, но представляется очевидным, что их формирование было растянуто во времени и связано с различными этапами раннеархейского тектогенеза. Из гранитоидов магматогенного типа проще других распознаются позднескладчатые аллохтонные образования, в которых встречаются ксенолиты ранее дислоцированных метаморфических пород и мигматитов. К этой группе принадлежат многочисленные тела рассланцованных биотитовых тоналитов (ортогнейсов), а также кварцевых диоритов и роговообманково-биотитовых тоналитов, часть которых была охарактеризована ранее [4, 7]. Что же касается более ранних (соскладчатых?) гранитоидов этого типа, состав которых обычно отвечает тоналитам, то сказать уверенно что-либо об их генетической природе пока не представляется возможным. По всей вероятности, это фрагменты древних интрузий, подвергшихся более поздней переработке.

К числу наиболее поздних аллохтонных образований днепропетровского комплекса относятся жильные плагиограниты, нередко обогащенные биотитом. Об их древнем возрасте свидетельствуют отчетливые явления наложенной бластомилонитизации, связанные с конско-верховцевским тектогенезом.

Генетическая неоднородность днепропетровского комплекса нашла отражение в петрохимических и минералого-геохимических особенностях слагающих его образований. Установлено, что, несмотря на в общем близкий петрографический состав, гранитоиды различного генетического типа обычно более или менее четко различаются по особенностям химизма и физическим свойствам породообразующих и аксессуарных минералов. Так, амфиболсодержащие гранитоиды описываемого комплекса, отвечающие по составу кварцевым диоритам или роговообманково-биотитовым тоналитам, по химическому составу роговой обманки расчленяются на ряд групп, соответствующих выделенным генетическим типам. В частности, можно довольно уверенно идентифицировать ультраметагенные тоналито- и диорито-гнейсы и соответствующего петрографического состава аллохтонные магматогенные образования. Если в магматогенных кварцевых диоритах железистость роговых обманок изменяется в пределах 45-48%, то в тоналито-гнейсах ультраметагенного происхождения она достигает уровня 65-75%. Химически установлено, что роговые обманки аллохтонных гранитоидов обогащены чермакитовой молекулой, а в роговых обманках тоналито-гнейсов в повышенных количествах представлен феррогастингситовый компонент.

Углубленное изучение вещественного состава ультраметагенных гранитоидов днепропетровского комплекса дало обширную информацию о существовании между гранитоидами и породами субстрата устойчивой генетической связи, определяемой широкой гаммой минералого-геохимических признаков. По этим признакам удается не только грубо определить первично-литологический тип субстрата, но в ряде случаев выявить и более тонкие особенности состава исходных пород. Существование такой связи позволяет, в частности, расчленить автохтонные гранитоиды днепропетровского комплекса на две группы: 1) связанные с существенно гнейсовой, так называемой вольнянской [7] толщей и 2) образованные по субстрату с высокой плотностью основных пород (днепропетровская толща). Наиболее информативными и устойчивыми показателями связи гранитоидов с субстратом являются соотношения радиоактивных элементов и различных групп редких земель в аксессуарных минералах, соотношение алюминия, титана и железа в биотитах, соотношение элементов группы железа в породах и ряд других признаков.

В петрохимическом отношении гранитоиды днепропетровского комплекса характеризуются рядом особенностей (см. таблицу). Состав аллохтонных гранитоидов повышенной основности, представленных в основном кварцевыми диоритами, отличается от среднего состава этого типа пород по Р. Дэли более низким содержанием K_2O и более высоким Al_2O_3 . Устанавливается четкое кальцилиппетовое уклонение, причем значение параметра C в указанных породах днепропетровского комплекса даже выше среднего значения этого параметра для диоритов по Р. Дэли. В группах пород с содержанием SiO_2 в пределах 62–68 и 68–75% (без разделения на петрогенетические типы) также отмечается повышенная кальциевоность. По сравнению с мировым кларком Р. Нокколдса для „биотитовых тоналитов“ в гранитоидах с содержанием 68–75% SiO_2 устанавливается более низкое содержание FeO и MnO , что наряду с повышенным содержанием Al_2O_3 предопределяет их несколько повышенную лейкократовость. По мнению С. Б. Лобач-Жученко [6], эта особенность состава присуща древнейшим тоналитам и может рассматриваться как их характерный признак.

По содержанию и распределению малых элементов гранитоиды днепропетровского комплекса также обладают некоторой специфичностью. Прежде всего следует отметить повышенное содержание Sr (780 г/т в среднем для тоналитовых разновидностей) и пониженное – Rb (50 г/т) в тех же породах. Характерны также низкие содержания Zr (90 г/т), а также Pb , U , Th .

Слагающие сурский комплекс гранитоиды образуют сравнительно небольшие интрузии, обычно локализованные в обрамлении зеленокаменных синклиналий структур. Отмеченная особенность их структурного размещения и ряд характерных структурно-вещественных признаков позволили автору настоящего сообщения выделить эту ассоциацию в самостоятельную формацию „аллохтонных плагиогранитоидов прибортовых зон синклиналей“ [10] и произвести их параллелизацию с близкими по возрасту и формационно однотипными об-

Средний химический состав плагиогранитоидов
Среднеприднепровского мегаблока

Компо- нент	1		2		3		4	
	\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S	\bar{x}	S
SiO ₂	59.05	1.70	67.78	0.16	70.17	1.68	65.57	0.87
TiO ₂	0.50	0.15	0.40	0.05	0.29	0.10	0.39	0.09
Al ₂ O ₃	18.10	0.78	15.75	0.50	15.28	0.81	17.03	0.84
Fe ₂ O ₃	2.22	0.52	1.90	0.91	1.03	0.42	1.68	0.67
FeO	3.83	0.91	2.06	1.07	2.15	1.14	2.16	0.84
MnO	0.10	0.07	0.03	0.01	0.04	0.02	0.04	0.02
MgO	3.76	1.37	1.34	0.58	0.96	0.44	1.90	0.79
CaO	5.71	1.33	2.90	0.39	3.32	1.08	4.11	0.43
Na ₂ O	4.15	1.03	4.77	0.24	4.46	0.54	4.26	0.57
K ₂ O	1.14	0.32	1.60	0.38	1.51	0.64	1.38	0.35
P ₂ O ₅	0.28	0.08	0.09	0.08	0.10	0.04	0.29	0.34
H ₂ O _{л.п.п.}	1.48	0.58	1.37	0.62	0.94	0.44	1.13	0.39
<i>n</i>		9		19		29		10

Примечание. 1-3 - гранитоиды днепропетровского комплекса: 1 - гранитоиды с содержанием SiO₂ до 62%; 2 - гранитоиды с содержанием SiO₂ 62-68%, 3 - гранитоиды с содержанием SiO₂ более 68%. В выборке 1 представлены аллохтонные позднескладчатые образования, в выборках 2 и 3 - гранитоиды без расчленения на петрогенетические группы. 4 - гранитоиды сурского комплекса с содержанием SiO₂ 62-68%; \bar{x} - среднее арифметическое, S - стандартное отклонение, n - число анализов. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГФМ АН УССР.

разованиями, которые в классификации плагиогранитоидов раннего [6] докембрия именуются „тоналитами II группы“.

По петрографическому составу гранитоиды сурского комплекса варьируют от диоритов до лейкократовых плагиогранитов, но преобладающими в нем являются биотитовые, реже роговообманково-биотитовые тоналиты, характеризующиеся массивной или довольно слабо выраженной гнейсовидной текстурой. Хорошо сохранившаяся на больших участках гилпидиоморфнозернистая структура явно указывает на первично-магматический характер этих гранитоидов и относительно стабильные условия их дальнейшего существования. По этому признаку описываемая тоналит-плагиогранитная ассоциация существенно отличается от петрографически близких образова-

ний днепрпетровского комплекса, как правило претерпевших интенсивную структурно-вещественную переработку.

По петрохимическим характеристикам гранитоиды сурского комплекса соответствуют тоналитам. Обычно они пересыщены глиноземом, натрий резко преобладает над калием. От соответствующих по составу гранитоидов днепрпетровского комплекса сурские тоналиты отличаются более низкой кремнекислотностью и заметно повышенным содержанием Al_2O_3 , CaO и MgO . Для них характерны высокие содержания Sr (660 г/т) и низкие Rb (50 г/т), а также Zr (110 г/т), Pb , U и Th .

Л и т е р а т у р а

1. К у т о ч н е н и ю корреляционной стратиграфической схемы докембрийских образований Украинского щита/ Б.З.Берзенин, Я.П.Билинская, В.П.Брянский и др. - Геол. журн., 1982, т. 42, № 6, с. 43-53.
2. Б о г а т и к о в О.А., Б о г д а н о в а С.В., М а р к о в М.С. „Серые гнейсы” и проблема направленности в развитии континентальной Земной коры. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 4, с. 8-20.
3. Г л и к с о н А. Стратиграфия и эволюция первичных и вторичных зеленокаменных комплексов; данные по щитам южного полушария. - В кн.: Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980, с. 264-281.
4. Д р е в н е й ш и е тоналиты Приднепровья/ Е.И.Кравцова, Ф.П.Митрофанов, В.И.Орса и др. - В кн.: Д р е в н е й ш и е гранитоиды СССР (комплекс серых гнейсов). Л.: Наука, 1981, с. 116-124.
5. Л ы с а к А.М., С и в о р о н о в А.А. Нижнедокембрийские комплексы и особенности геологического развития восточной части Саксаганского блока Украинского щита. - Геол. сб. Львов. геол. о-ва, 1976, № 15, с. 55-61.
6. Л о б а ч - Ж у ч е н к о С.Б. Плагиограниты раннего докембрия - генетические связи и формационная принадлежность. - В кн.: Латеральные ряды магматических формаций. Свердловск, 1979, с. 140-161. (Тр. Ин-та геологии и геохимии УНЦ, вып. 155).
7. О р с а В.І. Петрологія граніто-гнейсового комплексу Середнього Придніпров'я. Київ: Наукова думка, 1973, 168 с.
8. О р с а В.И., Б о й к о В.Л., Е л и с е е в а Г.Д. и др. Геохронологическое обоснование времени стабилизации Среднеприднепровского блока Украинского щита. - В кн.: XXI сессия комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. Тез. докл. Уфа, 1979, с. 149-151.
9. О р с а В.И., Е л и с е е в а Г.Д. Архейская формация существенно микроклиновых гранитов Среднего Приднепровья. - В кн.: Петрология и корреляция кристаллических комплексов Восточно-Европейской платформы. Киев: Наукова думка, 1979, с. 21-22.

10. Магматические формации Украинского щита/ И.С. Усенко, Н.П. Щербак, И.Б. Щербаков. – В кн.: Геология, петрология и корреляция кристаллических комплексов Европейской части СССР. Л.: Недра, 1982, с.15–22.
11. Щербак Н.П., Бартицкий Е.Н., Луговая И.П. Изотопная геология Украины. – Киев: Наукова думка, 1981. 227 с.
12. Новые данные по изотопному датированию раннедокембрийских образований Среднего Приднепровья/ Н.П. Щербак, В.И. Ораса, К.А. Шуркин и др. – Докл. АН УССР. Сер.Б, 1982, № 9, с.18–22.

А.А.Сиворонов, А.М.Лысак,
А.Б.Бобров, В.Д.Колій

ПОРОДНЫЕ АССОЦИАЦИИ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ
ОСОБЕННОСТИ ОБРАЗОВАНИЙ ТОНАЛИТОВОГО РЯДА
(СЕРЫХ ГНЕЙСОВ) СРЕДНЕГО ПРИДНЕПРОВЬЯ
(УКРАИНСКИЙ ЩИТ)

Возникновение проблемы „серых гнейсов“, как известно, теснейшим образом связано с исследованием гранитно-зеленокаменных областей. Типичным и хорошо изученным представителем этих своеобразных во многих отношениях структурных элементов земной коры является Среднеприднепровский геоблок Украинского щита. Полученные в последние годы данные о его геологическом строении, типах породных ассоциаций, последовательности и способе их становления позволяют не только расширить, но и уточнить сложившиеся к настоящему времени представления о „тоналитовом“ слое земной коры.

В течение почти вековой истории изучения этого региона накоплен огромный материал, который совместно с результатами формационного расчленения докембрия Среднего Приднепровья, проведенного нами в последние годы, показывает, что широко распространенные здесь образования тоналитовой группы неоднородны в возрастном, формационном и генетическом отношении. Они являются составными частями нескольких самостоятельных породных парагенезисов, знаменующих разные этапы развития континентальной коры.

Характерной особенностью Среднеприднепровского геоблока является весьма широкое площадное распространение разнообразных гнейсо-гранитоидных и гранитоидных ассоциаций. Среди обширных полей их развития расположен целый ряд разобщенных зеленокаменных структур (Чертомлыкская, Верховцевская, Криворожско-Кременчугская, Сурская, Конкская, Белозерская, Деризоватская), сложенных в различной степени метаморфизованными (от зеленосланцевой до амфиболитовой фации) вулканогенно-осадочными образованиями. Большинство изотопных датировок гранитоидов и пород зеленокаменного комплекса укладывается в интервал от 3.1 до 2.6 млрд лет [7, 8].

В строении гнейсо-гранитоидных ассоциаций принимают участие метаморфические и плутонические породы натриевого (плагиогнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, плагиограниты, диориты, кварцевые диориты) и калиевого рядов. Преобладают первые, но на значительной части Среднего Приднепровья в сочетании с ними в виде жил, полос, линз и неправильных по форме обособлений с резкими или расплывчатыми очертаниями постоянно наблюдаются, составляя от 10–15 до 70–80% общего объема ассоциаций, двуполевошлатовые гранитоиды. По особенностям строения эти площади отвечают мигматитовым полям. Наряду с этим в рассматриваемом регионе известны сравнительно крупные массивы микроклин-плагиоклазовых гранитоидов (Токовский, Мокромосковский, Щербаковский, Кудашевский, Демурицкий, Вишневецкий и др.) и интрузии пород тоналитовой группы, обладающие активными контактами с образованиями зеленокаменных структур.

В аспекте проблемы „серых гнейсов“ значительный интерес представляют гнейсо-гранитоидные ассоциации. Они составляют фундамент зеленокаменных структур и состоят главным образом из пород тоналитовой группы. Вероятно, фундамент имеет двухъярусное строение: нижний этаж слагает гранулитовый комплекс, а верхний – амфиболитовый. Выходы образований первого известны в северо-восточной части Среднего Приднепровья. По данным Б.З. Берзенина (1971 г.), это повсеместно диафторированные в условиях амфиболитовой фации гиперстенсодержащие плагиогнейсы и кристаллические сланцы, эндербиты и плагиогранито-гнейсы. К настоящему времени площади их распространения оконтурены недостаточно надежно. Они выделяются лишь на левобережной части Днепра, в районе поселков Синельниково и Славгород.

Прямые геологические данные о характере соотношения гранулитовых образований с амфиболитовым комплексом отсутствуют. Некоторые косвенные признаки (изофациальный прогрессивному метаморфизму пород амфиболитового комплекса диафторез, данные о соотношениях амфиболитовых и гранулитовых комплексов других регионов [3]) позволяют считать их наиболее древними образованиями Среднеприднепровского района.

В амфиболитовом комплексе тоналитовые образования являются составляющими трех последовательно сформированных и генетически разнородных типов породных ассоциаций. Один из них представлен равномерно метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации образованиями аульской серии [1]. Сравнительно полный ее разрез (мощностью около 4,5 км) в современном эрозионном срезе наблюдается в долине верхнего течения р. Базавлук, достаточно крупные ее выходы известны в среднем течении р. Саксагань и в долине р. Базавлук (район с. Шолохово). Кроме того, породы аульской серии постоянно встречаются в виде незначительных по размерам линзовидных и пластообразных включений в гранитоидах.

В строении аульской серии принимают участие биотитовые и роговообманковые (эпидот, карбонат, биотит) плагиогнейсы тоналитовой группы, кристаллические сланцы и амфиболиты. Разрез ее ха-

рактируется отчетливо выраженной упорядоченностью. Это подчеркивается ритмичным характером переслаивания пород и общей тенденцией постепенного возрастания вверх по стратиграфической вертикали роли все более бедных кремнекислотой и обогащенных известью образований. Нижняя часть серии представляет собой многократное повторение в разрезе главным образом трехкомпонентных ритмов. Они обычно начинаются биотит-роговообманковыми плагиогнейсами, вверх по разрезу переходящими в карбонатсодержащие разновидности, среднюю их часть составляют роговообманковые (+ эпидот, биотит) кристаллические сланцы, завершают ритмы разнообразные по своим структурно-текстурным особенностям амфиболиты. В отдельных ритмах, особенно в нижней части разреза серии, может присутствовать представленный биотитовыми плагиогнейсами четвертый компонент (в основании ритмов) или выпадают амфиболиты. Характерным является увеличение вверх по разрезу мощности верхних членов ритмов при сопряженном уменьшении, вплоть до исчезновения, нижних их составляющих. Основные черты внутренней структуры верхней части разреза аульской серии определяют повторяемость двухкомпонентных (кристаллические сланцы + амфиболиты) ритмов и общая тенденция увеличения мощности верхних их членов (амфиболитов) вверх по стратиграфической вертикали.

Отмеченные особенности вертикальной упорядоченности серии, проявляющиеся как в постепенной смене роли тех или иных видов пород вверх по разрезу, так и в ритмичном переслаивании, значительно сближают ее с первичноосадочными толщами. Дополнительным свидетельством этому служат обнаруженные в разных видах пород регенерированные зерна циркона с частично растворенными, округлыми, овальными и угловатыми «ядрами» и установленные в последнее время в некоторых разновидностях плагиогнейсов реликты кластогенной структуры. С этим согласуются и результаты проведенного ранее нами [5] анализа петрохимических и геохимических особенностей пород серии.

Второй тип тоналитовых ассоциаций амфиболитового комплекса составляют выявленные в последние годы, главным образом в виде реликтовых тел среди ультраметаморфических гранитоидов, весьма своеобразные гнейсоподобные породы [4], отличающиеся от плагиогнейсов аульской серии удивительной монотонностью состава и отсутствием текстурных признаков наложенных образований. Это гомогенные, массивные или слабогнейсовидные породы тоналитовой группы, сложенные плагиоклазом (65–70%), кварцем (15–20%), биотитом (10–15%). Из аксессуарных минералов встречается магнетит, апатит, циркон, пирит, рутил. Особенности пространственного распространения этих пород и роль их в общем объеме образований тоналитовой группы Среднего Приднестровья остаются неизученными. Установлены секущие соотношения их с породами аульской серии и подверженность, наравне с последними, явлениям ультраметаморфического преобразования. Эти данные позволяют рассматривать их в качестве одних из наиболее древних проявлений (в интрузивной форме) тоналитовой магмы.

Третий тип „тоналитовых“ ассоциаций амфиболитового комплекса Среднего Приднепровья представлен метаморфическими и плутоническими образованиями (плутоно-метаморфическая ассоциация). Характерной особенностью этой ассоциации является постоянное (практически в каждом обнажении, карьере, скважине) присутствие среди гранитоидов включений метаморфических пород. Они предопределяют значительное своеобразие внутренней структуры ассоциации, подчеркивающееся как бы постоянным „чередованием“ тел метаморфических и плутонических образований. Форма включений метаморфических пород, за некоторыми исключениями, которые будут оговорены ниже, линзовидная и пластообразная. Характерна полная соподчиненность элементов залегания ориентированных текстур метаморфических пород и кристаллизационной сланцеватости гранитоидов и выдержанность форм включений метаморфических пород на всех участках распространения рассматриваемой ассоциации, что определяет пластово-линзовый характер ее внутренней структуры в целом.

Наиболее распространенными составляющими этой формации являются весьма изменчивые по своим структурно-текстурным особенностям (мелко-среднезернистые, близкие к массивным или отчетливо гнейсовидные, местами с редкими порфиробластами полевых шпатов и неравномерным распространением темноцветных минералов) и отчасти по составу (биотитовые, роговообманково-биотитовые, эпидот-биотитовые) сравнительно лейкократовые, мезократовые или меланократовые плагиогранито-гнейсы, по химическому составу часто отвечающие тоналитам и нередко содержащие то или иное количество микроклина. В значительно меньшем объеме встречаются биотит-роговообманковые и роговообманково-биотитовые, обычно с эпидотом, диоритовидные породы (диориты, кварцевые диориты, гранодиориты) и метаморфические образования, представленные плагиогнейсами, кристаллическими сланцами и амфиболитами, аналогичными этим группам пород вышерассмотренной аульской серии. Весьма характерной является тесная ассоциация определенных по составу метаморфических пород с определенными гранитоидными образованиями и пластообразная перемежаемость таких породных сочетаний. Так, плагиогнейсы постоянно обнаруживают пространственную совмещенность с плагиогранито-гнейсами, а диоритовидные породы сопровождаются кристаллическими сланцами и амфиболитами. Наряду с этим включения, сложенные кристаллическими сланцами и амфиболитами, иногда располагаются среди плагиогранито-гнейсов.

Некоторым своеобразием обладают форма различных по составу включений метаморфических пород и характер их границ. Включения плагиогнейсов практически всегда имеют линзовидную, пластообразную или неправильную форму и преимущественно расплывчатые очертания. Аналогичный облик свойствен включениям кристаллических сланцев и амфиболитов, расположенных среди диоритовидных пород. Форма же этих включений (особенно амфиболитов), находящихся среди гранито-гнейсов, часто угловатая, близкая к изометричной или округлая, а ограничения весьма четкие, резкие. Нередко в естественных обнажениях и карьерах среди достаточно однообразных в об-

щих чертах плагиигранито-гнейсов отчетливо обособляются полосы с линзовидными и пластообразными включениями плагиигнейсов и полосы, обогащенные угловатыми включениями амфиболитов и имеющие вид типичных агматитов. Наличие таких амфиболит-плагиигранито-гнейсовых полос, мощность которых обычно не превышает первых двух десятков метров, является одним из характерных элементов, усложняющих общий пластово-линзовый рисунок внутренней структуры этой смешанной породной ассоциации.

Наряду с вышеотмеченными особенностями ее внутренней упорядоченности, подчеркивающимися перемежаемостью попарных сочетаний метаморфических и плутонических образований определенного состава, местами отчетливо устанавливаются элементы ритмичного характера такой перемежаемости. Так, в ряде крупных карьеров можно наблюдать, что наиболее мощные полосы плагиигранито-гнейсов с включениями плагиигнейсов подстилаются телами, сложенными сочетанием гранитоидов с амфиболитами, а те, в свою очередь, сменяются вниз по разрезу „горизонтами“ кристаллических сланцев и диоритовидных пород. По аналогии с трехкомпонентными ритмами аульской серии (плагиигнейсы в основании ритмов) можно думать, что нижний член этих своеобразно построенных (сочетание метаморфических и плутонических пород) ритмов составляют полосы плагиигранито-гнейсов с включениями плагиигнейсов. Тогда к средней их части относится сочетание диоритовидных пород и кристаллических сланцев, а завершают ритмы диоритовидные породы с включениями амфиболитов или тела („слои“), представляющие собой „амфиболит-плагиигранито-гнейсовый агматит“.

Охарактеризованные особенности внутренней упорядоченности рассматриваемой плутоно-метаморфической ассоциации палеосомной составляющей мигматитовых полей со всей очевидностью свидетельствует о парагенетической связи составляющих ее гранитоидов (плагиигранито-гнейсов и диоритовидных пород), плагиигнейсов, кристаллических сланцев и амфиболитов. Все эти образования занимают определенное место в структуре ассоциаций, подчеркивают те или иные черты ее внутренней упорядоченности, в том числе и элементы ритмичной перемежаемости пород. Вероятно, такие особенности строения ассоциаций, как повсеместное наличие среди гранитоидов метаморфических пород, пространственная совмещенность определенных по составу метаморфических и плутонических образований и частая, местами с элементами ритмичности, перемежаемость таких попарных породных сочетаний наиболее удовлетворительно могут быть объяснены с позиций ультраметаморфической природы плутонической ее составляющей. Наблюдающаяся же полная согласованность текстурных элементов гранитоидов (гнейсовидность, полосчатость) и метаморфических образований аульской серии (слоистость и др.) в сочетании с фактом изофациальности их минеральных парагенезисов позволяет говорить, что они являются близкими по возрасту образованиями и знаменуют лишь разные стадии развития единого тектоно-метаморфического этапа становления гранито-метаморфического слоя Среднеприднепровского геоблока.

Прямые геологические данные о возрастном соотношении выше-рассмотренных породных ассоциаций с образованиями зеленокаменных структур отсутствуют. Но наблюдающееся в ряде участков „срезание“ структурного плана первых зеленокаменными структурами и отсутствие в последних признаков ультраметаморфического преобразования позволяют считать гранулитовый и амфиболитовый комплексы более древними и рассматривать их в качестве фундамента зеленокаменных структур.

Активные контакты с образованиями последних установлены для ряда массивов тоналитов и микроклин-плагноклазовых гранитов. Первые слагают неправильные в плане или несколько удлиненные, местами цепочкообразно располагающиеся мелкие массивы, главным образом в зонах сочленения зеленокаменных структур с мигматитами аульской серии, и расположенные в пределах последних многочисленные жилы и прожилки. Главными составляющими более крупных тел являются однообразные среднезернистые биотитовые, местами с редкими зернами роговой обманки плаггиогранитоиды. Среди них в связи с изменчивым содержанием кремнезема и отчасти темноцветных минералов могут быть выделены тоналиты, плаггиограниты и иногда кварцевые диориты. Все эти породы связаны между собой постепенными переходами, и обычно смежные по составу разновидности трудно различаются при полевых исследованиях.

Характерной особенностью рассматриваемых гранитоидов является повсеместно отчетливо выраженная гипидиоморфнозернистая с элементами призматическизернистой микроструктура и значительная, хотя и различная по интенсивности, наполненность серицитом зерен плагноклаза, а также замещенность первичных темноцветных минералов хлоритом и эпидотом. Такие неравномерно, но практически повсеместно фиксирующиеся явления гельсенкитизации пород определяют одну из специфических черт рассматриваемой ассоциации пород в целом. Не менее ярко проявленной ее особенностью является закономерное уменьшение зернистости пород от внутренних участков к контактам как сравнительно крупных тел, так и мелких жил и прожилков. Своеобразно выраженную зональность более крупных массивов подчеркивают сосредоточенные в эндоконтактных зонах многочисленные жилы аплитов и пегматитов, наряду с которыми здесь нередко встречаются жилы и прожилки лейкократовых гранитов. Не менее характерной особенностью таких массивов является присутствие среди преобладающих тоналитов различных по форме включений и согласных полос, сложенных биотит-роговообманковыми и роговообманково-биотитовыми диоритами и кварцевыми диоритами, характеризующимися отчетливыми призматическизернистыми микроструктурами.

Активные контакты рассматриваемых образований с зеленокаменными образованиями нами наблюдались в периферических участках Сурской и Чертомлыкской зеленокаменных структур и описаны рядом исследователей в пределах Криворожско-Кременчугской структуры [2, 6]. Жилы и прожилки этих образований пересекают также все типы породных ассоциаций амфиболитового комплекса.

Изложенные выше данные свидетельствуют, что породы тоналитовой группы в пределах Среднеприднепровской гранито-зеленокаменной области гетерогенны как в возрастном, так и в генетическом отношении, причем относительно наиболее древние из них являются стратифицированными образованиями. Становится очевидной существующая до последнего времени значительная неопределенность проблемы серых гнейсов как в содержательном, так и терминологическом отношении. „Серые гнейсы“ – это наиболее древние гнейсы определенного состава и происхождения или генетически разнородные и разновозрастные образования тоналитовой группы?

Л и т е р а т у р а

1. Стратиграфическая схема докембрийских образований Украинского щита / Ю.Б. Бабков, Д.С. Дулаевский, А.А. Зайцев. – Геол. журн., 1970, т. 30, № 4, с. 144–153.
2. Войновский А.С. О характере контакта пород нижней свиты криворожской серии с плагиигранитами в Кременчугском районе. – Геол. журн., 1972, т. 32, № 2, с. 115–118.
3. Эозойские комплексы СССР / Е.М. Лазько, В.П. Кирилюк, В.И. Лашманов и др. – Тр. МГК, XXV сессия. Докл. сов. геологов. Стратиграфия и седиментология, Геология докембрия. М.: Наука, 1976, с. 218–228.
4. Лазько Е.М., Сиворонов А.А., Бобров А.Б. Проблема тоналитового слоя в гранито-зеленокаменных областях. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, № 9, с. 5–15.
5. Лысак А.М., Сиворонов А.А. Петрографо-геохимические особенности и генезис гнейсово-амфиболитовой формации бассейна р. Базавлук (Украинский щит). – Геол. журн., 1976, т. 36, № 6, с. 55–67.
6. Никольский А.П. О стратиграфии докембрия Украинского щита. – Геол. журн., 1982, т. 42, № 5, с. 90–98.
7. Каталог изотопных дат пород Украинского щита / Н.П. Щербак, В.Г. Злобенко, Г.В. Жуков и др. Киев: Наукова думка, 1978, 224 с.
8. Нові дані по ізотопному датуванню ранньодокембрійських утворень Середнього Придніпров'я / М.П. Щербак, В.І. Орс, К.А. Шуркін и др. – Доп. АН УРСР. Сер. Б, 1982, № 9, с. 18–21.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

Предисловие	3
Кратц К.О. , Хильтова В.Я., Буйко А.К. Древнейшие гранито-гнейсы: состав, метаморфизм, условия образования	6
Лобач-Жученко С.Б., Дук В.Л., Крылов И.Н., Арестова Н.А., Пивень П.И., Кузнецов Р.А., Котова Л.Н. Геологические и геохимические типы ассоциаций тоналит-гранодиоритовых серий архея	17
Лазько Е.М., Сиворонов А.А., Кирилук В.П., Лысак А.М. К проблеме серых гнейсов нижнего докембрия	51
Кратц К.О. , Московченко Н.И., Шемякин В.М., Прияткина Л.А., Красников Н.Н., Семенов А.П. Серые гнейсы Алданского массива и его обрамления (геологическое положение, ассоциации, петрогенезис)	62
Другова Г.М., Бушмин С.А., Мотуза Г.Б., Харитонов А.Л. Серые гнейсы Олекминской зоны Восточной Сибири	72
Ковач В.П., Кицул В.И., Ваганов П.А. Редкие элементы в плагиогнейсах и метабазальтах олекминской серии, Алданский щит	84
Русин А.И., Краснобаев А.А. Древнейшая кора и проблема серых гнейсов на Урале	94
Батиева И.Д., Бельков И.В. Вулкано-плутонические ассоциации древнейших комплексов Кольского полуострова	104
Ветрин В.Р. Геолого-геохимические особенности древнейших гранитоидов Кольского полуострова	113
Авакян К.Х., Богданова С.В., Добржинская Л.Ф., Кацура И.К., Лутц Б.Г., Марков М.С. Структурное положение чарнокитоидов центральной части Кольского полуострова	123
Суслова С.Н. Характеристика толщи серых гнейсов района р. Вува (Кольский полуостров)	133
Чекулаев В.П., Байкова В.С. Гранулитовые ассоциации серых гнейсов Западной Карелии	141
Руденко В.Е., Руденко Ю.Л. Гнейсы базальных толщ архейских зеленокаменных прогибов Карелии	150

Ш и л ц о в В.В., С к о р н я к о в а Н.И. Серые гнейсы района оз.Ондозеро (Центральная Карелия) как один из компонентов раннеархейских образований земной коры	157
С е р г е е в С.А., С у м и н Л.В. Радиогеохимическая характеристика и особенности цирконов тоналитов Сунской глыбы (Центральная Карелия)	164
К р е с т и н Е.М. Природные ассоциации раннеархейских суперкрупных образований Курско-Воронежского кристаллического массива, их геологическая и генетическая интерпретация	168
О р с а В.И. Типы тоналит-плаггиогранитных ассоциаций Среднеприднепровского мегаблока Украинского щита	175
С и в о р о н о в А.А., Л ы с а к А.М., Б о б р о в А.Б., К о л и й В.Д. Породные ассоциации и генетические особенности образований тоналитового ряда (серых гнейсов) Среднего Приднепровья (Украинский щит)	184

УДК 551.42 : 551.71

Кратц К.О., Хильтова В.Я., Буйко А.К. Древнейшие гранито-гнейсы: состав, метаморфизм, условия образования. - В кн.: Природные ассоциации серых гнейсов архея (геология и петрология). Л.: Наука, 1984, с. 6-16.

Рассмотрены гранито-гнейсы, для которых получены радиометрические датировки ≥ 3.5 млрд.лет. Сравнение гранито-гнейсов ряда архейских кратонов показало, что среди них имеются разные петрохимические группы: тоналиты, гранодиориты и гранитоиды нормального ряда. По геолого-тектоническим условиям образования древнейшие гранито-гнейсы являются синтетектоническими или послетектоническими (для времени 3.7-3.5 млрд.лет) и относятся во многих случаях к магматическим образованиям, метаморфизованным в разных условиях.

Лит. - 15 назв., ил. - 3, табл. - 1.

УДК 550.42:552.42:551.71

Геологические и геохимические типы ассоциаций тоналит-трондьемитовых серий архея / С.Б.Лобач-Жученко, В.Л.Дук, И.Н.Крылов и др. - В кн.: Природные ассоциации серых гнейсов архея (геология и петрология). Л.: Наука, 1984, с.17-51.

Рассмотрены геологические и геохимические особенности ассоциаций серых гнейсов двух главных типов структур архея - гранулит-гнейсовых областей (на примере Алданского щита, Прибайкалья и Карелии) и гранит-зеленокаменных областей (на примере Карелии). По природным ассоциациям серых гнейсов и составу пород показаны гетерогенность гранулит-гнейсовых областей и их отличия от гранит-зеленокаменных структур. На основании анализа распространения как главных, так и редких (в том числе редкоземельных) элементов рассмотрены возможные петрогенетические модели формирования ассоциаций тоналит-трондьемитовых серий.

Лит. - 40 назв., ил. - 18, табл. - 5.

УДК 552.42:551.71

К проблеме серых гнейсов нижнего докембрия / Е.М.Лазько, А.А.Сиворонов, В.П.Кирилюк, А.М.Лысак. - В кн.: Природные ассоциации серых гнейсов архея (геология и петрология). Л.: Наука, 1984, с.51-62.

Большая часть серогнейсовых породных ассоциаций в пределах древних щитов входит в состав амфиболитовых структурно-вещественных комплексов, которые по геологическим данным являются более молодыми, чем гранулитовые. Образования, которые часто именуют серыми гнейсами, гетерогенны и относятся к суперкрупным, ультраметаморфическим и интрузивным формациям. В становлении первичной континентальной коры первостепенное значение имеют процессы метаморфизма и ультраметаморфизма осадочных и осадочно-вулканогенных толщ.

Лит. - 24 назв.

УДК 551.262

Серые гнейсы Алданского массива и его обрамления (геологическое положение, ассоциации, петрогенезис) / К.О.Кратц, Н.И.Московченко, В.М.Шемакин и др. - В кн.: Природные ассоциации серых гнейсов архея (геология и петрология). Л.: Наука, 1984, с.63-72.

На основании нового тектонического расчленения рассматриваемой территории выделены различные по вещественному составу комплексы пород доисторического возраста, среди которых значительное место занимают серые гнейсы тоналит-гранодиоритового состава. Они представляют в одном случае инфракомплексы стабильных областей с синклинальной направленностью развития, в другом – основание древних мобильных поясов с фемической направленностью.

Рассмотрены некоторые петрохимические особенности гнейсов, где первые характеризуются повышенной магнезиальностью и пониженной калиево-катионностью, а вторые – высокими содержаниями глинозема и кальция, а также пониженной щелочностью и кремнекислотностью, что дает возможность судить о более низкоградienteном по отношению к первым температурном режиме их формирования.

Лит. – 6 назв., ил. – 5, табл. – 2.

УДК 551.25:551.71

Серые гнейсы Олекминской зоны Восточной Сибири / Г.М. Другова, С.А. Бушмин, Г.Б. Мотуза, А.Л. Харитонов. – В кн.: Природные ассоциации серых гнейсов архея (геология и петрология). – Л.: Наука, 1984, с. 72–84.

Комплекс серых гнейсов в Олекминской зоне представлен тремя группами пород, метаморфизованных в амфиболитовой фации и по структурным данным относящихся к наиболее ранним образованиям Олекминской зоны: бимодальной серией тоналитовых гнейсов – основных пород (возможно вулканогенного генезиса), группой плагиомигматитов и более поздними ремобилизованными гранитоидами натрового ряда. На юге зоны в пределах развития курультинской серии, а также в западной части Алданского массива найдены сходные по составу и геологическому положению толщи, метаморфизованные в гранулитовой фации, которые могут относиться к основанию курультинской и верхнеалданской серий. Во всех районах серые гнейсы участвуют в складчатости и метаморфизме перекрывающих их супракрустальных серий. Комплекс серых гнейсов в Олекминской зоне служит фундаментом для зеленокаменных поясов и составляет значительную часть так называемой олекминской серии.

Лит. – 8 назв., ил. – 6, табл. – 1.

УДК 551.71

Ковач В.П., Кицуп В.И., Ваганов П.А. Редкие элементы в плагиогнейсах и метабазах олекминской серии, Алданский шит. – В кн.: Природные ассоциации серых гнейсов архея (геология и петрология). Л.: Наука, 1984, с. 84–94.

Методом инструментального нейтронно-активационного анализа определены содержания редких элементов (RЗЭ, Hf, Th, Ta и др.) в плагиогнейсах и ассоциирующих с ними основных породах олекминской серии запада Алданского шита. Устанавливается близость олекминского инфракрустального комплекса и бимодальных комплексов серых гнейсов других регионов мира. Предполагается мантийное происхождение пород комплекса основания. Сделан вывод о гетерогенности и разновозрастности плагиогнейсов и метабазальтов серии.

Лит. – 11 назв., ил. – 7, табл. – 4.

Гусин А.И., Краснобаев А.А. Древнейшая кора и проблема серых гнейсов на Урале. - В кн.: Природные ассоциации серых гнейсов архея (геология и петрология). Л.: Наука, 1984, с.94-104.

Рассмотрены вопросы палеорекострукции дорифейской континентальной коры в зоне Урала. На основе анализа имеющихся материалов по составам пород и специального изучения цирконов выделены две ассоциации архейских тоналит-гранодиоритовых гнейсов и гранитоидов с двупироксеновыми кристаллическими сланцами (тараташская гранулит-чарнокитовая) и амфиболит-лептинитовыми гнейсами (мугоджарская амфиболит-мигматитовая), в которых предполагается возможность обнаружения древнейшего протокорового материала (серых гнейсов).

Лит. - 19 назв., ил. - 2, табл. - 2.

УДК 552.321:551.71 (470.21)

Батиева И.Д., Бельков И.В. Вулкано-плутонические ассоциации древнейших комплексов Кольского полуострова. - В кн.: Природные ассоциации серых гнейсов архея (геология и петрология). Л.: Наука, 1984, с.104-112.

На ранних этапах формирования континентальной земной коры значительную роль играла магматическая деятельность. Древнейший фундамент Кольского полуострова сложен преимущественно вулканогенными и плутоническими комплексами пород. Среди вулканогенных комплексов по химическому составу преобладают андезиты, менее распространены андезито-базальты, базальты и дациты. Плутонические породы этой ассоциации заметно пересыщены кремнеземом и относятся к кварцевым диоритам, тоналитам и плагиогранитам. Все магматические породы образуют единый эволюционный ряд нормальной щелочности с натровой специализацией.

Лит. - 18 назв., ил. - 5.

УДК 552.321:551.71 (470.21)

Ветрин В.Р. Геолого-геохимические особенности древнейших гранитоидов Кольского полуострова. - В кн.: Природные ассоциации серых гнейсов архея (геология и петрология). Л.: Наука, 1984, с.113-123.

При сравнении составов древнейших гранитоидов Кольского полуострова с аналогичными породами других регионов Земли установлено их значительное сходство по петрогенным и аксессуарным элементам, что позволяет предполагать единый механизм образования родоначальных расплавов. Показано соответствие состава плагиогранитоидов составу котектик в системах кварц-альбит-анортит и кварц-альбит-анортит-вода при высоком общем давлении, что, в частности, подтверждается совпадением состава пород с составом кварц-плагиоклазовых графических сростаний в слюдоносных легматитах. Тип магмы определен как эпиандезитовый со значительным участием процессов коровой переработки. Последнее устанавливается по низкому отношению FeO/MgO , общему пониженному содержанию железа в породах, особенностям распределения рубидия, лантана и иттрия.

Лит. - 24 назв., ил. - 6, табл. - 1.

Структурное положение чарнокитоидов центральной части Кольского полуострова/ К.Х. Авакян, С.В. Богданова, Л.Ф. Добрынецкая и др. - В кн.: Природные ассоциации серых гнейсов архея (геология и петрология). Л.: Наука, 1984, с.123-133.

Рассмотрено структурное положение чарнокитовой серии в Центрально-Кольской зоне. Установлено, что комплекс чарнокитоидов образовался в результате гранулитового метаморфизма в эпоху саамского тектогенеза по единой комагматической расчлененной (от ультрабазитов до кислых пород) серии и залегает сейчас в виде повторно деформированных пластин среди пород архейской кольской серии.

Лит. - 11 назв., ил. - 3.

УДК 552.42:551.71 (470.21)

Суслова С.Н. Характеристика толщи серых гнейсов района р. Вува (Кольский полуостров). - В кн.: Природные ассоциации серых гнейсов архея (геология и петрология). Л.: Наука, 1984, с.133-141.

Одними из наиболее древних образований Кольского полуострова являются гнейсы, обрамляющие гранулитовый комплекс Лапландии. Изучение толщи гнейсов к югу от Малых Сальных тундр позволило предположить, что они образовались за счет метаморфизма вулканогенных толщ среднего (андезитового, андезито-дацитового) состава. В верхней части разреза возрастает роль вулканитов основного состава (пласты амфиболитов). По петрохимическим параметрам гнейсы имеют черты сходства с гранитоидами гранодиорит-тоналит-плагиогранитного ряда.

Лит. - 3 назв., ил. - 4, табл. - 2.

УДК 551.71/25:550.93

Чекулаев В.П., Байкова В.С. Гранулитовые ассоциации серых гнейсов Западной Карелии. - В кн.: Природные ассоциации серых гнейсов архея (геология и петрология). Л.: Наука, 1984, с.141-150.

Изучены архейские породы с минеральными ассоциациями гранулитовой фации в Западной Карелии. Установлено, что гранулитовые ассоциации являются частью единой метаморфической зональности, проявленной во всех выделенных группах пород, преимущественно тоналит-трондьемитового состава, и не связаны во времени с каким-либо этапом деформации. Показано, что гранулитовый метаморфизм имел наложенный характер и протекал в условиях низких давлений и температур 740-800°C. В данном районе отсутствуют критерии для отнесения комплекса гранитоидов к древнейшему основанию.

Лит. - 9 назв., ил. - 4, табл. - 1.

УДК 552.163

Руденко В.Е., Руденко Ю.Л. Гнейсы базальных толщ архейских зеленокаменных прогибов Карелии. - В кн.: Природные ассоциации серых гнейсов архея (геология и петрология). Л.: Наука, 1984, с.150-157.

В гранито-гнейсовых областях Карелии наблюдаются две разновозрастные группы архейских гнейсов. Ранние неяснополосчатые гнейсы являются реликтами субстрата, по которому в результате гранитизации сформировались гра-

нито-гнейсы. Другая группа гнейсов представляет собой метаморфизованную кору выветривания гранито-гнейсового комплекса, частично переотложенную и являющуюся базальной толщей архейских зеленокаменных прогибов. В составе этой толщи иногда отмечаются полимиктовые конгломерато-брекчии.

Лит. - 6 назв., ил. - 4.

УДК 552.16:551.71(470.22)

Щипцов В.В., Скорнякова Н.И. Серые гнейсы района оз. Ондозеро (Центральная Карелия) как один из компонентов раннеархейских образований земной коры. - В кн.: Природные ассоциации серых гнейсов архея (геология и петрология). Л.: Наука, 1984, с.157-164.

Приведен материал по геологическому строению района оз. Ондозеро (Центральная Карелия) как одному из участков восточной части Балтийского шита, где на дневной поверхности обнаружены выходы пород серогнейсового комплекса. Комплекс серых гнейсов представлен двумя составляющими: диоритами и тоналит-плагиогранитами. Показана существенная роль этих пород в строении древнейшей континентальной коры и сделан вывод о благоприятности района для геохронологических исследований.

Лит. - 9 назв., ил. - 2, табл. - 2.

УДК 551.71:550.42:546.791:550.93

Сергеев С.А., Сумин Л.В. Радиогеохимическая характеристика и особенности цирконов тоналитов Сунской глыбы (Центральная Карелия). - В кн.: Природные ассоциации серых гнейсов архея (геология и петрология). Л.: Наука, 1984, с.164-168.

Методом осколкордиографии установлено поминеральное распределение урана в раннедокембрийских тоналитах. Породообразующие минералы содержат не более 4% урана породы, в цирконе и ортите - свыше 60%. Выделяются несколько разновозрастных генераций циркона - от 2.16 до 3.15 млрд. лет, имеющих существенные морфологические различия.

Лит. - 4 назв., ил. - 1, табл. - 3.

УДК 551.14:551.71 552.3+552.4 (470.3)

Крестин Е.М. Природные ассоциации раннеархейских суперкрупных образований Курско-Воронежского кристаллического массива, их геологическая и генетическая интерпретация. - В кн.: Природные ассоциации серых гнейсов архея (геология и петрология). Л.: Наука, 1984, с.168-175.

Дается петрографическая и петрохимическая характеристика пород гранулитовой, плагиогнейсовой и мигматит-тоналит-плагиогранитной формаций, спаяющих блоки раннеархейской консолидации. Показано, что древнейшими образованиями являются ортоамфиболиты, пироксеновые и роговообманковые кристаллосланцы, представленные репликами среди биотит-роговообманковых плагиогнейсов, тоналитов и плагиомигматит-гранитов.

Лит. - 9 назв., табл. - 2.

Орса В.И. Типы тоналит-плагиогранитных ассоциаций Среднеприднепровского мегаблока Украинского щита. - В кн.: Природные ассоциации серых гнейсов архея (геология и петрология). Л.: Наука, 1984, с.175-184.

Развитые в пределах Среднеприднепровского мегаблока плагиогранитоиды расчленены на два комплекса, соответственно приуроченных к нижнему и верхнему структурным ярусам. Показана гетерогенность плагиогранитоидов более раннего днепрпетровского комплекса, включающего как ультраметагенные, так и аллохтонные магматогенные образования. Дана краткая характеристика выделенных типов тоналит-плагиогранитных ассоциаций.

Лит. - 12 назв., ил. - 1, табл. - 1.

Породные ассоциации и генетические особенности образований тоналитового ряда (серых гнейсов) Среднего Приднепровья (Украинский щит)/ А.А.Сиворнов, А.М.Лысак, А.Б.Бобров, В.Д.Колий. - В кн.: Природные ассоциации серых гнейсов архея (геология и петрология). Л.: Наука, 1984, с.184-190.

В Среднем Приднепровье породы тоналитового состава приурочены к верхнему (амфиболитовому) ярусу фундамента зеленокаменных поясов, где они слагают три разновозрастных и разнородных типа ассоциаций: 1) плагиогнейсы-роговообманковые кристаллические сланцы-амфиболиты (трехчленная ритмическая метаморфическая толща), 2) однородные интрузивные тоналиты - реликты среди ультраметаморфических гранитоидов, 3) плутоно-метаморфическая ассоциация - ультраметаморфические плагиограниты и диориты с реликтами метаморфических пород. Более молодые тоналиты - возрастного уровня зеленокаменных поясов - образуют с последними отчетливые интрузивные контакты.

Лит. - 8 назв.

Книги издательства „Наука” можно предварительно заказать в магазинах
Центральной конторы „Академкнига”;

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу:

117192 Москва, В-192, Мичуринский пр., 12. Магазин „Книга — почтой”
Центральной конторы „Академкнига”;

197345 Ленинград, П-345, Петрозаводская ул., 7. Магазин „Книга — почтой”
Северо-Западной конторы „Академкнига”;

480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97 („Книга — почтой”);

370005 Баку, ул. Джапаридзе, 13;

320093 Днепропетровск, пр. Гагарина, 24 („Книга — почтой”);

734001 Душанбе, пр. Ленина, 95 („Книга — почтой”);

375002 Ереван, ул. Туманяна, 31;

664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289;

252030 Киев, ул. Ленина, 42;

252030 Киев, ул. Пирогова, 2;

252142 Киев, пр. Вернадского, 79;

252030 Киев, ул. Пирогова, 4 („Книга — почтой”);

277012 Кишинев, пр. Ленина, 148 („Книга — почтой”);

343900 Краматорск Донецкой обл., ул. Марата, 1;

660049 Красноярск, пр. Мира, 84;

443002 Куйбышев, пр. Ленина, 2 („Книга — почтой”);

191104 Ленинград, Литейный пр., 57;

199164 Ленинград, Таможенный пер., 2;

199034 Ленинград, 9 линия, 16;

220012 Минск, Ленинский пр., 72 („Книга — почтой”);

103009 Москва, ул. Горького, 8;

- 117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7;
- 630076 Новосибирск, Красный пр., 51;
- 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской пр., 22 („Книга – почтой”)
- 142292 Пушкино Московской обл., МР „В”, 1;
- 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137 („Книга – почтой”);
- 700029 Ташкент, ул. Ленина, 73;
- 700100 Ташкент, ул. Шота Руставели, 43;
- 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6 („Книга – почтой”);
- 634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18;
- 450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 („Книга – почтой”);
- 450025 Уфа, Коммунистическая ул., 49;
- 720001 Фрунзе, бульв. Дзержинского, 42 („Книга – почтой”);
- 310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87 („Книга – почтой”).

2р. 20к.

4378

«НАУКА»



ЛЕНИНГРАДСКОЕ
ОТДЕЛЕНИЕ